

RELATIONES ANNUAE INSTITUTI GEOLOGICI PUBLICI HUNGARICI



A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET

ÉVI JELENTÉSE

AZ 1986. ÉVRŐL



RELATIONES ANNUAE INSTITUTI GEOLOGICI PUBLICI HUNGARICI



A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET
ÉVI JELENTÉSE
AZ 1986. ÉVRŐL

ГОДОВОЙ ОТЧЕТ ВЕНГЕРСКОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА
ЗА 1986 Г.

RAPPORT ANNUEL DE L'INSTITUT GÉOLOGIQUE DE HONGRIE
SUR L'ANNÉE 1986

ANNUAL REPORT OF THE HUNGARIAN GEOLOGICAL INSTITUTE
OF 1986

JAHRESBERICHT DER UNGARISCHEN GEOLOGISCHEN ANSTALT
FÜR 1986

MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET, BUDAPEST

1988 OKTÓBER

Szakreferens
DR NAGY ELEMÉR

Szerkesztő
PIROS CHRISTA

Fordító

KECSKÉS BÉLA

Nyelvi lektor
DR VÉGH SÁNDOR

ISBN 963 10 78078

Kiadja a Magyar Állami Földtani Intézet
Felelős kiadó DR HÁMOR GÉZA



Egyetemi Nyomda — 88 6476 Budapest, 1988
Felelős vezető Sumeghi Zoltán igazgató

Megjelent a Műszaki Könyvkiadó gondozásában
Budapest, 1988

Műszaki vezető KŐRIZS KÁROLY
Műszaki szerkesztő METZKER SÁNDOR

A könyv formátuma B5
Terjedelme 55 (A/5) ív
Peldanyszám 1000
Papír minősége 115 g Hungaroart
Betűcsalád és -méret Extended, 10/10
Azonossági szám 01736

TARTALOM — CONTENTS

8

HÁMOR G A Magyar Állami Földtani Intézet 1986 évi munkája 7

Regionális kutatások

Észak-Magyarország

KOVÁCS S — LESS Gy — PIROS O — RÓTH L Az Aggtelek—Rudabányai-hegység triász formációi	19
RÉTI Zs Triász időszaki óceáni kéregmaradványok az Aggtelek—Rudabányai-hegységben	45
DETRE Cs — DOSZTÁLY L — HERMANN V A csóvári felső-nóri, sevati fauna	53
GRILL J A Rudabányai-hegység jura formációi	69
P RIEDEL — B SENOWBARI-DARYAN — KOVACS S — PELIKÁN P A bánya-hegyi zátonymeszkő (Bukk hegység) kora	105
ÁRVANÉ SOS E — BALOGH KADOSA — RAVASZNÉ BARANYAI L Mezozóos andezit a Nagybátony 324 sz fúrasban	117
SZENTPÉTERY I A Rudabányai-hegység és környezetének oligocén, alsó-miocén képződményei	121
NAGY G A Középső- és Nyugati-Matra ércelőkutatása (1980—85)	129
KORDOS L Rudapithecus koponyalelet a rudabányai alsó-pannóniából	137

Dunántúl

CSÁSZÁR G — GÓCZÁN F A bakonyi felső-kréta kőszénkutatás és kőszénláp vizsgálata	155
SIEGLNÉ FARKAS Á Az Ajkai Kőszén Formáció palynosztratigráfiája és fejlődéstörténete	179
CZABALAY L Az Ajkai Kőszén Formáció őskörnyezeti viszonyai a kagyló és csiga fauna alapján	211
DOSZTÁLY L A Pilis hegységi Óregszirt radiolaritjának őslénytani vizsgálata	229
VASKONÉ DÁVID K Kromit vizsgálatok és azok jelentősége a Tatabányai-medence és a Vértés előterének alsó- és középső-krétájában	241
KÓKAY J Tengeri kifejlődésű kárpatai rétegek előfordulása Alesútdobozen	263
JASKÓ S Adatok a Magyar-közephegység neogén szerkezetének értelmezéséhez	281
MABOS Gy A Vértés hegységi Vítány-vár környékének tektonikai elemzése	295

Medenceterületek

JÁMBOR Á — BALÁZS E — BALOGH KADOSA — BERCZI I — BONA J — HORVÁTH F — GAJDOS I — GEIGER J — HAJOS M — KORDOS L — KÖRECS A — KÖRECSNE LAKY I — KÖRPÁSNE HÓDI M — KÓVARY J — MESSZÁROS L — NAGY E — NEMETHI G — NUSSZTR A — PAP S — POGÁCSAS GY — REVÉSZ I — RUMPLER J — SUTÓNÉ SZENTAI M — SZALAY Á — SZENTGYÖRGYI K — SZELLS M — VOLGYI L	
A magyarországi pannóniai (s l) képződmények rövid földtani jellemzése	311
FRANYO F A Janoshalma Jh 1 sz alapfűrés földtani és vízföldtani eredményei	327
RISCHAK G Kislalföldi laza üledékes kőzetek pasztazo elektromnikioszkópos (PEM) morfolometriai vizsgálata	357

Nyersanyagkutatás

SOLTI G Az egyházaskeszői tufakiratonban telcpulo bentonit es almit telep	379
LACZO I — JÁMBOR Á A vitinitreflexió-mecsek magyarországi földtani vonatkozásai	399
HÁMOR T Üledékes pitek genetikája és faciesanalízis a Tiszapalkonya I sz fűrés felső-pannóniai képződményeinek vizsgálata alapján	413
SALLAY M — THAMONÉ BOZSO E A magyarországi harmad- és negyedidőszaki üledékes képződmények mikromineralógiai vizsgálata helyzete	435
GRILL J — SZENTPÉLERY I Az Aggteleki-karszt és a Rudabányai-hegység gipsz — anhidrit perspektívája	441
MINDSZENTY A — GALNÉ SOLYMOS K A halimbai bauxit extraklasztjának földtani jelentősége	451

Őslénytan

KORDOS L A Spalax nemzetség (Rodentia) európai megjelenése és a plio — pleisztocen hataikéides	469
KORDOS L — MÖRCSÓ A Az ipolytárnói alsó-miocén lábnyomok kutatásának 1986 évi eredményei	493
KÓVARY J GULYÁS E Eocén kori kovavazas osmaradványok a Dunántúli-közep-hegységből	501
SOLT P Odontaspis (Synodontaspis) divergens n sp a csillaghegyi oligocénból	519
NAGYNÉ BODOR E A Balaton pannóniai és holocén képződményeinek palynológiai vizsgálata	535

Aktuálgeológia

BRUKNERNE WEIN A Az 1982 evi balatoni aktualgeológiai kutatás során melyült fűrésok szeives-geokémiai vizsgálata	569
LELKES GY Recens trópusi sekelyvízi karbonatos üledékek szedimentpetrográfiai vizsgálatának eredményei III Vörös-tenger (Hurghada, Egyiptom)	583

Tudománytörténet

VITALIS GY Az Oroszagos Földtani Adattár tudománytörténeti értéki kcziratos területi jelentései 1839 — 1899	613
---	-----

* * *

HAMOR G Director's report of the Hungarian Geological Institute for the year 1986	12
---	----

Regional works**North Hungary**

KOVÁCS S — LESS GY — PIROS O — RÓTH L Triassic formations of the Aggtelek — Rudabánya Mountains	43
---	----

RÉTI Zs Triassic oceanic crust remains in the Aggtelek—Rudabánya Mountains	52
DETRE Cs —DOSZTÁLY L —HERMANN V The Upper Norian (Sevatian) fauna of Csóvár	62
GRILL J Jurassic formations of the Rudabánya Mountains	85
P RIEDEL—B SENOWBARI-DARYAN—KOVACS S —PELIKAN P The age of the Banya-hegy reef limestone (Bukk Mts, NE Hungary)	110
ÁRVA-SOS E —BALOGH KADOSA—RAVASZ-BARANYAI L Mesozoic andesite in borehole Nagybatony 324	120
SZENTPÉTERY I Oligocene and Lower Miocene formations of the Rudabánya Mountains and their neighbourhood	128
NAGY G Ore prospecting strategies for the Central and Western Matia areas (1980—85)	136
KORDOS L Rudapithecus skull finds from the Lower Pannonian of Rudabánya (N Hungary)	152

Transdanubia

CSASZAR G —GOCZÁN F Upper Cretaceous coal prospecting and peat bog studies in the Bakony Mts	178
SIEGL-FARKAS Á Palynostratigraphy and evolution history of the Ajka Coal Formation, W Hungary	191
CZABALAY L Palaeoecological study of the Ajka Coal Formation upon bivalves and gastropods	226
DOSZTÁLY L A paleontological study of the “Oregszirt” radiolarite sin the Pilis Mountains	233
VASKÓ-DAVID K Studies on chromite and their implications in the Lower and Middle Cretaceous of the Tatabánya basin and the Vértes foreland	257
KOKAY J Marine Karpatian beds at Alesútdoboz, Hungary	266
JASKO S Contributions to the interpretation of the Neogene structure of the Hungarian Mid-Mountains	292
MAROS Gy Tectonic survey in the Vitány-vái area, W Hungary	310

Lowlands

JAMBOR Á —BALAZS E —BALOGH KADOSA—BERCZI I —BONA J —HORVATH F —GAJDOS I —GEIGER J —HAJÓS M —KORDOS L —KORECZ A —KORECZ-LAKY I —KORPAS-HODI M —KÓVÁRY J —MÉSZÁROS L —NAGY E —NEMETH G —NUSSZER A —PAP S —POGÁCSÁS Gy —RÉVESZ I —RUMPLER J —SUTÓ-SZENTAI M —SZALAY Á —SZENTGYÖRGYI K —SZELES M —VOLGYI L General characteristics of Pannonian (s 1) deposits in Hungary	326
FRANYO F Geological and hydrogeological results of key drilling Janoshalma Jh 1	356
RISCHAK G Scanning electron microscopic (SEM) morphometric study of unconso- lidated sedimentary rocks from the Little Hungarian Plain	377

Mineral exploration

SOLTI G Bentonite and oil shale deposits in the tuff crater of Egyházaskesző	397
LACZÓ I —JAMBOR Á Vitrinite reflectance measurements implications for Hunga- rian geology	412
HÁMOR T Genetics and facies analysis of sedimentary pyrites in Upper Pannonian deposits intersected by borehole Tiszapalkonya 1	434
SALLAY M —THAMO-BOZSO E State of art of micromineralogical studies on Hun- garian Tertiary and Quaternary sedimentary formations	439

GRILL J — SZENTPÉTERY I	Prospecting for gypsum—anhydrite deposits in the Aggtelek Karst and the Rudabánya Mountains, N Hungary	450
MINDSZENTY A — GAL-SOLYMOS K	Geological significance of the extraclasts of the Halimba bauxite-deposit	455
Paleontology		
KORDOS L	The appearance in Europe of the genus <i>Spalax</i> (Rodentia) and the problem of the Plio-Pleistocene boundary	485
KORDOS L — MORGÓS A	Lower Miocene footprints as studied at Ipolytarnóc in 1986	498
KŐVARI-GÜLYÁS E	Eocene siliceous microfossils of the Transdanubian Central Range	506
SOLI P	<i>Odontaspis</i> (<i>Synodontaspis</i>) <i>divergens</i> n. sp. from the Oligocene of Csillaghegy	524
NAGY-BODOR E	Paly nological study of Pannonian and Holocene deposits from Lake Balaton	568
Actual geology		
BRUKNER-WEIN A	Actuogeological drilling in Lake Balaton in 1982 — organic geochemistry	581
LELKES GY	Petrographical studies on recent tropical shallow-water carbonate deposits III Red Sea (Hurghada, Egypt)	610
History of science		
VITÁLIS GY	History of earth sciences as represented by Geological Survey Reports stored in the files of the National Geological Data Base 1839—1899	626

A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET 1986. ÉVI MUNKÁJA

1986 évi munkánkat három fontos esemény határozta meg megkezdtuk VII öt éves tervünk végrehajtását, magas szintű párt- és kormányhatározatokkal törvényerőre emelkedett a tudományos alap kutatás fejlesztése, elkészült az Intézet Szabó József utcai épületének bővítése és felújítása

A VII öt éves tervre meghatározott arányoknak megfelelően kutatási kapacitásunknak mintegy 60%-át földtani alap kutatásra és alkalmazott földtani kutatásra, 30%-át ásványi nyersanyag kutatásra, 10%-át a kutatási infrastruktúra és szolgáltatások fenntartására fordítottuk Fő törekvésünk a tervciklus új feladatainak megkezdése, a későbbi teljesítmények tisztességes meg-alapozása volt

Földtani alap kutatási feladatok

Földtani alap kutatási feladataink jelentős részét az országos *alapszelvény-program* végrehajtása képezte 1986-ban döntő előrelépés volt, hogy megjelent 47 db felszíni alapszelvény és 63 db fúrás alapszelvény rovidített dokumentációja Ezek az egyes litosztratigráfiai egységek (formáció, tagozat) típus szelvényét, referenciaszelvényeit, települési helyzetét, esetleg határképződményeit mutatják be helyszínrajzzal, fényképpel, a szelvény fontosabb kőzettani, őslénytani adataival és rövid szoveges leírásával A folyamatosan megjelenő egyedi dokumentáció „Magyarország geológiai alapszelvényei” c gyűjtő-albumba gyűjtve mindenki számára hozzáférhetővé teszi szabványosított etalon rendszerünk ezen új ismeretanyagát A szakterületen kívül az oktatás, tudományos ismeretterjesztés, földtani természetvédelem és az érdeklődők széles kora hasznosíthatja ily módon közvetlenül e fontos alap dokumentációt Folytatódott az alapszelvények sokoldalú vizsgálata, kéziratos dokumentációinak elkészítése, jelentősen előrehaladt a felszíni alapszelvények alapadatainak számítógépre vitele A program során 1700 méter mélységig lemélyült a 2000 m-re tervezett mélységű Iharosberény 1 sz fúrás

A *Magyarország Földtani Atlasza* program keretében megjelent 1 500 000 méretarányban „Magyarország mérnökgeológiai térképe” és „Magyarország talajvízforgalmi térképe” Elkészült nyomdai kiadásra leszerkesztett formában

„Magyarország tektonikai térképe”, kézíratosan „Magyarország harmadidőszaki képződményeinek alulnézeti térképe” és „Magyarország földtani megkutatottsági térképe” három változatban Kiadtuk az atlasz egyes térkép-változataihoz a „Magyarászó Magyarország pannóniai (s 1) képződményeinek földtani térképeihez (1 500 000)” és „Magyarország mérnökgeológiai áttekintése” c térképmagyarázókat

Alapkutatási feladataink kore a VII otéves terv első évében kibővült a tervmunka rangjára emelt, *nemzetközi szervezésben* készülő, és természetesen az ország területét is érintő áttekintő térképi összefoglaló anyagok munkálataival

Megjelentettük a Kárpát—Balkán Geológiai Asszociáció Szedimentológiai Bizottsága által készített 1 2 000 000 méretarányú szenon szedimentológiai és paleotranszport térképet négy változatban az alpi—kárpáti—dnári—balkáni régió és a Pannóniai-medence területéről, valamint folytattuk a paleogén és neogén térképek szerkesztését Az I U G S Research Development Program „Közép- és Kelet-Európa neogén ősföldrajzi térképei, méretarány 1 1 500 000” c projekt keretében az 1985-ben elkészült változatot 1 3 000 000 méretarányra kicsinyítve nyomdakész állapotra szerkesztettük és a szerkesztő bizottság útján lektoráltuk A hét változatú, a Rhône-volgytól a Kaszpi-tengerg tartó területet bemutató térképanyagot 11 ország 94 szerzője állította össze a MÁFI-ban működő magyar szerkesztő bizottság irányításával

Alapkutatási eredményeink között említjük az R C M N S VIII (budapesti) kongresszusának kiadványai közül 1986-ban megjelent „Magyarországi diatomás képződmények” c őslénytani monográfiát Az alapkutatási jellegű feladatok megoldásában aktív tevékenységet fejtettünk ki a Szocialista Akadémiák IX problémabizottságának munkacsoportjaiban, a Nemzetközi Litoszféra program Magyar Nemzeti Bizottságában, az I U G S Rétegtani Bizottság Kriéta Albizottságának „Tethys” munkacsoportjában

Az ország *regionális* földtani kutatásának uteme a tervidőszakban lecsökkent A kisalföldi felvételi, anyagvizsgálati és térképszerkesztési munka tervszerűen folytatódott és megkezdődött a középmélységű fúrási hálózat lemélyítése Túlterjesztés mutatkozott a program Zala megyére történő kiterjesztése során a felvételi munka és a sekélyfúrások mélyítése terén

A Balaton-felvidék K-1 részének földtani felvétele nyolc db 1 10 000 méretarányú térképlap felvételével, a perm—mezozoos képződmények szerkezeti vizsgálatával, formációleírások összeállításával haladt előbbre A programmal összhangban a kiterjesztett balatoni udulókorzet komplex földtani—mérnökgeológiai felvétele három db 1 50 000 ma térképlap megszerkesztését eredményezte

Orvendetes tény, hogy 1986-ban megkezdhattuk a Bukk hegység és környéke 1 25 000 méretarányú rendszeres földtani felvételi programját Ennek keretében elkészultek a Szendrői-hegység 1 25 000 és az Upponyi-hegység 1 10 000 ma észlelési és földtani térképei Megkezdtuk a Bukk hegység földtani térképezését két db 1 10 000 ma lap felvételével, a metallometriai alapszelvény-hálózat kiépítésével, a tájegység vízföldtani kataszterének összeállításával

Alkalmazott földtani kutatásaink legnagyobb volumenű feladatát a *mérnökgeológiai* vizsgálatok képezték Folytatódott Szeged város 1 10 000 és 1 20 000 méretarányú építésföldtani—mérnökgeológiai térképezése, komplex területfejlesztési, 4—8 változatból álló térképsorozatokat állítottunk össze az

ország 19 helységéről Forgalomba hoztuk Budapest építésföldtani térkép-sorozatából 1 10 000²méterarányú lapokon a fúrás alaptérképet és a vízföldtani észlelési térképet, 1 20 000 méterarányú lapokon a geomorfológiai és a műszaki állapotterképet, a Balaton környéke építésföldtani térképsorozatából 1 20 000 méterarányban a fúrás alaptérképet és a vízföldtani észlelési térképet

Elkészítettük a mérnökgeológiai alap kutatások és a regionális mérnökgeológiai kutatás VII. ötéves tervi programját és megkezdtek számítógépi adatbázisának létrehozását

A vízföldtani kutatás kiemelt feladata az ország litosztratigráfiai formációinak vízföldtani jellemzése és új hidrogeológiai térmodelljének kialakítása volt. Az előbbi az adatgyűjtés utáni összefoglaló tanulmányok megkezdéséig jutott 1986-ban, az utóbbi feladat a medenceterületek vízgeokémiai modelljének kialakításánál tart. Továbbfejlesztettük vízföldtani számítógépi-adatbázisunkat, megkezdtek az izotóp-hidrogeológiai vizsgálatok mintavételezését, és folytattuk a Ny-magyarországi rendszerrel bővült országos mélységi megfigyelő kúthálózatunk folyamatos észlelését

Az *agroteológiai* kutatás fontos eredménye, hogy jelentős előkészületek, módszertani vizsgálatok után kialakult VII. ötéves tervi programja. A földtan oldaláról négy témacsoport feldolgozása látszik indokoltnak

- a talaj—alapkőzet együttes vizsgálata,
- a makro- és mikroelem-eloszlás törvényszerűségei és hatásvizsgálata,
- a talajvíz helyzetének és kémiai állapotának statikus és dinamikus vizsgálata,
- a talajjavításra alkalmas természetes ásványi anyagok felkutatása és használatbavétele

E feladatok megoldása érdekében vizsgáltuk 1986-ban Békés és Hajdú-Bihar megye területén a talajvíz helyzetét és mozgását, Békés és Csongrád megye területén a talaj—alapkőzet—talajvízrendszer mikro- és makroelem-eloszlását. Folytattuk a dunántúli alginitek hasznosítási kísérleteit, közreműködünk a pulai alginitbánya megnyitásában és vizsgáltuk a Kossai Márga Formáció alginitrétegeit. Lemélyítettük a bakonyszücsi foszfátkutató fúrást és folytattuk a kálumdús és foszfátnyomos kőzetminták vizsgálatát. Szakértőinket felkérték az ausztriai alginit-elő kutatás segítésére is.

Környezetföldtani kutatásaink is eljutottak 1986-ban a programkialakítás stádiumáig. A program gerincét képező felszíni szennyeződéserősségi és hulladékelhelyezési térképek az előbb említett 19 helység területéről elkészültek. Befejeztük Heves megye hulladékelhelyezési tanulmánytervének földtani megalapozását. Jelentősen megnőtt az igény a kommunális hulladék elhelyezésére a települések szintjén, az ipari és toxikus hulladék elhelyezésére megyei és országos szinten.

Terven kívül — aktualitására tekintettel — megkezdtek a Fővárosi KOJÁL bevonásával a magas klorophtilol-tartalmú riolituffák környezetvédelmi hasznosításának vizsgálatát. A vizsgálatok célja az adszorpciós kapacitás meghatározása kationokra, radioaktív szennyeződések szűrésére, megkötésére, veszélyes hulladékok feldolgozására, szigetelésére alkalmas nagy tomegű és olcsó termék előállítására. A kutatás előzetes eredményei biztatóak.

A *módszerkutatás* volumene lassan növekvő tendenciájú. A folyamatos kutatási témák közül a legfontosabb eredmény a számítógépi módszerek az intézeti munka minden területén eljutottak a napi felhasználás szintjéig.

A *távérzékelési* módszerfejlesztés a földtani térképek digitalizált adatainak

és az úrfelvételek adatainak együttes értékelésével jelent előbbrelépést a prognosztikai (elsősorban a bauxitkutatás terén) munkában Továbbfejlesztettük a „Geoprognosztikai szakértői rendszert” is E munkákat remélhetően meggyorsítja az IPM—KFH együttes utasítás alapján az intézetben 1986-ban létesített tárcaközi Távérzékelési Program Iroda működése is

Anyagvizsgálati módszereink fejlesztési eredményeit négy módszertani tanulmányban jelentettük meg a termoanalitika, az infravoros spektrográfia, a rontgenfluoreszcenciás színképelemzés és a rontgendiffrakciós ásványhatározás témaköreiben

Kéziratban lezártuk a „Termikus Atlasz” c. módszertani füzetet és elkészült az agyagásvány-vizsgálatok eredményeinek földtani értelmezését bemutató tanulmány

Ásványi nyersanyagkutatás

„A szénhidrogén-prognózisok földtani megalapozása” c. témán belül folytatódott az országos adatösszesítés szöveges és grafikus dokumentációk szerkesztésével További öt mélyfúrás összefoglaló értékelése, két fúrás anyagvizsgálata készült el, és tovább mélyült az Iharosberény I sz fúrás Értékes adatok születtek a tiszapalkonyai pannóniai formációk paleomágneses vizsgálatából, a harántolt lignitrétegek szerves-geokémiai vizsgálatából

Barnakőszén-kutatási programjaink feladatait teljesítettük, nagyobb figyelmet fordítva a kulfejtesi lehetőségek vizsgálatára Az eocén barnakőszén-kutatás a Lencse-hegy D-1, Bokod-III, Bakony-É (Csetény, Szápár-Bakonycsernye) területeken pozitív, Oroszlány-É területén eddig sajnos negatív, és Szomor — Gyermely — Epol területén kulfejtésre negatív eredményű A miocén barnakőszén áthúzódo kutatása a várpalota—kungosi, nógrád—dobrodavolgyi és borsodi (Miskolc-D, Balaton—Szilvásvárad, Dubicsány-DK) területeken folyt

A *bauxitprognózis* főleg bauxitszelvények alapszelvény-vizsgálatával jutott előbbre, területi előkutatást a Gerecse DK-1, a tapolcai (Dizsel), a tapolcafői területeken folytattunk a továbbkutatás számára értékelhető eredményekkel A Villányi-hegység É-1 és D-1 előterében mélyült egy-egy fúrásunk adatai alapján a prognosztizálható terület kizárásos alapon lecsökkent

Az *érckutatás* VII. ötéves tervi csökkenő volumene főleg áthúzódo munkáink lezárását tette lehetővé Befejeztük a KGST európai országának területét bemutató 1:1 000 000 méretarányú metallogéniai térkép nyomdai kiadást megelőző utolsó korrektúrázását, további befejező munkálatokat hajtottunk végre Magyarországon 1:500 000 ma metallogéniai és ércprognózis térképén és térképmagyarozóján Folytattuk a Velencei-hegység—Balatonfő kutatási eredményeinek monografikus összefoglalását, az utolsó nyolc fúrás feldolgozását és anyagvizsgálatát, előkészítettük a Velencei-hegység nyersanyagprognózisát, valamint pirofillit és topáz kutatását Előrehaladt anyagvizsgálatokkal a recski szkarnos—polmetallikus értelepek lelőhelyi prognózisa is Megkezdődött az ország recens és fosszilis történetének rendszeres kutatása a Duna és Maros mentén (részben fúrásos, részben zátony-mintavételezéssel)

Az *ásványbányászati* nyersanyagok közül (a már említett alginiten, foszfáton és pirofilliten kívül) a barit, bazaltbentonit, alunit és ártufák vizsgálata szerepelt programunkban Figyelemre méltó a 30 m vastag egyházaskeszői ontodei célú bentonit kulfejtesi lehetőségének felderítése Építő- és építőanyagipari ásványi nyersanyagokat Fehérvárcsurgó—Magyaralmás (homok), Ko-

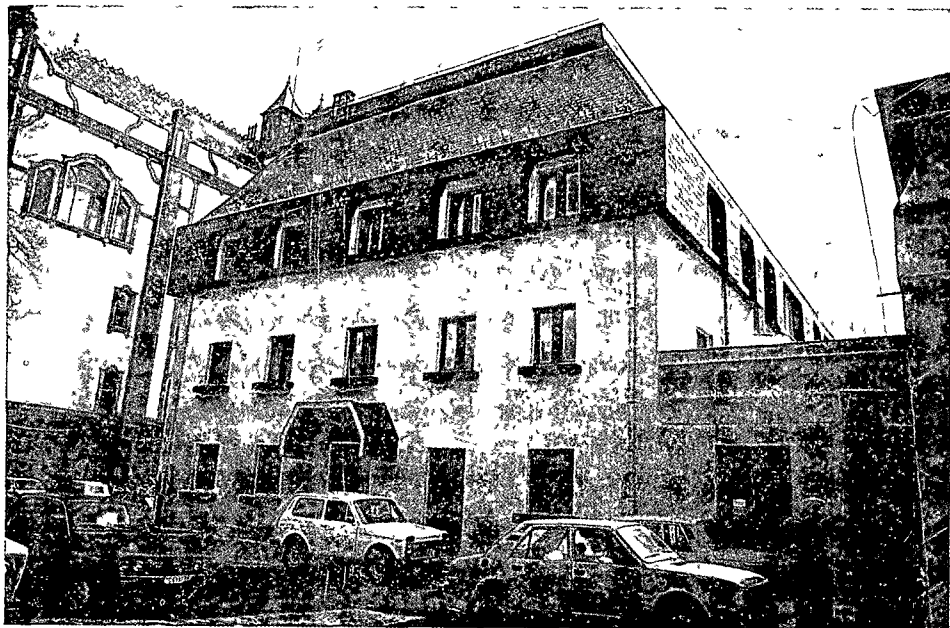
márom—Ács (kavics, homok) és a Veszprémi-fennsík (murva) területén, díszítő-tombkő kutatást pedig az ország további négy területén folytattunk

Részt vettünk DANK VIKTOR, a Központi Földtani Hivatal elnöke által szerkesztett „Ásványvagyonunk világgazdasági értékelése” c anyag összeállításában és kiadásában

Kutatási infrastruktúra és szolgáltatás

1986-ban jelentősen megnőtt Területi Földtani Szolgálatunk dokumentáló, informatív, véleményező és hatósági munkáinak volumene. A központi gazdaságföldtani, információs, dokumentációs és nemzetközi egységek — az intézeti építkezések, gyakori költözési nehézségek ellenére is — eredményes munkáját szemelvényesen az alábbiak érzékeltetik

Adattárunk a síkvidéki kutatások dokumentációival bővült. Kiadtuk a „Magyarország mélyfúrásai alapadatai 1984” c. kötetet, a „Jordánia” és „Algéria” c. földtani—bányászati piacismertető tanulmányokat, kéziratban összeállítottuk a „Bauxit” (Geoinform) szemlét. Folyamatos volt az országos ásványvagyon-mérlegek szakirodalmi információs füzetek, „Geofond” térképlapok összeállítása, a Földtani Információs Rendszer (FIRE) fejlesztése. Helytálltak a mongóliai, kubai, vietnami expedícióink és teljesítettük KGST-kötelezettségünket a tárgyévben elsősorban a GEOINFORM, Intergeoekonomika, Intergeotechnika szervezetekben. Megszerveztük a sumegi „Tűzkő Szimpóziumot”, a KBGA Rétegtani Bizottsága ülését, az ADIPSZ szakértői értekezletét



Az intézet felújított Szabó József utcai épülete

The renovated building in the Szabó József street

és megújítottuk négy országgal kétoldalú közvetlen földtani együttműködési szerződéseinket

Intézetünk Szabó József utcai épületének felújítása és bővítése 1986 decemberében ideiglenes használatbavételi engedéllyel befejeződött. Ennek során az intézet alapterülete 460 m²-rel bővült, teljesen felújítottunk 107 munkahelyet, megoldottuk a főépületben eddig zaj-, por-, bűzártalmat okozott műhelyek, vegyszerraktárak, toró-, feltáró-, csiszoló-, preparálózemek és négy anyagvizsgáló laboratórium korszerű előírásoknak megfelelő elhelyezését, továbbá egyes vagyonvédelmi problémákat (pénztár, anyagraktárak, tudománytörténeti gyűjtemény, földtani térképtár). Jelentősen javítottuk szociális körülményeinket, földgázfűtéssel oltozók és fürdők létesítésével, a vegyszerekkel dolgozók munkakörülményeinek kialakításával. A munka fontos kutatásfejlesztési eredményei: korszerű szerves-geokémiai, scanning-elektronmikroszkópi, őslénytani, színesfotó-laboratórium és gépjármű-üzemeltetési bázis létesült.

Épületrekonstrukciónk második utemét a hátsó épület használatbavételével egy időben az Intézet főépületében megkezdtuk. Ennek célja és indoka a kutatói munkatérnormák biztosítása, az Intézet új feladataihoz szükséges feltételrendszer kialakítása, a vízföldtani—agrogeológiai—környezetvédelmi—mérnökgeológiai kutatóegységek területfejlesztése (számítógépcentrum, távérzékelési műszerszoba, nyomdafejlesztés papírraktárral, xerox-üzemmel). Alapvető célunk a szociális ellátottság (földgázüzemű fűtés, étterem, bufé, mozgalmi szoba és klub, orvosi rendelő) javítása is, ez különösen a rugalmas munkaidőrendszer bevezetésével vált elsőrendű munkaszervezési kérdéssé.

Úgy véljük, elsősorban az intézeti kollektíva átlagon felüli helytállásának köszönhető, hogy ezen — nagyszerű orvendetes — nehézségek ellenére is sikerült 1986 évi terveinket megvalósítani és feladatainkat végrehajtani.

DR. HÁMOR GÉZA
igazgató

DIRECTOR'S REPORT OF THE HUNGARIAN GEOLOGICAL INSTITUTE FOR THE YEAR 1986

Our work in 1986 was determined by three major events: the implementation of the 7th Five-Year Plan was started, the development of fundamental scientific research came into force by virtue of high-level Party and Government resolutions and the reconstruction and enlargement of the Szabó József Street premises of the Institute was completed.

In compliance with the proportions specified for the 7th Five-Year Plan, about 60% of the funds available was devoted to fundamental and applied geological study, 30% to mineral prospecting and 10% to maintenance of the research infrastructure and to services. Our main objective was to start work on the new projects of this five-year plan and to lay sound foundations for forthcoming performances.

Fundamental research

A considerable part of our fundamental research was represented by the implementation of the National *Key Section Program*. The publication of 47 surface key section profiles and of the abridged documentation of 63 drilled key sections in 1986 marked a definitive step forward. This documentation includes the type sections and reference sections of the particular lithostratigraphic units (formation, member), showing their mode of superposition and possibly the boundary formations too, with layouts, photographs, the major lithological and paleontological results and a concise description of the section involved. Inserted in an album entitled "Geological Key Section of Hungary", the individual pieces of documentation continually issued will make this new contribution to our system of Standards of Hungarian Geology available to everybody interested. In addition to fellow professionals, the representatives of education, distribution of popular science, geological nature conservancy and a wide circle of other people interested will thus be able to directly benefit from this important basic documentation. The multidisciplinary investigations on key sections and the preparation of manuscripts were continued and considerable progress was made in the computerized data banking of the surface key sections. During the program, 1700 m from a planned total of 2000 m of borehole Iharosberény 1 was drilled.

Under the "Geological Atlas of Hungary" program, the "Engineering—Geological Map of Hungary" and the "Water Budgeted Map of Hungary", on 1 500 000, were completed. The "Tectonic Map of Hungary" was made ready to being printed. The "Worm's Eye Map of Hungary's Tertiary Formations" and the "Map of the Geological Understanding of Hungary", in three versions, were completed in a draft manuscript form. The "Explanations for the Maps of Hungary's Pannonian (s 1) Formations" (1 500 000) and the "Engineering Geological Overview of Hungary"—explanatory notes for the particular map constituents of the Atlas—were issued.

With inclusion of work to be done as a Hungarian contribution to *international mapping projects* in the Institute's plan for the first year of the 7th Five-Year Plan, the field of our fundamental research tasks has been widened.

In this context the 1 200 000 map of Senonian Sedimentology and Paleotransports, compiled under the auspices of the Sedimentological Commission of the Carpathian—Balkan Geological Association in four variants, to cover the Alpine—Carpathian—Dinaric—Balkan region and the Pannonian Basin area was issued and the maps for the Paleogene and Neogene are in preparation. Under the IUGS Research Development Program project "Neogene Paleogeographic Maps of Central and Eastern Europe, scale 1 1 500 000", the map-variant completed in 1985 was reduced to 1 300 000 and made ready for being printed. Including seven variants and representing an area extending from the Rhône valley as far as the Caspian Sea, this map series was compiled by 94 authors from 11 countries under the guidance of a Hungarian Editorial Board staffed by the Hungarian Geological Institute.

In the context of our fundamental research achievements let us quote the paleontological monograph "Diatomaceous Formations of Hungary" which was issued in 1986 with the proceedings of the VIIIth RCMNS Congress (Budapest, 1985). We were actively involved in doing fundamental research as a contribution to the working Group of the IXth Problem Commission of the

Socialist Academies, the Hungarian National Committee for the International Lithosphere Program and the "Tethyan" WG of the Cretaceous Subcommittee of the IUGS Commission on Stratigraphy

The rate of *regional* geological research in Hungary in the plan-period declined. The field surveys, laboratory tests and analyses and map compilation for the Little Hungarian Plain project were continued as scheduled and the drilling of a medium-depth borehole grid was commenced. In the course of extension of the project to Zala County an over-fulfilment of the plan in terms of field surveys and shallow-drilling was reached.

The geological survey of the E Balaton Highland progressed with the completion of surveys for eight 1:10 000 quadrangles, the structural study of the Permian—Mesozoic formations and the compilation of formation description. In harmony with the project, the complex geological—engineering-geological mapping of the extended Lake Balaton Recreational District resulted in the plotting of three mapsheets (1:50 000).

That we could start with the regular geological field surveys for the map of the Bukk Mountains and their surroundings scale 1:25 000, in 1986 is a welcome news. In this context, the documentation maps and interpreted geological maps for the Szendrő Mountains and the Uppony Mountains were completed on scales of 1:25 000 and 1:10 000 respectively. The geological mapping of the Bukk Mountains with field surveys for two 1:10 000-scale mapsheets, the development of the metallometric key section network and the compilation of the hydrogeological data base of this region were begun.

The largest amount of work in fundamental geological research was done in *engineering geology*. The engineering-geological—geotechnical mapping of the city of Szeged at 1:10 000 and 1:20 000 was continued, complex regional development map series consisting of 4—8 variants each were compiled for 19 localities in Hungary. The map products that have been put for scale include the drilling file map and hydrogeological documentation map, at 1:10 000 and the geomorphological and technical state of art map, at 1:20 000, from the engineering-geological map series of Budapest, the drilling file map and the hydrogeological documentation map, at 1:20 000, from the engineering-geological map series of the Lake Balaton region.

The 7th Five-Year Plan program for fundamental research in engineering geology and regional engineering geology was drawn up and the installation of a computerized data storage and retrieval system for it was commenced.

A top priority task in *hydrogeological* research was to give a hydrogeological characterization of the country's lithostratigraphic formations and to construct their hydrogeological space model. The first topic was developed, in 1986, after the collecting of data, up to the launching of summarizing studies. The second topic is, at present, in the phase of modelling the hydrogeochemistry of the basin areas. Our computer-backed hydrogeological data base was improved. Sampling for isotope hydrogeological studies was commenced and the continuous observation and monitoring of the subsurface water-level fluctuations in our nationwide observation well system to which a N Hungarian sub-system had been added, was continued.

That after large-scale preparations and methodological studies the 7th Five-Year Plan provisions for *agrogeological* research have been formulated is an important achievement in this particular field. From the geological point of view, four groups of topics seem to be worthy of elaboration.

- Combined study of soil and bedrock,
- Regularities in the distribution of macro- and microelements and investigation of their effects,
- A static and dynamic study of the position of the phreatic water table and its chemistry,
- Searches for and putting to use of natural mineral substances suitable for soil amelioration

With a view to solving these tasks, the position of the phreatic water table and its dynamics were studied, in 1986, in Békés and Hajdú-Bihar counties and the distribution of micro- and macroelements in the soil—bedrock—groundwater system was examined in Békés and Csongrád counties. The experiments with finding potential uses for the Transdanubian “alginites” (oil shales) were continued. The Institute participated in the opening of the alginite mine at Pula and the alonite beds of the Kossen Marl Formation were studied. An exploratory borehole for rock phosphate was put down at Bakony-szűcs and the testing of K-rich and phosphate-dotted rock samples was continued. Our experts were even asked for providing assistance in formulating the strategies of oil shale exploration in Austria.

Our efforts in the field of *environmental* geology also reached to the stage programming in 1986. Forming the marrow of the program, vulnerability-topollution and waste disposal maps were completed for the areas of the aforementioned 19 localities. The geological footing for a waste disposal case study for Heves county was completed. The demand for the disposal of communal wastes on the level of settlements and for industrial and toxic waste disposal on county and national levels had considerably increased.

With a view to the actuality of the issue, we have started, in cooperation with Fővárosi KOJÁL (the Capital's Public Health and Epidemiological Service), to study, out of schedule, the possibilities for using clinoptilolite-rich rhyolite tuffs for the protection of the environment. The tests have been aimed at determining the adsorption capacity for cations, at the filtration and fixation of radioactive pollutants, at processing hazardous waste materials and at manufacturing bulky and cheap products suitable for insulation. The preliminary results are quite promising.

The volume of *methodological* results shows a slowly growing trend. Of the continuous research topics, let us quote the most important result: the computer methods have reached in all fields of the Institute's activities the daily utilization level.

In the field of developing remote *sensing methods*, it is the joint assessment and interpretation of digitalized geological map data and space imagery information that has enabled us to progress in mineral resources prediction (first of all in bauxite exploration). The “Geoprediction Experts System” has been improved, too. Efforts in this field are hoped to be enhanced by the functioning of the interdepartmental Remote Sensing Programming Bureau that was set up, upon joint Ministry of Industry and Central Office of Geology decree, in 1986.

The results of developments in *analytical methods* were published in four methodological papers on thermoanalytics, IR spectroscopy, X-ray fluorescence spectroscopy and X-ray diffraction diagnostics of minerals.

The manuscript of a methodological work, “Termikus Atlasz” (Thermal Atlas), was completed and a paper on the geological interpretation of clay mineral analytical results was finished.

Mineral prospecting

Within the topic "Geological Fundamentals for *Hydrocarbon Forecast*" the nationwide integration of data with formulation of texts and plotting of graphic documentation was continued. The summarizing evaluation of five more boreholes and the analyses of materials from two boreholes were carried out and the drilling of borehole Iharosberény I was continued. Valuable data were derived from the paleomagnetic study of Pannonian deposits near Tiszapalkonya and from the organic geochemistry study of the penetrated lignite beds.

The provisions of our *browncoal prospecting* programs were fulfilled, more attention having been paid to studying the possibilities for open-pit extraction. The prospecting for Eocene browncoal in the Lencse-hegy S, Bokod-III and Bakony-N (Csetény, Szépár-Bakonycsérnye) areas turned out to be positive, but the work done in Oroszlány-N area has so far been, unfortunately enough, abortive, and the results concerning the possibility of open-pit mining in Oroszlány-N area proved to be negative, too. The prospecting for Miocene browncoal deposits in the Várpalota—Kungos, Nógrád—Dobrodavolgy and Borsod (Miskolc-S, Balaton-Szilvássvár, Dubicsány-SE) area was continued.

Bauxite prediction made a headway chiefly as a result of bauxite key section studies. Regional exploration strategies were formulated for the Gerecse-SE, Tapolca (Díszel) and Tapolcafő areas and produced results well-interpretable for the follow-up. In the light of the data of one borehole each put down in the N and S foothills of the Vértes Mountains the area amenable to prediction was reduced by a select-and-discard approach.

The reduced 7th Five-Year Plan provisions for *ore exploration* enabled us to finish a number of projects, mainly the transient ones. The last proof-reading prior to final printing of the 1 1 000 000-scale metallogenic map of the European COMECON nations was finished, furthermore, work on finalizing the metallogenic and ore mineral forecast map of Hungary at 1 500 000 and its exploratory notice was done. The monographic synthesis of the results obtained for the Velence Mountains—Lake Balaton Headlands zone was continued and so was the testing and data processing of the material recovered from the last eight boreholes. The mineral resources prediction and prospecting for phyllite and topaz in the Velence Mountains were prepared for. Progress was made in laboratory analyses and tests for deposit-level forecasts as to the skarnous-polymetallic ore bodies of Reesk, too. Regular prospecting for modern and fossil tracer deposits along the Danube and Maros rivers (partly by drilling, partly by shallow sandbar sampling) was commenced.

Of the *nonmetallics* (beside alginite, phosphate and pyrophyllite already referred to), our program included searches for baryte, basalt-bentonite, alunite and floodtuffs. The discovery of the 30 m thick foundry-bentonite deposit suitable for open-pit extraction is noteworthy. The searches for construction industry raw materials were conducted in the Fehérvársurgó—Magyaralmás (sand), Komárom—Ács (gravel, sand) and the Veszprém Plateau areas (shingle), raw materials for decorative stone, etc. were searched for in four more regions of the country.

The Institute took part in the compilation and publication of the "Assessment of Hungary's Mineral Resources in the Light of World Economy", material edited by Dr. V. DANK, president of the Central Office of Geology.

Research infrastructure and services

In 1986 there was a marked growth in the amount of the documenting, information, appraisal and State administration services provided by the Regional Geological Survey Departments. In spite of inconveniences due to reconstruction of the Institute's premises and the frequent relocations involved, the central geoeconomic, information, documentation and international public relations services worked efficiently, as illustrated by the following examples picked out at random.

The documentation of lowland research project was added to our Data Base files. The volume "Hungary's Drilling Files 1984" and papers giving geological and mining-marketing information on "Jordan" and "Algeria" were issued. The manuscript of the review "Bauxite" to be issued with the COMECON Geoinform series was completed. The compilation of the nationwide mineral resources balance files, of information booklets on geoscientific literature and of the "Geofond" mapsheets as well as the development of the geological information system, FIRE, was continued without interruption. Our teams in Mongolia, Cuba and Vietnam lived up to their commitments. We met our COMECON commitments as of the plan-year, especially in the GEOINFORM, INTERGEOEKONOMIKA and INTERGEOTECHNIKA organizations. The international meetings we organized and housed included the "Chert Symposium" at Sumeg, the meeting of the Stratigraphic Commission of the Carpathian-Balkan Geological Association and the Conference of ADIPSZ Experts. In addition, our direct bilateral geological cooperation contracts with four nations were renewed.

The renewal and enlargement of the Szabó József Street premises of our Institute were completed with the release of a provisional permission for putting it into operation in December 1986. During the reconstruction 460 m² were added to the floor space of the Institute's premises, the working facilities for 107 staff-members were completely renewed, the workshops, chemicals stores, rock-crushing, polishing and preparation workshops and four analytical laboratories were removed from the main building with elimination of the noise, dust and stench hazards involved, their housing according to most up-to-date standards having been solved definitively. Furthermore, the problems of safety for the Institute's assets (cashier's office, stores, science history collection, geological map depository) could be settled. The social services and amenities for the personnel have been considerably improved as a result of the introduction of natural gas heating, the construction and installation of cloakrooms and baths and providing proper working facilities for the staff dealing with chemicals. The putting into operation of up-to-date laboratories for organic geochemistry, scanning electron microscopy, paleontology and colour photography and of a motor vehicle base marked progress in the development of research facilities.

The second phase of reconstruction, that of the Institute's main building, was started simultaneously with the putting to use of the backyard building. This project has been aimed at and motivated by the need for observing the standard working space norms for the research staff, for providing the facilities required for the research projects, for widening the premises for the research units dealing with hydrogeology, agrogeology, environmental protection and engineering geology, respectively (computer centre, remote sensing instruments

room, enlargement of printingshop with paper store and xerox facilities) Our basic goal is to improve the system of social services and amenities (heating with natural gas, canteen, buffet, club, medical consultation room)—efforts that have become principal labour organization issues especially as a result of the introduction of the “flexible working hours system”

I am confident that the fact the 1986 year plan of the Institute has been implemented in spite of all these—for the most part positive—difficulties is primarily owed to the steadfastness and unexhaustible endurance of the Institute’s community

DR G HÁMOR
Director

AZ AGGTELEK—RUDABÁNYAI-HEGYSÉG TRIÁSZ FORMÁCIÓI

KOVÁCS SÁNDOR—LESS GYORGY—PIROS OLGA—ROTH LASZLÓ

M Áll Földtani Intézet Budapest, Népstadion út 14
H-1143

ETO 552 5 + 551 761(234 373 3/5)
551 761(234 373 3/5)

T á r g y s z a v a k uledékes kőzetek, korreláció, formáció leírás, Dasycladacea, Conodonta, triász, Aggtelek—Rudabányai-hegység

A dolgozat az Aggtelek- és Rudabányai-hegységnek a közelmúltban befejeződött földtani reambulációja során kidolgozott triász litosztratigráfiai beosztását ismerteti, tektonofaciesenkénti tagolásban. Az itt csak röviden, definíciószerűen jellemzett 24 formáció közül 13-at itt írunk le először.

Bevezetés

Az aggteleki- és rudabányai-hegységi triász modern vizsgálatok előtti rétegtani képének kialakítása BALOGH K. (1940, 1943, 1948a, b, 1950, 1953a, b) és BALOGH K.—PANTÓ G. (1952) munkásságához fűződik. A területnek az akkori ismeretességi fokon alapuló első, formációkra történt felosztását BALOGH K. (1973, 1974) és ÁLFOLDI L.—BALOGH K. et al. (1975) munkái tartalmazzák.

A modern, finomrétegtani szintezést is lehetővé tevő vizsgálatoknak (mikrofacies, Conodonta, Dasycladacea, mészszivacs, később úttörő jelleggel Radiolaria is) 1973-tól történt bevezetése (BALOGH K. kezdeményezésére) a két hegység triász képződményei ismeretének ugrásszerű javulását idézte elő. A vizsgálatok első fázisában nagyjából tisztázódott az alsó-hegyi triász terület rétegtani felépítése (KOVÁCS S. 1977, 1979) míg a rudabányai területen a steinalmi mészkő fedőjében lévő képződményekről kiderült, hogy ott korábban — éppen ezen modern vizsgálatok lehetőségének híján — rendkívül eltérő korú és kifejlődésű uledékeket vontak össze a latin emeletbe, amelyek közt még a jura jelenlétének gyanúja is felmerült (BALOGH K.—KOVÁCS S. 1977, BALOGH K. 1982, KOVÁCS S. 1983). Ezért BALOGH K. (1980, 1981) triász korrelációs táblázata és a „Magyarország litosztratigráfiai formációi” (CSÁSZÁR G.—HAAS J. 1983) triász táblázata csak az Aggteleki-hegységet tartalmazza, míg az akkor még korvonalaiiban sem tisztázott rudabányai-hegységi triász kimaradt.

Az 1979—1985 között párhuzamosan folyó 1:10 000 méretarányú földtani térképezés (LESS GY. 1981, DON GY. et al. 1981, 1982, GRILL J. et al. 1984) és az Országos Alapszervény Program lehetőséget teremtett számos mesterséges feltárás és fúrás részletes, rétegről rétegre történő vizsgálatára. E munka eredménye az alábbiakban ismertetett triász litosztratigráfiai osztályozás.

A formáció szintű egységek kialakításánál — elkerülendő, hogy a rendkívül tarka kifejlődésű rudabányai-hegységi triászban szinte minden feltáráásra és minden fúrásra külön-külön formációt kelljen bevezetni — igyekeztünk azokat a lehető legtágabb értelemben definiálni, amelynél azonban a jellegzetesen különböző litológiájú és fáciesű képződmények összekeveredésének veszélye még nem áll fenn. Az 1. ábra — némileg eltérő formában — GRILL J et al (1984) munkájában és a Magyar Triász Albizottság angol nyelvű közleményében (HAAS J — KOVÁCS S szerk.) is megtalálható, azonban a képződmények külön-külön történő ismertetése nélkül. A litosztratigráfiai egységek részletesebb leírása és a vizsgálati adatok „Az Aggtelek — Rudabányai-hegység földtana” c. monográfiában fognak megjelenni.

A formációkat tektofáciesenként tárgyaljuk, eltekintve az alsó-triász képződményektől, valamint a Gutensteini és a Stenalmi Formációtól, melyek között az egyes tektofáciesekben lényeges különbségek még nincsenek (vagy csak részben ismeretesek, mint pl. a szőlősárdói fáciesben). A litosztratigráfia előtt azonban röviden át kell tekintenünk a tárgyalás keretével szolgáló tektofácieseket.

Az Aggtelek — Rudabányai-hegység triász tektofáciesei

Az aggtelek — rudabányai-hegységi triász differenciálódása az anisusi emelet során a pelágikus medencefáciesű képződmények — a riftesedés kezdetéhez kapcsolódó — megjelenésével kezdődött. A riftesedés során az alábbi faciális egységek* különültek el, melyek a legélesebben latin kifejlődéseikben térnek el.

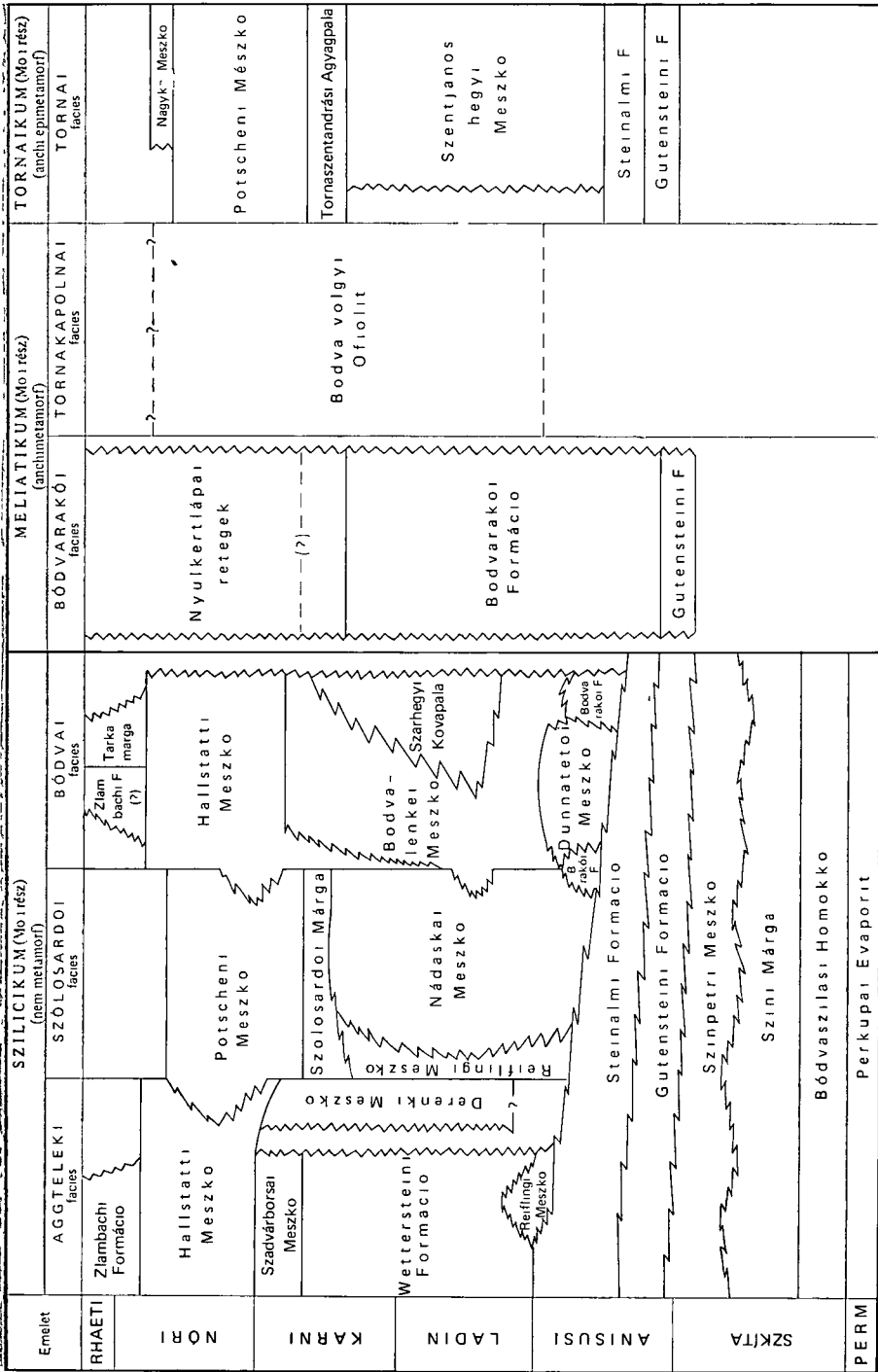
Szólcsikum

Aggteleki fácies A karbonátplatformok épülése — intraself medencefáciesek időszakos, helyenkénti fellépésével — a karni magasabb részéig folytatódott. Uledékképződési tartománya csak a felső-karniban süllyedt le, míg az összes többi fáciesé még az anisusi során.

Szólősárdói fácies Lejtőfácies, gyakori reszedimentációs jelenségekkel (intra-konglomerátumok, allodapikus mészkövek). Megfelel a self-lejtőnek.

Bódvai fácies Mélyvízi, gyakran kondenzált medencefácies, uralkodóan vörös vagy vöröses színű karbonátos uledékekkel, vékony, hasonló színű, agyagpala betelepülésekkel. Legmélyebb részei a karbonát-kompenzációs szint alatt ülepedtek le (szár-hegyi kovapala egy része). Reszedimentációs jelenségek itt is gyakoriak.

* Ezek egyúttal később kialakult tektonikai egységeket is jellemeznek, ezért nevezhetők „tektofácies”-nek az alpi gyakorlatnak megfelelően.



1 ábra Az Aggtelek – Rudabánya-hegység triász formációinak táblázata

Fig 1. Triassic formations of the Aggtelek – Rudabánya Mountains

Melvatikum (magyarországi rész)

Bódvarákói fácies * Részben euxin medencefácies, sötétszurke—fekete, karbonátos és agyagos uledékképződéssel A gutensteini dolomit fedőjében nem fejlődött ki a steinalmi mészkő és a dolomit

Tornakápolnai fácies Óceáni kéreg (ultrabázit, gabbró, bazalt) voros radiolarit uledékekkel

Tornaikum

Torna fácies Szurke, pelágikus medencefácies, a reszedimentációs jelenségek általában hiányoznak

A Tornaikum kőzeteit anchi- és epizónás metamorfózis érte (ÁRKAI 1982).

Pre-rift képződmények*Alsó-triász*

A nemzetközi triász rétegtanban a korábban általánosan használt „werfen”, „seisi” és „campili” elnevezéseket — szűk regionális alkalmazhatóságuk miatt — ma már nem ismerik el hivatalos kronosztratigráfiai egységekként (V O H ZAPPE 1983), hanem csak litosztratigráfiai elnevezésekként. Ezért területünkön is a korábban litosztratigráfiai értelemben használt, ám kifejezetten kronosztratigráfiai tartalommal rendelkező „seisi rétegek”, ill. „campili rétegek” további használatát a dél-alpi „Membro di Suisi” és a Membro di Campil” teljesen eltérő kifejlődése** miatt el kellett vetnünk.

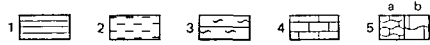
Bódvaszilasi Homokkő Formáció

A felső-perembe sorolt Perkupai Evaporit Formációra települő, korábban „seisi rétegek”-nek nevezett formációt lilásvoros, esetleg zoldesszurke homokkő, aleurolit és agyagpala váltakozása építi fel. A homokkő és az aleurolit gyakran rétegen belül, mikrorétegesen váltakozik. A rétegfelzárkák gyakoriak a hullámfodros szerkezetek („ripple mark”, „wrinkle mark”). A homokhullámokban keresztirányú szerkezettség is megfigyelhető. A gazdag makrofauna (kagylók) a homokkőrétegek csillámos felső réteglapjain dúsul fel. Tormelékanyaga uralkodóan kvarc, földpát és muszkovit. Kötőanyaga kovás vagy agyagos, néha meszes. Vastagsága 200—300 m.

* A teljes fáciesor kedvéért meg kell itt említenünk a bódvai és tornakápolnai fáciesek közé illeszkedő deresi (dízkovci) faciést is, amely a magyarországi területen nem fordul elő. Kivékonyodott kontinentális kéregre lerakódott, anisuzi karbonatplatform-fáciesre (steinalmi mészkő) települő melytengeri, uralkodóan voros radiolaritból álló rétegsor. Ide tartozik — torssal megzavart rétegsorának folytonosságát feltételezve — a mellettei típusváltozat is.

** Litológiai ott éppen a „Membro di Campil” felel meg a mi „seisi” rétegeinknek, míg a mi „campili” rétegeink kifejlődése — a legfelső rész kivételével — éppen a „Membro di Suisi”-éhez hasonlít.

EMELET	ALEMELET	LITOLÓGIA	FORMÁCIÓ	MAKROFAUNA	MIKROFAUNA
			TAGOZAT	(det DETRE CS)	(det BÉRCZINE MAKK A)
S Z K I T A	GRIESBACHI DIENERI SMITHI SPATHI		Josvaii Mészko Tagozat	<i>Costatoria costata</i> <i>Gervilleia incurvata</i> <i>Gervilleia modiola</i> <i>Dinarites</i> sp.	<i>Meandrospira pusilla</i> <i>Glomospirella elbursorum</i> <i>Glomospirella sinensis</i> <i>Spirorbis phlyctaena</i>
			<i>Szinpetri Mészko Formáció</i>		
			Veghegyi Homokko T	<i>Tirolites cassianus</i> <i>Natrina costata</i> <i>Turbo rectecostatus</i> <i>Eumorphotis squamosa</i> <i>Eumorphotis telleri</i> <i>Gervilleia costata</i>	<i>Meandrospira pusilla</i> <i>Glomospirella sinensis</i> <i>Glomospirella shengi</i> <i>Glomospirella facilis</i> <i>Glomospirella tenuifistula</i>
			<i>Szini Marga Formáció</i>		
Miklóshegyi Mészko T	<i>Eumorphotis humitidea</i> <i>Claraa aurita</i> <i>Claraa clara</i> <i>Umonites canalensis</i> <i>Myophoria laevigata</i> <i>Lingula tenuissima</i>	<i>Rectocornuspira kalhorni</i> <i>Cyclogyra</i> sp. <i>Glomospirella facilis</i> <i>Spirorbis phlyctaena</i>			
<i>Bodvaszilasi Homokko Formáció</i>					



2 ábra Az alsó-triász fauna táblázata (DETRE CS és BÉRCZINÉ MAKK A meghatározása alapján)

1 Homokkő, 2 agyagpala, 3 márga, 4 mészkő, 5 íregyáratos mészkő a=lemezes, b=pados

Fig 2 Lower Triassic fauna (as determined by CS DETRE and A BÉRCZI-MAKK)

1 Sandstone, 2 shale, 3 marl, 4 limestone, 5 limestone with worm tracks a=laminated, b=bedded

Üledékfácies Sekély szubtidális—intratidális, részben zárt, síkparti üledék A bódvaszilasi Kavicsos-domb konglomerátum-lencsési árapályovi csatornakitöltések lehetnek

Típusfeltárás Perkuva, a felső templom melletti alapszelvény (AR-16 sz.).

Kora A gazdag kagylófaunából a *Claraa clara* (EMMRICH) más Claraiák nélküli előfordulása alapján középső—felső-griesbachi, legfelső-része azonban a *Claraa aurita* HAUER fellépésétől kezdve a-dieneribe is felnyúlik.

Szini Márga Formáció

A korábbi „campili rétegek”-nek — annak legfelső része kivételével — megfelelő formációt szurkészdold, szurke, néha vörösesebarna, mállottan barnás-sárga, rétegzett vékonyrétegzett márga, palás agyagmárga és mészmárga váltakozása építi fel, alsóbb részén világos barnásszurke, homokos mészkő padokkal, felső részén viszont vörösesebarna homokkő és aleurolit betelepülésekkel. A márgarétegek felső réteglapján féregjáratok és nyomfossziliák (Rhizocorallium) gyakoriak. Homokhullámok előfordulnak, de kevésbé gyakoriak, mint a bódvaszilasi homokkőben. Vastagsága 300—400 m. A karbonátos rétegek főbb mikrofácies-típusai

oópátit, grainstone,
 márga-mikropátit, mudstone,
 intramikropátit, packstone—grainstone,
 intrabiomikropátit, packstone—grainstone (biogén alkotók Foraminifera, Echinodermata-tormelék),
 mikropátit, mudstone

Üledékfácies Nyílt szubtidális (sekélyebb, ill mélyebb) üledék, változó terrigén anyag beszálítással

Típusfeltárás Szin, az alsó malommal szemközti kőfejtő (AR-15/a sz.) Fontosabb feltárások láthatók még a perkupa—varbóci műút mentén (AR-15 sz.) és a perkupai anhidrit bányától Ny-ra a Gazsi-patak völgyében

Kora Valószínűleg magába foglalja a dieneri, smithi és spathi alemeletek nagyobb részét, de az eddig ismert egyedül pontosabb szintezésre alkalmas ősmaradványa a *Tyrolites cassianus* (QUENSTEDT) (spathi) Egyéb, jellemző makrofauna elemei *Dinarites* sp., *Naticella costata* (MUNSTER), *Turbo rectocostatus* (HAUER), *Costatoria costata* (ZENK) *Eumorphotis telleri* (BITTNER) *Gervillea costata* (SCHLOTH), *Entolium discites* (SCHLOTH) Foraminifera faunájában két jellegzetes biofácies különül el (BÉRCZINÉ MAKK A 1981) egy valószínűleg mélyebb szkíta *rectocornuspirás* fácies (*Rectocornuspira kalhori*-val) és egy magasabb szkíta *glomospirellás* fácies (*Meandrospira pusilla*-val)

Miklóshegyi Mészkő Tagozat

A Szini Márga legalján jelentkező, közvetlenül a bódvaszilasi homokkőre települő lilásvörös vagy zoldesszurke, gyakran fekete színű kagyló-lumasellákat tartalmazó ooidos mészkő Vastagsága változó, max kb 50 m

Típusaszelvény Miklós-hegy (Bódvaszilastól Ny-ra)

Véghegyi Homokkő Tagozat

A Szini Márga középső szintjében jelentkező, barna, esetleg vörös vagy szurke színű, általában meszes homokkő, alárendelten aleurolit Rétegváltakozással fejlődik ki az alsó Szini Márgából és ugyancsak rétegváltakozással megy át a felső Szini Márgába. A vörös színű változat litológiailag nagyon hasonlít a Bódvaszilasi Homokkőre

Szinpetri Mészkő Formáció

A korábbi legfelső „campili” rétegeknek megfelelő, egyre csökkenő tormelékes agyag-tartalmú mészkőösszetétel. Két tagozatra oszlik Szinpetri Mészkő s s és Jósvalói Mészkő

A típusos Szinpetri Mészke szurke, lemezes, féregjáratos (vermikuláris) mészkő, a jellegzetes vékonygumós—csomós szerkezetet vékony, zoldes, mállottan sárgás márgakozok tagolják. Egyes réteglapjai — a kidomborodó féregjáratok mellett — tomegével fordulnak elő Gervilleia-féle kagylók, valamint gyakoriak Rhizocoralliumok is. Ezt a fácieset az Alpokban „Wurstkalk”-nak nevezik. Vastagsága 100—150 m. Főbb mikrofácies-típusok márga—mudstone, intramikropátit, intrabiomikropátit, mikropátit.

Üledékfácies szubtidális, elzárt lagúnafácies, egyre csökkenő terrigén anyag ellátással, gazdag, de alacsony diverzitású (túlnyomórészt férgékből álló) mbentossal.

Típusfeltárás a Szinpetri—Jósvafő közti műút mentén, Szinpetri Ny-i szomszédságában.

A rudabányai-hegységi alsó-triász fő különbsége a jósva-volgyival szemben abban áll, hogy ott a szini márga közvetlenül, a szinpetri mészkő kimaradásával megy át a gutensteini dolomitba. Az átmenetet a dolomitrétegeknek a márgában való megjelenése jelzi (SZENTPÉTERY I 1983 és szóbeli közlés).

Kora legfelső-szkíta, közelebbi besorolás lehetősége nélkül. Fontosabb fauna elemei *Costatoria costata* (ZENK), *Entolium discutes* (SCHLOTH), *Gervilleia modiola* (FRECH), *Myophoria laevigata* (ZIEHT), *Velopecten alberti* (GOLDF), elvélve rossz megtartású Ammonoideák. Foraminifera faunáját egy meandrospirás biofácies jellemzi, a következő fontosabb alakokkal *Meandrospira pusilla* HO, *Glomospirella elbursorum* (BROENN et al), *G. sinensis* HO, *Spirorbis phlyctaena* (BROENN et ZAN).

Jósvafői Mészke Tagozat

Sötétszurke, pados, féregjáratos (vermikuláris) mészkő. A típusos szinpetri mészkőtől padosságában és a terrigén anyag hiányában különbözik. A vastagabb padok féregjáratosak (árapályov alatti ciklusok), a vékonyabb rétegek sávosak—lamináltak (árapály ovi ciklusok). Vastagsága 50—100 m. Mikrofácies-típusai

homogén mikropátit, mudstone,
intramikropátit, wackestone

Üledékfácies szubtidális—intratidális, elzárt lagúnafácies, gazdag, de alacsony diverzitású (csak férgékből álló) mbentossal.

Típusfeltárás a Szinpetri—Jósvafő közti műút mentén, a Jósvafőhoz közelebbi útszakasz É-i oldalán. Nagyobb területen Jósvafő környékén van a felszínen.

Kora Ősmaradványokban való szegénysége miatt pontosan nem sorolható be legfelső-szkíta, de felnyúlhat a legalsó-anisusiba is.

Középső-triász

Gutensteini Mészke és Dolomit Formáció

Sötétszurke vagy fekete, vékonyrétegzett — pados, bitumenes, fehér (esetleg barnásvörös) kalciterekkel átjárt — mészkő és szurke, rétegzett, ugyancsak bitumenes dolomit váltakozása, vékony (1—2 cm-es), szurke márgabetelepu-

lésekkel. A mállékony márgarétegek a hegység természetes feltárásaiban nem látszanak. Szintén csak barlangi feltárásokban látszik, hogy a dolomitrétegek nem ritkán lamináltak — sávok. Az Aggteleki-hegység területén a mészkő, a Rudabányai-hegység területén a dolomit uralkodik. Vastagsága mintegy 250 m. A mészkőrétegek uralkodó mikrofáciése homogén mikropátit, mudstone. A nyilvánvalóan átkristályosodott szövet mellett csak a formáció legfelső részében őrződtek meg gyéren Foraminifera és intraklasztok.

Üledékfácies: Elzárt, kis energiaszintű, euxin lagúnafácies, árapályovi és árapályov alatti ciklusokkal, a szinpetri mészkőre jellemző féreg-ínbentosz teljes hiányával.

Helyi típusszelvénye a Baradla-barlang jósvafői mesterséges bejárati szakasza az Órnás-terem K-1 falág (BORKA Zs 1982).

Kora: Rétegtani helyzete alapján az anisusi emelet alsó részébe tartozik, de nem zárható ki az sem — elsősorban a bódvai fáciesterületen —, hogy lenyúl a szkíta legfelső részébe is. Ósmaradványokban való nagyfokú szegénysége pontosabb besorolását nem teszi lehetővé. A formáció felső részéből ismeretes gyér Foraminifera fauna — *Glomospira cf. densa* PANTIĆ, *Trochammina almtalensis* KOEHN-ZANINETTI, *Endothyranella wirzi* (KOEHN-ZANINETTI), *Haplophragmella inflata* ZANINETTI et BROENNIMANN (det. BÉRCZINÉ MAKK A) szintén nem alkalmas pontosabb ki-besorolásra.

Steinalmi Mészkő és Dolomit Formáció

A gutensteini mészkőre, ill. dolomitra általában előbb fehér, szurkésfehér, néha lilásszurke, lilásvörös vagy lilásfekete, jól rétegzett, cukorszövetű dolomit települ, ami felfelé mészkőbe megy át. A típusos steinalmi mészkő fehér, szurkésfehér vagy világosszurke, pados — vastagpados mészkő, árapályovi, laminált és árapályov alatti, bioklasztos ciklusokkal. Az utóbbiakban a Dasycladaceák szintekben tomegesen lépnek fel. Barnásfehér dolomit azonban — mint az Alsó-hegy K-1 végén is — szabálytalan fészkek alakjában egészen a steinalmi mészkő tetejéig előfordulhat. Vastagsága változó, átl. 200—400 m, de a bódvarákói fáciesben teljesen ki is marad. Főbb mikrofácies-típusai:

Árapályovi homogén loferit: sávos biopelpátit, biopel-mikropátit, grainstone.

Árapályov-alatti bioklasztos mészkő

alga-toredékes bioortopátit, grainstone,

dasycladaceás bioortopátit, grainstone,

onkoidos bioortopátit, grainstone.

Üledékfácies: a gutensteini mészkővel ellentétben nyílt, jól szellőzött vízi lagúnafácies. A dolomitok késő-diagenetikusak.

Kora: az alsó-anisusi magasabb részétől a felső-anisusig. Az aggteleki fácies kivételével a steinalmi karbonátplatform épülése többnyire befejeződött a középső-anisusiban. A steinalmi mészkő Dasycladacea-zónáit az 1. táblázatban foglaltuk össze.

1 táblázat — Table 1

Az anisusi emelet Dasycladacea zónái az Aggtelek—Rudabányai-hegységben
(Piros O 1986)Dasycladacea zones of the Anisian in the Aggtelek—Rudabánya Mountains
(O Piros 1986)

Emelet	Allemelet	Zóna	Dasycladacea zónák
Anisusi	Illyr	IV	<i>Dyplopora annulatisssima</i>
		III	<i>Dyplopora annulatisssima</i> , <i>Teuloporella peniculiiformis</i> , <i>Physoporella dissita</i> , <i>Ph varicans</i> — <i>Oligoporella pilosa</i>
	Pelsói	II	<i>Teuloporella peniculiiformis</i> , <i>Physoporella pauciforata</i> — <i>Oligoporella pilosa</i>
		I	<i>Physoporella pauciforata</i> — <i>Oligoporella pilosa</i> <i>Dyplopora hexaster</i>

Szín-rift képződmények

Aggteleki fácies

Wettersteini Mészkö és Dolomit Formáció

Wettersteini zátonyfácies

Világosszurke, egyenetlen torésű, tomeges mészkö Talajban mállott kőzetfelszínein tomegével láthatók zátonyépítő organizmusok — mészszivacsok, korallók, Hydrozoák — kipreparálódott vázai Gyakran tartalmaz több cm-es, tobbnyire ritmikusan kivált, szurke, drúzás kalcitból álló sztromataktisz-szerkezeteket, melyek az eredeti zátonyvázban, vagy a zátonytormelék között fennmaradt, uledékkel ki nem töltött hézagokat töltik ki A zátonymészkon belül a zátonytormelék-fácies uralkodik, az eredetileg foltzátonyokat felépítő zátonymag-fácies alárendeltebb, tulajdonképpen saját tormeléke „temeti” be A zátonymag mikrofácies-típusai framestone, boundstone, bindstone A hullámverés által erősen összetört zátonytormeléké bioortopátit (bioklasztit)—gramstone, amely egyrészt a szilárd zátonymag hézagjaiba, másrészt a durvább zátonytormelék közé rakódott le

Az Aggteleki-hegységben kétféle korú zátonyfácies különül el, amelyek között zátonybioconózisukban is eltérés van

a) Felső-anisusi—alsó-ladin zátonyok Jósvafő—Aggtelek között, továbbá a Kecő-volgy É-1 oldalán és a Szín 2 sz fúrásban 767,5—974,8 m között Zátonybioconózisában a b) típustól eltérően a mészszivacsok nem dominálnak az egyéb zátony-építők felett, viszont nagyon gyakoriak a zátonylakók is (elsősorban Crinoideák és Brachiopodák, vö G SCHOLZ 1972) Részletesen még fel nem dolgozott mészszivacs faunája is eltér a b) típusától A

jósvafő—aggteleki — több foltzátónyra különülő — zátonyfácies kb a középső részén (a Baradla-barlangnak az aggteleki bejáratától számított 4400 m-énél) egy *Diplopora annulatissima*-s szintet tartalmaz (det J BYSTRICKÝ), ami arra utal, hogy alsóbb része még anisusi korú — a lagúnafáciesű steinalmi mészkő felső részével egyidős —, felsőbb része pedig már ladini korú — a lagúnafáciesű wettersteini mészkő legalsó részével egyidős — lehet. A zátonyfejlődés

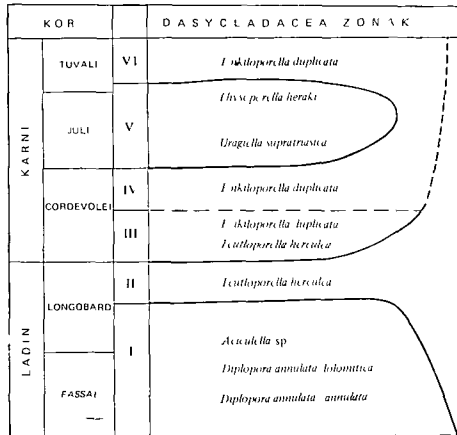
folyamatosága indokolja azt, hogy egészében itt tárgyaljuk ezt a steinalmi—wettersteini zátonyfácies

b) Felső-ladini(?)—karni kőü zátonyok az Alsó-hegy déli lejtőjén és fennsíkjának déli részén végighúzódó zátonyfácies. A zátonyépítő szervezetek között a mészszivacsok (közülük is az Inozoák) dominálnak. Gazdag Sphinctozoa faunája (KOVÁCS S 1979) teljesen megegyezik az észak-alpi wettersteini mészkőével.

Mindkét zátonyfácies vastagsága több száz méter.

Wettersteini lagúnafácies

Világosszürke, néha egyes szintekben sötétszürke, vastagpados mészkő. Ugyanolyan árapályovi és árapályov alatti, a lofer-ciklotémák B és C tagjait jelentő ciklusok építik fel, mint a steinalmi mészkő lagúnafáciesét. Mikrofaciestípusai is ugyan-



3 ábra A ladini és karni emelet Dasycladacea zónái az Aggtelek—Rudabanya-hegységben (PIROS O 1986)

Fig 3 Ladinian and Carnian Dasycladacea zones in the Aggtelek—Rudabanya Mountains (O PIROS 1986)

azok, de itt gyakori a codiaceás—solenoporaceás bioortopátit—intrabioortopátit, granstone is.

Kora alsó-ladini (fassai)—felső-karni (tuvali) alja (A wettersteini mészkő Dasycladacea-zónáit a 3 ábra mutatja.) A ladini korú wettersteini mészkő Aggtelek környékén, valamint a Ménes-volgytól D-re húzódó vonulatban (Szelcepuszta környéke) míg a karni korú az Alsó-hegy fennsíkján és annak Ny-i folytatásában fordul elő nagy elterjedésben.

A wettersteini lagúnafácies összvastagsága jóval meghaladja az 1000 m-t.

Wettersteini dolomit

A Wettersteini Formáción belül Aggtelek—Jósvafőtől É-ra nagy kiterjedésű, téképileg is különválasztható dolomit tomegek lépnek fel, amelyek önálló tagozatként is elkülöníthetők. A karni lagúnafáciesű mészkővel összefogózó piszkosszürke—barnásszürke, cukorszövetű dolomit mikrofaciesre homogén dolopátit—dolomikropátit, amelyben az eredeti szövet vagy ősmaradványok semmiféle nyoma nem látszik. Keletkezése zátonytomegek késő-diagenetikus dolomitodásából feltételezhető (PIROS O 1986).

Szádvárborosai Mészki Formáció

Rézszászínú, szurke- vagy vörös általában crinoideás, nemritkán azonban ooidos mészki, amely Brachiopodákat és Ammoniteseket is tartalmazhat. Jellemző mikrofácies crinoideás biopátit és biomikropátit, grainstone, valamint oontrapátit, grainstone.

Uledékfácies platform/medence átmeneti fácies

Típuszselvény Szádvárborosa, (Sihkák Brezová), Dét-hegy déli lejtője (M. MIŠÍK — K. BORZA 1976, p. 9—12) (egység-sztratotípus). A magyar területen a típuszselvény folytatásában, a Haragistyán található meg, ezenkívül az Alsó-hegy fennsíkján a wettersteini karbonátplatform mélyedéseiben és hasadékköltéseiben őrződött meg a lepusztulástól.

Kora tuvali (kivéve annak legalsó és legfelső részét), az Alsó-hegyen ezt a *Gondolella nodosa carpathica* MÖCK előfordulása bizonyítja.

Derenki Mészki Formáció

Pados — vastagpados vagy rétegzetlen, szindiagenetikusan breccsásodott mészki. Az eredeti uletéket — amely uralkodóan vorosesszurke vagy barnásszurke, gyakran azonban vörös, szurke, néha barna, finom- vagy aprókristályos mészki — vaskos, szurke, durvakristályos (drúzás) kalciterek és szabálytalan kőtöltések járják át, melyek több generációban egymást keresztezik. Gyakran a szurke, drúzás kalcit alkotja a kőzet túlnyomó részét és benne az eredeti uledék csak színes reliktumok formájában van jelen. Vastagsága kb. 30—50 m, rétegtani fekvéjével való érintkezése mindenütt tektonikus vagy nincs feltárva. A formációt korábban a hallstatti mészki „szindiagenetikusan breccsásodott mészki” tagozataként tartottuk nyilván (KOVÁCS S. 1977, 1979).

Uledékfácies többé-kevésbé kompakt állapotban, több generációban, ismételten felhasadozott medenceuledék. A felhasadozás a wettersteini karbonátplatform felső-karniban történt lesüllyedését is előidéző húzásos tektonikára vezethető vissza.

Típuszselvény az AR-2 sz. alapszselvény a Szádvár ÉNy-i szomszédságában lévő névtelen magaslat D-1 lábán. Vonulata az Alsó-hegy karbonátplatform-tömegének D₁ előterében Derenktől Komjáti É-1 szomszédságáig húzódik.

Kora alsó-ladni (*Gondolella trammeri* intervallumzóna) — felső-karni alsó része (*Gondolella polygnathiformis* intervallumzóna).

„Kastélykerti mészki”

A Derenki Mészki Formáció keretén belül, nem hivatalos litosztratigráfiai egységként tárgyaljuk azokat a — főként a tornanádaskai kastélykert Ny-1 szomszédságában feltárt — medencefáciesű képződményeket, melyeket korábban „Ladani hallstatti mészki” néven tartottunk nyilván (KOVÁCS S. 1977, 1979).

Anyaga lilás vorosesszurke — lilás szurkésvörös, valamint barnásszurke, finomkristályos, egyenetlen torésű pados — vastagpados, mészki, a rétegsor felső részében gyakori, okolnyi — fejnyi vörös tűzkőgumókkal. Mikrofácies-típusok

pelmikropátit, packstone,
pelbiomikropátit, wackestone,
filamentumos biomikropátit, wackestone.

Elszigetelt tektonikus helyzete miatt rétegtani fekuje, ill fedője, valamint mérhető dőlésadat híján vastagsága nem állapítható meg

Uledékfácies alul zártabb, feljebb fokozatosan mélyülő és nyílttengerivé váló medencefácies A „Derenki Mészke Formáció”-n belül való tárgyalását az indokolja, hogy felfogható annak egy nem típusos, szindrigenetikus breccsásodást nem szenvedett változatának is

Kora gyér alsó-ladin Conodonta faunát tartalmaz *Gondolella constricta* MOSHER et CLARK, *Gondolella excelsa* (MOSHER), *Gondolella trammeri* KOZUR, *Gondolella transita* KOZUR et MOSHER, *Gladigondolella tethydis* (HUCKER) Nem zárható ki azonban, hogy átnyúlik a felső-amisusiba, ill felső-ladinba is

Hallstatti Mészke Formáció

A Szádvárborától K-felé egészen a Tornanádaskáig húzódó, meg-megszakadó pelágikus medencefáciesű vonulatban a következő képződmények alkotják a „hallstatti tarkafácies”-t

- a) „Kastélykerti mészke” (ladin),
- b) derenki mészke (fassai-alsó-tuvali),
- c) alsó „Massiger Hellkalk” A (tuvali),
- d) alsó „Massiger Hellkalk” B (láci),
- e) „Hangendrotkalk” (alaun—alsó-sevati),
- f) felső „Massiger Hellkalk” (sevati)

A „kastélykerti mészke” és a derenki mészke (melyeket a „Derenki Mészke Formáció”-nál tárgyalunk) az alsó-hegyi hallstatti faciesterületen az észak-alpi „Grauvioletter Bankkalk” és a „Roter Bankkalk” helyettesítő fáciesei Az alsó „Massiger Hellkalk” és a „Hangendrotkalk” azonban teljes mértékben megegyezik észak-alpi megfelelőikkal (KOVÁCS S 1977, 1979) E formáció rétegei a medenceüledék-sáv Derenktől Ny-ra eső részében a szádvárborosai mészke, a Derenktől K-re eső részben azonban a derenki mészke települnek Az alábbiakban tárgyalt c)–f) egységek a szorosabb értelemben vett Hallstatti Mészke Formáció tagozatainak tekinthetők

Alsó „Massiger Hellkalk” A

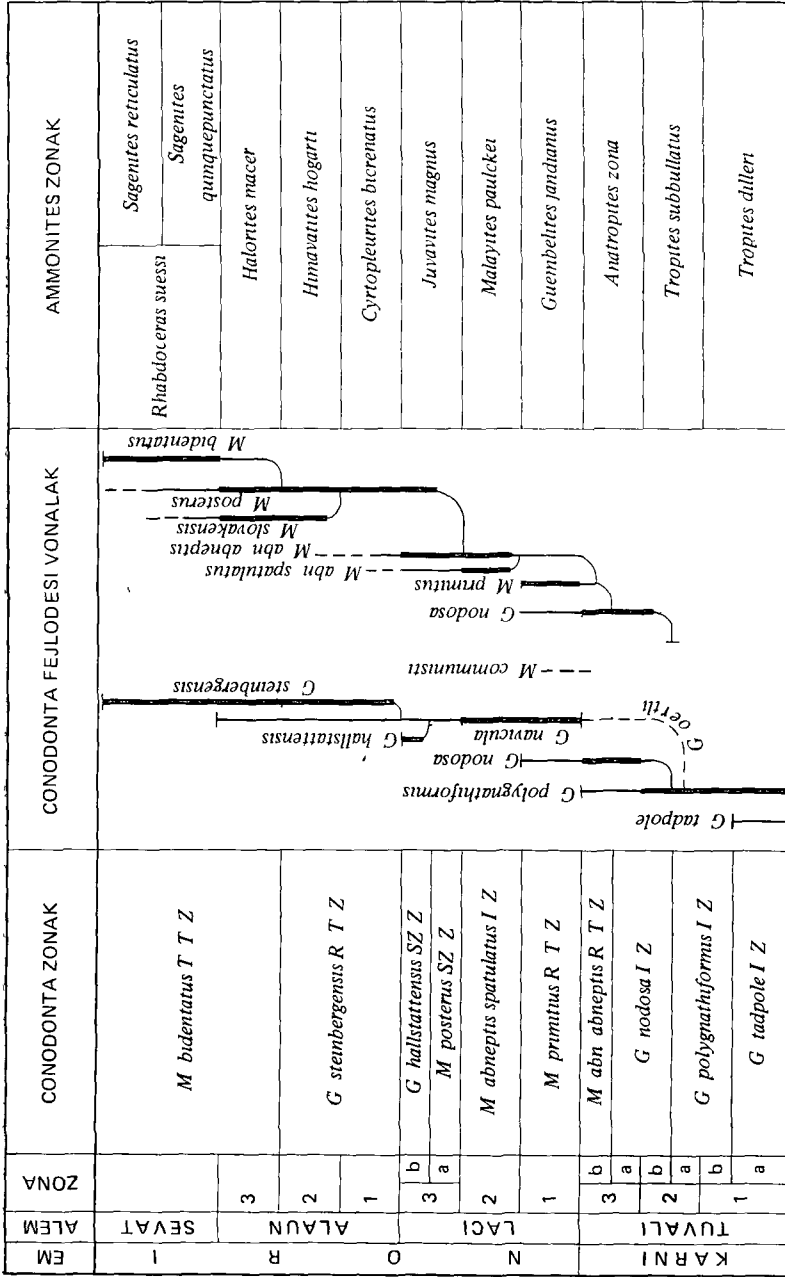
Barnásszurke, világos barnásszurke (esetleg vörös árnyalatú), világosszurke, fehéresszurke, finomkristályos, kagylós—szilánkos torésú, pados vagy vastagpados mészke A „Massiger Hellkalk” atipikus változata Jellemző mikrofácies pelbiomikropátit, ill mikropátos pelbiomikrit, intraklaszttartalmú is lehet A fedőjében lévő típusos „Massiger Hellkalk”-tól makroszkóposan finomkristályos volta, ill annak simább torése és uralkodóan rózsaszínes színe révén téli el Mikrofáciesében durvább (mikropátos) alapanyaga és pellet-, esetleg intraklasztartalma révén különbözik

Helyi típusszelvény a Vecsem-forrás feletti szelvény (KOVÁCS S 1977) alsó részében

Kora tuvali 2–3 (*Gondolella nodosa* taxon-tartomány zóna)

Alsó „Massiger Hellkalk” B

A „Massiger Hellkalk” típusos változata rózsaszínű, szurkés-, lilás- vagy vörös rózsaszínű, rózsaszínösszurke, esetleg fehéresszurke vagy világosszurke, kagylós—szilánkos torésú, jellegzetesen afanitos, pados vagy vastagpados mészke Néha barnásszurke, vörös vagy vörösbarna tűzkövet tartalmazhat



4 ábra A felső-karni és nóri emelet Conodonta zónái (D KRYSZYN 1980 és H KOZUR 1980 alapján KOVÁCS S 1985)
 Fig 4 Upper Carnian and Norian Conodont zones (as proposed by S KOVÁCS 1985, after D KRYSZYN 1980 and H KOZUR 1980)

Jellemző mikrofaciése, radiolariás, esetleg filamentumos biomikrit, wackestone Igen finom, homogén mikritje révén különbözik az Aggtelek—Rudabányai-hegység minden más medencefaciésétől. Makroszkóposan is csak a dunnatetői mészkő hasonlít rá.

Helyi típusszelvény a Vecsem-forrás feletti szelvény (Kovács S 1977) középső—felső része

Kora láci (*Metapolygnathus primitus* taxon-tartomány zóna — *Gondolella hallstattensis* intervallum-alzóna)

„Hangendrotkalk”

Világosvörös, vörös, sötétvörös, finomkristályos kagylós—szilánkos törésű, rétegzett vagy pados, néha gumós—flázeres mészkő. Néha drapp színű betelepüléseket tartalmaz. Rátkán kokvina-betelepülések is előfordulhatnak, 1—2 dm vastag, szurke, kristályos mészkőlelencsék formájában. Mikrofaciése: mikropátos biomikrit, wackestone, a „Massiger Hellkalk A”-nál lényegesen diverzebb biogén alkotókkal filamentumok, Echinodermaták, Ostracodák, Radiolariák, valamint pelletek.

Helyi típusszelvény a Kecskés-oldal, Derenktől ÉNy-ra

Kora alauni—alsó-sevati (*Gondolella sternbergensis* intervallum-zóna — *Metapolygnathus bidentatus* taxon-tartomány zóna)

Felső „Massiger Hellkalk”

Rózsaszínes szurke—rózsaszínes fehér, a „Hangendrotkalk” fedőjében települő, küllemében az alsó „Massiger Hellkalk A” tagozatra emlékeztető pados—vastagpados mészkő.

Típusszelvény Haragistya, AR-1 sz alapszelvény

Kora rétegtani helyzete alapján sevati

Zlambachi Formáció

A hallstatti mészkő „felső Massiger Hellkalk” tagozatára települő, barnásszurke, lemezes márga, szurke, márgás mészkő betelepülésével és becsúszott(?) tombjeivel.

Helyi típusszelvény Haragistyai alapszelvény (AR-1 sz.) 26 4—59,7 m közötti szakasza, a magyarországi területen csak itt fordul elő.

Kora felső-sevati—rhaeti, de a magyarországi területen csak a felső-sevati van biosztratigráfiailag bizonyítva. A haragistyai alapszelvény Ammonites faunája (*Cladiscites?* sp, *Chonites ares* MOJS, *Chonites* cf *pseudonodosus* KUTASSY, *Chonites?* sp, *Megaphyllites insectus* MOJS, det DETRE Cs) és Foraminiferái (*Variostoma crassum* KRISTAN-TOLLMANN, *Trochammmina alpina* KRISTAN-TOLLMANN, det ORAVECZNÉ SCHEFFER A) az észak-alpi zlambachi rétegek alsó, sevati részét („Cochloceras-Mergel”) jellemzik.

Szőlősardói fáciés

Bódvarákói Formáció

A formációt a szőlősardói fáciesterületen a Szőlősardó 1 sz fúrás 465,35—435,10 m között (mintegy 20 m valódi vastagságban) harántolt, lejjebb szurke, részben tűzkoves dolomárga — egy 0,5 m vastag zoldesszurke riódacittufit

betelepüléssel —, feljebb feketésszurke, tűzkoves aleurolit, agyagkő, márga és mészkő anyagú osszlete (BALOGH K — KOVÁCS S 1981) és a Rudabánya 690 sz fúrás 638,8—642,4 m közötti középszurke, csillámos, aleuritos dolomárgája, ill dolomitja (SZENTPÉTERY I 1983) képviseli

Kőra A Sza 1 sz fúrásban Conodonták (a problematikus taxonómiai helyzetű *Gondolella regularis* MOSHER előfordulása), az Rb 690 fúrásban pedig rétegtani helyzete alapján alsó(?)—középső-anisusi

Bár a formáció mindkét fúrásban a steinalmi mészkő, ill dolomit és a nádaskai mészkő között lép fel, a Sza 1 sz fúrásban nem zárható ki, hogy a fúrás 435,10 m alatti, ill feletti része nem ugyanazon tektonikai egységhez tartozik mivel a bódvarákói/nádaskai formáció határa éppen fúrási kiépítéssel esik egybe

Nádaskai Mészkő Formáció

Változatos színű, finomkristályos vagy afanitos, kagylós—szilánkos torésú, vékonypados, pados vagy vastagpados mészkő Színe a vörös és a szurke között váltakozik szurkésvörös, vöröses-, rózsaszínes-, barnás- vagy drappos-szurke, néha lilásszurke, időnként zoldes árnyalattal, de lehet középszurke, világosszurke és vörös is A rétegfelszínek simák Diagnosztikus bélyegek a gyakori sztromataktisz- és protontraklasztos szerkezetek is Vastagsága változó, az Alsó-hegy K-1 végén kb 40 m, a Szőlősardó 1 sz fúrásban kb 120 m. Leggyakoribb mikrofácies-típusai [a Szőlősardó 1 sz fúrásban (BALOGH K — KOVÁCS S 1981)]

filamentumos biomkrit—mikropátos biomkrit, wackestone,
filamentumos, mikropátos pelbiomkrit, wackestone,
radiolariás—filamentumos biomkrit—mikropátos biomkrit, wackestone,
kagylós biopátit (kokvina), grainstone

Uledékfácies a felszíni hullámmozgás bázisa alatt lerakódott, nyíltvízi lejtőuledék A szabálytalan sztromataktisz-szerkezetek, az intraformációs breccsák, ill konglomerátumok uledékcsúszásokkal, ill -folyásokkal kapcsolatosak A protontraklasztos szerkezet kezdődő uledékfolyásokra és fenékkármokra is visszavezethető

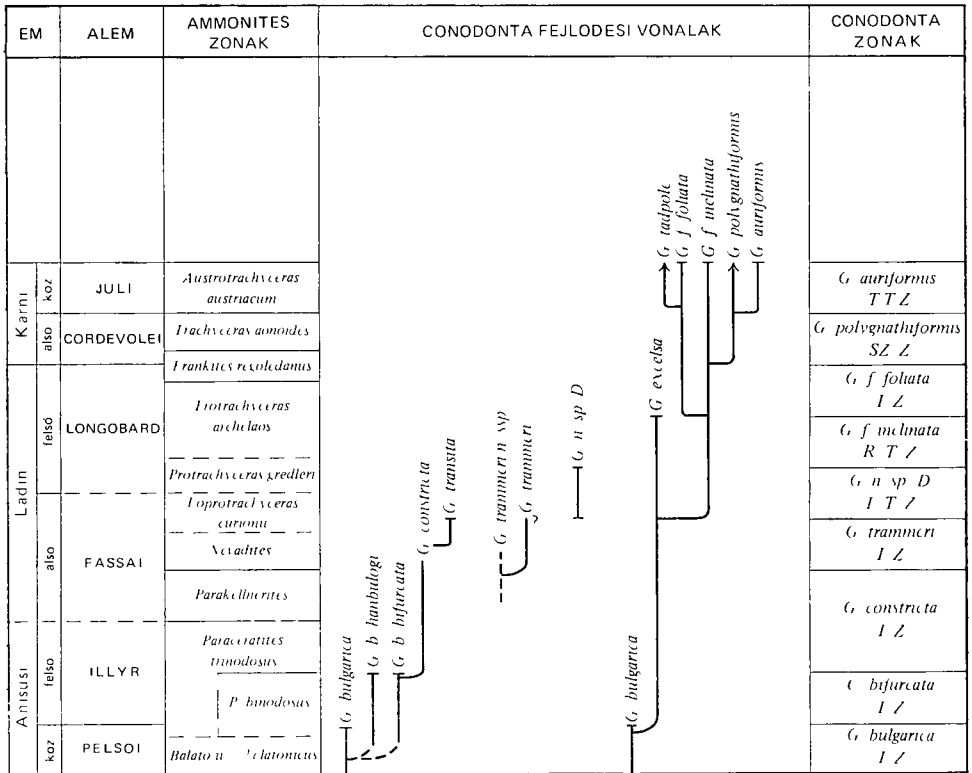
Típusszelvény az Alsó-hegy I sz szelvény az Alsó-hegy K-1 végén (sztratotípus), Szőlősardó 1 sz fúrás (parasztratotípus) Elterjedése a magyarországi hegység részen az Alsó-hegy K-1 végének két pikkelyében és Szőlősardó környékén

Kora maximálisan a középső-anisusitól a középső-karnig terjed (a *Gondolella bulgarica* intervallum-zónától a *Gondolella auriformis* taxon-tartomány zónáig) A nádaskai mészkő Conodonta-biosztratigráfiáját a 4 ábrán mutatjuk be

Reiflingi Mészkő Formáció

Tűzkoves reiflingi mészkő („Reiflinger Knollenkalk”)

Szurke—sotétszurke, finomkristályos, egyenetlen—szilánkos torésú, rétegzett mészkő, barnásszurke—sotétszurke tűzkőgumókkal, -lencsékkel és -rétegekkel A rétegfelületek gyakran hullámosak, sárgásbarna agyagbevonatokkal. Vastagsága — teljes szelvény híján — nem állapítható meg Mikrofácies.



5. ábra A Nadaskai Mészkö Formáció Conodonta zónái (KOVÁCS S 1983)

Fig. 5 Conodont zones of the Nadaska Limestone Formation (S KOVÁCS 1983)

radiolariás pelbiomikrit, wackestone, ill radiolariás—ostracodás pelbiomikrit, wackestone

Üledékfácies pelágikus medencefácies, gazdag inbentosszal

Helyi típusszelvény az Alsó-hegy K-1 vége, a felső pikkely tetején (ná-daskai mészkö fedőjében) Előfordul még a Rudabánya 690 sz fúrásban (SZENTPÉTERY I 1983) (itt rétegen belül is gumós szerkezetű) és a Szár-hegy K-1 oldalán, Martonyitól ÉNy-ra

Kora az Alsó-hegy K-1 végén alsó-karni (*Gondolella polygnathiformis*-szal), a másik két előfordulásban ladin—alsó-karni

Pados reiflingi mészkö („Reiflinger Bankkalk“)

Középszurke, néha sötétszurke, aprókristályos, egyenetlen—szilánkos to-résű, pados, esetenként vastagpados mészkö A padok felszíne sima, vékony sárgásbarna agyagbevonatokkal Tűzkövet nem tartalmaz Mikrofácies intra-biopelmikropátit, packstone, néha platform eredetű klasztikumot is tartalmaz. Vastagsága — teljes szelvény híján — nem állapítható meg

Üledékfácies platform-kozei medencefácies Csak az Alsó-hegy K-1 végének két pikkelyében fordul elő

Kora a nádaskai mészkővel való összefogazódása alapján felső-anisusi—alsó-karni, biosztratigráfiailag azonban csak a felső-ladin—alsó-karni van bizonyítva (*Neospathodus tatricus* ZAWIDZKA, *Gondolella polygnathiformis* BUD. et STEF.)

Szőlősardói Márga Formáció

Közép—sotétszurke, tomott, kagylós torésű, helyenként aleuritós agyagmárga és foltos márga, szurke—sotétszurke, finomkristályos, kagylós—szilánkos torésű, többnyire tűzkoves mészkő és mézsmárga betelepülésekkel Piritszemcsék és vékony lencsék, valamint apró kagylók és Halobia-szerű lenyomatoredékek gyakoriak a márgában és az agyagmárgában Reszedimentációs jelenségek — hullámos mikrorétegzettség, gradáció, intraformációs breccsák — ugyancsak a formáció fő jellegzetességei közé tartoznak Vastagság a Szőlősardó 1 sz. fúrásban mintegy 80 m A mészkőbetelepülések főbb mikrofacies-típusai

radioláriás—filamentumos biomikrit, wackestone—packstone,
radioláriás biomikrit, wackestone—packstone,
pelbiomikrit, wackestone,
crinoideás—filamentumos biomikrit, packstone (rudit)

Üledékfácies A „raibl” eseményt képviselő, típusos lejtőüledék A márgákban és agyagmárgákban a pirittartalom redukzív viszonyokra, gyors betemetődésre utal

Típusszelvény a Szőlősardó 1 sz. fúrás 177,10—66,33 m közötti szakasza (BALOGH K — KOVÁCS S 1981) Egyéb előfordulások az Rb 382 (BALOGH K 1976) és Rb 690 (SZENTPÉTERY I 1983) sz. fúrás

Kora Középső-karni (júli)—felső-karni (tuvali) legalsó része, de lenyúlhat az alsó-karniba (cordevoeibe) is Conodonta biosztratigráfia *Gladigondolella malayensis malayensis* intervallum-zóna és *Gondolella tadpole* intervallum-zóna Makrofauna (BALOGH K — KOVÁCS S 1981) *Austro trachyceras?* sp., *Serenites* sp., *Serenites* ex gr *senticosus* (DITMAR), valamint *Halobia rugosa* MOJS

Potscheni Mészkő Formáció

Típusos változata szurke, afanitos vagy finomkristályos, kagylós—szilánkos torésű, jól rétegzett vagy vékonypados mészkő, barnásszurke vagy sotétszurke tűzkőgumókkal, -lencsékkel és -rétegekkel A rétegfelszínnek hullámosak, sárga agyagbevonattal, de néhány mm-es — max 10 cm-es vastagságú sárgásbarna—sárgásvörös márgabetelepülések is gyakoriak A vastagabb padok hullámos felületek mentén belső rétegekre tagolódnak Egyes szintekben Halobia-lumasellákat tartalmaz Alsó, tűzkőmentes részében gyakran lépnek fel intrakonglomerátum és allodapikus crinoideás mészkőbetelepülések (BALOGH K — KOVÁCS S 1981), az utóbbiak átterjednek a tűzkoves részbe is Vastagsága kb 90 m Fő mikrofacies-típusok

radioláriás biomikrit, wackestone,
radioláriás—filamentumos biomikrit és mikropátos mikrit, wackestone,
pelletes kokvina, packstone,
crinoideás—filamentumos biomikrit és mikropátos mikrit, wackestone.

Üledékfácies Pelágikus medencefácies Intrakonglomerátumokat és crinoideás, allodapikus mészkőbetelepléseket tartalmazó alsó része instabil lejtőn rakódott le

Helyi típusszelvény a Szőlősardó 1 sz fúrás 66,33—4,60 m közötti szakasza (karni rész), valamint a szőlősardói Lepényke-hegy É-1 lejtője (női rész) Kevésbé típusos változatai fordulnak elő az Alsó-hegy D-1 lábán Komjáti felett, valamint Szádváron

Kora felső-karni (tuvali-1/a, *Gondolella tadpole* intervallum-zóna)—alsónői (láci-3, *Metapolygnathus posterus* intervallum-zóna) Szádváron a nem típusos változata felnyúlik a középső-női alsó részébe is (*Gondolella sternbergensis* intervallum-zóna) A Halobia-lumasellákból BALOGH K (1976) alsónői (láci-1) alakokat közölt *Halobia austriaca* MOJS, *Halobia charlyana* MOJS, *Halobia styriaca* (MOJS)

Bódvar fácies

Bódvarákói Formáció

A steinalmi mészkőre, ill dolomitra települő egyik fajta — részben euxin — első medencefáciesű képződmény Fontosabb előfordulásai a Bódvalenke 2 sz fúrásban 129,0—146,4 m között, a bódvalenkei mészkő fekéjében sötétebb szürke aleuritós márga képviseli, egy kisebb mészkőbetelepléssel A Varbóc 1/2 sz fúrásban (Telekes-volgy, 8 sz mellékvolgy) — amely mezoóos feku-, ill fedőképződményeit nem tárta fel — 26,2—66,1 m között vékony-, ill jól rétegzett, sötét kékeszürke mészkő és sötétszürke—fekete tűzkő váltakozása képviseli lilászürke, szürke és diapp aleurit réteglemezek közbeteleplésével A tűzkő és az aleurit általában gradált, néha a mészkő is Pelsői korát az utóbbi fúrásban a *Gondolella cf bulgarica* toredékek valószínűsítik

Dunnatetői Mészkő Formáció

A steinalmi mészkőre és dolomitra települő másik fajta — nyíltvízi — első medencefáciesű képződmény

Típusos kifejlődése uralkodóan rózsaszínű vagy fehéresszürke esetenként azonban rózsaszínes szürke, rózsaszínes fehér, drapp vagy szürke, típusosan afanitos, kagylós—szilánkos torésű, pados—vastagpados mészkő Vastagsága: 1—2 m-től több mint 100 m-ig Jellemző mikrofáciesei mikrit, ill mikropátos mikrit, mudstone A kevés biogén alkotót Radiolariák, filamentumok, Echinodermata-toredékek és Ostracodák jelentik

Típusszelvénye a Dunnatető D—DNy-1 peremén Egyéb jelentősebb előfordulások a Dunnatető DNy-1 lejtője, a Szár-hegy Ny-1 csúcsának Ny-1 lejtője és a Varbóc 4 sz fúrás (a Telekes-volgy 8 sz mellékvolgyben) Gyakran alkot hasadékkitöltéseket a steinalmi mészkőben

Kora pelsői—illyr (a *Gondolella bulgarica* intervallum-zónától a *Gondolella constricta* intervallum-zónáig)

Tágabb értelemben ide sorolunk egyéb, ugyancsak a steinalmi mészkőre települő pelágikus mészkőveket is, mint pl a Telekes-volgy 6 sz szelvénynek a lilásvörös, gumós mészkővel záruló része, vagy a Szár-hegy K-1 szelvényének lilásvörös, ammoniteses mészkőve

Bódvalenkei Mészke Formáció

Típusos változata jól rétegzett vagy vékonyrétegzett, vörös rózsaszínű vagy lilásvörös, finomkristályos—afantós mészke és fehér—világosszürke, durvakristályos filamentumos mészke (kokvina) mészke váltakozása, lilásvörös agyagpala általában vékony (mm-es—1—2 cm-es) betelepüléseivel, vörös tűzkő-lencsékkel, néha gumókkal vagy -rétegekkel. A finomkristályos—afantós mészke jellemző mikrofácies radiolariás—filamentumos biomikrit vagy mikropátos biomikrit, wackestone, a durvakristályos mészke filamentumos biopátit, grainstone. Az utóbbi mészkeben a filamentumok elrendeződése alapján nemritkán gradáció is megfigyelhető. Kifejlődése kis távolságon (néhány száz m-en) belül is jelentősen változhat, számos nem típusos változata van. Vastagsága változó, általában néhányszor 10 m.

Üledékfácies az intenzív karbonát-visszaoldódás zónájában a mélyvízi litifikáció—karbonát-visszaoldódás—üledékhiány kölcsönhatásai közepette lerakódott üledék. A lilásvörös agyagpala-betelepülések a karbonátlerakódás szüneteknek felelnek meg, a világos, kristályos, filamentumos mészke („kokvina”) rétegek karbonát-turbiditeket képviselnek.

Típusoszelvény Bódvalenke, a falu ÉNy-i végén a műút kanyar alatti feltárás (sztratotípus), valamint a Bódvalenke 2 sz. fúrás (alsó határ-sztrato-típus). Egyéb—sokszor nem típusos—előfordulásai a Telekes-volgy ÉNy-i mellékvölgyeiben, a Dunnatető ÉNy-i oldalán és a Csipkés-hegy Ny-i oldalán, a Szár-hegyen, az Esztramos D-1 és K-1 oldalában egyes vízmosásokban, a hegység szlovákiai részén Zsarnó (Žarnov) környékén és több mélyfúrásban (pl. Szendrő 4, Varbóc 4 stb.).

Kora szelvényenként változóan az illyrtől az alsó-tuvalig (*Gondolella constructa* intervallum-zóna—*G. polygnathiformis* intervallum-zóna) terjed.

Szárhegyi Kovapala Formáció

Típusos változata zoldessárga—sárgászöld, esetleg sárgásbarna, vékonyrétegzett kovapala, gyakran sötétszürke—fekete sávozottsággal. Előfordulhat lilásvörös és sötétszürke—fekete változata is. A kovapala rétegeket gyakran vékony (mm-es—cm-es) agyagpala-betelepülések választják el egymástól. A rétegfelszíneken néha *Daonella* (vagy *Halobia*)-féle kagylók lenyomatai látszanak. Jellemző mikrofáciesei

a) karbonátos változat kovásodott radiolariás—filamentumos biomikropátit, wackestone—packstone,

b) karbonátmentes változat radiolariás biomikropátit, packstone—wackestone. Az utóbbi változat agyagosabb, szarcsit-lemezekben gazdag. Vastagsága kb. 30 m.

Típusoszelvény Szár-hegy, K-1 csúcs alapszelvénye. Elterjedése a K-1 és középső csúcs D-1 lejtője, de kis területen áthúzódik a Ny-1 csúcs DK-1 lejtőjére is.

Ide soroljuk a Telekes-volgy 8 sz. ÉNy-i mellékvölgyének völgyfőjében lévő egykori mangánkutató táró rétegsorát is. 6 m vastagságban vékonyrétegzett, vörös barna, rózsaszínű, esetleg fehér tűzkő, a rétegek szélein rózsaszínű, porózus kovapala, világos zoldesszürke, mészmentes agyagbetelepülésekkel, majd 1,5 m vastagságban barna kovapala és zoldes—sárgás—barnás, mészmentes agyag váltakozása.

Üledékfácies a karbonátos változat a karbonát-kompenzációs szint tájékán, a karbonátmentes az alatt lerakódott, mélyvízi uledék

Kora a típusterületen — rétegtani helyzete alapján — latin—karni A telekes-volgyi mangánkutató táró szelvényéből felső-fassai korra utaló Radiolaria (*Triassocampe scalaris* DUMITRICA, KOZUR et MOSTLER), valamint Conodonta-toredék (*Gondolella* sp.) került elő (H. KOZUR szóbeli közlése)

Hallstatti Mészkö Formáció

A bódvai fáciesben a hallstatti mészkö nagyjából (így Bódvalenke és a Lászi-forrás környékén) zavart, uledékcsuszamlásos szerkezetű. A nőri világos „Massiger Hellkalk” és a vörös „Hangendrotkalk” még plasztikus mészszipap-állapotban egymásba folyt, összekeveredett, térképileg elválaszthatatlan. Más előfordulási helyeken azonban — így a Mész-volgyben és a Szalonna 5 sz. fúrásban a Szár-hegytől Ny-ra, a Szendrő 4 sz. fúrásban és a Telekes-volgy ÉNy-i mellékvolgyeiben — a hallstatti mészkö uledékszerkezete zavartalan, az említett két tagozat nincs összekeveredve. A mészkövek nőri korát ugyanazok a Conodonták bizonyítják, mint az aggteleki fáciesben.

A Rudabánya 658 sz. fúrás a (Telekes-volgy torkolatától kb. 1 km-re) és a Perkupa 74 sz. fúrás (a Csapkés-hegyen) fehér, afaftos, gumós, vörös tűzköves mészkövet tárt fel, a gumók között vörös agyagkövekkel, melynek kora — a *Gondolella steinbergensis* MOSHER előfordulása alapján — középső—felső-nőri (Hasonló litológiájú mészkö a latinban a bódvalenkei mészkö változataként fordul elő)

Lászi-forrasi Tagozat

A Lászi-forrás környékén nemcsak nőri, hanem felső-latin—középső-karni korú, uledékcsuszamlásos szerkezetű, világos és vörös mészszipap össze-folyása — összekeveredése révén keletkezett tarka mészkövek is előfordulnak. Ilyet tárt fel a Szőlővár 2 sz. fúrás is 4,0—27,0 m között. Korát a tartalmazott *Gondolella fohtata inclinata* KOVÁCS, *Gondolella polygnathiformis* BUD et STEF, *Gondolella trammeri* KOZUR és *Gladigondolella malayensis malayensis* NOGAMI bizonyítja.

Zlambachi Formáció

A zlambachi rétegeknek a bódvai fáciesben belüli előfordulására csak bizonytalan adatunk van. A Szalonna 5 sz. fúrásban (Szár-hegy Ny-i csúcsának DNy-i oldalán) a hallstatti mészkö „Hangendrotkalk” tagozata és a már biztos jura sotétszurke, palás agyagkő és aleurit között 37,10—44,80 m-ben, tektonikailag zavartalan érintkezéssel zöld—zoldesszurke—sotétszurke agyagkő és aleurit települ, szurke, plasztikus állapotban bekerült mészkö olisztolitokkal, amely feltehetően megfelelhet a Zlambachi Formációnak. A GRILL J által kitűzött és dokumentált Szendrő 4 sz. fúrásban ugyanakkor hiányzik a „Hangendrotkalk”-ra következő kb. 2 m valódi vastagságú, 85,70—81,30 m közötti, még *Gondolella steinbergensis*-t tartalmazó szurke, mikrites mészkö egyenetlen felszínére közvetlenül jura korú sotét pala települ.

A Zlambachi Formáció szintjének felelhet meg a Telekes-volgy 8 sz. ÉNy-i mellékvolgyének vízmosásában feltárt „tarka márga” összlet (zöld és

lilásvörös márga, mészkő és palás, meszes agyagkő váltakozása), amely a Telekes-volgyi Formációsoport legidősebb egységét képviseli (részletesen lásd GRILL J 1988)

Bódvarákói fácies

Bódvarákói Formáció

Közép- és sötétszurke, jól rétegzett mészkő váltakozása fekete tűzkőrétegekkel, ritkábban -lencsékkel A mészkőrétegek általános vastagsága 10 cm, a tűzkőrétegeké 5 cm A rétegfelszínnek egyenetlenek, hullámosak A rétegek között helyenként 1—15 mm vastagságú fekete agyag-, illetve aleuroit kozok látszanak A steinalmi mészkő és dolomit kimaradásával közvetlenül a gutensteini dolomitra települ Valódi vastagsága a Bódvarákó 5 sz fúrásban kb 40 m, melyből 5 m-t a Gutensteini Formáció felé átmenetet képező tűzkőmentes mészkő tesz ki Mikrofáciese radiolariás és filamentumos biopátit, ill biomikropátit, wackestone

Üledékfácies euxin, mélyvízi medencefácies (sötét szín, bakteropirit)

Típusszelvény Bódvarákótól 1 km-re K-re a Nyúlkertvolgyi-patak jobb oldalán lévő felhagyott kőfejtőben, az esztramosi kőbányához vezető üzemi út alatt (AR-19 sz alapszelvény)

Kora alsó(?)—középső-ansusitól (*Gondolella cf bulgarica* a Bódvarákó 5 sz fúrás 116,65—116,70 m-éből, H KOZUR szóbeli közlése) a felső-ladinig (*Gondolella fohata inclinata* KOVÁCS a felszín alapszelvény felső részéből), de átnyúlhat az alsó-karniba is

„Nyúlkertlápai rétegek”

A Bódvarákói Formációra települő, kb 80 m vastagságú, zoldesszurke—szurke—fekete agyagpala és márga összlet, felső részén kétféle szövetű (finom-, illetve középkristályos) szurke mészkőolisztolitokkal Tisztázatlan korá és egyetlen foltra szorítkozó előfordulása miatt egyelőre nem hivatalos litosztratográfiai egységként tartjuk számon

A finomkristályos mészkövek mikrofáciese radiolariás biomikropátit, wackestone

Kora felső-triász(?), de nincs kizárva, hogy a Bódvarákói Formációra tekintélyes üledékhézaggal települő jura A mészkövekből Conodonta — több mint 20 minta vizsgálata után sem — nem került elő

Tornalápolnai fácies

Bódvavolgyi Ofiolit Formáció

Lásd RÉTI ZS cikkét a jelen kötetben

Tornai fácies

Szentjánoshegyi Mészke Formáció

Szurke, helyenként drappos vagy vörös-rózsaszínes, aprókristályos, pados mészke, barnás vagy vörös sávzottsággal. A metamorf eredetű sávzottság (lineáció) párhuzamos a padossággal. Tűzkövet nem tartalmaz. Vastagsága Hídvégárdó környékén 20—25 m.

A színes (drapp, vörös-rózsaszínű) mészkevek részben még felismerhető eredeti mikrofáciése radiolariás (alárendelten filamentumos) biomikropátit, wackestone, ritkábban mudstone vagy packstone. Az átkristályosodott változatoké ekvigranuláris (ritkábban mekvigranuláris) hipidiotópos—xenotópos pátit, 40—50 μm -es kristálmérettel. A szurke mészkevekben felszaporodik a filamentumok (és esetleg a Crinoideák) mennyisége, az eredeti mikrofáciés filamentumos (alárendelten radiolariás) biomikropátit, ill. biopátit (wackestone, packstone vagy granstone). Átkristályosodva mekvigranuláris xenotópos pátit, 50—100 μm -es kristály nagysággal.

Üledékfáciés egyenletes, közel sima aljzaton lerakódott pelágikus medencefáciés (reszedimentációs jelenségek hiányával).

Típusszelvény a Hídvégárdó 3 sz. fúrás 45,9—69,4 m közötti része (egység-sztratotípus).

Kora felső-anisusi (*Gondolella constricta* intervallum-zóna)—legfelső-ladn (*Gondolella fohata fohata* intervallum-zóna).

A Szentjánoshegyi Mészke Formáción belül tárgyaljuk az Esztramos több tekintetben eltérő kifejlődésű rétegsorát is. Itt a metamorf steinalmi mészke kb. 70 m vastagságban pelsői — mélyebb longobárd korú, szurke, sávós, pados mészke (barnás és drappos sávzottsággal, ill. betelepülésekkel), valamint sárgásfehér—barnásfehér, préselt, finomabb—durvább kristályos mészke települ. A pelsői korra *Gondolella bulgarica* (BUD. et STEF.) és *Gladigondolella malayensis budurovi* KOVÁCS. et KOZUR. utal, míg a longobárdra a *Gondolella fohata inclinata* KOVÁCS. A rétegsor ezen része tágabb értelemben megfeleltethető a szentjánoshegyi mészke-nek.

Ennek fedőjében, kb. 70 m vastagságban — egészen a tornaszentandrás agyagpaláig — csontszínű, préselt, pados mészke települ, gyakran lilásvörös és barnásszurke tűzkölencsékkel és -gumókkal, felsőbb részében barna, finomabb kristályos, lemezes mészkebetelepülésekkel. A képződmény faunamentes, rétegtani helyzete alapján kora longobárd magasabb része — cordevolei. Egyetlen szelvényben való előfordulása miatt nem kezeljük különálló hivatalos litosztratigráfiai egységként.

Tornaszentandrás Agyagpala Formáció

Fekete, a felszínen sárgásbarnára mállott, levelesen széteső, 2—10 mm-es, többé-kevésbé sík elválású rétegekből álló agyag- és aleuritpala, helyenként gyengén karbonátos, ritkán harántpalás. Az egyetlen, 50 cm vastag sofétészurke durvakristályos mészkebetelepülés a martonyi Nagy-Rednek-völgyben található. Teljes vastagsága a hídvégárdói területen 30—50 m, a látható vastagság az Esztramos déli oldalán kb. 50 m, míg a martonyi—tornaszentandrás területen kb. 100 m.

Típusszelvény a Hídvégárdó 3 sz. fúrás 69,4—96,7 m közötti szakasza.

(egység-sztratotípus), felszíni típusfeltárás Tornaszentandrás, a Kossuth u 18 sz ház udvarának vége

Üledékfácies A „raibli” eseményt képviselő, egyenletes aljzaton, reduktív körülmények között lerakódott, finomtormelékes medencefácies

Kora rétegtani helyzete alapján általánosságban középső-karni, de részben kiterjedhet mind az alsó-, mind a felső-karnira. Az említett nagyrednek-volgyi mészkőbetelepusés alsó—középső-karni Conodontákat tartalmaz (Gladigondolella malayensis malayensis NOGAMI, Gondolella, fohata. ~~metinata~~ KOVÁCS, Gondolella fohata fohata BUD et STEF, Gondolella polygnathiformis BUD et STEF)

Potschemi Mészkő Formáció

Szurke, vékonypados—rétegzett-vékonyrétegzett, finom—aprókristályos, tűzköves mészkő. A barnásszurke tűzkógumók, -lencsék és -rétegek váltakoznak egymással és a tűzkő mennyisége gyakran felülmúlja a mészkőét. Vastagsága Hídvégardó környékén 55—60 m, Martonyi—Tornaszentandrás között legalább 150 m. Eredeti mikrofáciese megegyezik a nem metamorf változatával (lásd a szőlősárdói fáciesnél), azonban szovete irányított. A teljesen átkristályosodott változatok (főleg Martonyi—Tornaszentandrás között) szovete homogén, irányított pátit.

Üledékfáciese a szőlősárdói típusos potschemi mészkőétől annyiban tér el, hogy reszedimentáció jelenségektől mentes.

Kora felső-karni (tuvali-1/b—2/a, Gondolella polygnathiformis intervallum-zóna)—alsó-nóri (láci-3, Metapolygnathus posterus intervallum-zóna)

Nagykői Mészkő Formáció

Sárgásbarna—sárgásfehér—lilásrózsaszínű, néha lilásvörös, aprókristályos, jól rétegzett mészkő, helyenként vörös tűzkógumókkal. Ismert vastagsága 20—30 m. Szovete homogén, irányított pátit, néha elmosódottan látszó filamentumokkal és Crinoidea-toredékekkel, valamint gyakori 25—50 µm méretű autigén kvarckristályokkal.

Üledékfácies a feku potschemi mészkőhöz hasonlóan medenceüledék, de lerakódásának idején erősen lecsökkent biogén karbonát-termeléssel és feltehetően növekvő terrigén tormelékbeáramlással.

Típusszelvény Hídvégardó, a Nagykő Ny-i oldala (alsó határ-sztratotípus).

Kora Szegényes Conodonta faunája (csak Gondolella stembergensis MOSHER-t tartalmaz) és rétegtani helyzete alapján középső—felső(?) -nóri.

IRODALOM — REFERENCES

- ALFOLDI L — BALOGH K — RADOCZ GY — RÓNAI A 1975 Magyarász Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatahoz M-34-XXXIII Miskolc — Földt Int kiadv
- BALOGH K 1940 Adatok Pelsőcárdó környékének földtani ismeretéhez — Tisia (4): 149—200 Debrecen
- BALOGH K 1948a Adatok a Gomor-Tornai-Karszt geológiájához — Földt Int Évi Jel. B (Beszámoló a vitaulésekről) (10) 107—129

- BALOGH K 1948b Adatok a tágabb értelemben vett Szilicei-fennsík DNy-i részének földtani ismereteihez — *Földt Int Évi Jel* 1939—40-től (2) 917—926
- BALOGH K 1950 Az eszaki-magyarországi triász retegtana — *Földt Kozl* 80 (7—9) 231—237
- BALOGH K 1953a Földtani vizsgálatok Pelsőc (Plesivec) környékén (1942), továbbá Bódvaszilás és Jósvaló között (1943) — *Földt Int Évi Jel* 1943-től 61—67
- BALOGH K 1953b Földtani vizsgálatok az eszaki-borsodi triászban — *Földt Int Évi Jel* az 1950 évről 11—16
- BALOGH K 1973 A review of the Triassic in Hungary — *Acta Miner Petr* 21 (1) 17—20 Szeged
- BALOGH K 1974 Kurzfassung der triassischen Stratigraphie in Ungarn — *Schriften Erdwiss Komm Osterr Akad Wiss* 2 41—43 Wien
- BALOGH K 1980 A magyarországi triász korrelációja — *Ált Földt Szemle* 15 1—68
- BALOGH K 1981 Correlation of the Hungarian Triassic — *Acta Geol Hung* 24 (1). 3—48
- BALOGH K 1982 A Rudabányai-hegység problémái — *Földt Kut* 25 (2) 55—60
- BALOGH K — DOBOSI K — GÓCZAN F — HAAS J — ORAVECZ J — ORAVECZ-SCHEFFLER A — SZABÓ I 1982 Activities of the Triassic Working-Group in Hungary — *Schriften Erdwiss Komm Osterr Akad Wiss* 5 17—36 Wien
- BALOGH K — KOVÁCS S 1977 Előzetes jelentés a Rudabányai-hegységi triász vizsgálatáról. Jelentés a KFH részére 1976/77-ben végzett szerződéses munka eredményeiről 1 — *JATE Földt es Ősl Tszk Szeged*, kézirat
- BALOGH K — KOVÁCS S 1981 A Szőlőszárdi 1 sz mélyfúrás — *Földt Int Évi Jel* 1979-ről 39—63
- BALOGH K — PANTÓ G 1952 A Rudabányai-hegység földtana — *Földt Int Évi Jel* 1949-ről 135—154
- BORKA Zs 1982 Adatok az Aggteleki-fennsík triász retegtanához — Szakdolgozat, ELTE Földt Tszk Budapest
- CÁSÁR G — HAAS J (szerk) 1983 Magyarország litosztratigrafiái formációi — *Földt Int kiadv*
- DON GY — LESS GY — RETI Zs — SASDI L 1982 Magyarazó az Aggtelek—Rudabányai-hegység 1 25 000-es méretarányú földtani térképsorozatahoz Szelcepuszta — *Földt Int Adattár*, kézirat
- DON GY — LESS GY — ROTH L 1981 Magyarazó az Aggtelek—Rudabányai-hegység 1 25 000 méretarányú földtani térképsorozatahoz Bódvaszilás — Észak-magyarországi osztály adattara, kézirat
- GRILL J — KOVÁCS S — LESS GY — RÉTI Zs — ROTH L — SZENTPÉTERY I 1984 Az Aggtelek—Rudabányai-hegység földtani felépítése és fejlődéstörténete — *Földt Kut* 27 (4) 49—56
- GRILL J — LESS GY — RETI Zs — ROTH L — SASDI L 1984 Magyarazó az Aggtelek—Rudabányai-hegység 1 25 000 méretarányú földtani térképsorozatahoz Perkupa — Észak-magyarországi osztály adattara, kézirat
- Hungarian Triassic Subcommittee 1985 Lithostratigraphical subdivision of the Hungarian Triassic (Compiled by HAAS J — KOVÁCS S) — *Albertiana* 4 5—15 Utrecht
- KOVÁCS S 1977 A del-gömöri Alsóhegy magyarországi részének földtana — Egy doktori értekezés JATE Földt es Ősl Tszk Szeged, kézirat
- KOVÁCS S 1979a A del-gömöri Alsó-hegy magyarországi részének földtani felépítése — *Ősl Viták* 24 33—58
- KOVÁCS S 1979b Rudabányai-hegység Kirándulásvezető az 1 magyar—szlovák határmenti geológustalalkozáshoz — *Földt Int Adattár T* 12 883, kézirat
- KOVÁCS S 1983 A magyarországi Conodonta-vizsgálatok eredményei 1981-ig (a bukki triász kivételével) — *Ősl Viták* 24 33—58
- KOVÁCS S 1984 North Hungarian Triassic facies types A Review — *Acta Geol Hung* 27 (3/4) 251—264
- KOVÁCS S 1986 Conodonta-biosztratigrafiái és mikrofáciái vizsgálatok a Rudabányai-hegység ÉK-i részén — *Földt Int Évi Jel* 1984-ről 193—244

- LESS GY 1981 Magyarázó az Aggtelek—Rudabányai-hegység 1:25 000 méretarányú földtani térképsorozatához Hidvégható — Észak-magyarországi osztály adattára, kézirat
- MIŠIK M—BORZA K 1976 Oberer Trias bei Sĺhicka Brezová (Westkarpaten) — Acta Geol Geogr Univ Comeniana Geol 30 5—49 Bratislava
- PIROS O 1986 Az Aggteleki-hegység középső—felső-triász karbonátplatform képződésének fácies- és mikrofaciális vizsgálata — Egy doktori ért. ELTE Földt. Tszk., kézirat
- SCHOLZ G 1972 An Anisian Wetterstein limestone reef in North Hungary — Acta Miner Petr 20 (2) 337—351 Szeged
- SZENTPÉTERY I 1983 A Rudabánya 690 sz. földtani alapfűrás záródokumentációja — Észak-magyarországi osztály adattára, kézirat
- ZAPPE H 1983 Das Forschungsprojekt „Triassic of the Tethys Realm” (IGCP Proj. 4) Abschlussbericht — Schriften Erdwiss. Komm. Öster. Akad. Wiss. 5 7—16 Wien

TRIASSIC FORMATIONS OF THE AGGTELEK—RUDABÁNYA MOUNTAINS

by

S KOVÁCS—GY LESS—O PIROS—L RÓTH

Hungarian Geological Institute Budapest, Népstadion út 14
H-1143

UDC 552.5 + 551.761(234.373.3/5)
551.761(234.373.3/5)

Keywords Dasycladacea, Conodonta, correlation

The Triassic lithostratigraphic classification of the Aggtelek and Rudabánya Mountains as developed during their recently finished re-mapping is discussed according to tectofacial units. Though described in a concise form as by definitions only, the 24 formations include 13 that are introduced here.

TRIÁSZ IDŐSZAKI ÓCEÁNI KÉREGMARADVÁNYOK AZ AGGTELEK—RUDABÁNYAI-HEGYSÉGBEN

RETI ZSOLT

M Áll. Földtani Intézet Budapest, Népstadion út 14
H-1143

ETO 551 352 551 761(234 373 4)

T á r g y s z a v a k párnaláva, magmás kőzet, szerpentinit, meta-gabbro, metabazalt, radiolait, felső-perm—also-triasz, Bodva-volgy, Aggtelek—Rudabányai-hegység

Az Aggteleki-hegység déli, délnyugati részén a Bódva volgyében és a volgy közelében metabazit (parna bazalt, albit gabbro) és metaultrabázit (kizotil-lizardit szerpentinit) tombok találhatóak felső-perm—legalso-triasz evaporitban

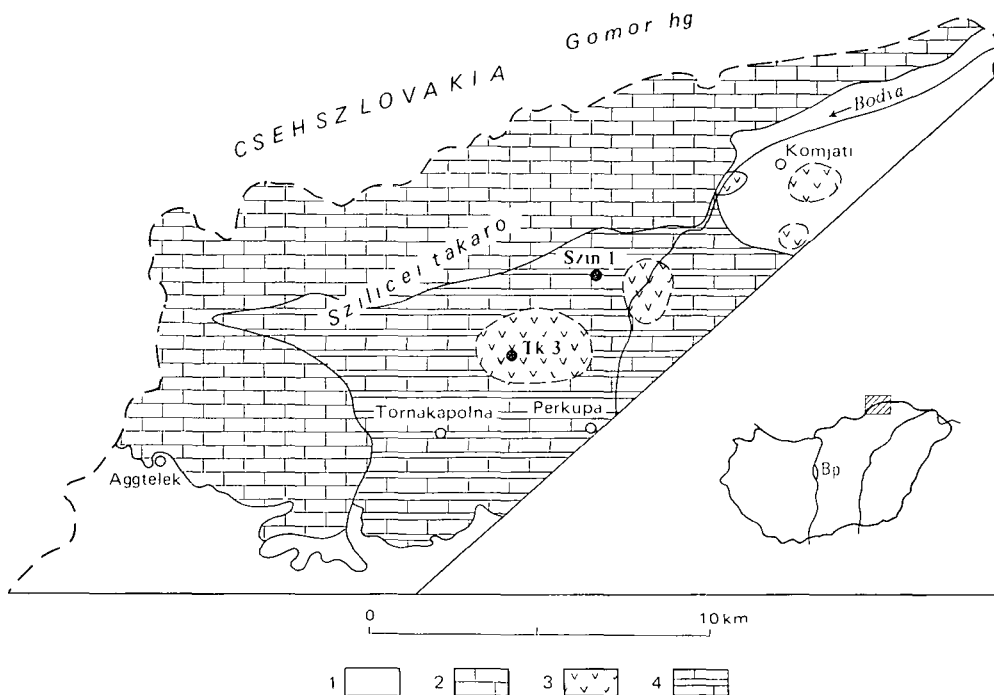
A vulkanizmus ideje a parna bazaltban lévő szingenetikus radiolait betelepülés, valamint a 220 Ma körüli K/Ar radiometrikus adatok alapján, a középső-triasz latin korszakába tehető. Ez a melytengeri magmás—üledékes sorozat a szlovákiai melléteri sorozathoz hasonló. A szettagolt testek a Gomoridák ofiolitjának magyarországi előfordulásai.

Bevezetés

A század elején először VITÁLIS I (1909) írt le magmás kőzetet a Bódva volgyéből. Ezt az erősen átalakult, nehezen meghatározható magmatitot diorit dájknak tartotta. Részletes közzétett elemzését csak jóval később PANTÓ G — FOLDVÁRINÉ VOGL M (1950) végezte el és a kőzetet nátrongabbroknak határozta meg. A VITÁLIS I (1909) által leírt Tlalmas-domb alatti kis gabbro előforduláson kívül más bázisos kőzet felszíni kibúvása nem ismeretes a környéken. A többi magmás tömeg felfedezése mágneses mérésekkel történt. A mágneses mérések után kutatófúrások és a bányavágatok (perkupai gipsz—anhidritbánya) nyújtottak lehetőséget a szerpentinit jobb megismeréséhez (MÉSZÁROS M 1953, 1961). Gabbrot csak néhány fúrás (Bódvarákó Br 1, Szoliget Szó 1, 2, Komjátó Ko 1) tárt fel az 1980-ban kezdődő kutatási program során mélyített fúrások előtt.

Az ötvenes években a szerpentinitnek diabázból (gabbro) való képződését NEMECZ E (1957) még magnézium metasomatózissal magyarázta. Az ultrabázisos eredetet először HAVAS P (1968) vetette fel. Az ultrabázisos anyagkőzetre először BALLA Z (1983) és HAVAS L (1984) utalt a régi elemzési adatok újraértékelése nyomán.

Az eddig ismert és újabb kőzetváltozatok megismeréséhez, valamint genetikájuk tisztázásához az 1980—85 között folyó aggtelek—rudabányai-hegységi MÁFI kutatási program biztosított lehetőséget. Ennek során az ELGI újabb



1 abra A Bódva-völgy környékének vazlatos földtani térképe

1 Pleisztócén, 2 középső—felső-triász (Wettersteini) mészkő, 3 középső-triász gabbró, bazalt, szerpentinit, 4 alsó-triász homokkő

Fig 1 Geological sketch-map of the Bódva-valley

1 Pleistocene, 2 Middle—Upper Triassic (Wetterstein) limestone, 3 Middle Triassic gabbro, basalt, serpentinite, 4 Lower Triassic sandstone

mágneses felmérést végzett (VERŐ L et al 1982), valamint több magmás testet is harántoló fúrás mélyült (Bódvarákó Br 4, Szogliget Szó 4, Tornakápolna Tk 3, Komjáti Ko 11)

A magmás testek elhelyezkedése

A mágneses anomália mérések és fúrások alapján a Bódva-völgy környékén négy különálló magmás test különíthető el (1 ábra) Feltételezhető, hogy nemcsak a Gomorikum távolabbi szlovákiai részén, hanem a völgyhoz közelebb az 1000 m-es vastagságot meghaladó Szilicei-takaró alatt is több hasonló test található Ezt a Szilicei-takaró déli szárnyán mélyült Szin 1 sz fúrás rétegsora is alátámasztja (KOLESZÁR Zs 1979, RÉTI Zs 1985a) A fúrás már csak a Szilicikum legalsó tagjait harántolta, és az alsó-triász rétegek alatt 550—720 m mélység között evaporitba gyűrt metabázitokat és metaultrabázitokat tárt fel Hasonló rétegsorrend található a Tornakápolna Tk 3 sz. fúrásban is (2 ábra)

Az eddig megismert magmás testekre jellemző, hogy a magmatitok mindig

felső-perm—legalsó-triász evaporitokhoz kapcsolódnak. A szerpentinit felső kopeny eredetű kőzet, amely az óceáni kéreg alatt nagy mélységben, míg a világos színű evaporit sekélyvízi környezetben, bepárlódó lagúnában képződött. A Mészáros M (1953) által feltételezett termális érintkezésre és a szerpentinit evaporittal megegyező korára továbbra sincs bizonyíték. Mai ismereteink szerint a két, viszonylag lágy kőzet közvetlen érintkezését, összegyűrődését csak későbbi tektonika eredményének tekinthetjük.

A magmatitok az őket bezáró evaporit mátrixszal — mely a Szilicikum rétegtanilag legalsó helyzetű képződménye — ma a Szilicei-takaró frontja előtti, vagy a takaró alatti helyzetben található. Elvoncsolási takarónak (GRILL J szóbeli közlése) vagy takarófoszlányak tekinthetők, melyek felismeréséhez többek között H KOZUR és R MOCK (1973) eredményei vezethettek.

A magmás testek anyaga

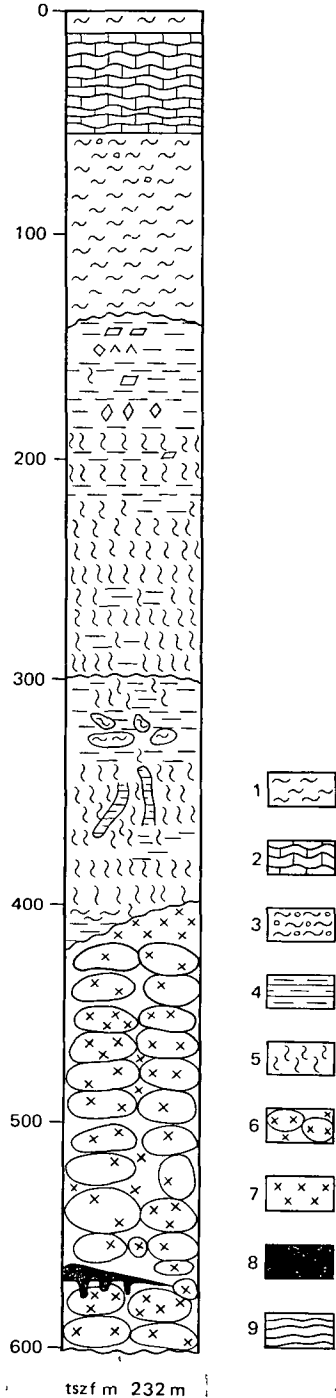
A vizsgált testek anyaga részben eltérő. A szohlyeti és komjáti testek anyaga meta-gabbro és metadolerit, a bódvárakói tomegben ezeken kívül szerpentinit is található. Az óceáni magmás-üledékes sorozatot legteljesebben a Tornakápolnához közeli Tk 2 és 3, valamint a Szin 1 sz fúrás tárta fel. Bár gabbrot nem tartalmaznak, de a 100—200 méternyi szerpentiniten kívül párna bazalt és vulkáni működéssel egyidejű, szingenetikus vörös radiolarit is előfordul a rétegsorokban.

2 ábra A Tk 3 sz fúrás rétegsora

1 Negyedidőszaki fedő kavics, homok, agyag, 2 alsó-triász Szini Márga és Szinpetri Mészkes Formáció, 3 alsó-triász Bódvaszilás Homokkő Formáció, 4 felső-perm—alsó-triász evaporit, 5 szerpentinit, 6 párna bazalt, 7 albit gabbro, 8 vörös radiolarit, 9 fekete pala

Fig 2 Columnar section of the borehole Tornakápolna 3

1 Quaternary cover pebble sand, clay beds, 2 Lower Triassic Szini Marl and Szinpetri Limestone Formation, 3 Lower Triassic Bódvaszilás Sandstone Formation, 4 Upper Permian—Lower Triassic evaporite, 5 serpentinite, 6 pillow basalt, 7 albite gabbro, 8 red radiolarite, 9. black shale



A magmás kőzetek kora, kőzettana és geokémiája

PANTÓ G és FOLDVÁRINÉ VOGL M (1950) a „nátron gabbrót” a kornyező triász uledékes kőzeteknél fiatalabbnak tartották Kőzettani hasonlóságok alapján azonos korúnak tekintették a szarvaskői gabbróval, melynek kréta kora akkor általánosan elfogadott volt

A gabbró magmatizmus és bazalt vulkanizmus idejére kétféle módszerrel kaptunk közel megegyező kort A K/Ar kormeghatározás eredményei — BALOGH KADOSA et al (1982) és szóbeli közlés 1984 — 214 ± 12 , 197 ± 11 , 200 ± 9 , 220 ± 6 és 256 ± 2 millió éves korokat adtak Ezen eredmények a triász magmatizmust valószínűsítették, míg e mérések átlaga (220 Ma) megközelíti a párna bazalt sorozatból leírt Radiolariák korát, amely a latin emelet fassai alemeletét jelzi (H KOZUR—RÉTI Zs 1986)

Szerpentinít

A Bódva-völgyben lévő szerpentinít lherzolitos harzburgit eredetű, csak kissé lecsökkent RFF tartalmú felső kopeny anyagból képződött Az anyakőzet teljes mértékben szerpentinítesedett (víztartalom 12,5—13,5%, ρ 2,65 g/cm³,) nagyon alacsony fokú metamorfózist szenvedett Ásványos összetétele krizotil és lizardit, mely alacsony hőmérsékletű (< 400 °C) szerpentinésedése utal Az eredeti ultramafitra a relikvált ásványokból (monoklin piroxén, kromit, rombospiroxén pseudomorfózák — basztit) teljes kémiai elemzésből számolt vízmentes formulából következtethetünk A nagyon alacsony MgO/SiO₂ arány (\approx 0,92) és az aránylag magas Al₂O₃ (1,4—3,0 súly%) lherzolitos eredetre utal A 0,3 súly%-nyi NiO, Cr₂O₃ és a 0,87 koruh MgO/MgO + FeO arány a lherzolitos, de harzburgitos összetételű kőzetre is jellemző

1 táblázat — Table 1

Párna mag (1) és párna kérgék (2) kémiai elemzési adatai a Tk 3 sz furásból

Bulk chemistry of pillow core (1) and pillow selvage (2) from the borehole Tornakápolna 3

Foelen oxidok	1 %	2 %
SiO ₂	48,7	38,2
Al ₂ O ₃	15,8	14,3
Fe ₂ O ₃	3,1	4,2
FeO	7,9	11,11
MgO	7,0	13,21
CaO	4,6	8,9
Na ₂ O	4,6	0,2
K ₂ O	0,1	0,1
H ₂ O	4,8	5,3
TiO ₂	1,6	1,7
P ₂ O ₅	0,2	0,2

A MgO—H₂O—SiO₂ és a Opx—Ol—Clpx háromszögdiagramok (R G COLEMAN 1971) is mutatják (RÉTI Zs 1985b 4. ábra), hogy ez a metaultiamafikus kőzet alpi típusú, azaz ofiolitos ultrabazit, amely a szétnyíló óceáni (paraóceáni) lemezek alá felemelkedő kopenydiapíriban képződött Mai megfelelőjét a triász időszak Tethys-óceán dináii ágával jól összevethető fiatal óceánban, a Voios-tengerben vagy a Kaliforniai-óceánban is megtalálhatjuk (BONETTI et al 1981, P LONSDALE—P BATTIZA 1980)

Metagabbró

A gabbró és a dolerit is erősen átalakult, nagyon alacsony fokú metamorf kőzet spilit A nedves környezetben a terheléses metamorfózis során plagioklászai teljesen albittá alakultak A spilitésedett kőzet neve tehát albitgabbró A kő-

zet differenciációs foka alacsony, a dájksorozathoz vagy párna bazaltokéhoz hasonló

Metabazalt

Metabazaltot csak a két tornakápolnai és a Szin 1 sz fúrásban találtunk. A bódva-volgyi gabbróhoz hasonlóan ez is spilit, amely párnaként, ill. masszív bazaltként is előfordul. A párnák szegélye és magja között mind ásványos, mind kémiai összetételben jelentős különbség van (T. G. VALLANCE 1965). Ezt a tornakápolnai fúrás párna szegélyeiből és magjaiból vett minták kémiai elemzési adatai jól tukrozzik (1 táblázat).

A párnák magjában az interszertális szövet a leggyakoribb, de nagyobb párnák belsejében és a masszív bazaltfolyásos részben szubofiros szövet is előfordul. Kisebb párnákban vagy a szegélyhez közelebb variolitos szövet a leggyakoribb. Néhány mintában mandulakövek találhatóak, melyek mérete 0,2—0,5 mm közötti.

J. G. JONES (1969) Izland környéki recens tenger alatti bazaltokon végzett vizsgálataival összevetve, a tornakápolnai bazaltban lévő mandulakövek 2000—5000 m körüli tengermélységre utalnak.

A párna szerkezetek között tormelékes, üveges vagy devitrifikálódott részek, hialoklasztit folyások láthatóak, melyek anyaga általában vitoklasztos, pilotaxitos szövetű és a párnák kergével megegyező ásványos és kémiai összetételű (mikrokristályos klorit, epidot, hematit, titanit).

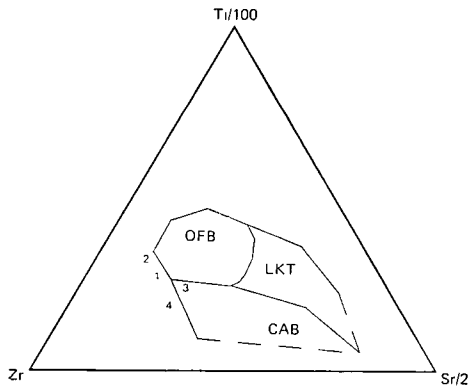
Vörös radiolant

A Tornakápolna 3 és a Szin 1 sz fúrás párnabazalt sorozatában több vékony vörös agyag—aleurolit betelepülés található. A többszöri betelepülés és a termális kontaktusok alapján kora a bazaltomléssel egyidejű. A Tk 3 sz fúrásban 563—568,5 m között pedig vastag betelepülés is van, melyben gazdag Radiolaria faunát tartalmazó csíkok találhatóak.

Az 567 m-es mintából leírt fauna [H. KOZUR—RÉTI ZS (1986)] a kőzet felső-fassai korát (felső-ladm) adta. A szingenetikus betelepülés alapján így a bazaltomlés is középső-triászba tehető.

A metabázitok geokémiai vizsgálata

A spilitesedés miatt a főelem-elemzésből nyert adatok az eredeti magmatípusra bizonytalan, vagy hamis eredményt adnak. A tornakápolnai bazalt elemzési adatai (1 táblázat). A MIYASHIRO (1975) diagramján abisszikus tholentites eredetet tukioznak, míg a nagyon mobilis alkálhákát felhasználó



3 abra Zr—Ti—Sr diagram (PEARCE—CANN 1973) a Bódva-volgyi bazalt minták elemzési pontjainak feltüntetésével [Elemző VICZIÁN M (KBFI)]

Fig 3 Zr—Ti—Sr plot after PEARCE—CANN 1973

[Analyser M VICZIÁN (KBFI)]

A bódva-volgyi magmás kőzetváltozatok átlagos kémiai összetétele és CIPW normái
Average chemical compositions and CIPW norms of metabasic and metaultramafic rocks of the Bódva-valley

Foelem oxidok	1	2	3	4	CIPW	1	3	4
SiO ₂	38,6	45,0	48,7	43,8	Q	—	0,1	—
Al ₂ O ₃	2,4	2,7	15,8	13,7	C	—	2,2	—
Fe ₂ O ₃	4,3	5,0	3,1	6,1	O ₁	—	0,8	1,6
FeO	1,4	1,6	7,9	5,1	Ab	—	27,4	25,2
MgO	35,3	41,1	7,0	7,3	An	5,8	24,5	24,7
CaO	2,1	2,4	4,6	11,7	Cpx	5,6	4,6	17,0
Na ₂ O	0,1	0,1	4,6	2,7	Opx	33,5	16,2	0,6
K ₂ O	0,1	0,1	0,1	0,2	Ol	45,1	15,7	13,7
H ₂ O	13,7	—	4,8	3,5	Mt	6,8	5,1	9,6
TiO ₂	0,1	0,1	1,6	2,8	Il	0,2	3,7	7,3
P ₂ O ₅	0,1	0,1	0,2	0,4	Ap	—	0,6	0,9
CO ₂	0,3	—	—	2,3				

1 Szerpentinit (8 elemzés átlaga) — Means of serpentinite analysis from borehole Tk 3

2 Szerpentinit (vizmentes form) — Anhydrous form of serpentinite mean

3 Metabazalt (7 elemzés átlaga) — Mean of 7 metabasalt analysis (massive and pillow cores)

4 Gabbró (8 db minta átlaga a Ko 11 sz fúrásból) — Mean of 8 albite gabbro analysis from borehole Ko 11

G A McDONALD—T KATSURA (1964) által szerkesztett diagramon ezzel ellentétes alkáli jellegűt mutatnak J A PEARCE (1976) két diszkriminációs ábráján nagy szórás tapasztalható a LKT (alacsony káliumtartalmú tholeit) és a CAB (mészalkáli bazalt) mező között (a legtöbb adat a vizsgálat kritériumainak nem felel meg) J A PEARCE és I R CANN (1973) szerint az alacsony fokú metamorfózis során a magas térejerű elemek, mint a Ti, Zr, Y, P, Nb stabilnak tekinthetők, így ezekkel a főelemeknél sokkal pontosabb diszkriminációt adnak (3 ábra) A bódva-volgyi spilitek nyomelemzési adatai óceáni eredetre utalnak

Az eredmények összefoglalása és következtetések

A Bódva-volgyben lévő, egymástól független bázisos—ultrabázisos testek, melyek ma a felső-perm—legalsó-triász lagunáris összletbe — gipszbe, anhidritbe — beleyúrtnak találhatók, az evaporitképződésnél fiatalabb középső-triász kori magmatizmus termékei

A magmás kőzetek — a szerpentinit, albitgabbró, metabazalt — általakult, alacsony fokú metamorfózist szenvedett kőzetek A bazaltok tenger alatti eredetét és korát is jól bizonyítja a kozbetelepult radiolarit Az utóbbi a gabbrón mért K/Ar radiometrikus kormeghatározás is alátámasztja A Bódva-volgy melléti típusú kőzetsorozata széttagolt, nem teljes ofiolitnak tekinthető és kétségtelenül a Gomoridák mezozoós ofiolitjának közvetlen folytatását képezi A kora-mezozoós óceáni kéreg szárazulatra kerülését és a lágy evaporitba gyűrődését obdukcióval és későbbi takarós áttolódásokkal magyarázhatjuk

IRODALOM — REFERENCES

- BALLA Z 1983 A dél-dunántúli ultrabázitok lemeztelektónikai értelmezése — *Földt Kozl* 113 (1) 39—56
- BALOGH KADOSA—ÁRVANE SÓS E—PÉCSKAY Z 1982 Észak-magyarországi magmás kőzetek K/Ar vizsgálata — MTA-ATOMKI jelentés — *Földt Int Adattár ter* 11 179, kézirat
- BONETTI E—HAMLYN P—OTTONELLO G 1981 Upper mantle beneath a young oceanic rift peridotites from the island of Zabargad (Red Sea) — *Geology* 9 474—479
- COLEMAN R G 1971 Petrologic and geophysical nature of serpentinites — *Geol Soc Am Bull* 82 979—998
- COLEMAN R G 1984 The diversity of ophiolites — *Geol Mijnbouw* 63 (2) 141—150
- HAVAS L 1984 A perkupai szerpentin eredete és helyzete — *Földt Kozl* 114 (1), 109—112
- HAVAS P 1968 A perkupai serpentines kőzetek atalakulási termékei és folyamatai — *Szakkolgozat ELTE TTK, kézirat*
- JONES J G 1969 Pillow lavas as depth indicators — *Am Journ Sci* 267 181—195
- KOLESZAR Zs 1979 A Szin-I fúras által harántolt magmatitok ásvány-kőzettani vizsgálata — *Szakkolgozat ELTE TTK Kőzettani—Geokémiai Tszk*, kézirat
- KOZUR H—MOCK R 1973 Zur Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata-Serie und Tektonik des Slowakischen Karsters — *Geol Zborn* 24 (8) 365—374
- KOZUR H—RÉTI Zs 1986 The first paleontological evidence of Triassic ophiolites in Hungary — *N Jb Geol Palaont Mh* 284—292 Stuttgart
- LONSDALE P—BATIZA P 1980 Hyaloclastite and lava flows on young seamounts examined with a submersible — *Geol Soc Am Bull* 91 545—554
- MCDONALD G A—KATSURA T 1964 Chemical composition of Hawaiian lavas — *Journ. Petr* 5 82—133
- MESZAROS M 1953 Jelentés a perkupai gipszkutatásról — *Földt Int Évi Jel* 1953-ről (1) 277—286
- MESZAROS M 1961 A perkupai gipsz—anhidritelőfordulás földtani viszonyai — *Földt Int Évk* 49 (4) 939—949
- MIYASHIRO A 1975 Classification, characteristics, and origin of ophiolites — *Journ Geol* 83 249—281
- NEMECZ E 1956 A perkupai szerpentin asványtani és geokémiai vizsgálata — *Földt Kozl* 86 (4) 424—434
- PANTÓ G—FOLDVÁRINE VOGL M 1950 Natrongabbró-a Bódva-völgyben — *Földt. Int Évk* 39 (3) 1—16
- PEARCE J A 1976 Statistical analyses of major element patterns in basalts — *Journ Petr* 17 15—43
- PEARCE J A—CANN I R 1973 Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses — *Science* 19 290—300
- RÉTI Zs 1985a A Bódva-völgyi bázisos és ultrabázisos kőzetek és tektonikai jelentőségük — *Dokt ért ELTE TTK Kőzettani Tszk*, kézirat
- RÉTI Zs 1985b Triassic ophiolite fragments in an evaporitic melange, Northern Hungary — *Ophioliti* 10 (2/3) 411—422
- VALLANCE T G 1965 On the chemistry of pillow lavas and origin of spilites — *Min Mag* 34 471—481
- VERŐ L—PINTÉR A—M SZALAY E—TABAS 1982 Jelentés az Aggtelek—Rudabányai-hegység 1981 évi geofizikai kutatásáról ELGI—MÁFI jelentés — *Földt Int. Adattár Ter* 11 124, kézirat
- VITÁLIS I 1909 A Bódva—Rónakoz környékének földtani viszonyai — *Földt Int. Évi Jel* 1907-ről 45—58

TRIASSIC OCEANIC CRUST REMAINS IN THE AGGTELEK— RUDABÁNYA MOUNTAINS

by
Zs RÉTI

Hungarian Geological Institute Budapest, Nepstadion út 14
H-1143

UDC 551 352 551 761(234 373 4)

Key words pillow lava, igneous rocks, serpentinite, metagabbro, metabasalt, radiolarite, Upper Permian—Lower Triassic, Bódva valley, Aggtelek—Rudabánya Mts (N Hungary)

In NNE Hungary, near the Slovakian border, few large subsurface bodies of basic to ultrabasic rocks have been encountered by geophysical measurements and deep drillings. They are tectonically reworked in an evaporitic matrix, which constitutes the base of the Upper Permian to Jurassic sedimentary sequence of the Silice Nappe (s. l.).

The tectonically dismembered bodies consist of serpentinite, gabbro and pillow basalt, with intercalations of red radiolarian chert.

These rock types are recognised only in several boreholes in the vicinity of the Bódva valley (Tk 3, Szin 1, Ko 11, Br 4, Szo 4, etc.), but in the Slovakian Gemerides, some nearly complete sequence of outcrops can be found (e.g. Jaklovce).

Both the mafic and ultramafic rocks underwent very low grade metamorphism. The anhydrous formula and the presence of certain relict minerals indicate that the parental rock of the Bódva valley serpentinite probably was of lherzolitic composition. The characteristic low ratio of MgO/SiO_2 (≈ 0.92) and the relatively high average content of NiO (0.3 wt%) and Cr_2O_3 (0.3 wt%) and the $MgO/MgO + FeO$ ratio (0.87) are between the lherzolitic and harzburgitic composition. More specific evidences of lherzolitic origin are the relicts of clinopyroxene among the orthopyroxene pseudomorphs (bastite).

The mafic rocks in this region are generally altered. All have undergone a high degree of spilitisation. The ophic and subophic texture of diabases (more exactly metagabbros and metadolerites), are more of subvolcanic than of batholithic character. As the basalt suffered oceanfloor metamorphism, the gabbro and dolerite were altered in the wet subeffusive environment by the effect of burial metamorphism under the conditions of prehnite-pumpellyite-Qv or greenschist facies. Epidote, albite, actinolite, pumpellyite-prehnite, clonite, and hematite are the mineral components of these metabasites.

In metabasalts, pillow lavas are more common than massive varieties, but hyaloclastite flows are also abundant. In the pillow basalt sequence, intercalations of red radiolarian chert and clay are found, having variable thickness from a few centimetres to a few metres.

These deep-sea sediments contain radiolarians of Ladinian age as determined by H. KOZUR (KOZUR H.—RÉTI Zs 1986). While the K/Ar radiometric dating on amphiboles from the gabbro, yielded the same average value of 220 Ma. We may presume that the serpentinite, gabbro, diabase, metabasalt and deep sea sediments of Bódva valley and the Gemerides represent fragments of a dismembered ophiolite suite.

A CSŐVÁRI FELSŐ-NÓRI, SEVATI FAUNA

DETRE CSABA — DOSZTALY LAJOS — HERMANN VIKTOR

M Áll Földtani Intézet Budapest, Nepstadion út 14
H-1143

ETO 564 53 551 761(439 13)

T á r g y s z a v a k Ammonoidea, *Choristoceras nobile*, felső-nóri, sevati, Csővár

A dolgozat a Duna bal parti triász rogokhoz tartozó csővári Vár-heggyel szemben lévő nagy kőfejtőből történő legújabb faunagyűjtések eredményeiről számol be

A vizsgálatok eredményeképpen — elsősorban az előkerült *Choristoceras nobile* MOJSISOVICS Ammonoidea maradvány alapján — az eddig vitatott rétegtani helyzetű mészkőösszet a felső-nóri emelet sevati alemeletébe sorolható

A csővári Vár-heggyel szemközti nagy kőfejtő bitumenes, tűzkoves mészköve a hazai felső-triász kimeríthetetlen ősmaradvány lelőhelye (1 ábra). A szórványos gyűjtések néhány év elteltével minduntalan szükségessé teszik az időközben összegyűlt új ősmaradványok publikálását. Ezt most különösen indokolja a HERMANN V által 1985-ben talált, innen még novumként tekinthető *Choristoceras*-lelet, mely elsősorban sztratigráfiai szempontból nagy jelentőségű és amely újra felkeltette az érdeklődést a csővári triász rogok iránt. Az alábbiakban az 1985—1986-ban végzett gyűjtésről és őslénytani vizsgálatokról, majd az ezekből levont sztratigráfiai következtetésekről számolunk be. DETRE CSABA a makro-, DOSZTALY LAJOS a mikropaleontológiai vizsgálatokat végezte, HERMANN VIKTOR gyűjtötte és tárta fel az ősmaradványanyagot.

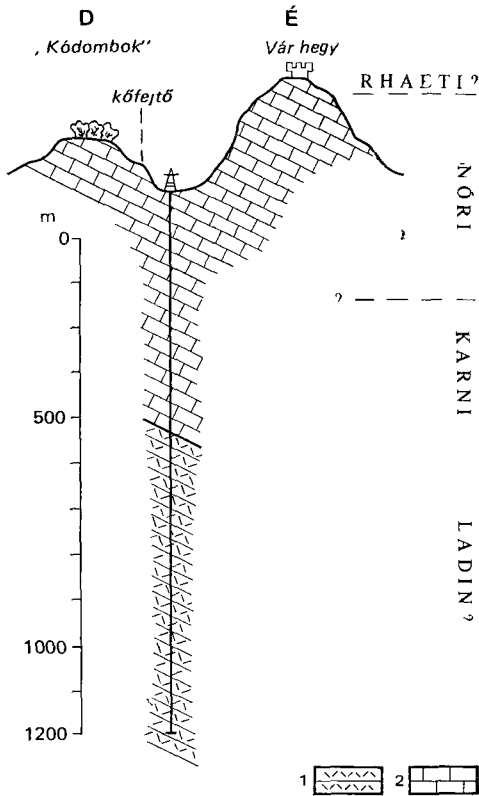
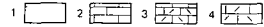
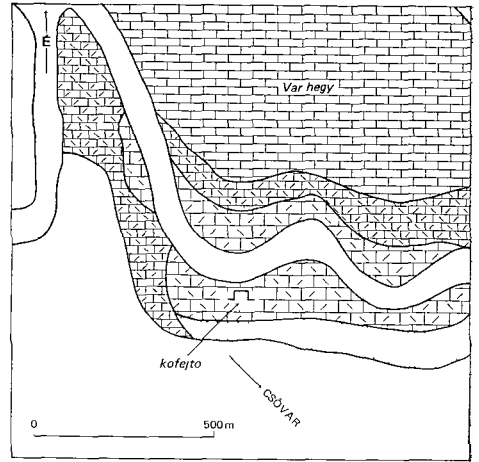
A csővári Vár-heggyel szembeni nagy kőfejtő páratlan taxongazdagságú, a nagy ősmaradványbőség az oka annak, hogy a képződmény állandó rétegtani viták színtere. VADÁSZ E (1910) a csővári triász mészkőösszetlet a karni emeletbe sorolta. Ezt a későbbi vizsgálatok (ORAVECZ J 1963, DETRE Cs. 1969, 1970, 1971) némi finomításokkal alátámasztották, rossz megtartású, ill. olyan Mollusca taxonok alapján, melyekről kiderült, hogy rétegtani elterjedésük nem csak a karni emeletre korlátozódik. Az újdonság erejével hatottak H KOZUR és H MOSTLER (1973) Conodonta és Holothuroidea vizsgálatai, melyek eredményeként a csővári mészkőösszetlet korát a legfelső-triászba (felső-nóri—rhaeti) helyezték. A magyar szakközönség ezt a besorolást kezdetben bizalmatlanul fogadta, noha a környező triász rogokon végzett további makropaleontológiai vizsgálatok valószínűvé tették a Duna bal partri triász rogokra vonatkozó olyan rétegtani modell felállítását is, melynek keretében a csővári rog ilyen fiatal besorolása is logikus (DETRE Cs. 1981).

1 ábra A csóvani Vár-hegy környékének földtani térképe

1 Eocén mészko, 2 vékonyretegű világos mészko tuffkölencsékkel, 3 vékonyretegű dolomitós mészko, mészmárga, 4 vastagpados, bitumenes, tűzköves mészko vékonyretegű mészmárga közbetelepülésekkel

Fig 1 Geological map of the Vár-hegy of Csóvár

1 Eocene limestone, 2 thin bedded light limestone with chert lenses, 3 thin bedded dolomitic limestone and calcareous marl, 4 thick-bedded, bituminous cherty limestone with calcareous marl intercalations

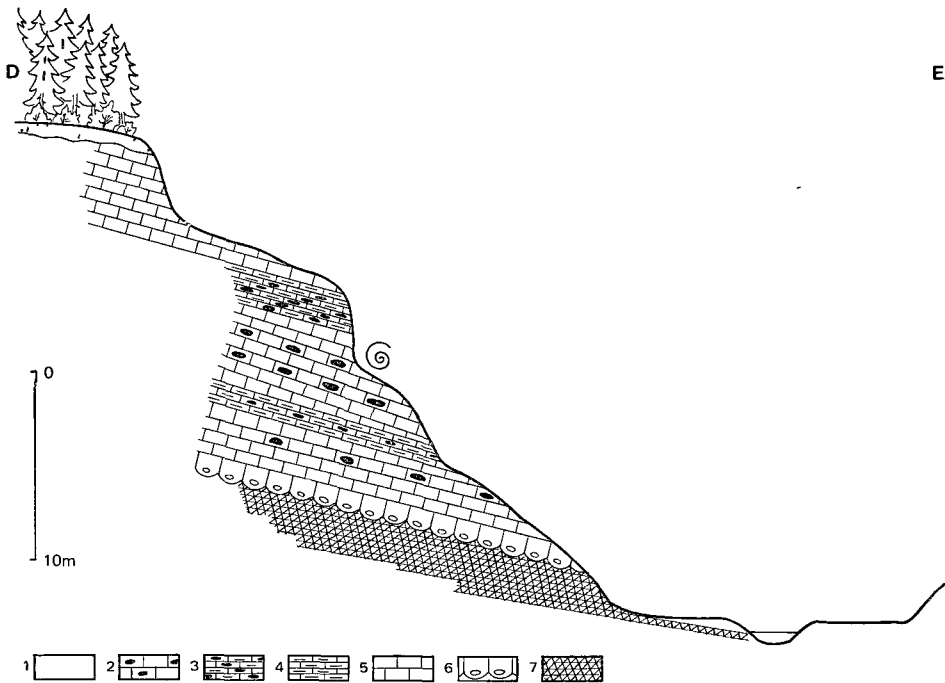


2 ábra A csóvani Vár-hegy környéke a Csóvár 1 sz. fúrás feltüntetésével

1 Dolomit, 2 mészko

Fig 2 Surroundings of the Vár-hegy of Csóvár with indication of borehole Csóvár 1

1 Dolomit, 2 limestone



3 ábra A csővári nagy kőfejtő földtani szelvénye

1 Eocén mészkő, 2 tűzköves mészkő, 3 tűzköves mészmarga, 4 vékonyretegű lemezes mészmarga, 5 vastagtagados, bitumenes mészkő, 6 vastagtagados mészkő („slumping”), 7 vékonyretegű, erősen bitumenes marga

Fig. 3 Geological section of the big quarry of Csővár

1 Eocene limestone, 2 cherty limestone, 3 calcareous marl with chert nodules, 4 thin-bedded, laminated calcareous marl, 5 thick-bedded, bituminous limestone, 6 thick-bedded limestone (“slumping”), 7 thin-bedded strongly bituminous marl



4 ábra A csővári nagy kőfejtő

Fig. 4 The big quarry of Csővár

Korallok

Az utólag kovásodott thanatoconózisban gyakoriak az 5–20 mm theca-átmérőjű magányos korallok. A szeptumok a leletek nagy többségében nem észlelhetők, néhány kivételes esetben a proximális részeik még fellelhetők. Valószínű, hogy a talált maradványokat a *Stylina* nemzetséghez sorolhatjuk (5 ábra) és egyazon fajhoz tartoznak.

Mollusca*Gastropoda*

Néhány apró, 4–10 mm magas, közepesen hosszú spirájú lekerekített kanyarulatú kovásodott kőből. Valamennyit *Coelostylina* sp.-nek határoztuk meg.

Bivalva

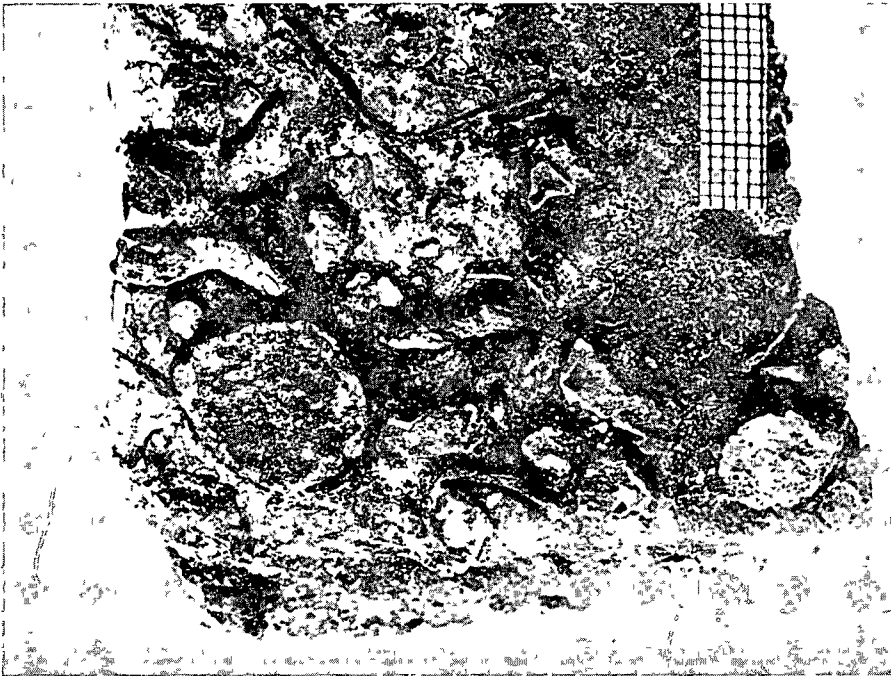
A csővári mészkőösszetből új alak a „*Pecten*” *subalternicostatus* BITNER, 1 db jó megtartású héjas példánya (6 ábra) és a *Plagrostoma vnaequicostata* SCHAFFH újabb darabjai (DETRE Cs 1971), valamint a tomegével található meghatározatlan kovásodott héjtöredékek.

Ordo Ammonoidea ZITTEL, 1884

Superfamilia Clydonitaceae MOJSISOVICS, 1879

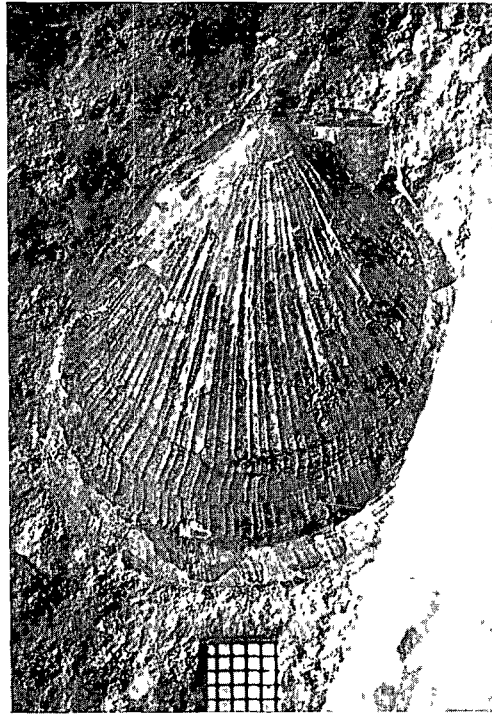
Familia Choristoceiatidae HYATT, 1900

Genus Choristoceras HAUER, 1865



5 ábra Kovásodott, korallós thanatoconózis

Fig 5 Silicified, corallineous thanatoconosis



6 ábra — Fig 6 “*Pecten*” *subalternicostatus*
BITTLER

Choristoceras nobile MOJSISOVICS, 1893

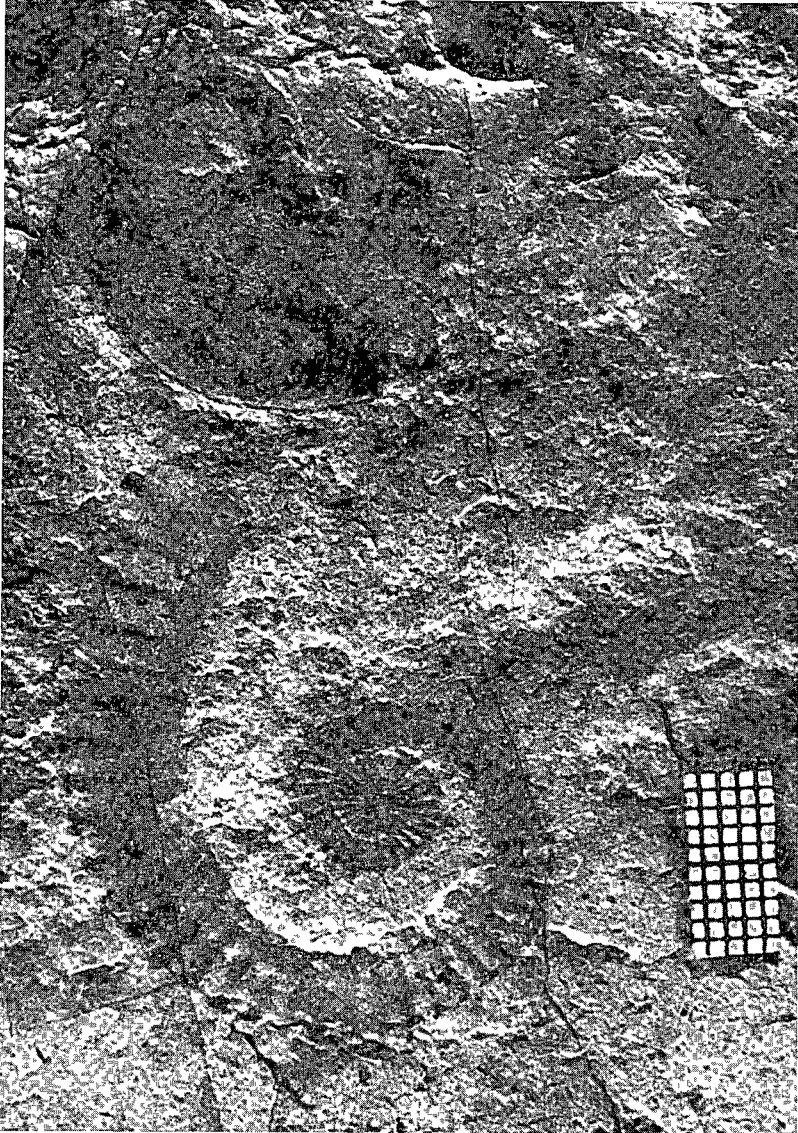
Text-fig 7

1893 *Choristoceras nobile* MOJSISOVICS — p 547, Taf CXXXIII Fig 21, Taf CXXXIV.
Fig 9–14

1915 *Choristoceras nobile* MOJSISOVICS — DITNER p 100

Megjegyzés Ennek a fajnak eddig 6 biztosan meghatározható példánya került elő az 1985–86-os gyűjtésből. A legjobb megtartású példány érdekessége, hogy lenyomatát 1985-ben HERMANN V, majd ugyanennek a példánynak a héjas alakját 1986-ban DOSZTÁLY L találta meg. Ennek méretei legnagyobb átmérője 32 mm, az utolsó kanyarulat legnagyobb vastagsága 6 mm, legkisebb vastagsága 2 mm. A kezdeti kanyarulatok involutak, az utolsó kanyarulat igen nagy ívben válik evoluttá. Az eddig ismert legevolutabb, azaz a leginkább „kicsavarodott” *Choristoceras* faj Sűrűn bordázott, a bordák apró, éles csomósorban futnak ki a dorzális oldalon. A kanyarulat-vastagság és a bordák közötti távolság aránya állandóan kb 4:1. Az utolsó kanyarulaton a bordák száma 45.

A faj eddig csak az É-alpi hallstatti sorozat felső-triász zlambachi márga-
összlet ún „choristocerasos márga” rétegeiből ismert. A choristocerasos márga-
emelet és alemelet besorolása jelenleg viták tárgyát képezi. Legvalószínűbb-
nek és leglogikusabbnak számunkra J. KRYSŤYN—J. WIEDERMANN (1986)
állásfoglalása tűnik, akik e képződményt a felső-nóri sevati alemelethez sorolják
(7. ábra).



7. ábra — Fig. 7 *Choristoceras nobile* MOJSISOVICS

A többi öt példányon az utolsó, erősen evolút kanyarulat, amely statikailag feltételezhetően instabil képződmény lehetett, letört. Az előbbiekben bemutatott „mintapéldánnyal” történő összehasonlítás azonban egyértelművé teszi az azonosítást.

Ezenkívül több, rossz megtartású toredékről is feltételezhető, hogy a *Choristoceras* alakkorhoz tartozik. Ugyanez vonatkozik a régebbi, Csóvárról gyűjtött rossz megtartású számos *Ammonoidea* leletre. Így arra a leletre is, amelyet DETRE CS (1971) *Badiotites eryx* MÜNSTER fajoként írt le. Elképzelhető, hogy ez a példány is egy *Choristoceras* belső, még involut kanyarulatait tartalmazza. Mindezek után úgy tűnik, hogy a *Choristoceras* a csóvári *Ammonoidea* fauna domináns alakjai. Magyarországról eddig csak egyetlenegy *Choristoceras* példány volt ismeretes, amelyet KUTASSY E (1936) *Ch. (Pleripleurites) rotundatus* n. sp.-ként írt le a budai-hegységi dachsteini mészkőből.

Az *Ammonoidea*ák felsorolásánál meg kell emlékeznünk két újabb gyűjtött alakról is. Az egyiket, kb. 8 mm átmérőjű hiányos héjas példányt a *Chionites* alakkorhoz sorolhatjuk, míg egy nagyobb radiális metszet minden valószínűség szerint a *Ptychites* alakkorhoz sorolható. A hiányos átmetszet eredetileg egy kb. 6–7 cm átmérőjű példányé lehetett.

Az iszapolási maradékban gyakoriak voltak az *Echinodermaták* szétesett vázelemei.

Crinoidea

Ritka, csupán néhány vázelem került elő, brachiálhák, ritkábban pinulák.

Echinoidea

A mintában igen gyakoriak a cidasis tuskék, de elvétve található néhány corona-tábla és tridentat pedicellaria.

Ophuroidea

Csupán néhány, különleges alakú típus került elő: kartuskék és horgok. A kartuskéken belül az alábbi típusokat különítettük el: bóbíta típus, napernyős típus, többszoros napernyős típus.

Holothuroidea

Gyakori és nagy fajszámban található csoport. Szkleritek szinte minden mintában voltak. A csóvári nagy kőfejtőből előkerült taxonok: *Fissobractites subsymmetricus* KRISTAN—TOLLMANN, *Unimmarosa bystrickyi* KOZUR et MOCK, *Calclamina* sp., *Bracumina* sp., *Punctatites* sp., *Rhabdotites* sp., *Uncinulina* sp., *Theelia* sp., *T. immisorbicula* MOSTLER, *T. koeveskalensis* KOZUR et MOCK, *T. patnaformis* MOSTLER, *T. stellifera* ZANKL.

H. KOZUR és H. MOSTLER (1973) dolgozatában felsoroltakon kívül a lelőhelyről új fajok az *Unimmarosa bystrickyi* KOZUR et MOCK, valamint a *Theelia koeveskalensis* KOZUR et MOSTLER. A *Theelia koeveskalensis* faj fajoltója eddig a cordevolei és az alsó-nóri, laci alemeletekre terjedt ki. A csóvári megjelenése bizonyíték arra, hogy fajoltója az eddig ismertnél hosszabb és felhúzódik a felső-nóri emelet sevati alemeletébe is.

Conodonta

KOZUR és MOSTLER (1973) munkájukban a csóvári mészkő koraát elsősorban az előkerült Conodonták alapján rögzítették a felső-nóri sevati alemelethez.

A cikkükben felsorolt fajokon kívül a lelőhelyről megtaláltuk a *Gondolella steinbergensis* MOSHER-t (KOVÁCS S meghatározása.) Ennek fajoltója az alauni és sevati alemeletekre tejed ki, így a többi faunaelemmel alátámasztott sevati korbesorolást megerősíti

Halmaradványok

A mintákból három (többféle morfológiájú) fogmaradvány került elő, ezek pontosabb meghatározása nem történt meg

Sztratigráfiai következtetések

A felsorolt ősmaradványcsoportok közül sztratigráfiai jelentőséggel a szivacsstűk, Holothuroidea-szkleritek, Conodonták és az Ammonoideák bírnak. Mindezek az ősmaradványok együttesen bizonyítják a csővári nagy kőfejtő által feltárt mészkő felső-nóri, sevati alemelet korát

RESCH W (in KOZUR—MOSTLER 1973) Foraminifera vizsgálatai felvetik a csővári mészkőösszlet esetleges rhaeti korbesorolását is. MÁNDOKI L (1982) a csővári Vár-hegy felső részéről olyan Euguttulina Foraminifera fajokat említ, melyek szintén a rhaeti emeletre utalhatnak. Nem kizárt annak lehetősége, hogy a Vár-hegy felső szintjeinek világos színű mészköve esetleg csakugyan rhaeti korú. Ebben az esetben a csővári Vár-hegy a nóri—rhaeti határ parasztratotípusa is lehet. Ennek bizonyítása azonban még további vizsgálatokat igényel.

IRODALOM — REFERENCES

- DETRE Cs 1969 A Csővári-nézsai triászrokok őslénytani vizsgálatának legújabb eredményei — Ősl Vtak 11 9—17
- DETRE Cs 1970 Őslénytani és uledékfoldtani vizsgálatok a Csővár, Nézsza és Keszeg környéki triász rokokon — Foldt Kozl 100 173—184
- DETRE Cs 1971 Néhány új ősmaradvány a csővári alsó-karni retegekből — Foldt Int Évi Jel 1969-ről 447—452
- DETRE Cs 1981 A Duna bal parti triász rokok rétegtani helyzete — Foldt Int Évi Jel 1979-rol 81—95
- DIENER C 1915 Cephalopoda triadica — Foss Cat I Animalia, pars 8
- KOZUR H—MOSTLER H 1971 Holothurien-Sklerite und Conodonte aus der Mittel und Obertrias von Koveskal (Balatonhochland, Ungarn) — Geol Palaont Mitt. 1 (10) 1—36 Innsbruck
- KOZUR H—MOCK R 1972 Neue Holothurien-Sklerite aus der Trias der Slowakei — Geol Palaont Mitt 2 (12) 1—47 Innsbruck
- KOZUR H—MOSTLER H 1973 Mikrofaunistische Untersuchungen der Triaschollen im Raume Csővár, Ungarn — Verh Geol Bundesanst 2 291—325 Wien
- KRYSTYN L—Wiedmann J 1986 Ein Choristoceras-Vorläufer (Ceratitina, Ammonoidea) aus dem Nord von Timor — Jahrb Geol Palaont Monatsh (1) 27—37
- KUTASSY E 1936 Földolmit és dachsteini mészkő faunák a Budai hegységéből — MTA Term tud Ért 54 1006—1044
- KRISTAN-TOLLMANN E 1964 Weitere neue Holothuriensklerite aus dem alpinen Rhot — Mitt Ges Geol Bergbaustud 14 125—134
- MÁNDOKI L 1982 A csővári Várhegy triász sztratigráfiaja — Szakdolg ELTE TTK, Budapest
- MOJSISOVICS E V 1893 Die Cephalopoden der Hallstätter Kalke — Abh Geol Reichsans 6 (2) 130

- MOSTLER H 1972a Neue Holothurien-Skulpte aus der Trias der Nordlichen Kalkalpen — Geol Palaont Mitt 2 (7) 1—32
- MOSTLER H 1972b Die Spiculae triassischer Porifera — Mitt Ges Geol Bergbaustud. 21 (2) 539—546
- MOSTLER H 1972c Die stratigraphische Bedeutung von Crinoidea-Echinidea- und Ophiu-rien Skelettelementen in triassischen Karbonatgesteinen — Mitt Ges Geol Bergbaustud 21 (2) 711—728
- MOSTLER H 1972d Holothurien skulpte der alpinen Trias und ihre stratigraphische Bedeutung — Mitt Ges Geol Bergbaustud 21 (2) 729—744
- MOSTLER H 1976 Poriferen spiculae der alpinen Trias — Geol Palaont Mitt 6 (5) 1—42 Innsbruck
- ORAVECZ J 1963 A Dunántúli-közephegység felsőtriasz kepződmenyeinek rétegtani és facies kérdéseir — Foldt Kozl 93 63—73
- VADÁSZ E 1910 A Duna-balpárti idősebb rétegek őslénytani és földtani viszonyai — Foldt Int Évk 18 (2) 101—171

THE UPPER NORIAN (SEVATIAN) FAUNA OF CSÓVÁR

by

CS DETRE—L DOSZTÁLY—V HERMANN

Hungarian Geological Institute Budapest, Népstadion ut 14
H-1143

UDC 564.53.551.761(439.13)

Key words Ammonoidea, *Choristoceras nobile*, Norian, Csóvár (N Hungary)

The quarry facing the Vár-hegy (Castle Hill) of Csóvár, one of the Triassic fault blocks on the left riverside of the Danube in N Hungary, is a fossiliferous locality unique in terms of abundance of Upper Triassic fossil taxa in this country. This abundance of fossils has been responsible for the permanence of arduous debates on the formations involved. The paleontological evidence listed in the paper makes the assignation of the bituminous limestone sequence of Csóvár to the Upper Norian quite clear.

New taxa now recovered from the limestone of Csóvár

Porifera most frequent constituent of the silicified thanatocoenoses. Several morphotypes can be distinguished.

Anthozoa *Stylina*(?) sp

Gastropoda *Coelostylina*? sp

Bivalvia „*Pecten*” *subalternicostatus* BITTNER

Plagiostoma inaequicostata SCHAFF

Cephalopoda *Choristoceras nobile* MOJSISOVICS

A total of 6 specimens have been recovered. The species was hitherto known from the “*Choristoceras marl*” beds of the Upper Triassic, so-called Zlambach, marl sequence of the N Alpine Hallstatt Series. By virtue of the latest biostratigraphic synthesis of the evolution of *Choristoceras* (L KRYSŤYN, J WIEDMANN 1986), this formation belongs to the Upper Norian Sevatian substage.

Chonites sp

Ptychites sp

Crinoidea brachioles, pinnules

- Echinoidea Mainly spines, occasionally coroná-plates and pedicellaria
- Holothuroidea Frequent fossils represented by a great number of species (Sclerites have been recovered from almost every sample)
New species from the locality, as compared to the fossils listed by H. KOZUR and H MOSTLER (1973) are
Unimarosa bystrickyi KOZUR et MOCK
Theelia koeveskalensis KOZUR et MOSTLER
- Conodonta A new species, as compared to the fossils listed by H KOZUR and H MOSTLER (1973), is
Gondolella steinbergensis (MOSTLER) (determination by S KOVÁCS)
- Pisces Tooth remains

Stratigraphic conclusions

Of the fossils listed, the spicules of Silicospongia and the sclerites of Holothuroidea as well as Conodonta and Ammonoidea are of stratigraphic value. All these fossils together testify to the Upper Norian, Sevatian, age of the Csővár limestone.

Foraminifera studies by W RESH (in H KOZUR—H MOSTLER 1973) and L MÁNDOKI suggest a Rhaetian age for the upper part of the Vár-hegy of Csővár. In this case, the Vár-hegy of Csővár may even be a parastratotype of the Norian—Rhaetian boundary.

I tábla — Plate I

1–6 Szivacsstű típusok — Types of sponge spicules

1 acanthoxytrioid 160×

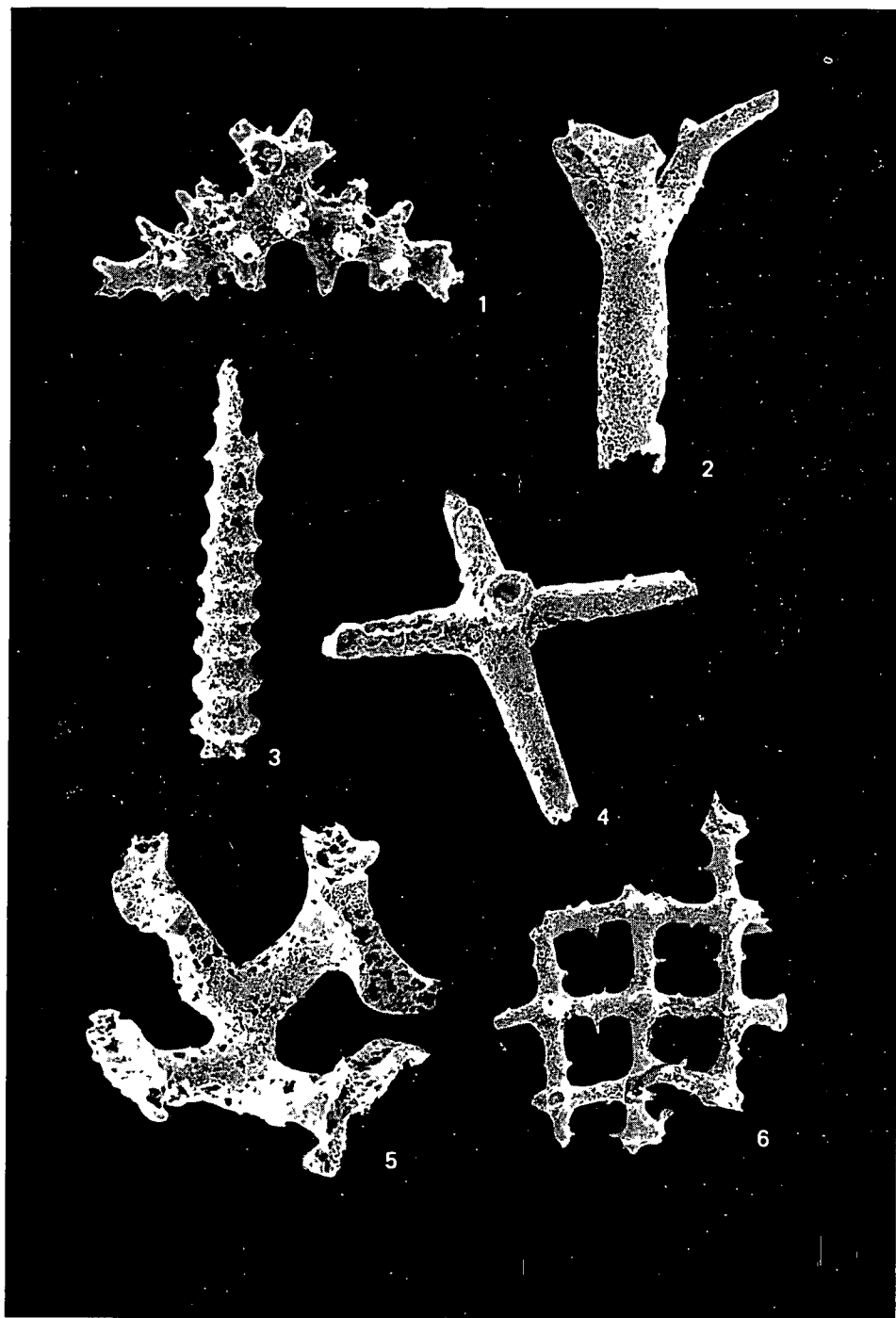
2 orthodicotriaen 86×

3 criccostyl 100×

4 pentactin 100×

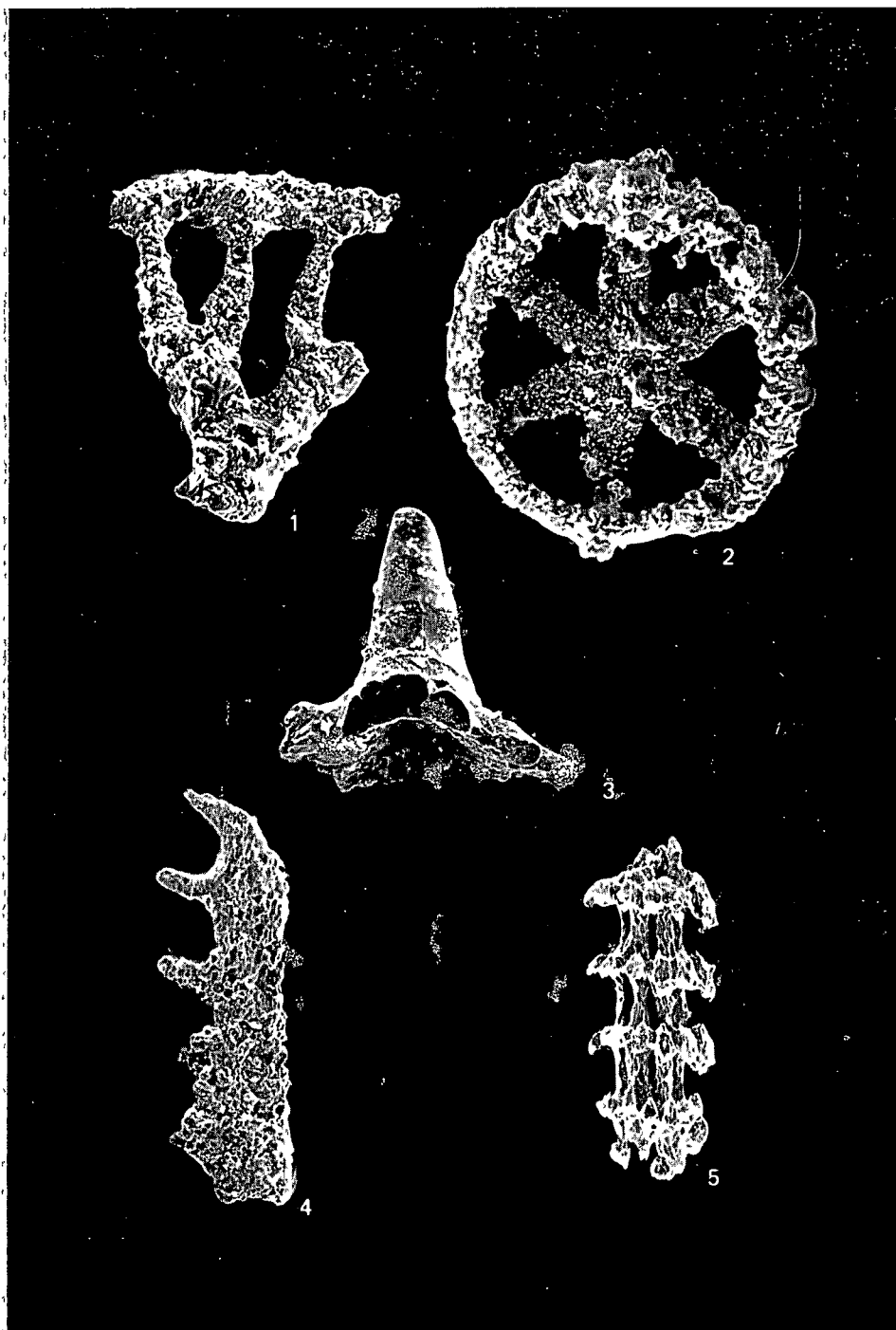
5 megaclon 120×

6 Hatágú osszenőtt kovatűk — Six siliceous grown together 48×



II tábla — Plate II

- 1 *Fissobractites subsymmetricus* KRISTAN-TOLLMANN 200×
- 2 *Thecha variabilis* ZANKL 300×
- 3 Halfog — Fish teeth 120×
- 4 Ophiuroidea horog — Ophiuroidea hook 150×
- 5 Ophiuroidea-kartuske (tobbszoros napernyő típus — Ophiuroidea-brachial spine (of multiple parasol type) 120×



A RUDABÁNYAI-HEGYSÉG JURA FORMÁCIÓI

GRILL JÓZSEF

M. Áll Földtani Intézet Budapest, Népstadion út 14
H-1143

ETO 551 762(234 373 3/5)

T á r g y s z a v a k olisztolt, Telekesvolgyi Formáció, Telekesoldali Formáció, jura, Rudabányai-hegység

A Rudabányai-hegység területén jura időszaki képződmények előfordulását bizonyítottuk A jura rétegeket két formációba soroltuk Telekesvolgyi Formáció és Telekesoldali Formáció A Telekesvolgyi Formáció felső-triász, dogger korú márga, mészkő és agyagkő rétegei átbuktatott helyzetűek, és tektonikusan helyezkednek el a fekvő rétegeken A Telekesoldali Formáció fekete agyagkő és márga rétegei a fekvő triász rétegekből fejlődnek ki, és szingenetikus dogger korú paleozoitot tartalmaznak A Telekesoldali Formáció fenyospala (schistes lustres) faciesű medencében képződött, olisztolitjai csak kis részben származnak a feket alkotó rétegekből A két formáció azonos, egymástól távol, valószínűleg iv mogott felnyíló medencében (back-arc basin) képződött

Bevezetés

Az Aggtelek—Rudabányai-hegység földtani reambulációja során jura időszaki képződmények előfordulását bizonyítottuk a Rudabányai-hegységben. A jura időszaki rétegek feltárásai túlnyomó részben a Nagy-Telekes-tetőn és a Telekes-patak mellékvölgyeiben vannak A szurke—fekete agyag- és márgaösszetet F HOCHSTETTER (1856) és F FOETTERLE (1869) alsó-líasz, KOCH A (1904) alsó-triász, VITÁLIS I (1909) alsó-karbon, PÁLFY M (1924) karbon és alsó-triász (Nagy-Telekes-tető), felső-triász (Telekes-patak mellékvölgyei), BALOGH K —PANTÓ G (1952) latin, BALOGH K —KOVÁCS S (1977) karni korúnak tartotta

A jura időszaki képződmények jobb megismerése érdekében kb 1500 m fúrás és 400 m kutatóárok anyagának feldolgozását végeztük el

Litosztratigráfiai egységek

A terepi munkálatok során felismert jura képződményeket két formációba osztottuk Telekesvolgyi és Telekesoldali Formáció A megkülönböztetést alapvető litológiai, őslénytani és szerkezeti adatok tették szükségessé

Telekesvolgyi Formáció

A Telekesvolgyi Formáció feltárasai a Telekes-patak völgyében és mellékvölgyeiben, a perkupai Bizó-tető DNY-i lábánál vannak. Kisebb előfordulásai-találhatóak az Esztramos környékén és Hídvégárdónál. A Vairbóc 2 sz. fúrás (2,5—88,6 m), a Rudabanya Rb 658 sz. fúrás (80,0—135,0 m) és a Hídvégárdó 4 sz. fúrás (3,0—9,4 m) harántolta a formációba tartozó rétegeket.

A formáció rétegsora a Telekes-patak szelvényében és a bizó-tetői előfordulásokban átbuktatott helyzetű a feketé alkotó triász rétegekkel (Hallstatti Mészke Formáció és Bódvalenkei Mészke Formáció) tektonikus felület mentén érintkezik. Az összeslet röntgenanalízis adatait az 1 táblázat, a teljes kémiai elemzés eredményeit a 2 táblázat tartalmazza.

	vastagsága
fekete agyagkő tagozat	100 m
kovás, cimoideás márga és mészke tagozat	100 m
voros és zöld agyagmárga tagozat	300—400 m

Voros és zöld agyagmárga tagozat

A tagozat legteljesebb szelvénye a Telekes-patak 8 mellékvölgyében van, kutatóárok tarták fel a Bizó-tető oldalában (1 ábra), kisebb előfordulásai az Esztramos és Hídvégárdó környékén ismertek. Az Rb 658 sz. fúrás 80,0—135,0 m közötti szakasza harántolta.

1 táblázat — Table I

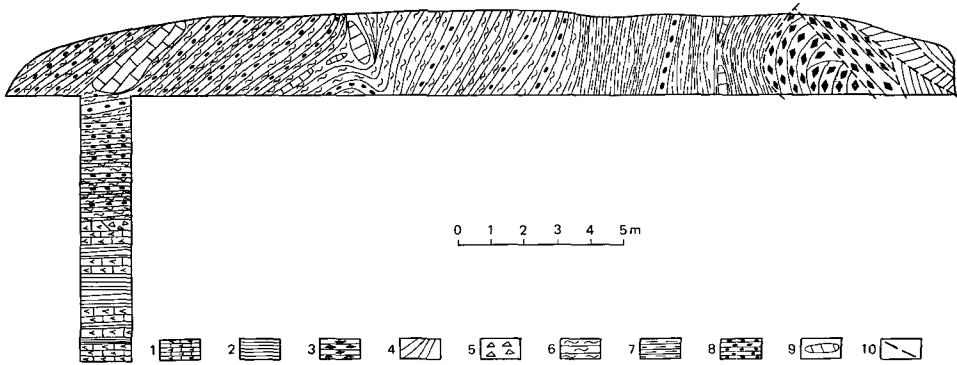
A Telekesvolgyi Formáció kőzetének röntgenvizsgálati eredményei
X-ray results of rocks from the Telekesvolgy Formation

Ásvány	Perkupa, Bizó-tető								9	10
	I árok				II árok					
	1	2	3	4	5	6	7	8		
Montmorillonit	4	4	4	7	4	8	7	7	0—12	9—11
Illit-montmorillonit	—	—	—	—	2	—	—	—	0—5	—
Illit	18	20	10	19	8	20	30	28	6—24	15—28
Kloinit	7	9	18	12	14	17	5	8	5—13	8—15**
Kvarc	41	36	29	33	36	19	39	34	35—74	12—31
Plagioklász	12	14	18	22	13	23	9	13	0—9	4—13
Kalcit	12	12	16	6	23	13	10	10	0—4	24—47
Dolomit	—	—	6	—	—	—	—	—	0—15	2—3
Hematit	6	5	—	—	—	—	—	—	0—6*	—

* = sziderit
 ** = kaolinit

Közel -Voros és zöld agyagmárga tagozat 1 voros agyagkő, 2 voros és zöld agyagkő, 3—4 zöld agyagkő, 5 sárgászöld agyagkő, 6 zöld agyagkő, 7 szürke és sárgászöld agyagkő, 8 szürke agyagkő — Fekete agyagkő tagozat 9 fekete agyagkő, 47 db minta — Kovás, cimoideás márga és mészke tagozat 10 szürke, zoldes-szürke márga, 5 db minta

Elemző MAFI



1 ábra Perkupa, Bizó-tető, I szelvény (Telekesvolgyi Formáció)

Kovás, crinoideás márga és mészkő tagozat (jura, liász) 1 Szürke, crinoideás mészkő, 2 agyagpala, 3 durva kristályos, crinoideás mészkő, 4 fekete agyagpala. Vörös és zöld agyagmárga tagozat (felső-triász—jura) 5 konglomerátum, 6 vörös agyagmárga, 7 zöld agyagmárga, 8 vörös és zöld kovás agyagmárga és agyagkő, 9 mészkőolisztolit — 10 Vető

Fig. 1 Profile I, Bizó-tető, Perkupa (Telekesvolgy Formation)

Siliceous crinoidal marl and limestone member (Jurassic, Liassic) 1 Grey crinoidal limestone, 2 shale, 3. coarse crystalline crinoidal limestone, 4 black shale. Red and green claymarl member (Upper Triassic—Jurassic) 5 conglomerate, 6 red claymarl, 7 green claymarl, 8 red and green siliceous claymarl and argillite, 9 limestone oolite — 10 Normal fault

A rétegsor nagy részét vörös és zöld agyagmárga alkotja, melyben mészkő közbetelepülések (8 mellékvölgy, Rb 658 sz. fúrás), mészkő- és konglomerátum tombok — olisztolitok — (Bizó-tető szelvényei) vannak. Az agyagmárga jól rétegzett, néha pados, általában réteges, ritkán vékony sávos. A finom sávosság az agyagmárga rétegeinek színváltásához kapcsolódik, a vörösben zöld, zöldben vörös sávok vannak. A Bizó-tetői szelvényekben gyakoriak a kovás rétegek, melyekben felszaporodnak a kovászivacsstűk, önálló rétegeket, sávokat alkotnak váltakozva a karbonátos sávokkal. A szelvények jellemzői a méteres nagyságrendű konglomerátum-olisztolit tombok. Ezek kovás—karbonátos kötőanyagában 5 m-t is elérő méretű, szögletes, különféle színű mészkőtípusokból álló tormelékanyag van. A klasztok — feltehetőleg — középső—felső-triász korúak. A Bizó-tető II szelvényben vörös agyagkő között települő vörös, durvakristályos, crinoideás mészkőpadok — gradációjuk alapján — átbuktatott rétegek.

A 8 mellékvölgyben és az Rb 658 sz. fúrásban feltárt rétegek hasonlóak. A mellékvölgyben tanulmányozható összlet vörös és zöld agyagmárga közötti települő vörös mészkő, vörös, tűzköves mészkő és sárgásdrapp mészkő sorozatából épül fel. A völgyoldalban a felszíni tormelékben és a kutatóárok szelvényében jól láthatóan mészkőtombok — olisztolitok — vannak, amelyek szín, szövet és tűzkőtartalom tekintetében igen változatosak. A mészkövek vékonyecsiszolatait Kovács S. vizsgálta. A vörös mészkő mikropátit, a tűzköves, vörös mészkő bioklaszt tartalmazó pátos mikropátit, a vörösfoltos, sárgásfehér mészkő mikropátit. A mintákban sok, max. 100 µm méretű tormelékes kvarc- és kevés földpát szemcse volt. A vörös mészkőben autigén kvarc oszlopok (20—80 µm hosszú, 15 µm széles) kristályai fordultak elő.

* TV-7/12 szurke, foltos márga	51,9	0,39	7,11	2,03	0,85	0,38	16,6	1,23	0,56	1,41	2,43	0,61	13,6	0,15
* TV-7/19 fekete agyagko	68,9	0,47	10,3	3,03	2,03	0,093	3,13	1,68	0,24	2,25	3,28	0,81	2,95	0,23
8 mellékvölgy alapszelvény * TV-8/77 kékeszurke márga	17,6	0,21	3,81	0,48	0,58	0,216	40,4	0,92	1,41	0,25	1,93	0,12	31,7	0,07

* KOVACS SANDOR mintái

Elemző MÁFI Kemiai Laboratórium

*Teletkesoldalt Formáció*Sza'onna 7 sz fúrás
Rudabánya 661 sz fúrás*Teletkesvölgy Formáció*Fekete agyagkő tagozat
Varbóc 2 sz fúrás
Kovács, erdőtelek mészmárga és mészkő tagozat
TV-7/9, TV-7/10, TV-7/12, TV-7/19, TV-8/77

A tagozat kora a bizó-tetői szelvények konglomerátum-olisztoltijából középső-triász Foraminifera maradványok ismertek (BÉRCZINÉ MAKK A meghatározása) A 8 mellékvölgy szurke, tűzkoves mészkőolisztoltijából Kovács S karni Conodontákat határozott meg Ugyancsak a 8 mellékvölgyben, a patakmederben levő feltárás mészkő rétegeinek Conodonta vizsgálata során késő-alauini—középső-sevati korra utaló fajokat mutatott ki A földtani környezet és az őslénytani adatok alapján a tagozat valószínűleg felső triász korú

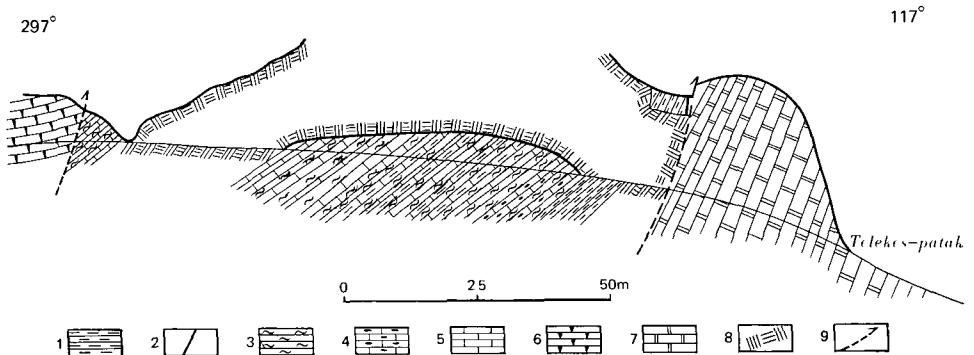
Kovás, crinoideás márga és mészkő tagozat

A Telekes-patak mentén, annak mellékvölgyében és a Bizó-tető I szelvényben feltárt összlet Legteljesebb feltárása a 7 mellékvölgyben ismert (2 ábra)

Ebben a szelvényben a rétegsor szurke kovás, crinoideás márga és mészkő 20—40 cm vastag rétegei közé települő 5—20 cm-es márga—agyagmárga váltakozásával kezdődik A feltárás vége felé a crinoideás márga és mészkő helyett az addig elvértve fellépő szurke, finomkristályos mészkő rétegei és 1—10 cm-es márgacsíkok váltják egymást A szelvény fedett szakaszán — 10—15 m hosszban — valószínűleg csak márgarétegek vannak

A tagozat rétegeinek egyéb feltárásaiban kevesebb a mészkő, mely nemcsak rétegekben, hanem 30—40 cm átmérőjű áthalmazott, lencse alakú tombok formájában is megjelenik A kovás márga és mészkő szurke, kemény, egyenetlen torésú Vékonycsiszolatban szöveti képe zavart kovacsomók, autigén kvarcsemcsék (0,5 mm), kevés filamentum, kagylóhéj és néha kalcitotodosott Radiolaria is látható, a karbonátanyag mikropát méretű, kevés pátsemcsével

A szurke, finomkristályos mészkő alapanyaga mikrit—mikropát, sok pátoreddel és kevés, szögletes kvarccal (0,06 mm) A márga zoldesszurke színű, mállottan sárga, rétegzetlen, vagy finoman sávozott, helyenként 3—4 mm széles 2—3 cm hosszú, szurke foltokkal A finom sávozottságot a karbonátban,



2 ábra A Telekes-patak 7. mellékvölgye ÉK-i oldalának földtani szelvénye

Telekesvölgyi Formáció fekete agyagko tagozat (dogger) 1 Fekete agyagko, 2 vörös kvarcit Kovás, crinoideás márga és mészkő tagozat (liász) 3 szurke agyagko, 4 sziliceus, crinoidal calcareous marl, 5 szurke mészkő. Dunatetői és Bodvalenkei Mészkő Formáció (középső- és felső-triász) 6 mészkő Steinalmi Formáció (középső-triász) 7 mészkő — 8 Talaj, 9 feltelődés

Fig. 2 Geological section of the NE side of the 7th tributary to Telekes rivulet

Telekesvölgy Formation black argillite member (Dogger) 1 Black argillite 2 red quartzite Siliceous crinoidal marl and limestone member (Liassic) 3 grey argillite, 4 siliceous, crinoidal calcareous marl, 5 grey limestone. Dunatető and Bodvalenke Limestone Formation (Middle and Upper Triassic) 6 limestone Steinalm Formation (Middle Triassic) 7 limestone — 8 Soil, 9 reverse fault

illetve a kvarcban (0,05 mm) és csillámban (0,1 mm) dúsabb szakaszok változása okozza

A tagozat közetei ősmaradványban meglehetősen szegények. A Telekes-patak menti feltárásból ismert tuvali—láci kora jelző, kevert Conodonta fauna (KOVÁCS S meghatározása) áthalmozott.

Az összlet korát a fedő — vörös és zöld agyagmárga tagozat — és a feketéjé képező fekete agyagkő tagozat kora alapján liásznak valószínűsítettük.

Fekete agyagkő tagozat

A Telekes-patak völgyében és mellékvölgyeiben feltárt összlet, amelyet a Varbóc 2 sz. fúrás is harántolt (2,5—90,4 m között)

A feketé alkotó triász rétegekkel mindenütt tektonikusan érintkezik. A tagozat rétegsorát alkotó agyagkő fekete, gyakran fémfényű. Általában lemezes, vagy vékonylemezes elválású, néha tomegecs, rétegzetlen, néhol iszapcsúszásos szerkezetek is megfigyelhetők. A lemezes—vékonylemezes szakaszokon 1—3 mm-es lamináció figyelhető meg, míg a tomegecs részek kovásak, radiolarit jellegűek. A Varbóc 2 sz. fúrás 15,2—26,3 m közötti szakaszán zöld, zöldes-szürke márgában 5—15 cm-es, szürke, crinoideás, aloldapikus mészkőlencsék vannak. Ugyanitt 1—2 cm hosszú, elnyújtott lencse alakú, szürke, piritos foltok — bioturbációs nyomok — is megfigyelhetők.

A fekete agyagkő vékonycsiszolataiban sok a kovaszivacstű és a Radiolaria, változó mennyiségű, néha sávokban dúsul a szerves anyag, és igen kevés a mikrit méretű karbonátszemcsé. 5% alatti mennyiségben tartalmaz tormelékkes kvarc- (0,04 mm) és csillám (0,05 mm) szemcséket, néhány csiszolatban pedig idiomorf karbonát (dolomit?) 0,25 mm-es, autigén kristályai vannak.

A Varbóc 2 sz. fúrás 84,6—90,4 m közötti szakaszán a fekete agyagkőben szürke, finom- és durvakristályos mészkőolisztolitok vannak, amelyek repedéseit is kitölti a fekete agyagkő.

A tagozat kora az agyagkövekben talált Radiolariák alapján (H. KOZUR meghatározásai) a kőzet kora dogger (hajóci?), *Unuma echinatus* zóna. A Varbóc 2 sz. fúrásból leírt olisztolitok kora részben anisusi (BÉRCZINÉ MAKK Á Foraminifera vizsgálatai), részben longobárd és nőri (KOVÁCS S Conodonta vizsgálatai).

Telekesoldali Formáció

A formációba tartozó képződmények a felsőtelekesi Drencsány-völgyben, a Csehi-hegy—Nagy-Telekes-tető—Kis-Telekes-tető—Bódvá-szoros, valamint a Hármashegy—Szár-hegy D-1 lábánál találhatók meg felszínen. A következő fúrások harántolták: Rudabánya Rb 690 sz. (218,8—321,75 m), Rb 658 sz. (11,5—24,4 m), Rb 661 sz. (2,5—182,05 m), Szendiő térképező. Szet 4 sz. (18,6—81,3 m), Szet 3 sz. (5,5—100,0 m), Szalonna Sza 5 sz. (10,0—41,8 m), Sza 7 sz. (6,7—211,5 m), Sza 10 sz. (0,2—143,6 m), Sza 11 sz. (7,7—64,0 m), Sza 12 sz. (0,3—88,0 m).

A formáció tagozatokra bontását a litológiai különbozóságokon túl az uledékes sorozat olisztolittartalma alapján vegeztük el.

vastagsága

konglomerátum olisztolitos agyagpala tagozat	300 m
homokkő olisztolitos agyagpala tagozat	100 m
paleorolit tagozat	?
kovás márga és radiolarit tagozat	300 m

A formáció Bódva-szoros környéki előfordulási területén igen kősfokú (anchimetamorf) átalakultság állapítható meg, amely a szoros É-1 oldalán levő, a formáció kőzetének tektonikus fedőjét alkotó triász rétegekben is felismerhető. A formációra jellemző az ősmaradvány-szegénység, az aciklikus, aritmikus, többnyire nyugodt településű képződmények megjelenése. A litológiai és őslénytani bélyegek alapján a Telekesoldali Formáció fényespala (schistes lustres) kifejlődés (A ISLER és N PANTIĆ 1980 nyomán). Az összeslet röntgen-elemzési adatait a 3 táblázat, a nedves kémiai elemzések eredményeit a 2 táblázat tartalmazza.

Kovás márga és radiolarit tagozat

A formáció legalsó, legnagyobb területi elterjedtségű egysége, amely a feketé alkotó triász formációkra eróziós diszkordanciával (Rb 690 sz és

3 táblázat — Table 3

A Telekesoldali Formáció mintáinak röntgenelemzési eredményei (%)

X-ray analyses of samples from the Telekesoldal Formation (%)

Ásvány	1	2	3	4	5	6	7	8	9.
Montmorillonit	nyom	nyom	—	2	—	—	3	—	—
Illit-montmorillonit	—	2	—	—	—	—	2	—	—
Illit	5	17	13	2	5	21	31	—	28***
Kaolinit	—	9	—	2	—	—	—	—	—
Klorit	3	7	33	—	3	14	8	—	10
Kvare	21	60	35	8	50	47	44	75	47
Plagioklász	10	4	5	5	42*	15	11	7**	5
Kalcit	37	—	3	77	—	3	—	—	10
Dolonit	24	—	8	4	—	—	—	—	—
Sziderit	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Pirit	—	1	—	—	—	—	—	4	—
Paragonit	—	—	3	—	—	—	—	—	—
Goethit	—	—	—	—	—	—	—	14	—

* alacsony hőmérsékletű földpát

** földpát

*** szericit

Kovás márga és radiolarit tagozat

- 1 Szet 4 sz furás 65,30—65,40 m
- 2 Szet 3 sz furás 65,00—65,05 m
- 3 Sza 11 sz furás 30,70—30,80 m
- 4 Sza 7 sz furás 125,85—125,95 m

Paleorolit tagozat

- 5 Sza 10 sz furás 35,50—35,60 m
- 6 Sza 10 sz furás 65,80—65,90 m

Homokkőolisztolitos agyagpala tagozat

- 7 Melyvolgy, szelvény leveles elválású agyagkő
- 8 Sza 12 sz furás 12,00—12,05 m (homokkő)

Konglomeratum olisztolitos agyagpala tagozat

- 9 Telekes-oldal, fekete agyagmárga

Elemzők 1—6 MÁFI, 7—8 Országos Érc- és Ásványbányák V Eger, 9 MTA Geokémiai Laboratórium

Szet 4 sz fúrás) települ, vagy azokból folyamatosan fejlődik ki (Sza 5 sz fúrás) A tagozat kőzettípusai fekete-sotétszurke, kovás márga, agyagkő és mészmárga (s ezek valamennyi átmenete), valamint mészkő olisztolitok, helyenként crinoideás, allodapikus mészkövek és aprókavicsos konglomeratum. Az agyagkő—mészmárga színe sotétszurke, fekete. A kőzet laminált, lemez elválású vagy tomeges, karbonáttartalma laterálisan és vértikálisan is változó. A lamináltságot a szerves anyagban, illetve karbonátban dús sávok váltakozása okozza. Néha a tormelékes kvarc és csillám mennyisége is megnövekszik. A kovás, karbonátmentes, rétegzetlen szakaszban Radiolariák vannak.

A rétegsor alsó részeinek mészkő-olisztolitjai a fekeből származnak, a magasabb szintekben megjelenő olisztolitok eredési helyét nem ismerjük.

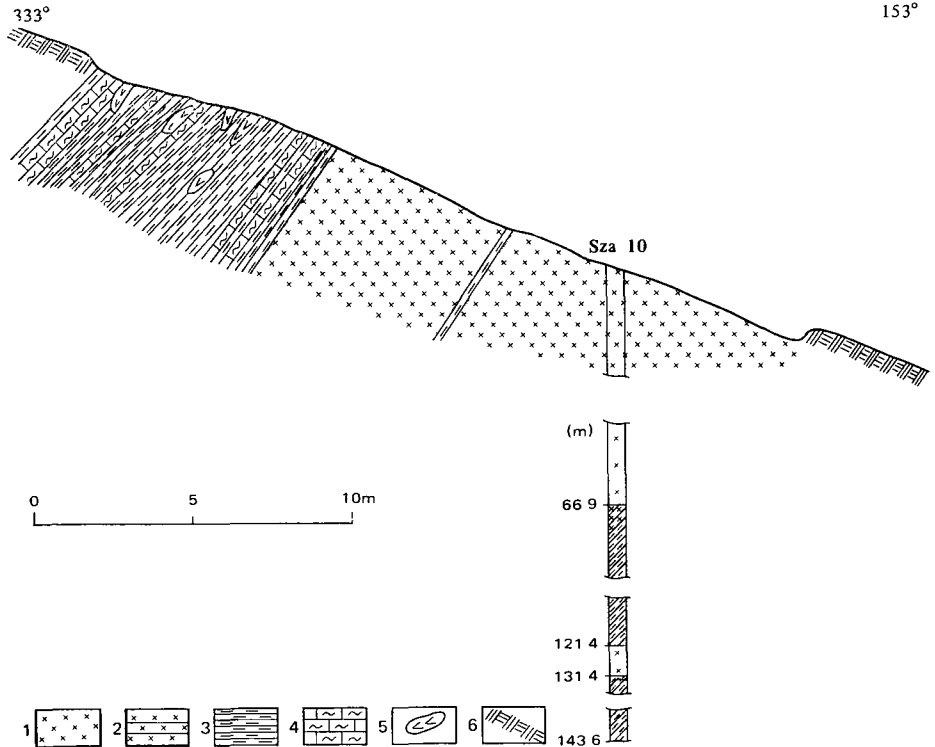
A tagozat kora a líaszt teljes egészében átfogja — a terepi megfigyelések alapján valószínűsítjük, hogy a líasz rétegek egy része hiányzik —, a radiolariás agyagkövek dogger korúak (*Unuma echinatus* zóna H. KOZUR és DOSZTÁLY L. vizsgálatai alapján), míg a rétegsor legfelső szakasza máli valószínűleg átnyúlik a malmba (erre is terepi adatok utalnak, ugyanis ősmaradványok ezen szakaszból nem kerültek elő).

Paleorolit tagozat

Paleorolit feltárások a Telekes-völgyben a szalonnai Vadászház környékén és a Bódva-szorosban vannak. A magmás testek a kovás márga és radiolarit tagozatba tartoznak, áthalmozott tombok a konglomerátum-olisztolitos tagozatban is találhatóak. A Szalonna Sza 10 sz fúrás (3 ábra) és az Rb 661 sz fúrás (154,5—169,6 m) harántolta. A Vadászház környékén a paleorolitra 4—6 m vastag szurke, fehér és vörös kvarcit települ, melyben hematit- és limoniterek vannak. A kőzet szürkészöld, zöld színű, matt, kemény, benne 1—4 mm-es fehér táblás földpát, és 0,5—1,0 mm-es víztiszta kvarc porfíros szemcséi ismerhetők fel. Folyásos szövetet a Bódva-szorosban és a Vadászház mellett a feltárásban észleltünk. Mikroszkópos vizsgálatok alapján a kőzet mikro-holokristályos, porfíros szövetű. A 4 mm-t is elérő méretű földpát idiomorf, hipidiomorf, anyaga szanidin (SZABÓ CS. levélbeli közlése), albit (GATTER I. 1976). A MÁFI-ban végzett röntgenvizsgálatok is jelentős albittartalmat igazoltak. A kvarc 0,5—1,0 mm-es szemcséi idiomorf, illetve izometrikus alakúak, a repedéseket alapanyag tölti ki.

A Sza 10 sz fúrás riolitjában 0,1—0,3 mm-es, erősen mállott biotit porfíros szemcséit találtuk. Az alapanyagban eredetileg meglévő üveg átalakult, jelenleg csillám és agyagásvány ismerhető fel (SZABÓ CS. vizsgálata szerint). A Vadászháztól Ny-ra levő mesterséges feltárást GATTER I. (1976) vizsgálta, s a magmás és üledékes kőzet kontaktusa közelében az agyagpalában igen finom, nemezszerkezetű szövetek formájában albitot talált.

A tagozat kora Rb/Sr vizsgálat alapján (KOVÁCH Á. levélbeli közlése) a minták 158 ± 34 millió évesek, K/Ar elemzés szerint (BALOGH KADOSA et al. 1984) 120 ± 6 millió évesek. A két érték ugyan átfedi egymást, de figyelembe kell venni, hogy a K/Ar módszerrel mért értékeket a képződés utáni termális hatások nagyban befolyásolják. Figyelembe véve az üledékkel való kapcsolatot és az utómagmás tevékenység nyomainak meglétét, a magmás tevékenység a doggerben volt, s a konglomerátum-olisztolitos tagozatban talált tufitszint alapján (ÁRKAI P. 1982, VETŐNÉ ÁKOS É. 1978) még a malmban is tartott.



3. ábra Perkupa, Bódva-szoros, a Sza 10 sz. fúrás és környékének szelvénye (Telekesoldali Formáció)

1 Paleorhyolit, 2 paleorhyolit—tuffit, 3 agyagko, agyagmárga, 4 mészmárga (limonitos), 5 kvarc- és kalcitlencse — 6 Talaj

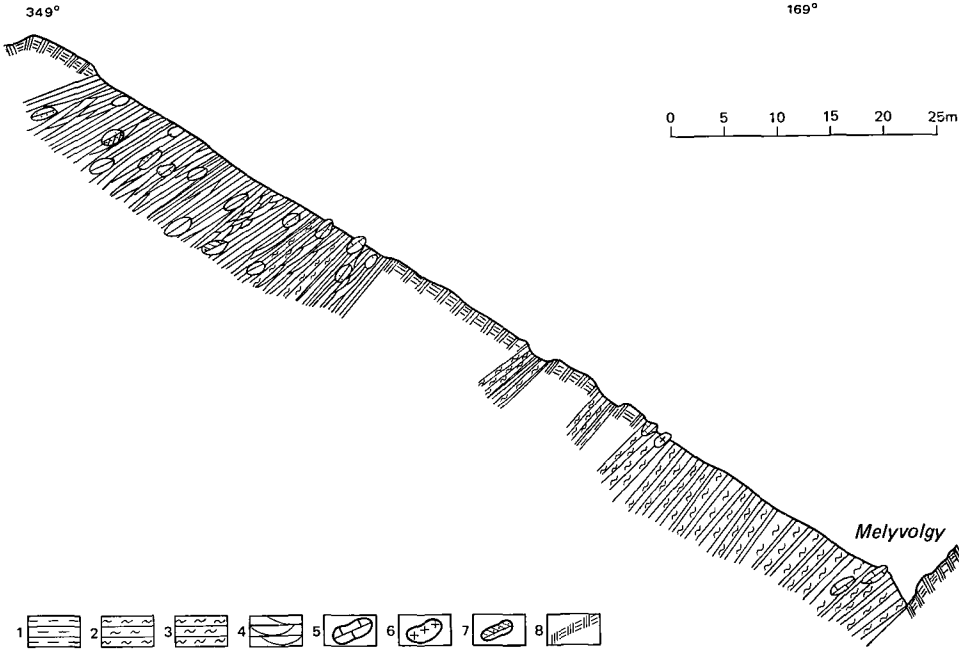
Fig. 3 Bódva pass, Perkupa, profile of borehole Sza 10 and its surroundings (Telekesoldali Formation)

1 Paleo-rhyolite, 2 paleo-rhyolite—tuffite, 3 argillite, clay-marl, 4 calcareous marl (limonitic), 5 quartz and calcite lens — 6 Soil

Homokkő-olisztolitos agyagpala tagozat

A Nagy-Telekes-tetőtől D-re (4. ábra) és a Kis-Telekes-tetőn nagyobb elterjedtségben, a Bódva-szoros É-1 oldalában kisebb foltokban található. A Sza 12 sz. fúrás 3,4—28,6 m között harántolta. A tagozat a Telekesoldali Formáció legjobban követhető szintje, amely elválasztja a kovás márga és a radiolarit tagozatot a konglomerátum-olisztolitos tagozattól.

Az agyagpala szürke, sötétszürke, levelesen, egyenetlen felületek mentén válik el, de helyenként megfigyelhető lamináció, s azzal párhuzamos, lemezes elválás is. Vékonycsiszolatok tanúsága szerint a lamináltságot a tormelékes kvarcban dúsabb és szegényebb sávok váltakozása okozza. A kvarcsczemcsék szögletesek, 0,1 mm-esek, egymással érintkeznek. A homogén, illetve leveles elválású agyagkő 1—2% tormelékes kvarcot (0,025 mm) és szericitlemezket (0,05 mm) tartalmaz. A mikropát méretű karbonátszemcsék szórta, rende-



4 ábra Perkupa, Balázs-tető, Mélyvolgy ÉNy-i oldalának földtani szelvénye (Telekes-oldali Formáció)

Kovás márga és radiolarit tagozat 1 Agyagpala és agyagmárga-pala, 2 márgapala, 3 márgapala és mészmárga Homokkőolisztolitos agyagpala tagozat 4 agyagpala és márga leveles és lémezes elválással 5 meszkőolisztolit, 6 kvarcitenlencse 7 homokkőolisztolit — 8 Talaj

Fig 4 Geological section of the NW side of Mélyvolgy, Balázs-tető, Perkupa (Telekes-oldal Formation)

Siliceous marl and radiolarite member 1 Shale and meta-claymarl, 2 meta marl, 3 meta-marl and calcareous marl Sandstone olistholitic shale member 4 shale and marl, microlaminated to laminated, 5 limestone olistholite, 6 quartzite lens, 7 sandstone olistholite — 8 Soil

zetlenül helyezkednek el. Az agyagkövekben helyenként hársáncpalásság ($10-15^\circ$) és a piritszemcsék körül kvarc továbbnövekedés figyelhető meg.

A homokkőtombok max 1 m-es nagyságúak (Kis-Telekes-tető), általában 5–10 cm-esek, domború lencse alakúak. Színük sárga, barna, szürkésbarna, rétegfelületeken gyakori a durva muszkovit. A kőzet szívós, durvaszemcséjű kvarchomokkő. Rétegvastagsága 0,2–1 cm, gyakori a keresztarétegzés. A homokkő vékonycsiszolatait LELKESNÉ FELVÁRI GY vizsgálta. Megállapítása szerint 10–40% kova + klorit + szericit kötőanyagban 35–64% kvarc ($100-1000 \mu\text{m}$, gyengén koptatott), 5–35% földpát ($50-300 \mu\text{m}$, plagioklász, szericitosedett földpát, sakkalbit), 1–5% csillám ($200-800 \mu\text{m}$, muszkovit, kloritos biotit, biotitból átalakult muszkovit) és 2–8% kőzettormelék ($100-300 \mu\text{m}$, közepesen és jól koptatott kvarcit, szericitos kvarcit, radiolariás lidit) szemcse van. Egy-egy mintában szillimanitos kvarc, cirkon, rutil, magnetit és opak ásvány koruli neoformációs sztilpnomelán volt megfigyelhető. Gyakori a kvarc- és klorit szemcsék koruli szálkás, radiális irányú kvarc + klorit továbbnövekedés.

A tagozat kora nem találtunk ősmaradványt sem az agyagpalákban, sem

a homokkovekben Ez utóbbiak eredési helye sem ismert Biztos, hogy a rétegek a kovás márga és radiolarit tagozatnál fiatalabbak, tehát valószínűleg malm korúak

Konglomerátum-olisztolitos agyagpala tagozat

A Nagy-Telekes-tetőn, a Telekes-oldalon nagy területen, a Bódva-áttóiés É-1 oldalában kisebb elterjedésben található a felszínen

A rétegsor zomét fekete—sötétszürke, mállottan sárga márga- és agyagpala alkotja A palában változó méretű (gyermekokoltól kb 100 m³-ig) mészkő- és konglomerátumtombok (olisztolitok) vannak, amelyek a mátrix eiódálódása következtében a felszínen jól tanulmányozhatók

A fekete agyag-, márgapala lemezes elválású, gyakran jól látható laminációval, helyenként 10—20 cm vastag zoldesszürke agyagpala-kozbetelepüléssel Ebben 2—5 mm széles, 1—2 cm hosszú fekete foltok vannak, melyek valószínűleg bioturbáció nyomai Vékonycsiszolatban általában kevés, szogletes kvarc (max 100 μm), mikropát méretű karbonátszemcsék, szericit és pirit figyelhető meg A laminációt a szerves anyagban, tormelékes kvarcban, karbonátban dús sávok váltakozása okozza A piritszemcsék körül általános a nyomási szegély A rétegzéssel kb 30°-ot bezáró klvázis-síkokban neoformációs szericit található (ÁRKAI P 1982, SERESNÉ HARTAI É 1980) Az osszlet olisztosztróma jellegű, az olisztolitok mészkő- és konglomerátum anyagúak

A mészkőolisztolitok főleg a Nagy-Telekes-tető Ny-1 oldalában, ÉK—DNy csapásirányú sávban találhatóak bár kisebb mennyiségben és méretben a tagozat egész előfordulási területén megtalálhatók Színük sötétszürkétől a világosszürkéig terjed, finom- vagy középkristályosak Néhány tombon eióteljes préselődes okozta párhuzamos elválási felületeket figyelhetünk meg

A konglomerátum-olisztolitok a Bódva-szurdok feltarástól ÉK—DNy irányban, morfológiailag a mészkő-olisztolitos sáv alatt helyezkednek el A nagy konglomerátumtombok 400—500 m hosszban kovethetők, míg a kisebbek az egész területen megtalálhatók A max 10 m-es konglomerátum-olisztolitok tormelékanyaga 1—50 cm-es paleolitból, kevesebb és kisebb méretű szürke—sötétszürke mészkőből és kevés, apró agyagpalából, tűzkőből állnak A kotóanyag szürke, középkristályos mészkő

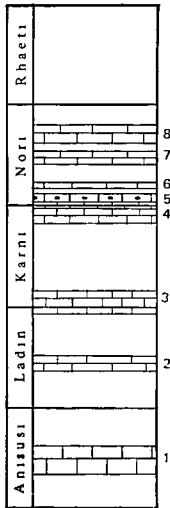
Vékonycsiszolatban a mészkövek szövege nagyon változatos, egyetlen csiszolatban találtunk 1 mm-es, szogletes, variolitos bazalt tormelékszemcsét (RÉTI Zs meghatározása) A kisebb tombok, melyek max 1 m-es nagyságúak, 2—10 mm-es barna, szogletes tormeléket (vékonycsiszolatban limonitos pát) tartalmaznak Igen zavart szövetűek, pátos kotóanyaggal cementált mészkő-, limonitos pát-, sok magnás porfíros kvarc- és ritkán földpátszemcséket tartalmaznak

A tagozat kora a mátrixot alkotó agyagpalából *Chondrites* sp ismert Egyéb őslénytani adatunk az agyagpalából nincs Mivel a homokkő-olisztolitos agyagpala tagozatra települ, kora annál fiatalabb A tagozat — és az egész Telekes-oldali Formáció — felső időhatárának kijelölését a Csehi-hagyen talált *Belemnites* sp és az országhatáron túli területek jura rétegsorai teszik lehetővé. Ezek alapján bizonyos, hogy a formáció képződése a jura vége előtt, még a malmban befejeződött

Az olisztolitok kora és származása

A Telekesoldali Formációban változó gyakorisággal — főleg a felső szintekben — előforduló olisztolitok közül a kovás márga és radiolarit tagozat

alsóbb szintjében levők a fekeből származnak. Az olisztolitok többségét alkotó szürke mészkő és konglomerátum azonban nem származtatható ugyanonnan. A kőzettípusok között biztosan paleozóos korút nem találtunk. A homokkő-olisztolitok — kizárásos alapon — valószínűleg jura korúak és uledékgyűjtőn



5. ábra A Telekesoldali Formációban levő középső- és felső-triász olisztolitokból összeállított rétegsor

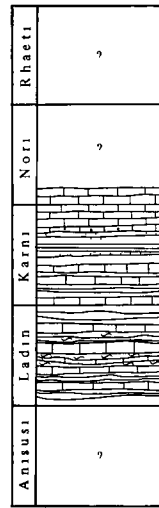
1 Tormelekszemcsében világosszürke mészkő, 2 világosszürke mészkő, 3 kékesszürke mészkő, szürke, vastagpados mészkő, 4 mészkő artinformatív breccsából, 5 szürke, tűzköves mészkő, 6 világosszürke mészkő, 7 szürke mészkő, agyagkősavos mészkő, 8 szürke, barnásszürke mészkő

Fig. 5 Profile derived from Middle and Upper Triassic olistolithes in the Telekesoldal Formation

1 Limestone, light grey when represented by clastic grain, 2 light grey limestone, 3 bluish-grey limestone, 4 limestone from intraformational breccia, 5 grey cherty limestone, 6 light grey limestone, 7 grey limestone, argillite-banded limestone, 8 grey to brownish grey limestone

belül áthalmazódással kerültek jelenlegi környezetükbe. A kőzet- és őslénytani vizsgálatok eredményeként egy középső–felső-triász rétegsort rekonstruáltunk (5. ábra). Ebből természetesen hiányoznak az áthalmazódás során teljesen megsemmisült kőzetek.

A rétegsorral párhuzamosítható sorozat nem ismert a Dél-Gomorikumban Kismértékű hasonlóság ismerhető fel a Martonyi környéki Nagy-Rednek-volgy rétegsorával (6. ábra), melynek metamorfizáltsága az áthalmazás utáni



6. ábra Martonyi takaró, Rednek-volgyi rétegsor (LESS Gy 1984)

1 Mészkőlemez szürke és barna aleurolit, márga, 2 sötétszürke márga és mészkő, 3 fekete aleurolitpala, 4 szürke tűzköves mészkő

Fig. 6 Rednek valley sequence, Martonyi Nappe (Gy LESS 1984)

1 Grey and brown siltstone and marl with limestone laminae, 2 dark grey marl and limestone, 3 black meta-siltstone, 4 grey cherty limestone

A Telekesvolgyi és a Telekesoldali Formáció litológiai összehasonlítása és képződésük lemeztektonikai értelmezése

A formációk rétegsora (7 ábra) — a nagyon jelentős eltérések ellenére — sok tekintetben hasonló egymáshoz. A megegyező korú rétegek közvetlenül nem párhuzamosíthatók, bármilyen fáciesuk hasonló.

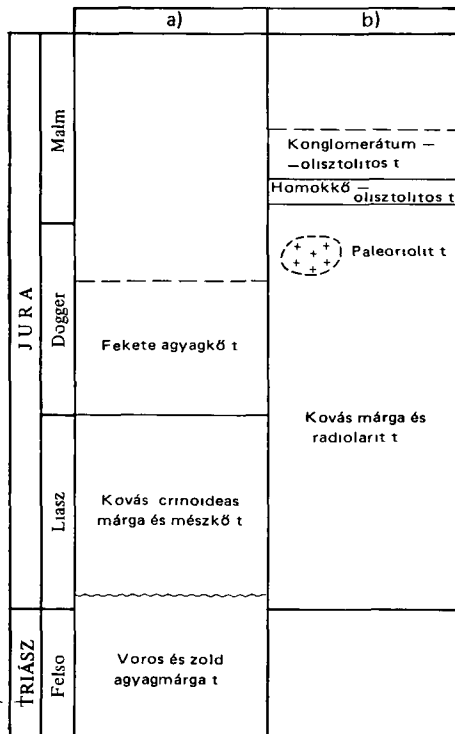
A kovás, crinoideás márga és mészkő tagozat (Telekesvolgyi Formáció) rétegeinek közvetlen megfelelője nincs meg a kovás márga és radiolarit tagozatban, azonban az utóbbi említett sorozat rétegei között ismert olyan szakasz — kovás mészkő és márga váltakozása —, amely hasonló jellegű, s még a települési helyegek — 30—50 cm-es rétegzettség — is hasonlók.

A Telekesvolgyi Formáció fekete agyagkő tagozata, melynek megfelelője a másik formáció kovás márga és radiolarit tagozatában található, Radiolaritokat tartalmazó agyagkő szint (*Unuma echinatus* zóna). A két radiolarit között litológiai hasonlósága ellenére mikrofáciesekben jelentős különbség van a Telekesvolgyi Formáció radiolarit agyagkőjében nagyon sok a kovaszivacs-tű és a Radiolaria, míg a másik esetben a Radiolaria elszórtan található és kovaszivacs-tű egyáltalán nem ismert.

A Telekesvolgyi Formáció egyik szelvényében (2 ábra) levő vörös kvarcit telér, melyhez hasonló a telekes-oldali riolitból és kvarcitokból ismerünk, valószínűsíti, hogy a Telekesvolgyi Formáció képződési területén is volt savanyú magmás tevékenység, amelynek eredete, gyökere a rétegsor felépítkezése során elnyíródott. A két formáció hasonlósága arra enged következtetni, hogy rétegsoruk ugyanabban az uledékgyűjtőben, de egymástól távoli részeken képződött.

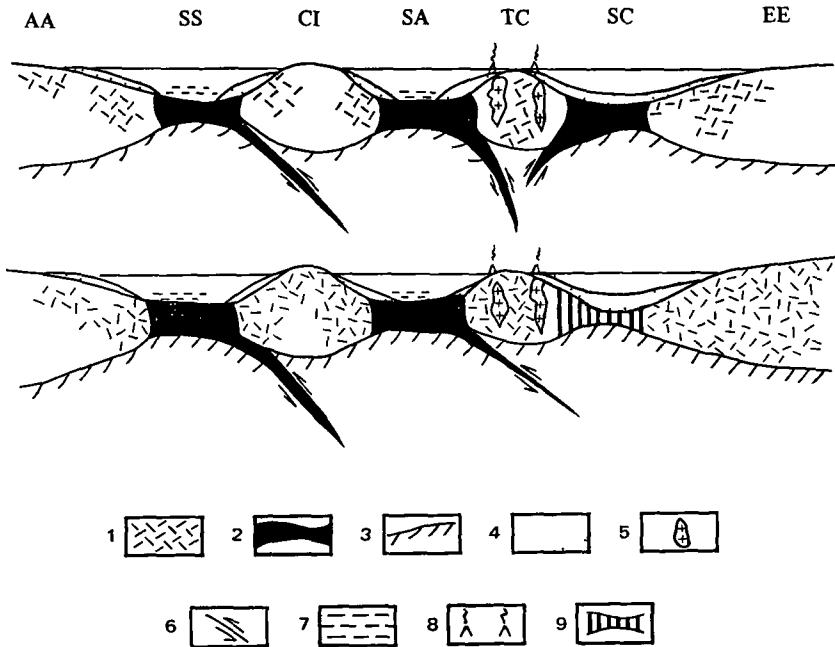
Az uledékgyűjtő jellemző tulajdonságai euxin fácies, radiolaritok és savanyú vulkanizmus. Ismeretes, hogy a feketé triász korú, sekély- és nyíltvízi képződmények alkotják, tehát a jura oszletek felhalmozódása kontinentális kérgen történt. A kontinentális kérg felhasadása során kialakulhatott olyan elzárt, mélyebb medence, ahol a jelenleg a Rudabányai-hegységben található jura időszak képződmények felhalmozódtak.

Ilyen medence létrejöhett egy szubdukciót kísérő — tehát azzal többé-kevésbé egyidejű — vulkán ív mozdult beszakadással (back-arc basin). Ilyen modellt vázolt V. E. KHAIN (1977) a



7 ábra A Telekesvolgyi Formáció (a) és a Telekesoldali Formáció (b) iktegoszlopai

Fig. 7 Geological columns of Telekesvolgyi Formation (a) and Telekesoldali Formation (b)



8 ábra A Kaukázus alternatív lemeztektónikai modelljei a középső-mezozóikumban (V E KHAİN 1977)

1 Kontinentális kéreg, 2 oceáni kéreg, 3 felső kőpeny, 4 epikontinentális üledékek, 5 granitoid intruziók, 6 Benioff-zonák, 7 mélytengeri üledékek, 8 vulkáni ív, 9 elvékonyodott kontinentális kéreg — AA = Afrika—Arabia lemez, EE = Kelet-európai lemez, SA = Sevan—Akera ofiolit zóna, SS = Sanandadj—Sirdjan ofiolit zóna, TC = Transzkaukázusi köztes tömeg (mikrolemez), CI = Közep-irani köztes tömeg (mikrolemez), SC = a Nagy-Kaukázus peremtengere, oceáni vagy elvékonyodott kontinentális kéreg

Fig 8 Alternative Mid-Mesozoic plate tectonic model of the Caucasus (V E KHAİN 1977)

1 Continental crust, 2 oceanic crust, 3 upper mantle, 4 epicontinental deposits, 5 granitoid intrusions, 6 Benioff zones, 7 deep-water marine deposits, 8 volcanic arc, 9 attenuated continental crust — AA = African—Arabian plate, EE = East European plate, SA = Sevan—Akera ophiolite zone, SS = Sanandadj—Sirdjan ophiolite zone, TC = Transcaucasian Median Mass (microplate), CI = Central Iranian Median Mass (microplate), SC = marginal sea of the Greater Caucasus, oceanic or attenuated continental crust

Kaukázus esetében (8 ábra) a jura időszakra, és T A STERN (1985) Új-Zéland északi szigetének jelenlegi helyzetére

A fentiekben jellemzett, rudabányai-hegységi jura formációk mindkét modellben elhelyezhetők

IRODALOM — REFERENCES

- ÁRKAI P 1982 Jelentés „A Bükk, Rudabányai-, Upponyi- és Szendrői-hegységben kinyitott paleozoos és mezozoos alapszelvények összehasonlító asvány-kőzettani jelleger” temakörben a Kmb 63/G/1982 GKL sz, ill 3546/82 MÁFI sz kutatási szerződés keretében végzett vizsgálatokról — MTA Geokémiai Kutatólabor Földt Int Adattár Tcr 11 211, kézirat
- BALOGH K 1952 Rudabánya környékének földtana — Földt Int Évi Jel 1948-ról. 121—125
- BALOGH K—KOVÁCS S 1976/77. Előzetes jelentés a rudabányai hegységi triász vizsgálatáról — JATE Földtani-Őslénytani Tszk, kézirat

- BALOGH K — PANTO G 1952 A Rudabányai-hegység földtana — Foldt Int Évi Jel 1943-101 135—154
- BALOGH KADOSA — ÁRVANF SOOS E — PECSKAY Z 1984 Jelentés a MÁFI és az MTA Atomnag Kutató Intézet között létrejött 4020/84 sz kutatási szerződés keretében végzett vizsgálatokról, Debrecen — Foldt Int Adattár Ter 12 725, kézirat
- FOETTLRELL F 1869 Voyage der geologischen Detailkarte der Umgebung von Torna und Szendro — Verhandl Geol Reichsanst 147
- GATTLE I 1976 A Rudabányától ÉÉK-re lévő Telekesi-völgy kalkopirit, hematit, mangancs indikációnak asvanytani-cicteleptani vizsgálata — Szakdolgozat. ELTE, Ásvanytani Tszk, kézirat
- GRILL J 1985 A Rudabányai-hegység jura időszaki képződményei — Dokt ért, NME Miskolc, kézirat
- GRILL J — LESS GY — REI Zs — ROTH L — SASDI L 1984 Magyarazó az Aggtelek—Rudabányai-hegység földtani térképsorozatahoz, 25 000-es sorozat, Perkupa. — Foldt Int Észak-magyarországi Osztály kézirat
- HOCHSTETTER F 1856 Ueber der geologischen Geschaffenheit der Umgebung der Umgegend von Edelény bei Miskolcz in Ungarn, am Sudrande der Karpathen. — H Geol Reichsanst 7 692—705
- ISLER A — PANTIĆ N 1980 „Schistes-Lustres“ — Ablagerungen der Tethys — Eclogae Geol Helv 83 (3) 799—822
- KHAIN V E 1977 Critical comparison of mobilistic models of tectonic development of the Caucasus In Symposium International Structural History of the Mediterranean basins Split — Jugoslavia, 25—29 October 1976 — TECHNIP 353—363 Paris.
- KOCH A 1904 A rudabánya-szentandrási hegyvonulat geológiai viszonyai — Mat. Term tud Ért 22 132—145
- KOVACS S 1984 Tisza-probléma és lemeztectonika — kritikai elemzés a kora-mezozoós facieszónák eloszlása alapján — Foldt Kut 27 (1) 55—72
- MELLO J — GAAL L 1964 Meliatska skupina v coltovskej rokli — Geol Práce Spravy. 81 51—62
- MIŠIK M 1980 A szilicei egység jura és krita időszaki ősfoldrajza — Foldt Kut. 23 (3) 29—30
- MOCK R 1980 Triassic of the West-Carpathians in second European Conodont Symposium (Ecos 11) — Abhandl Geolog Bundesanst 35 129—147
- PALFY M 1924 A Rudabányai-hegység geológiai viszonyai és vasérclepei — Foldt. Int Évk 26 1—24
- PANTO G 1956 A rudabányai vasércvonulat földtani felepítése — Foldt Int Évk. 44 (2) 335—490
- SERESNE HARTAI É 1980 Jelentés „Az Északi-kezeplegység típusterületének mód-szeritani célú szerkezetföldtani vizsgálata” (Szu 43-V-1/80) című szerződéses munka II résztemájának keretében végzett vizsgálatokról — NME Földtani, Teleptani Tanszék Miskolc, kézirat
- STERN T A 1985 A back-arc basin formed withm continental lithosphere of the Central Volcanic Region of New Zealand — Tectonophysics 112 385—409
- SZENTPÉTERY I 1983 A Rudabánya 690 sz fúrás földtani alapdokumentációja. — Foldt Int Adattár 837/182, kézirat
- VETÓNÉ ÁKOS É 1978 A Rudabányai—Aggteleki-hegység mezozoós vulkanitjainak közettani vizsgálata (Hidalmi adatok és saját vizsgálatok alapján) Tanulmányok a Dainó szerkezeti öv területéről — Foldt Int Adattár Ter 7562, kézirat
- VITALIS I 1909 A Bódva-Tornaköz környékének földtani viszonyai — Foldt Int Évi Jel 45—58

JURASSIC FORMATIONS OF THE RUDABÁNYA MOUNTAINS

by

J GRILL

Hungarian Geological Institute Budapest, Népstadion út 14
H-1143

UDC 551 762(234 373 3/ 5)

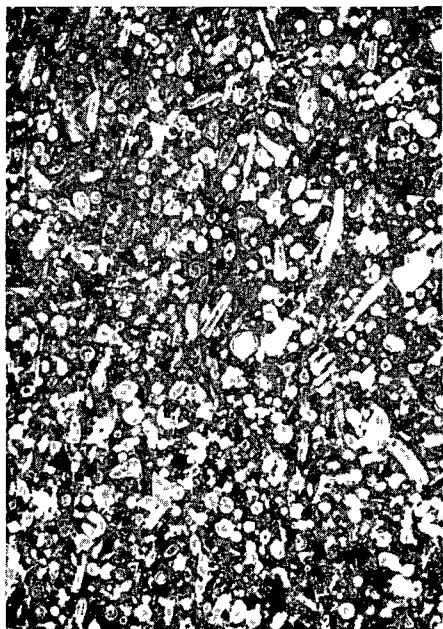
Key words olistholiths, Telekesvolgy Formation, Telekesoldal Formation, Jurassic, Rudabánya Mts (N Hungary)

The presence of Jurassic formations in the Rudabánya Mountains has been proved. The Jurassic beds have been assigned to two formations: the Telekesvolgy Formation and the Telekesoldal Formation. The Upper Triassic, Dogger marls, limestones and argillites of the Telekesvolgy Formation are overturned, having been emplaced tectonically upon the underlying rock. The black argillite and marl beds of the Telekesoldal Formation are grading out of the underlying Triassic and contain syngenetic Dogger paleo-rhyolites. The Telekesoldal Formation was formed in a basin of "schistes lustrés" type, its olistholites but partly derive from the underlying rock. The two formations were generated in identical, but distant environments, probably in back-arc basins.

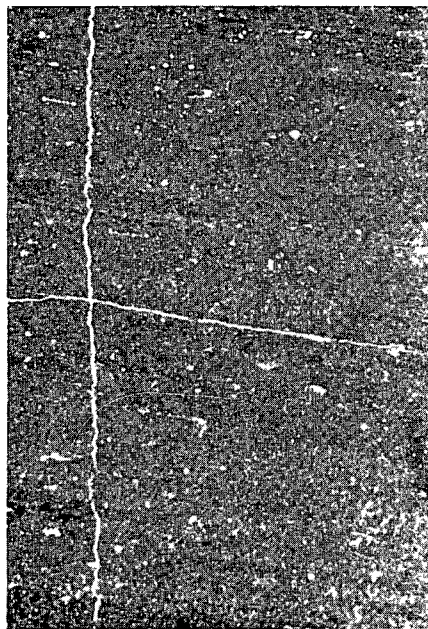
I tábla — Plate I

Telekesvolgyi Formáció — Telekesvolgy Formation

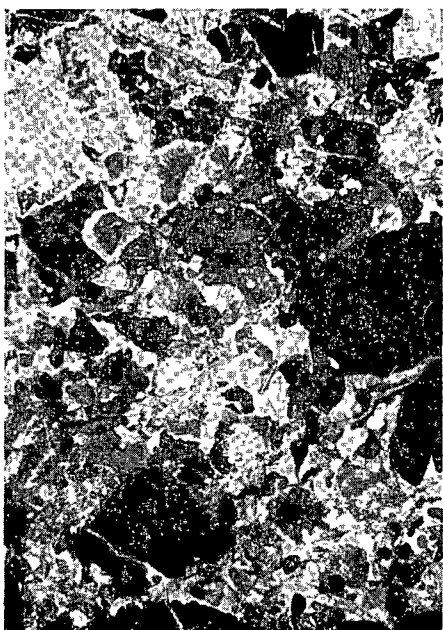
- Vörös és zöld agyagmárga tagozat — Red and green claymarl member
- 1 Vörös agyagkő (kovásodott, kovaszivacsstűs) — Red argillite (silicified, with silicosponge spicules)
Perkupa, Bizó-tető 40×
- 2 Zöld márga, aleuritos — Green marl silty
Telekes-volgy, 8 mellékvölgy 15×
- 3 Allodapikus mészkő — Allodapic limestone
Perkupa, Bizó-tető II szelvény 6×
- Kovás, crinoideás márga és mészkő tagozat — Siliceous crinoidal marl and limestone member
- 4 Szürke mészmárga — Grey calcareous marl
Perkupa, Bizó-tető I szelvény 6×
- Fotó PELLÉRDY



1

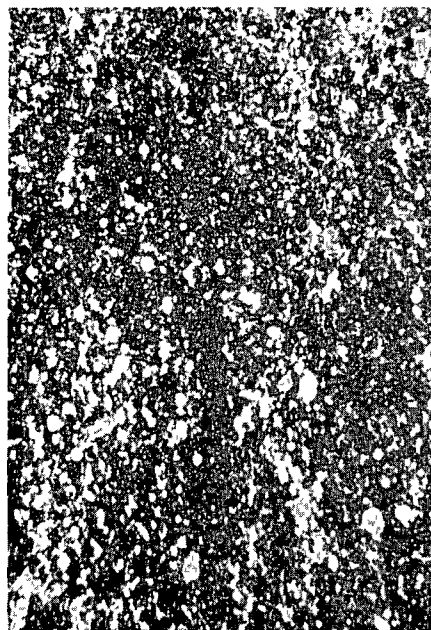


2



3

100x



4

II tábla — Plate II

Telekesvolgyi Formáció — Telekesvolgy Formation

Kovás, crinoideás márga és mészkő tagozat — Siliceous, crinoidal marl and limestone member

1 Szürke mészkő és allodapikus mészkő — Grey limestone and allodapic limestone

Perkupa, Bizó-tető I árok

15×

Fekete agyagkő tagozat — Black argillite member

2 Fekete agyagkő (radiolariás, kovaszivacsstűs) — Black argillite (radiolarian, with silicosponge spicules)

Varbóc 2 sz fúrás 66,2 m

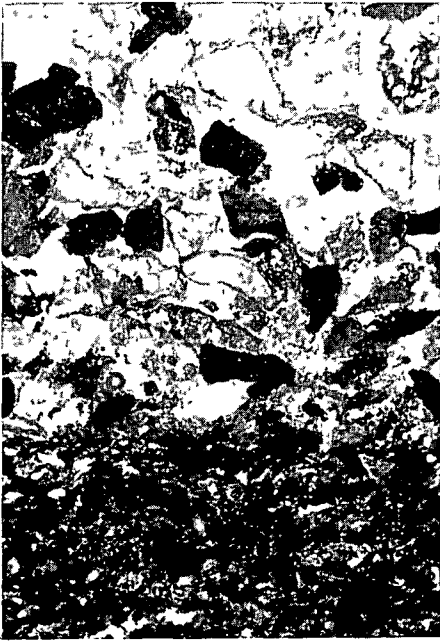
6×

3 Fekete, kovás agyagkőben karbonát (dolomit[?]) kristályok — Carbonate crystals (dolomite[?]) in black siliceous argillite

Varbóc 2 sz fúrás 50,1 m

55×

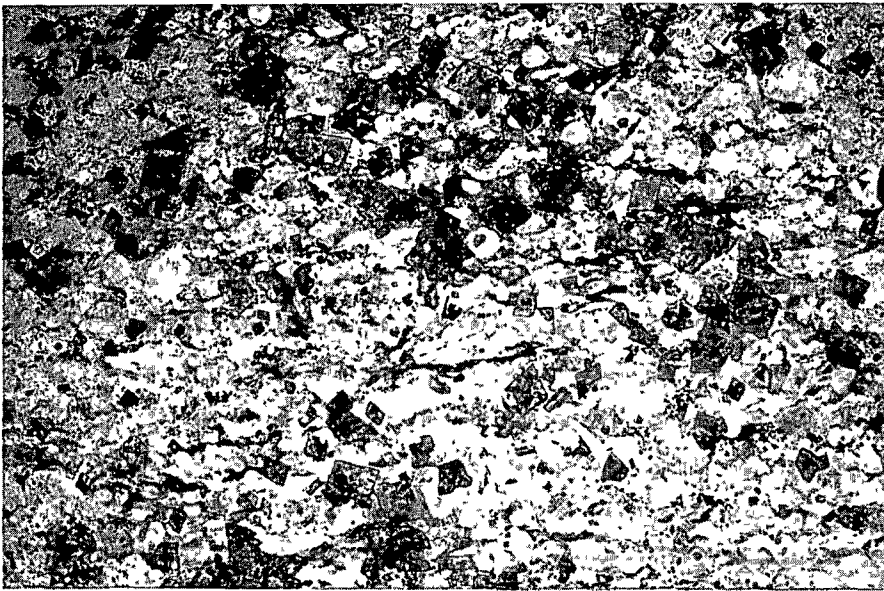
Fotó PELLÉRDY



1

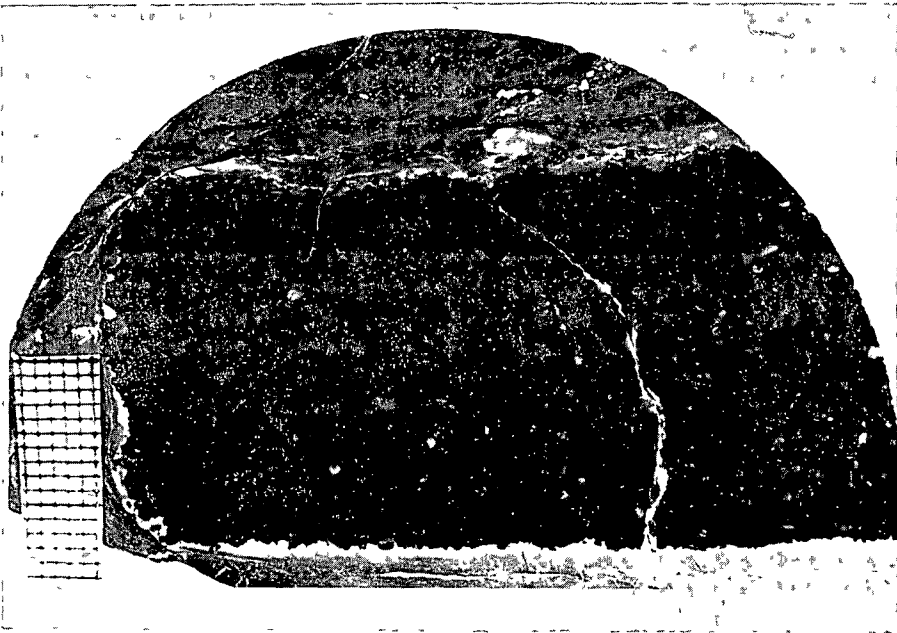


2

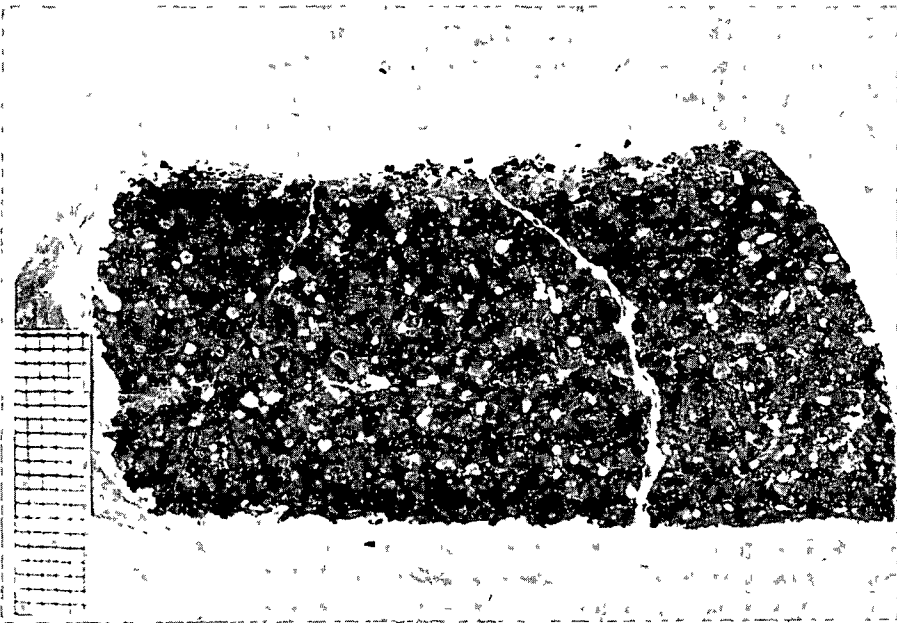


3

III tábla — Plate III**Telekesvolgyi Formáció — Telekesvolgy Formation****Fekete agyagkő tagozat — Black argillite member****1—2 Allodapikus mészkőteredék szürke agyagkőben — Allodapic limestone
detritus in grey argillite****Varbóc 2 -sz. fúrás 21,0 m****Fotó PELLÉRDY**



1



2

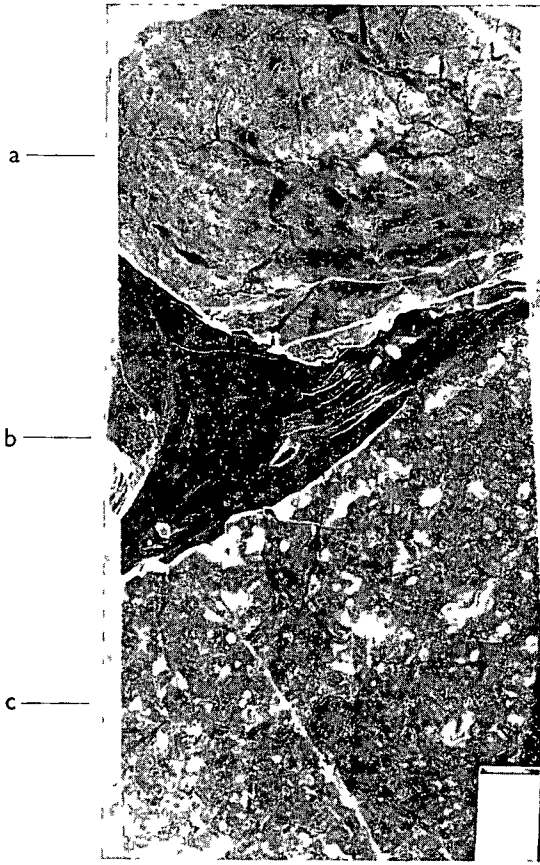
IV tábla — Plate IV

Telekesvolgyi Formáció — Telekesvolgy Formation

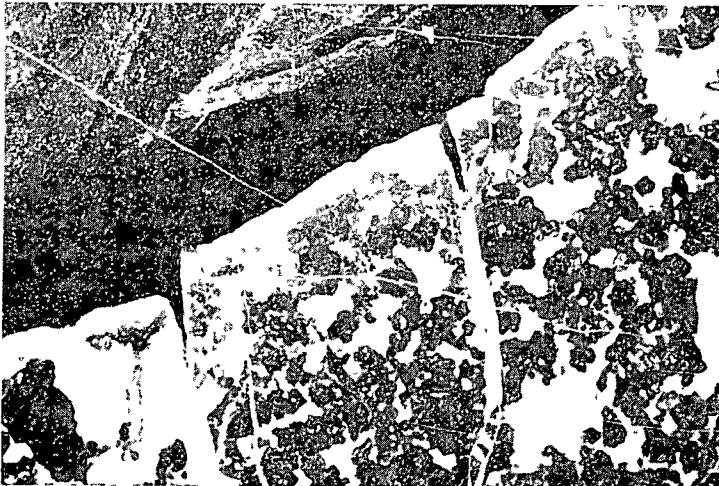
Fekete agyagkő tagozat — Black argillite member

- 1 Mészköolisztoltok fekete agyagkőben *a*) szürke mészkő (nóri), *b*) fekete agyagkő (dogger), *c*) steinalmi mészkő (anisusi) — Limestone olistholites in black argillite *a*) grey limestone (Norian), *b*) black argillite (Dogger), *c*) Steinalm limestone (Anisian)
Varbóc 2 sz. fúrás 84,5—84,6 m
- 2 Fekete agyagkő steinalmi mészkő hasadékaiban (vékonycsiszolat az 1 képen szereplő kőzetből) — Black argillite in fissures of Steinalm limestone (thin section from the rock shown in Fig 1) 6×

Fotó PELLÉRDY



1



2

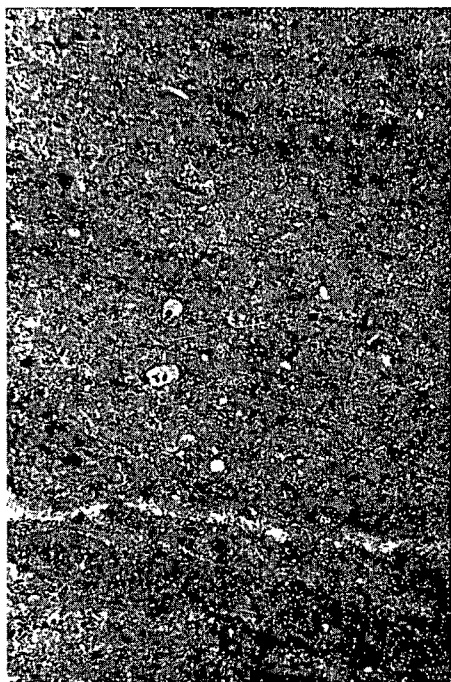
V tábla — Plate V

Telekesoldali Formáció — Telekesoldal Formation

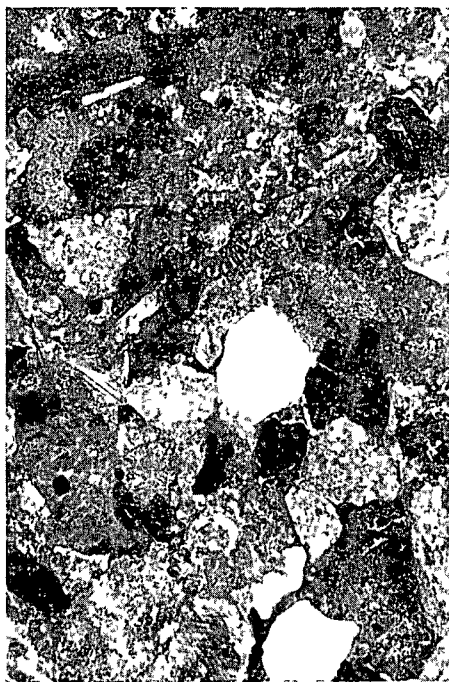
Kovás márga és radiolarit tagozat — Siliceous marl and radiolarite member

- 1 Kovás agyagkő Radiolariákkal — Siliceous argillite with radiolarians
Szet 3 sz fúrás, 65,0 m 40×
- 2 Apró mészkőkavicsos mészhomokkő, bioklaszt-, pirit- és porfíros kvarc-
szemcsékkel — Calcareous sandstone with small limestone pebbles and
bioclasts, pyrite and porphyric quartz grains 15×
- 3 Gradált betelepülés márgában — Graded intercalation within marl
Sza 7 sz fúrás, 122,7–122,8 m

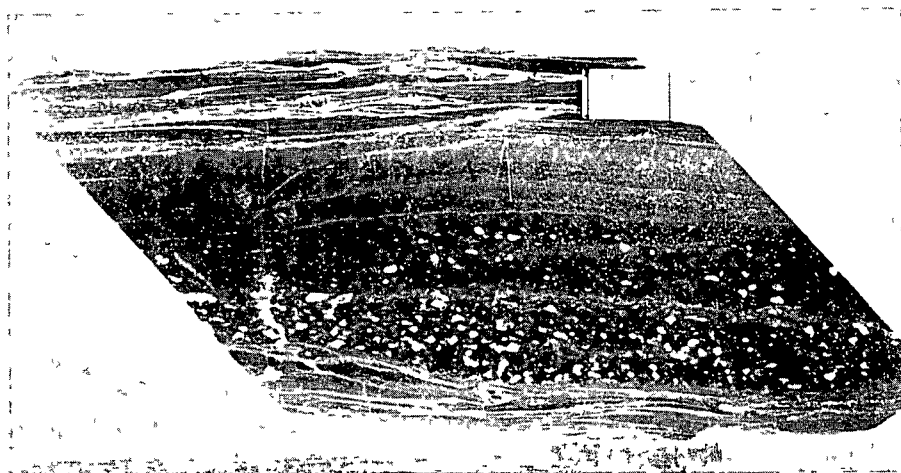
Fotó PELLÉRDY



1



2



3

VI tábla — Plate VI

Telekesoldali Formáció — Telekesoldal Formation

Kovás márga és radiolarit tagozat — Siliceous marl and radiolarite member

1 Szétszakadozott piritlencsék márgában — Disintegrated pyrite lenses in marl

Rb 661 sz fúrás, 55,5 m 15×

2 Piritszemcse koruli irányított szálkás kvarc továbbnövekedés — Oriented, fibrous quartz in continued growth around a pyrite grain

Rb 661 sz fúrás, 132,6 m 102×

3 Foldpátszemcse koruli irányított, szálaskalcit továbbnövekedés — Oriented, fibrous calcite in continued growth around a feldspar grain

Rb 661 sz fúrás, 147,0 m 102×

4 Piritszemcsék koruli irányított szálkás kvarc továbbnövekedés — Oriented, fibrous quartz in continued growth around pyrite grains

Sza 10 sz fúrás, 83,9 m 15×

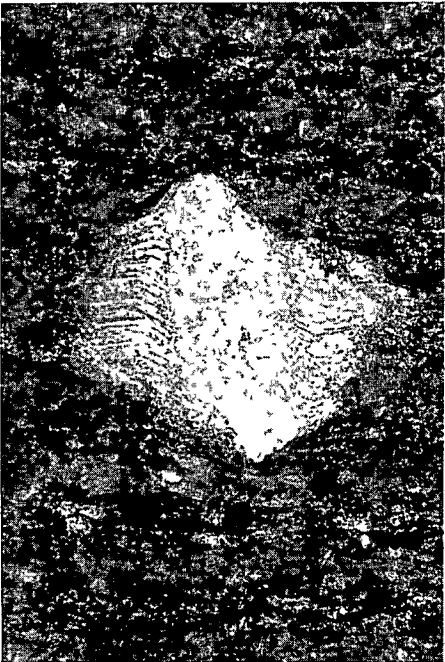
Fotó PELLÉRDY



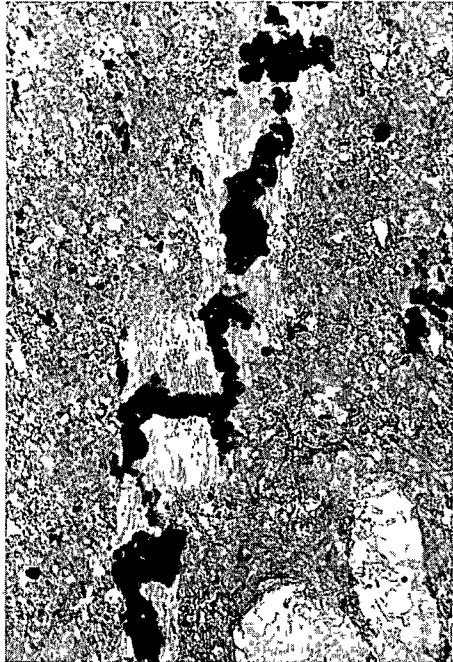
1



2



3



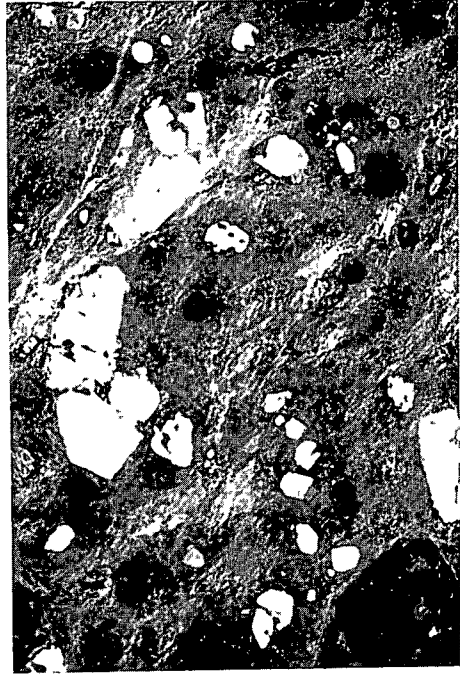
4

VII tábla — Plate VII

Telekesoldal Formáció — Telekesoldal Formation

- Kovás márga és radiolarit tagozat — Siliceous marl and radiolarite member
- 1 Porfíros kvarcsemcsék körül irányított, szálak kvarcit továbbnövekedés —
Oriented, fibrous quartzite in continued growth around porphyric quartz
grains
Rb 661 sz fúrás, 116,1 m 40×
- Paleorhyolit tagozat — Paleo-rhyolite member
- 2 Paleorhyolit — Paleo-rhyolite
Sza 10 sz fúrás, 131,6 m 6×, +N
- 3 Paleorhyolit és márga kontaktusa — Paleo-rhyolite and marl in contact
Sza 10 sz fúrás, 131,6 m 6×

Fotó PELLÉRDY



1

2



3

VIII tábla — Plate VIII

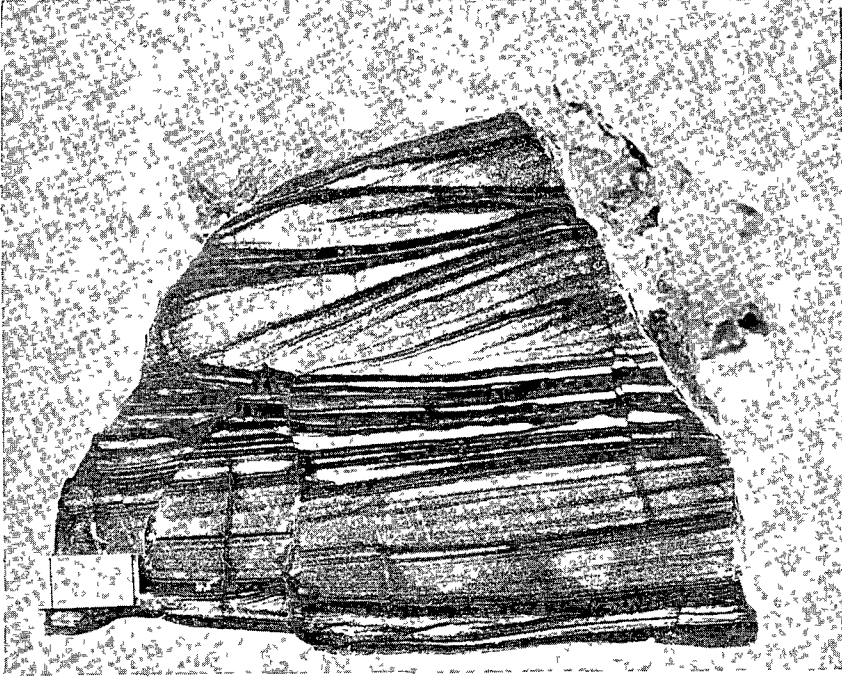
Telekesoldali Formáció — Telekesoldal Formation

Homokkő-olisztoltos agyagpala tagozat — Sandstone olistholitic shale member

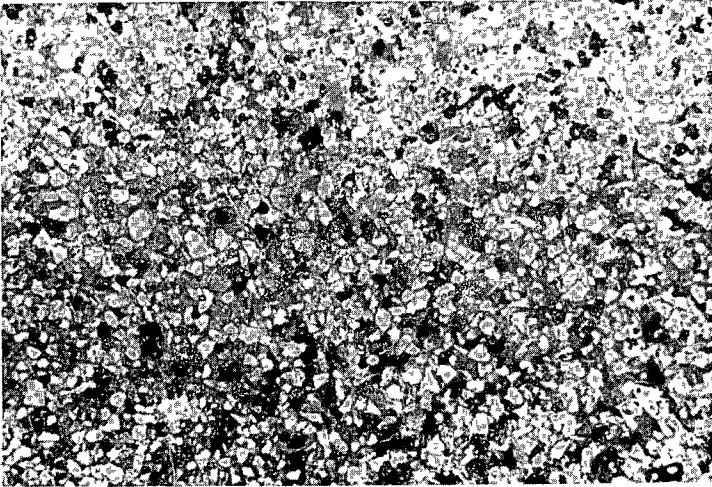
1. Keresztrétegzett homokkő — Cross-laminated sandstone
Kis-Telekes-tető
- 2 Homokkő — Sandstone
Sza 10 sz fúrás, 12,0 m

15×

Fotó PELLÉRDY



1



2

IX tábla — Plate IX

Telekesoldali Formáció — Telekesoldal Formation

Konglomerátum-olisztolitos agyagpala tagozat — Conglomerate olistholithic schale member

1 Mész-konglomerátum (tormelékből származó minta) — Limestone-conglomerate (sample from clastics)

Telekes-oldal

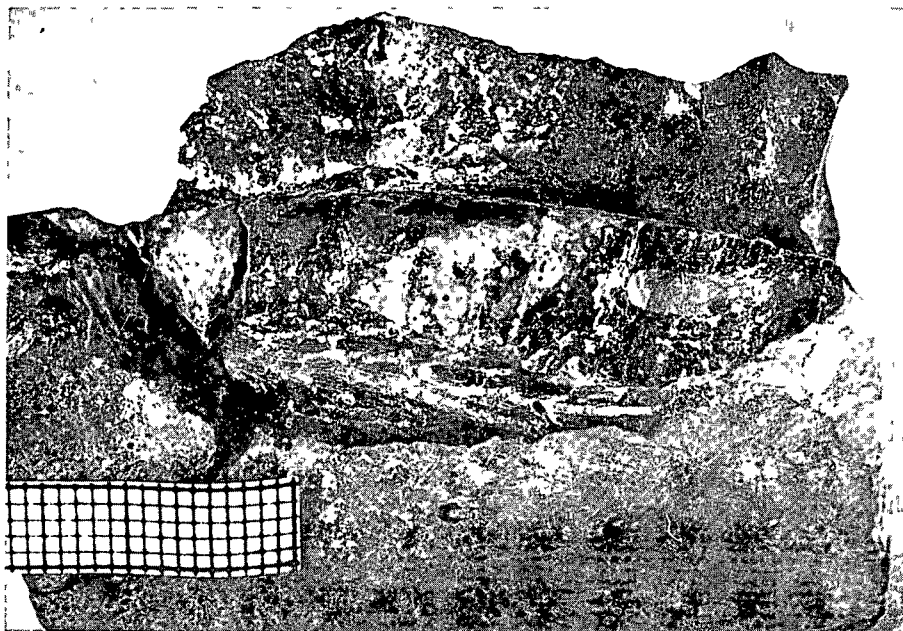
2 *Belemnites* sp. vörös, márgás mész-kőben — *Belemnites* sp. in red marly limestone

Szendró, Cseh-hegy

Fotó PELLÉRDY



1



2

A BÁNYA-HEGYI ZÁTONYMÉSZKŐ (BUKK HEGYSÉG) KORA

PETER RIEDEL** — BABA SENOWBARI-DARYAN** — KOVACS SANDOR* — PELIKAN PÁL*

* M Áll Földtani Intezet Budapest, Nepszablon út 14
H-1143

** Institut für Paläontologie der Universität Erlangen Nürnberg, Loewenichstr 28
D-8520

ETO 552 54 + 551 761 3(234 373 4)

T á r g y s z a v a k zátonymészke, olisztotrimma, zátonyfácies, nóri, rhaeti, *Cheilosporites tirolensis*, Banya-hegy (Bukk)

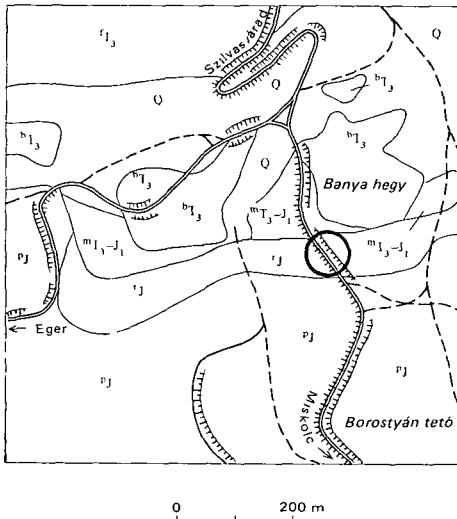
A Banya-hegy tomeges, világos mészkove dachsteini típusú zátonymészke olisztotrimmaként értékelhető a jura radiolarit—voros, crinoideás mészkő osszleten belül Nóri—rhaeti korát a *Cheilosporites tirolensis* WAHNER sphinctozoa (mészszivacs) bizonyítja, amely a központi zátonyterületeken belüli csendesvízi környezetek tipikus elemé

Bevezetés

A banya-hegyi fehér zátonymészke és voros radiolarit, ill voros, crinoideás mészkő kora és egymáshoz való viszonya régóta a Bukk-fennsík déli pereme rétegtanának és szerkezetének kulcskérdése (1—3 ábra) A hagyományosan — mesterséges letisztítások lehetősége nélkül — kialakult kép szerint a korallos zátonymészke és radiolarit „padjai egymással váltakoznak” (BALOGH K 1954, 1964) A zátonymészkeből KOLOSVÁRY G (in BALOGH K 1964 p 413) az alábbi korall faunát határozta meg, melyek alapján BALOGH K (1964 p 417) a szóban forgó képződményeket a felső-ladin—alsó-karniba sorolta *Margarosmia confluens* (MUNSTER), *Margarosmia cf richthofeni* VOLZ, *Monthvaltna obliqua* (MUNSTER), *Monthvaltna septafidens* VOLZ, *Thecosmia badnotica* VOLZ, *Thecosmia cf granulata* (KLIPSTEIN)

Az Országos Alapszervelet Program keretében 1979-ben létesített mesterséges feltárás alapján kiderült, hogy a zátonymészke olisztotrimmákat alkot a voros radiolaritban, ill voros, crinoideás mészkőben [sőt, a feltárás legfelső részén, ill Ny-1 végén lévő nagy zátonytest is felfogható egy nagyobb méretű olisztotrimmaként (KOVÁCS S 1985)], a rétegsor pedig át van buktatva, a zátonytól a radiolarit irányába fiatalodik

1985-ben a bukki triász zátonyfáciesek tanulmányozását célzó közös terepbejárásunk során *Cheilosporites tirolensis* WAHNER-t, a nóri—rhaeti dachsteini zátonyfácies jellemző sphinctozóját és egyéb, dachsteini típusú korallokat, mészszivacsokat és Hydrozoákat találtunk, melyeket a következőkben mutatunk be



1. ábra A feltárás helyszínrajza

fT_3 = fennsíkú mészkő, bT_3 = bányai-hegyi mészkő, mT_3-J_1 = voros, crinoideás mészkő, rJ = különböző színű radiolaritok, pJ = agyaggal, Q = kvarter, radiolarit törmelékkel

Fig. 1 Location of the section

fT_3 = plateau limestone, bT_3 = reef limestones of Bánya-hegy type, mT_3-J_1 = red, crinoidal limestones, rJ = variegated radiolarites, pJ = shales, Q = Quaternary, with radiolarite debris

1 m-es olisztotrimmáival A zátonybreccsa-olisztotrimmákban jól felismerhetők a világos zátonymészke klasztjai

4. Voros, rétegzett radiolarit

5. Barna és zöld, rétegzett radiolarit, barnásszürke allodapikus mészkő-betelepelésekkel. Az utóbbiak jól kifejezett gradációja bizonyítja — legalábbis a szelvény radiolaritos részének — átbuktatottságát. Helyenként színszediment gyűrődések is láthatók

A kőzeteket illit-kristályosságú fokuk ($IC=0.25^\circ 2\Theta$) szerint az anchizés az epizóna határára eső metamorfózist érte, szövetük — különösen vékonycsiszolatban — jól kifejezett irányítottságot mutat

A vizsgálatok eredménye

A Bánya-hegy tomeszes mészköve szürke—barnásszürke színű. Mállás után fehér—világosszürke színt mutat. Makroszkóposan a fauna nagyon diverznek és jó megtartásúnak tűnik. Thamnasteroid és mangános korallokat, Hydrozoákat, „tabulozoákat” és mészszivacsokat foglal magába.

A tektonikus nyomás következtében mind az uledékes szerkezetek mind az ősmaradványok intenzív elváltozást szenvedtek. Ebből következően az ősmaradványok megtartása vékonycsiszolatban gyengébb, mint az a makroszkópos megfigyelés alapján feltételezhető lenne.

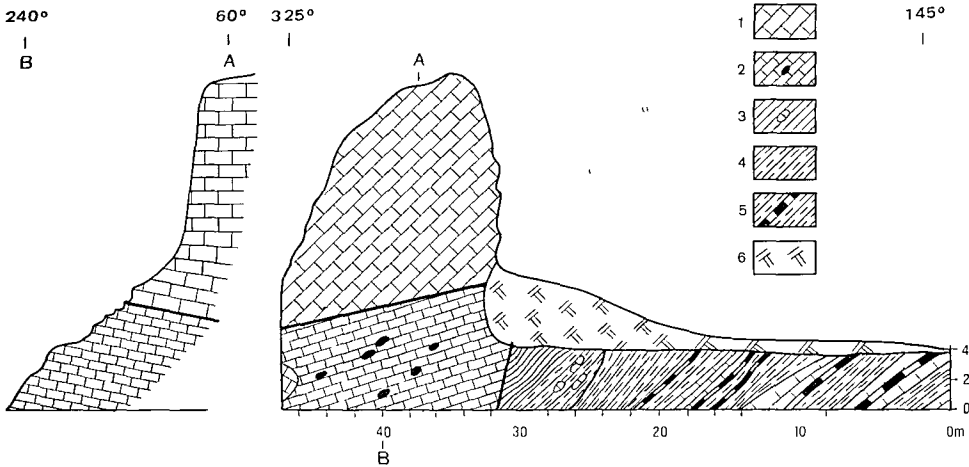
A feltárás leírása

A bánya-hegyi alapszelvény (2. ábra) rétegtani sorrendben az alábbi képződményeket tárja fel

1. Világos, tomeszes zátonymészke, mállott felszínén zátonyépitő organizmusok (uralkodóan korallok, alárendelten Hydrozoák és mészszivacsok) sűrűn kiperarálódott maradványaival és gyakori sztromataktisz-szerkezetekkel. Elvéve Brachiopodák és Gastropodák is előfordulnak.

2. Voros, a zátonymészkevel érintkező részén sárgás-rózsaszínes, jól rétegzett crinoideás mészkő, voros tűzköveléssel és a zátonymészke kisebb méretű (10–20 cm-es, néha 1 m-es) olisztotrimmáival. A packstone szövetű mészkő kizárólag Crinoidea-toredékekből és kevés mikropátos (eredetileg mikrites) mátrixból áll.

3. Voros, rétegzett radiolarit és voros radiolarit agyagkő váltakozása a voros, crinoideás mészkő és zátonybreccsa néhány dm-es — max.



2 ábra A banya-hegyi alapszelvény

1 Világos, tomeges zátonymészlő, 2 vörös, crinoideás mészkő, a zátonymészlő kis olistothrymmáival és vörös tűzkövesekkel, 3 vörös radiarit és radiarialis agyagkő, a crinoideás mészkő és zátonvbreccsa kis olistothrymmáival, 4 vörös radiarit, 5 barna és zöld radiarit allodapikus mészkő-betelepülésekkel, 6 talaj, lejtőtörmelek

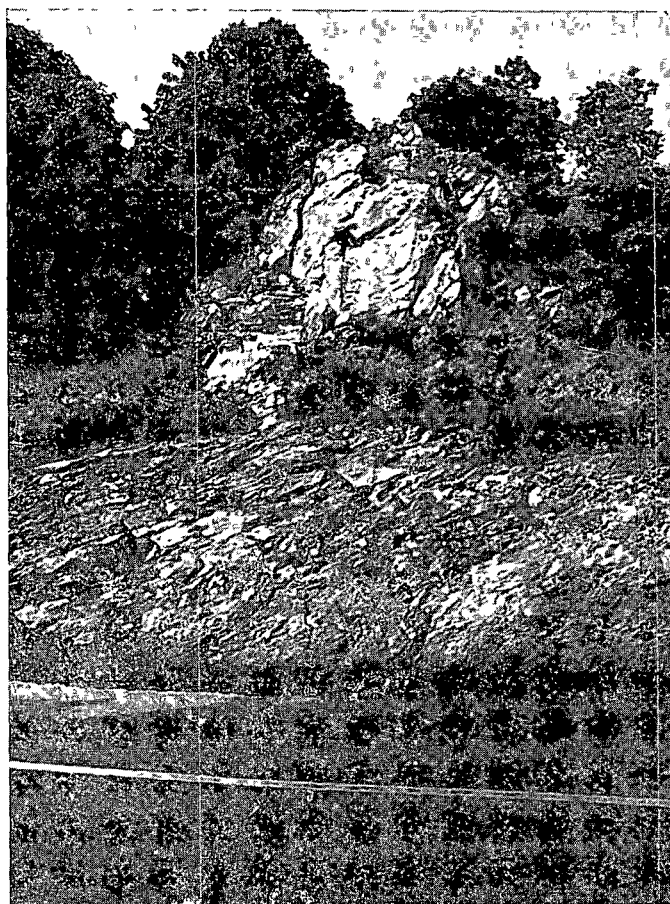
Fig 2 The Banya-hegy key section

1 Light coloured, massive reef limestone, 2 red crinoidal limestone, with small olistothrymmata of the reef limestone and with red chert lenses, 3 red radiolarite and radiolarian shale, with small olistothrymmata of the crinoidal limestone and reef breccia, 4 red radiolarite, 5 brown and green radiolarite, with allodapical limestone intercalations, 6 soil and scree

Ezeknek az ősmaradványos, wackestone szövetű mészköveknek csaknem mindig metapátos mátrixuk van. Fő komponenseik bioklasztok. Ritkán graminstone szövetű, peloid szemcsékből és iszapklasztokból álló változatok is fellépnek. A rossz megtartás miatt az ősmaradványok többsége meghatározhatatlan. Vázuk gyakran visszaoldódást szenvedtek. A kioldott uregeket („molds”) kétgenerációs karbonát cement tölti ki. Ezért sok zátonyváz-építő szerkezet csak árnyékszerkezeteket mutat és nem sorolhatók meghatározott ősmaradványcsoportba. Csak kis részük határozható meg, de így is magános és Thamnasteroid korallokat, mészszivacsokat, Hydrozoákat és „tabulozóák”-at sikerült felismernünk. Foraminifera *Aulotortus* sp. Mészszivacs *Cheilosporites tirolensis* WAHNER, *Colospongia* sp., *Paradeningeria* sp., *Peronidella* sp., „Tabulozoa”, „Tabulozoa” indet, Hydrozoa *Disjectopora* sp., Hydrozoa indet. Korall *Montlivaltia* sp., *Stephanocoena* cf. *schafhauthi* WINKLER, *Stephanocoena* sp., *Pamiroseris rectilamellosa* (WINKLER). Mikroproblematika *Tubiphytes obscurus* MASLOV. Számos ősmaradványt különösen a mészszivacsokat spongiostromata bekérgezések vonják be. Egyéb epibionták — mint pl. a szesszilis Foraminiferák — nagyon ritkák.

Szerencsésen találtunk vizscent egy jó megtartású *Cheilosporites tirolensis* WAHNER egyedét. Ezt a centrális szifóval jellemzett sphinctozoát hosszú ideig a mikroproblematikumok közé sorolták (SENOWBARI-DARYAN 1980). Példánynk 12 mm hosszú és 9 szegmentuma van. A kamrák 1,0–1,3 mm magasak és 2,1–2,7 mm szélesek. A kamrafalak vastagsága 0,1 mm körül van, átkristályosodottsága miatt a pórusok nem láthatók.

A *Cheilosporites tirolensis* kizárólag a nóri–rhaeti korú felső-triász zá-



3. ábra A vizsgált zátonymészko test (felül) a bánya-hegyi szelvény Ny 11-csészén. Alul: rétegzett kőzet, alul: ormos, crinoideas mészkő.
Foto: PELIKAN P.

Fig. 3 The reef limestone body investigated (above) in the western part of the Banya-hegy section. The bedded rock below is reef, crinoidal limestone.
Photo: P. PELIKAN.

tonymészkkövekből ismeretes (SCHAFER 1979, SENOWBARI-DARYAN 1980, WURM 1982, RIEDEL 1984). Ezért a Bánya-hegy zátonymészkkövét is a nóri-rhaeti emeletbe sorolhatjuk. Az itt előforduló zátonykozosság alátámasztja következtetésünket.

A *Cheilosporites tirolensis* WAHNER ugyancsak kitűnő fáciesjelző a felső-triász zátonymészkkövekben. Csak a központi zátonyterület csendesvízű környezetében fordul elő, így csak finomabb üledékekben található. A Bánya-hegyen ugyanúgy magános és thamnasteroid korallokkal, mészszivacsokkal (*Colospongia*, *Paradeningeria*), Hydrozoákkal és „tabulozoák”-kal együtt fordul elő, mint az Északi-Mészkkőalpokban (SENOWBARI-DARYAN 1980). Ez a

bánya-hegyi zátonymészkoveknek a tethyális régió más felső-triász zátonyaihoz hasonló fáciesfejlődést jelzi

Az alpi — mediterrán régió más előfordulásaival összehasonlítva a bánya-hegyi zátont alacsonyabb diverzitás jellemzi. Meglepő a Foraminiferák (*Caleanella Ophthalmidium*) és mikroproblematikumok (*Aeolsaccus*, *Baccanella floriformis* PANTIC, *Microtubus communis* FLUGEL, *Radiomura caotica* SENOWBARI-DARYAN et SCHAFER) hiánya. Ezek rendszerint az ilyen csendes-vízi zátonyközösségek típusos elemei. Az egyeduli kivétel a *Tubiphytes obscurus* MASLOV, amely a Bánya-hegyen is előfordul. A mészszivacsokat — eddigi adataink szerint — négy nemzetség képviseli, míg más lelőhelyeken nagyobb diverzitásuk van. Az itteni alacsonyabb diverzitás az ősmaradványok rossz megtartásával függhet össze, amely a diagenetikus elváltozás és tektonikus nyomás következménye lehet.

A jelen dolgozathoz felhasznált minták és vékonycsiszolatok az erlangeni egyetem őslénytani intézetében találhatóak.

Következtetések

A bánya-hegyi korallós mészkövet a *Cheilosporites tirolensis* WAHNER előfordulása, valamint más egyéb zátonyépítő ősmaradványai alapján dachsteini típusú, nóri — rhaeti korú zátony. Határozottan eltér a dél-bukki egyéb zátonyfáciesektől (Bera-bérc, Felsőtárkány, Subalyuk), amelyekben gazdag, még publikálásra váró, típusos wettersteini Spinctorozoa faunát találtunk [Az onnét előkerült alakok zome a dél-gomori Alsó-hegy wettersteini zátonyfáciesének már ismert (KOVÁCS S 1979) Sphinctozoa faunájában is jelen van].

Az új adatok fényében KOLOSVÁRY G (in BALOGH K 1954, 1964) korallmeghatározásai revízióra szorulnak.*

A zátonymészki nóri — rhaeti korából következik, hogy a voros, erindeás mészkő és a radiolaritok — melyekben az előbbi már kisebb olisztotrimák formájában van jelen — csak fiatalabbak, nagyrészt jura korúak lehetnek.

Jelenlegi vizsgálataink csak a bánya-hegyi útmenti feltárássra szorítkoztak, az itt nyert koradatok kiterjesztése a déli fennsíkperem, ill. -előtér egyéb zátonymészki-előfordulásaira további vizsgálatokat igényel.

IRODALOM — REFERENCES

- BALOGH K 1954 Répashuta környekenek földtani vizsgálata — Foldt Int Évi Jel. 1952-161 13—24
- BALOGH K 1964 A Bukkhegység földtani képződményei — Foldt Int Évk 48 (2) 245—713
- FANTINI SESTINI N — MOTTA E 1984 I Coralli del Calcare di Zu (Triassica superiore) della Lombardia (Italia) — Riv Ital Paleont Strat, 89 (3) 343—376 Milano
- FRECH F 1890—91 Die Korallenfauna der Trias I Die Korallen der juvavischen Triasprovinz — Palaeontographica 37 1—116 Stuttgart
- KOVÁCS S 1979 A dél-gomori Alsóhegy magyarországi részének földtana — Ősl Viták. 24 33—58

* Sajnos az anyag azóta elveszett (MIHÁLY S szóbeli közlése)

- KOVÁCS S 1987 Ólisztoszlómák es egyéb, vízalatti gravitációs tomegszállítással kapcsolatos üledékek az észak-magyarországi paleo-mezozoikumban — Földt Kozl. 117 101—119
- KUHN O 1940 Zur Kenntniss des Rhat von Voralberg — Mitt Alpenland geol Verein. 33 111—157 Innsbruck
- PELIKÁN P 1980 Bukk-hegységi alapszelvény feltárások terepi dokumentációja — Földt Int Adattár Tei 9478, kézirat
- PELIKÁN P 1986 A banya-hegyi alapszelvény záródokumentációja — Észak-magyarországi osztály adatai, kézirat
- RIEDEL P 1984 Faziesanalyses des Obertrias-Riffes „Wilde Kirche“ und geologische Kartierung der ostlichen Karwendelmulde Tirol — Dipl.-Arbeit (MS Thesis), Inst für Palaontologie, Erlagen
- SCHAFFER P 1979 Fazielle Entwicklung und paleoökologische Zonierung zweier obertriadischer Riffstrukturen in den Nördlichen Kalkalpen („Oberrhat“-Riff-Kalke, Salzburg) — Facies 1 3—245 Erlagen
- SENOWBARI-DARYAN B 1980 Cheilosporites tirolensis Wahner — systematischer Stellung und fazielle Bedeutung (Beiträge zur Palaontologie und Mikrofazies obertriadischer Riffe im alpin-mediterranen Raum) — Facies 2 229—240 Erlagen
- WURM D 1982 Mikrofazies, Palaontologie und Palökologie der Dachsteinniffkalko (Nor) des Gosaukammes, Österreich — Facies 6 203—296

THE AGE OF THE BÁNYA-HEGY REEF LIMESTONE (BUKK MTS, NE HUNGARY)

by

P RIEDEL**—B SENOWBARI-DARYAN**—S KOVÁCS—P *PELIKÁN*

*Hungarian Geological Institute Budapest, Népstadion út 14
H-1143

** Institut für Palaontologie der Universität Erlangen Nürnberg, Loewenisch str 28.
D-8520

UDC 552.54+551.761.3(234.373.4)

Key words reefs, limestone, olistostromes, facies, Norian, Rhaetian, Cheilosporites tirolensis, Bukk Mts (N Hungary)

The age and relation of the white reef limestone and red radiolarites, resp. red crinoidal limestones of Bányá-hegy (Fig 1—3) have been the key problem of the stratigraphy and structure of the southern margin of the Bukk plateau since long ago. According to the earlier views, formed still without having the possibility to establish artificial exposures, „thick beds“ of the coral limestones and red radiolarites would alternate with each other (BALOGH K. 1952, 1964). From the reef limestone KOLOSVÁRY G (in BALOGH K. 1964) determined the following coral fauna, upon which BALOGH K. based an Upper Ladinian—Lower Carnian age of the rocks in word

Margarosmilha confluens (MUNSTER), *Margarosmilha* cf. *richthofeni* VOLZ, *Montivaltra obliqua* (MUNSTER), *Montivaltra septafidens* VOLZ, *Thecosmilha badrotica* VOLZ, *Thecosmilha* cf. *granulata* (KLIPSTEIN)

On the basis of the artificial exposure, established in 1979 in the frame of the Nation-wide Type Section Programme, it has become evident, that the reef limestone forms olistothrymmata in the red radiolarite, resp. red crinoidal

limestone (even, the large reef limestone body visible in the uppermost part, resp. western end of the exposure can be interpreted as an olistothrymma of considerable extent, cf. Kovács S 1985), and the sequence is overturned, becomes younger from the reef in the direction of radiolarite

In the early summer of 1987, during a joint field trip to study the Triassic reef facies in the Bükk Mts we have found *Cheilosporites tirolensis* WAHNER, a characteristic sphenozoan sponge of the Dachstein reef facies and other, Dachstein-type corals, calcareous sponges and hydrozoans, which are shown below

Description of the locality

The Bányá-hegy type section (Fig. 2)-exposes, in stratigraphical order, the following lithological units

1 Light coloured, massive reef limestone with frequent remnants of reef-building organisms (predominantly corals less frequently hydrozoans and calcareous sponges) and stromatactis structures. Rarely gastropods and brachiopods can also be found in it

2 Red, bedded crinoidal limestone with red chert lenses and smaller sized (usually 10–20 cm, sometimes up to 1 m) olistothrymmata of the reef limestone. Near to the contact with the first unit, its colour is yellowish–pinkish. The limestone of packstone texture consists exclusively of crinoid-detritus and subordinate amount of microsparitized (originally micritic) matrix

3 Red, bedded radiolarite and radiolarian shale with olistothrymmata of the red, crinoidal limestone and reef-breccia, the diameter of which extends from a few tens of centimetre up to one metre. In the latter, clasts of the light-coloured reef limestone are well recognizable. The contact with the crinoidal limestone is tectonic

4 Red, bedded radiolarite

5 Brown and green, bedded radiolarite, with brownish grey allograpical limestone intercalations. The gradation of the latter proves, that the section (at least the radiolaritic part) is overturned. In some places slump folds can be seen

The rocks, according to their illyte crystallinity value ($IC = 0,25 \theta$) suffered a metamorphism falling to the boundary of anchizone and epizone. Their texture, especially in thin section, shows a definite preferred orientation

Results of the investigations

The massive limestones of Bányá-hegy are grey to brownish–grey. After weathering they show a white to light grey colour. In the field the fauna seems to be very diverse and well preserved. It comprises thamnasteroid and solitary corals, hydrozoans, “tabulozoans” and calcareous sponges

Due to tectonic stress both sedimentary structures and fossils have suffered intensive alterations. Thus the preservation of fossils in thin section is not as good as could be assumed from field observations. These fossiliferous limestones have almost always a micritic matrix. The main components of these wackestones are bioclasts. Very rarely there occur grainstones composed

of peloids and mud intraklasts. Due to bad preservation most of the fossils are impossible to determine. A great number of the skeletons have suffered dissolution. The molds are filled by two generations of carbonate cements. Thus many of the frame building organisms show only ghost structures, which can not be placed into a distinct group of organisms. Only a few of the reef building organisms could be determined. We recognized solitary and thamnasteroid corals, calcareous sponges, hydrozoans and "tabulozoans".

List of reef organisms at Bányahegy

Foraminifers	<i>Aulotortus</i> sp
Calcareous sponges	<i>Cheilosporites tirolensis</i> WAHNER, <i>Colospongia</i> sp., <i>Paradenigeria</i> sp., <i>Peronidella</i> sp.,
"Tabulozoans"	„Tabulozoa” indet
Hydrozoans	<i>Disjectopora</i> sp., Hydrozoa indet.,
Corals	<i>Montlivaultia</i> sp., <i>Stephanocoenia</i> cf. <i>schaftauhi</i> WINKLER, <i>Stephanocoenia</i> sp. <i>Pamiroseris rectilamellosa</i> (WINKLER),
Microproblematics	<i>Tubiphytes obscurus</i> MASLOV

Many of the organisms, especially the calcareous sponges, are coated by spongiostromata crusts. Other epibionts like sessile foraminifers are very rare.

Fortunately we found a well preserved specimen of *Cheilosporites tirolensis* WAHNER. This sphinctozoan sponge was thought to be a problematic organism for a long time (SENOWBARI-DARYAN 1980). Our specimen shows 9 segments by a length of 1.2 cm.

The chambers are 1 to 1.3 mm high and 2.1 to 2.7 mm wide. The chamber walls are about 0.1 mm thick. Because of recrystallisation of the chamber walls the pores can not be seen. This sphinctozoan has a central siphon.

Cheilosporites tirolensis is only known from Upper Triassic reef limestones of Norian and Rhaetian age (SCHAFER 1979, SENOWBARI-DARYAN 1980, WURM 1982, RIEDEL 1984). Thus we are able to place the massive limestones of Bányahegy into Norian to Rhaetian times. The reef community we found at this locality supports our statement.

Cheilosporites tirolensis WAHNER is an excellent facies indicator in Upper Triassic reef limestones. It only occurs in quiet water environments of the central reef area, and thus it is only found in micritic sediments. The occurrence of *Cheilosporites tirolensis* WAHNER with solitary and thamnasteroid corals, calcareous sponges (*Colospongia*, *Paradenigeria*), hydrozoans and "tabulozoans" is the same at Bányahegy as in other localities of the Northern Calcareous Alps (SENOWBARI-DARYAN 1980). This implicates a comparable facies development in the massive limestones of Bányahegy to that of Upper Triassic reef limestones in the Tethyan realm. Compared with other localities in the alpine mediterranean region the reef community of Bányahegy shows a lower diversity. Striking is the lack of foraminifera (*Galeanella*, *Ophthalmi-*

dium) and mikroproblematica (*Aeolisaccus*, *Baccanella floriformis* PANTIĆ, *Microtubus communis* FLUGEL, *Radromura cautica* SENOWBARI-DARYAN et SCHAFER) Usually these are typical elements of such quiet water reef communities The only exception is *Tubiphytes obscurus* MASLOV which occurs in the Bányá-hegy limestones The calcareous sponges are represented by 4 genera only, whereas in other localities they have a higher diversity The lower diversity at Bányá-hegy may be due to bad preservation of the fossils which was caused by diagenetic alteration and tectonic stress

Conclusions

On the basis of the occurrence of *Cheilosporites tirolensis*, as well as of other reef-building organisms, the Bányá-hegy cora limestone is a Dachstein-type, Norian-Rhaetian reef It definitely differs from the other reef limestones of the southern Bükk Mts (Berva, Felsőtárkány, Subalyuk), in which we have found a rich, Wetterstein-type Sphinctozoan fauna, still awaiting for publication The majority of the forms found there also occurs in the already known (KOVÁCS S 1979) sphinctozoan fauna of the Wetterstein reef facies of Alsó-hegy Mt, "South Gemerides")

In the light of the new data, the determination of corals made by KOLOSVÁRY G (in BALOGH K 1934, 1964) has to be revised *

It follows from the Norian – Rhaetian age of the reef limestone, that the red, crinoidal limestone and the radiolarites (in which the former occurs already in forms of small olistothrymmata) can only be of younger, predominantly Jurassic age

Our investigations were restricted only to the road-side exposure of Bányá-hegy Mt, therefore to extend the age data gained here to the other reef limestone occurrences of the southern margin and immediate foreland of the Bükk plateau requires further investigations The samples and thin sections used for this paper are deposited at the Institut für Palaontologie Erlangen

Acknowledgements

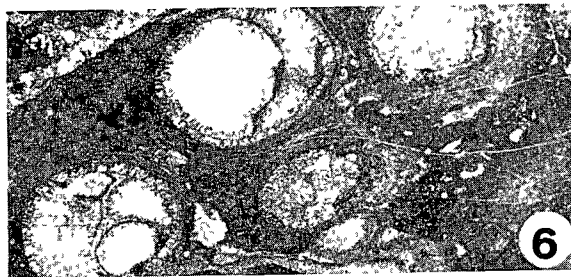
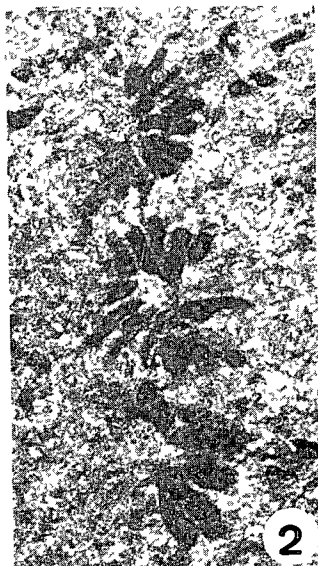
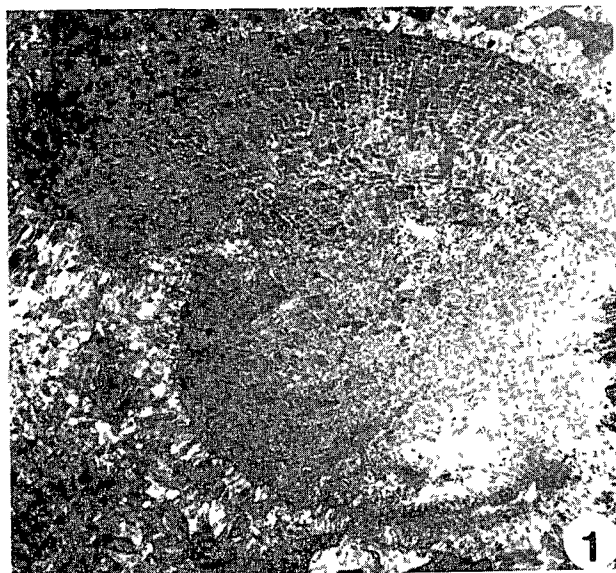
We thank the Deutsche Forschungsgemeinschaft for supporting this work within the project "Evolution of Reefs" (leader Prof Dr E FLUGEL) In addition P RIEDEL is indebted to the Minna-James Heimemann-Stiftung for covering the travel costs

* However, his collection has been lost since that time (MIRÁLY S pers comm)

I tábla -- Plate I

Ősmaradványok a Bánya hegy nóri --rhaeti zátonymészkovéből
Fossils from the Norian --Rhaetian reef limestone of Bánya-hegy

1	<i>Disjectopora</i> sp 13E8 minta -- sample 13E8	2,5×
2	<i>Stephanocoena</i> sp 13E12 minta -- sample 13E12	16×
3	<i>Pamiroseris rectulamellosa</i> WINKLER 13E10/2 minta -- sample 13E10/2	2,5×
4	<i>Cheilosporites tirolensis</i> WAHNER 13E9 minta -- sample 13E9	6×
5	<i>Paradeningeria</i> sp. - 13E9/1 minta -- sample 13E9/1	3,5×
6	<i>Colospongia</i> sp metszetei -- sections of <i>Colospongia</i> sp 13E9/2 minta -- sample 13E9/2	3×



MEZOZÓOS ANDEZIT A NAGYBÁTONY 324 SZ FÚRÁSBAN

ÁRVÁNE SÓS ERZSÉBET** – BALOGH KADOSA** – RAVASZNE BARANYAI LÍVIA*

* M Áll Földtani Intézet Budapest, Nepstadion út 14
H-1143

** MTA ATOMKI Debrecen, Pf 51
H-4001

ETO 552 323 4 550 93 551 735(736/234 373 3)

T á r g y s z a v a k andezit, K/Ar kormeghatározás, karbon, perm, Nagybátöny

A Nagybátöny 324 sz fúrásban 1825 m alatt feltárt andezittest 1965,5–1965,8 m-ről származó mintáján teljes kőzetben, földpaton és szeladonitban 154 ± 3 mill év átlagos K/Ar kort határoztunk meg, ami nagy valószínűséggel földtani kornak fogadható el. Az 1906,0 m-ből származó andezit mintán meghatározott $114,7 \pm 4$ mill év kor az É-Magyarországon gyakori alpi utóhatás idejét mutatja.

A Nagybátöny 324 sz fúrás rétegsorának az oligocén alatt és az andezit test felett levő (1548 m-től 1825 m-ig terjedő) részletét H KOZUR ismertette (KOZUR 1984) Conodonta vizsgálatok alapján megállapította, hogy a rétegsor átbuktatott helyzetű, s a középső-karbon legfelső részétől a középső-permig terjedő időbe sorolható be.

1825 m-től a fúrás talpáig (1965,8 m) andezit található. Az andezit porfíros elegyrészeként 0,2–2,0 mm-es méretű bontott szilikátásványok utáni, opacitos szegélyű pszeudomorfózákat tartalmaz. A pszeudomorfózákat szeladonit, kevés karbonát és hematit alkotja a korábbi amfibol és talán piroxén után. A szeladonit pszeudomorfózák némelyike még őrzi az amfibolra jellemző hasadási irányokat (1 ábra). Az alapanyag mikroholokristályos jellegű, de a szöveti bélyegek elmosódtak. Anyagát földpát, kvarc, színes szilikát utáni szeladonit és hematit, illetve vashidroxid szövetéke alkotja. A röntgen diffraktométeres vizsgálattal is igazolt szeladonit (VICZIÁN I személyes közlése) mellett kis mennyiségű kaolinit és illit is kimutatható a plagioklász részleges bontottságát kísérve. A másodlagos ásványok az andezittest posztvulkáni érintettségét igazolják, egyúttal nagyobb andezites tomegre, esetleg szubvulkáni keletkezésre utalva. Az ionmobilizációt előidéző oldatok a kőzettest hajszálrepedései mentén vándoroltak, a szeladonit repedéskitöltő ásványként is előfordul (2 ábra).

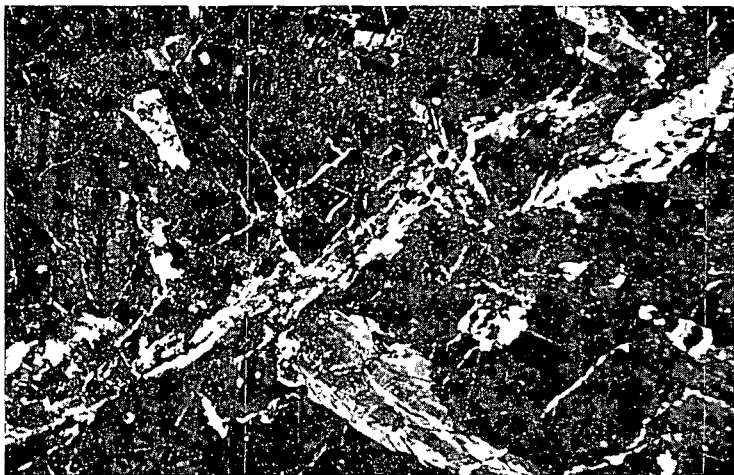
A Nagybátöny 324 sz fúrásban feltárt andezit miocén andezitként szerepel a H KOZUR idézett dolgozatában (1984) kozolt rétegsorban.

Mint ahogy a tektonikus helyzetű kőzetek rétegtani kora legtöbbször bizonytalan, 1985 folyamán két andezit mintán K/Ar kormeghatározást végeztünk (BALOGH K et al 1985), majd a várakozásokkal ellentétes eredmények ellenőrzése céljából 1986-ban vizsgálatainkat kiterjesztettük az andezitből elvá-



1 ábra Opacitósodott szegélyű (001) metszetű amfibolpseudomor-
fóza mikrohologikristályos, porfiros alanyanyagban
|| N 75 ×

Fig. 1 Celadonite pseudomorph after hornblende normal to (001)
rimmed with iron ore and iron hydroxide
|| N 75 ×



2 ábra Szeladonittal kitöltött repedések az amfibolandezitben
+ N 40 ×

Fig. 2 Fissures filled by celadonite in altered andesite
+ N 40 ×

lasztott ásványfrakciókra is (BALOGH K et al 1986) A kormeghatározások eredményeit az 1 táblázat, az 1965,5–1965,8 m-ről származó minta kémiai elemzési adatait a 2 táblázat tartalmazza

1 táblázat — Table 1

A Nagybátony 324 sz fúrás andezitjém végzett K/Ar kor meghatározások eredményei
Results of K/Ar dating of andesite cores from borehole Nagybátony 324

Sorszám	Melység, vizsgált frakció	K (%)	⁴⁰ Ar (rad) normál (cm ³ /gr)	⁴⁰ Ar (rad) (%)	K/Ar kor (millio év)
195	1906,0 m teljes kőzet	2,03	9,337 · 10 ⁻⁶	88,0	114,7 ± 4
1399	1965,5–1965,8 m teljes kőzet	2,70	1,708 · 10 ⁻⁵	80,0	156 ± 6
1435	1965,5–1965,8 m kissé limonitos földpát	2,54	1,554 · 10 ⁻⁵	80,0	151 ± 6
1450	1965,5–1965,8 m szeladonitos t. akció	2,65	1,655 · 10 ⁻⁵	77,5	154 ± 6

2 táblázat — Table 2

A Nagybátony 324 sz fúrás 1965,5–1965,8 m-ről származó magjának kémiai összetétele
Chemical composition of the core from the interval of 1965.5–1965.8 m of borehole Nagybátony 324

	%
SiO ₂	61,6
TiO ₂	0,81
Al ₂ O ₃	19,7
Fe ₂ O ₃	1,68
FeO	1,65
MnO	0,048
CaO	3,60
MgO	0,91
Na ₂ O	3,41
K ₂ O	3,01
+ H ₂ O	1,81
- H ₂ O	0,34
CO ₂	0,80
P ₂ O ₅	0,10

Elemző DER I.-NE, BERTALAN ERZSEBET

Az 1965,6–1965,8 m-ből származó mintán és ásványfrakción meghatározott korok hibahatáron belül jól egyeznek, átlagértéküket (154 ± 3 mill év) ezért célszerű az andezit földtani korának tekinteni. Ez a koradat valamivel fiatalabb, mint a szarvaskői gabbróból elválasztott amfibolok, ill a gabbró kontaktusáról származó muszkovitok átlagos kora (166 ± 8 mill év, ill 165 ± 5 mill év, ÁRVÁNÉ et al 1987). Mint-hogy az andezit, a földpát és a szeladonit argonmegtartó képessége kisebb, mint az amfibolé, ill muszkovité, lehetséges, hogy a szarvaskői gabbró és a Nagybátony 324 sz fúrásban feltárt andezit tényleges kora a K/Ar koradatok által mutatott értéknél is kevésbé tér el egymástól.

Az 1906,0 m-ről származó mintán mért 114,7 ± 4 mill év kor egyértelműen utóhatás következtében alakult ki. Hasonló korú utóhatás mutatható ki É-Magyarországon a Bukk hegység és a Bódva-völgy magmás kőzetein (ÁRVÁNÉ et al 1987) és pl a Hont 1. sz. fúrással feltárt gránátos csillámpalán is (RAVASZNÉ BARANYAI L – VICZIÁN I. 1976, HÁMOR G et al 1978).

IRODALOM — REFERENCES

- ÁRVÁNE SÓS E — BALOGH KADOSA — RAVASZNE BARANYAI L — RAVASZ Cs 1987 Mezős magmás kőzetek K/Ar kora Magyarország-egyres teruleten — Foldt Int Évi Jel 1985-ről 306 — 341
- BALOGH KADOSA — ÁRVÁNE SÓS E — PÉCSKAY Z 1985 Magmas kőzetmintak K/Ar kormeghatározása — Foldt Int Adattár T 13 824, kézirat
- BALOGH KADOSA — ÁRVÁNE SÓS E — PÉCSKAY Z 1986 Magmas kőzetmintak K/Ar kormeghatározása — Foldt Int Adattár T 13 979, kézirat
- HÁMOR G — BALOGH KADOSA — RAVASZNE BARANYAI L 1978 Az észak-magyarországi harmadidőszaki formációk radiometrikus kora — Foldt Int Évi Jel 1976-ról 61 — 76
- KOZUR H 1984 A Nagybátony 324 sz fúras oligocen előtti képződmények regegtani besorolása es tektonikai értékelése — Foldt Kozl 114 61 — 79
- RAVASZNE BARANYAI L — VICZIAN I 1976 A Hont 1 sz fúrással feltárt kristályos alaphegység ásvány-kőzettani vizsgálata — Foldt Int Évi Jel 1974-ról 61 — 72

MESOZOIC ANDESITE IN BOREHOLE NAGYBÁTONY 324

by

E ÁRVA-SÓS** — KADOSA BALOGH** — L RAVASZ-BARANYAI*

* Hungarian Geological Institute Budapest, Népstadion út 14
H-1143** Institute of Nuclear Research Debrecen, Pf 51
H-4001

UDC 552 323 4 550 93 551 735(736/234 373 3)

K e y w o r d s andesites, K/Ar, chronology, Carboniferous, Permian, Nagybátony (N Hungary)

Borehole Nagybátony 324 reached an andesite body at 1825 0 m depth. A core sample from 1965 5 — 1965 8 m has been dated by K/Ar method. The average age of 154 ± 3 Ma obtained on whole rock, feldspar and celadonite samples is accepted as true geological age of the andesite body, though little rejuvenation can not be fully excluded. The events of Alpine orogeny are manifested in numerous areas in North-Hungary. The age of $114 7 \pm 4$ Ma obtained on sample from 1906 0 m depths shows that the Alpine movements affected this andesite body, too.

A RUDABÁNYAI-HEGYSÉG ÉS KÖRNYEZETÉNEK OLIGOCÉN, ALSÓ-MIOCÉN KÉPZŐDMÉNYEI

SZENTPÉTERY ILDIKÓ

M. Áll. Földtani Intézet Budapest, Nepstadion út 14
H-1143

ETO 551.781 5 + 551 782 551 242(234 373 4)

T a r g y s z a v a k vízszintes eltolódásrendszer, szerkezetfejlődés, oligocén, alsó-miocén, Aggtelek—Rudabányai-hegység

Az Aggtelek—Rudabányai-hegység földtani újratérképezése során módunk nyílt a fedőhegységi képződmények kor- és faciesviszonyainak, szerkezeti helyzetének pontosabb megismerésére. Ezen belül került sor az oligocén rétegek kimutatására, illetve az alsó-miocén üledékosszlet részletes vizsgálatára. A terepi megfigyeléseket új térképező fúrások anyagának és a régebbi kutatások kapcsán melyült fúrások maradék mintái egy részének feldolgozása egészítette ki.

Munkánk eredményeként kutatási területünket hat, egymással tektonikus kapcsolatban levő részegységre tagoltuk (1 ábra)

A formációk közettani, öslénytani és sztratigráfiai jellemzése

Kiscelli Agyag Formáció, „Noszvai Tagozat”

Az 1 ábrán II-vel jelölt területen, csupán két fúrásból ismerjük: a Rudabánya Rb 390 számúban 171,0—239,1 m között (biztosan) és az Rb 414 számúban 200,5—257,9 m között (feltételesen). Az Rb 390 sz. fúrás fenti szakaszát sokáig eocénnek tartották (PANTÓ G 1956, MAJZON L 1961), majd RADÓCZ Gy (1973) alsó-oligocénbe sorolta, illetve feltételezte (in ALFOLDI L et al 1975), hogy — miként a felszíni, eocénnek vélt feltárások is — alsó-miocén korú és a Bretkai Formációhoz tartozik.

Az üledéksorozat mindkét fúrásszelvényben valószínűleg felső-triász mészkőre települ, a fedőben tektonikus helyzetű mezozóos közettombok vannak. A glaukonitos durvahomokkő, aleurolit, márga, mészmárga, meszes agyag váltakozásából álló, ritmikus felépítésű rétegsorban biogén mészkőlelencsék vannak. Az osszlet zavart településű, gyakoriak az iszapfelkavarodási, -csúszási nyomok. A homokkő és mészkő éles határ mentén érintkezik, a mészkőlelencsék szélein rendszeresen homokkő-nyelvecskék (lángszerkezetek) jelennek meg.

A tormelékes üledéksorozat nannoflórája BÁLDINÉ BEKE M vizsgálata szerint az NP 24 zónába tartozik, tehát felső-kiscelli korú. Ezt a *Sphenolithus ciperoensis* BRAML. et WILC., a *Helcosphaera recta* HAQ és a *Cylichnolobus absectus* (MULLER) — a zóna alján belépő —, illetve a *Sphenolithus distentus* (MARTINI) — a zóna tetején kiháló — fajok együttes jelenléte bizonyítja. A kor meghatározást a Foraminifera és spóra—pollen-vizsgálatok is alátámasztják.

Az intraklasztos biomikropátit — grainstone mikrofáciesű mészkőben nagyon gyakoriak a kis és nagy Foraminiférák. Az Rb 390 sz. fúrás 180,6 m-éből — az utóbbiak közül — KECSKEMÉTI T a következőket határozta meg: *Nummulites boullieri* DE LA HARPE A, *Eulepidina* sp., *Nephrolepidina* sp. Együttes előfordulásuk alapján a kőzetanyag oligocén korú.

Az ismertetett kőzetsorozat gravitációs uledékcúszások, zagyarak együttes hatására alakulhatott ki, így fluxoturbidit jellegű. Hasonló korú, litológiájú és rétegtani helyzetű kifejlődést említ BÁLDI T (1983) a Noszvaj 2 sz. fúrásban 600 m környékéről, melyet az esetleg kétosztatú Noszvaj-i Tagozat alsó szintjének tekint. Véleményünk szerint további vizsgálatok után más elnevezés szükséges.

Bretkai Mészkő Formáció

A mezozoos alaphegységre transzgredáló kora-miocén tenger abrázíós parti uledéke. A felszínen az Aggteleki-karszt D-1 lábánál (Imola, Égerszög, Teresztenye) és a Rudabányai-hegység DK-1 oldalán (szendrői Korlát-hegy, rudabányai Bába-domb) található. Néhány mélyfúrásban (Rb 392, -531, -563, -568, -571) harántolták. Természetes fedője Imola környékén — kis uledékhézaggal (VARGA P 1977) — a Putnoki Slír Formáció.

A kőzet sárgásszürke, fehér, durvakristályos, egyenetlen, sarkos torésú, kompakt mészkő kotóanyagú konglobreccsa. Vékonycsiszolatban jól látható, hogy a 0,1–10 mm-es tormelék szemcsék zome helyi anyag, (csupán kevés metamorfít- és kvarcít darabka fordul elő). Helyenként kőzetalkotó mennyiségű a bioklaszt, illetve a *Miogypsina gunteri* COLE — *Miogypsina tami* DROOGER alakorhoz tartozó — nagy Foraminifera (BÁLDI T — RADÓCZ GY 1971, VARGA P 1977, BÁLDI T 1983). A szelvények magasabb részén a tormelékanyag mennyisége csökken.

A képződmény sziklás parti, abrázíós konglobreccsa. A ritmikus vízmozgás következtében lekerekedő szemcséket az erősebb hullámverés felaprózza, ebből adódik a sajátos kőzetszövet.

A biogén elemek normál sótartalmú, meleg sekély tengert jeleznek.

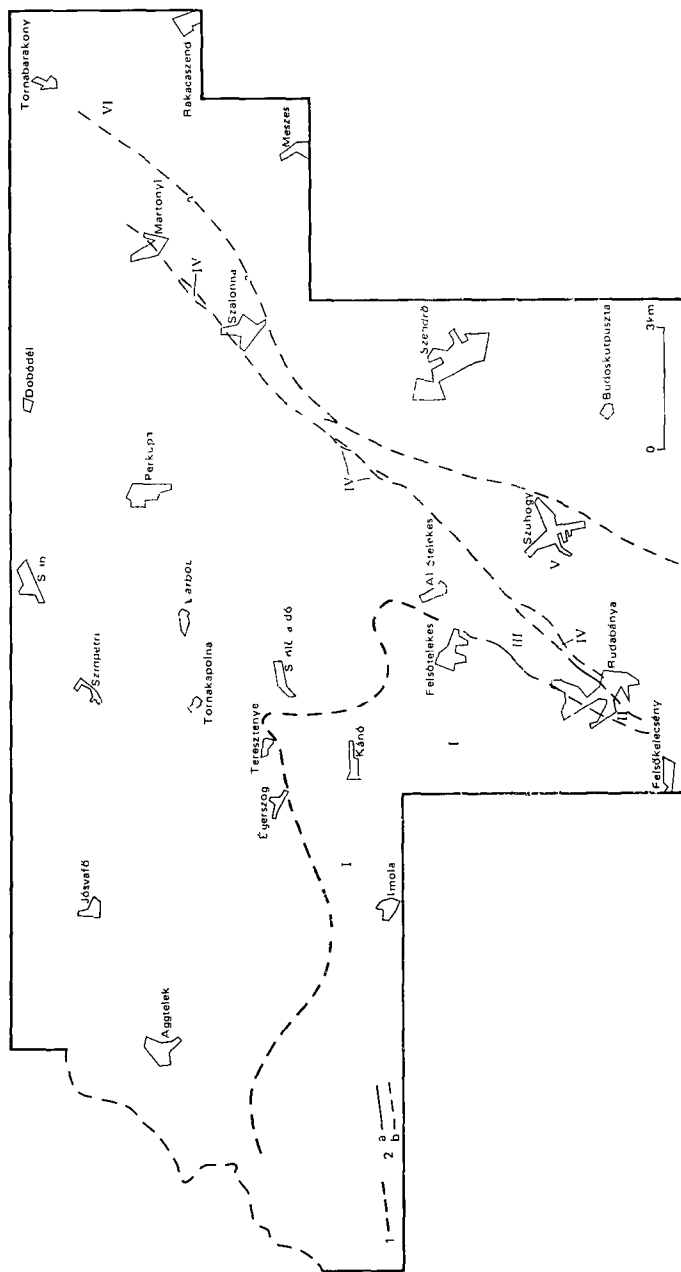
A formáció kora legfelső-egri, tehát már miocén (BÁLDI T 1983).

Putnoki Slír Formáció

Kutatási területünk legnagyobb elterjedésű képződménye, mely az I, II, IV, és VI részterületen (1. ábra) is megtalálható. Fekvője néhány helyen a Bretkai Formáció, másutt ismeretlen korú, vagy felső-triász — jura képződményekre települ. Fedője — eróziós diszkordanciával — az alsó-pannóniai ligittelepés rétegcsoport, Ny-on a Trizsi Kavics. Helyenként (I és III terület határa, IV terület — 1. ábra) fekuje és fedője is tektonikus helyzetű.

A nyugodt településű Putnoki Slír Formáció területünkön kétosztatú. Alsó, átlagosan 50 m vastag szakasza zommal kavics és homokkő. Bázisán néhány méter konglomerátum van, mely a feku feldolgozott anyagát tartalmazza. Gyakoriak benne a szenesedett növényi maradványok és az összezárt, vastag kagylóhéjak. Fölötte 10–40 m vastagságban homokkő — konglomerátum sorozat következik, melyben helyenként márga- és tufitesikók fordulnak elő. Jellegetes a sok morzsolt Mollusca váz, a kőszénzsínórok, piriteszkek megjelenése.

A hirtelen szemcseméret-változások gyors fenékingadozásra és áramlásokra engednek következtetni. A durvaszemű kőbetelepülések és a kőszénzsínórok



I ábra Az oligocén és alsó-miocén képződmények elterjedési területi I ÉNy-i oldal, II D-i perem, III a Rudabányai-hegység fő tömege, IV DK-i tektonikus zóna, V DK-i egység, VI szendrői alvázú egység
 --- I A képződmények feltételezett elterjedési határa az ÉNy-i oldalban, 2 a képződmények tektonikus határa a = biztos, b = bizonytalan

Fig 1 Areas of occurrence of Oligocene and Lower Miocene formations I NW embayment, II S margin, III the bulk of the Rudabánya Mts, IV SE tectonic zone, V SE unit, VI unit underlain by a 'Szendro basement' --- I Supposed boundary of extension of the formations in the NW embayment, 2 tectonic boundary a = certain, b = uncertain

partközeli helyzetre utalnak. A tengervíz normál sótartalmát a Foraminiferák egyértelműen mutatják (KORECZNÉ LAKY I vizsgálatai szerint). Ez a szakasz jól azonosítható a Borsodi-medencében ismert (RADÓCZ GY. 1973, BÁLDI T. 1983) „alsó, glaukonitos homokkő-konglomerátum sorozat”-tal.

A felső, 20–200 m vastagságban átfúrt szakasz a homoktartalom fokozatos csökkenésével fejlődik ki fekéjéből. Változó mésztartalmú a kőzetliszt, agyagos kőzetliszt, melyben gyakoriak a márgacsíkok, ritkák a homokos kőzetlepusulások. Rétegzés nem, vagy csak gyengén észlelhető, egyenetlen elválás a beágyazódott ősmaradványok [(*Nucula*-, *Yoldia*-, *Chlamys*-félék, *Saxolucina bellardiana* BELL, *Macoma elliptica* BELL) Kánó I sz f, BOHN P.-NÉ meghatározása] mentén történik.

A Foraminiferák és a Molluscák gyors, nyugodt uledékfelhalmozódási körülményeket, 120–150 m-es vízmélységet és melegedő vizet jeleznek.

A két egységet 1–3 m vastag tufitszint választhatja el egymástól (Rb 652 és -690 sz fúrás), mely zömében erősen montmorillonitosodott vulkáni uveg (MÁFI Röntgen laboratóriuma vizsgálata).

A formáció kora glaukoniton végzett radiometrikus (K/Ar) meghatározás alapján $19,4-24,6 \pm 0,9-1,0$ millió év (Rb 652 sz fúrás 89,5–125,0 m 3 db minta, BALOGH KADOSA 1982), azaz alsó-miocén. Ezt az őslénytani vizsgálatok egyértelműen megerősítik. Valószínű, hogy a legalsó szakasz még az egeri végén, a további rétegsor már az eggenburgi idején képződött.

Szuhogyi Konglomerátum Formáció

A Rudabányai-hegység DK-i morfológiai határát képező sávban, a szendrői Korlát-hegy lábától a rudabányai Szén-völgy-tetőig 4,5 km hosszú, max 1 km szélességű vonulata felszínén és fúrásokban jól követhető. Feküje — a Suhogy 6 sz alapfúrásban — felső-devon Abodi Mészke Formáció, fedője általánosan az alsó-pannóniai Edelényi Tarkaagyag Formáció.

A ciklikus felépítésű, hordalékkúp jellegű összlet pados megjelenésű, meredek rétegdőlésű. Tormelékanyaga zömmel préselt—metamorf mészkőfelelésekből áll, melyek mérete nagyon változékony, kerekítettsége gyenge—közepes. Általában, minél nagyobb a szemcseméret, annál jobb a koptatottság. A kőzetanyagok többsége a Szendrői-hegység paleozoos mészkőformációinak valamelyikével azonosítható. Kisebb mennyiségben fordulnak elő metamorf palák és át nem alakult mészkövek. A kavicsanyag részletes vizsgálata alapján megállapítottuk, hogy közöttük a Rudabányai-hegységből származó anyag nincs! A kötőanyag uralkodóan vörös márga, helyenként — főleg a finomabb szemcseméretű szakaszokon — kalcit és limonit. A márgából előkerült ősmaradványok (Foraminifera és Nannoplankton) legfiatalabb oligocén korúak, a Foraminiferák jól láthatóan bemosott alakok.

A konglomerátumvonulattól tektonikusan elszakított, jelenleg a DK-i tektonikus zónában (I ábra) található, a Szendrői 1 és Szalonna 9 sz fúrással harántolt összletben alsó-miocén (legvalószínűbben eggenburgi) spóra—pollen együttest mutatott ki BODOR E és BÓNA J. Ugyancsak e szelvények mutatnak nagy hasonlóságot az ormosbányai VI—VII szentelep környékének édesvízi, biztosan eggenburgi kifejlődésével (KORECZNÉ LAKY I és BODOR E megfigyelése).

Egyéb előfordulások

Közvetlen ércfedő szurke és vörös agyag

Térképezésünk idején a rudabányai vasércbánya kulfejtésében már csak egy-két helyen találtunk közvetlen ércfedőt A PANTÓ G (1955, 1956) által elkülönített két szint (tortonai—szarmata szurke agyag, márga, mészkő, szferosziderit és tortonai—szarmata vörös, sárgásbarna agyag, azaz „löhús”) közül csupán az utóbbinak foszlányai lelhetők fel a területen, így ezen képződmények részletes ismertetésére nem vállalkozhatunk

Olajpala

A DK-1 tektonikus zónában (1 ábra) mélyult Szendrő 2 sz fúrás 10,0—74,9 m (talp)-ig zoldes árnyalatú barnásszurke laminitben haladt Az egyes lamínák 0,1—1 cm vastagok, agyag—kőzetlisztes agyag anyagúak, közöttük 0,1—0,2 cm vastag, fehér, mészanyagú lemezek vannak Gyakoriak a szinszediment uledékcsúszás nyomai Bázisközelben 10—20 cm-es homokkő közbetelepülések jelennek meg A kőzet szervesanyag-tartalma max 10%, tehát részben gyenge minőségű olajpala Pollenvizsgálatok alapján (BODOR E és BÓNA J) alsó-miocén, valószínűleg eggenburgi korú

Fejlődéstörténet és szerkezetalakulás

A hegységperemen elhelyezkedő oligocén és alsó-miocén képződmények egy része eredeti uledékes környezetében, más részük tektonikus helyzetben található

1 Az ÉNy-1 obol (1 ábra) északi és ÉK-1 pereme az egykori uledékgyűjtő parti—partközeli területének felel meg A rétegsor jól egyezik a BÁLDI T — RADÓCZ GY (1969) által leírt Alsószuha 1 sz fúrásával

2 Az ÉNy-1 obol K—DK-1 partjának uledékei (a rudabányai érces összlet és a felső-triász—jura képződmények érintkezési zónája) késő-egri szinszediment mozgásra utalnak („melanzs” Rb 690 és Felsőtelekes Ft 1 sz fúrás)

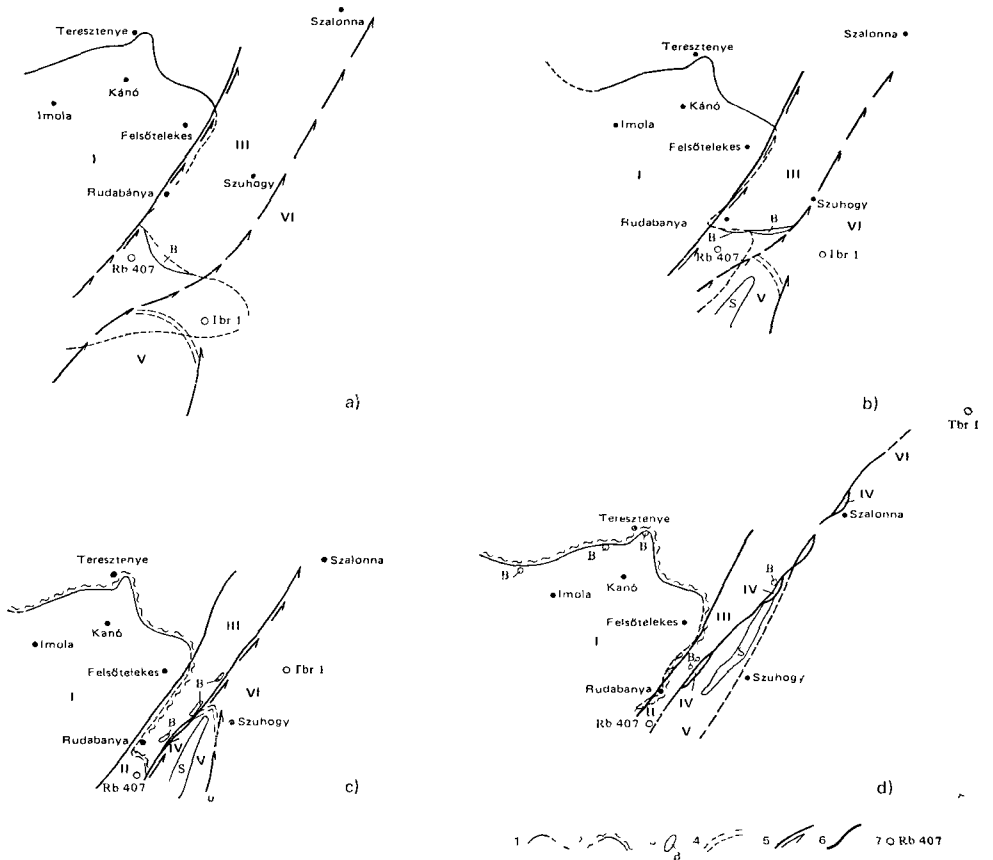
3 A D-1 peremen (1 ábra) triász aljzatra transzgredáló felső-kiscelli rétegek ismertek (Rb 390 és -414 sz f) Hasonló rétegtani helyzetű ekvivalens képződményt a Noszvaj 2 sz fúrásból ismerünk (BÁLDI T 1983) A két előfordulás ma légvonalban 50 km-re van egymástól

4 Az oligocén rétegek fölött a fenti két fúrás szelvényében tektonikus helyzetű mezozóos kőzettombok vannak

5 Ugyancsak a D-1 peremen különböző aljzatra települő, alsó-miocén tengeri uledéksorozat található, mely kora és kőzettani jellegei alapján a Putnoki Slír Formációba sorolható

6 A Rudabányai-hegység fő tömegének DK-1 oldalán, eróziós foszlányok formájában Bretkai Formáció található, mely fekujével együtt elmozdult helyzetben van Hasonló korú, más fáciesű képződményekkel jelenleg csak tektonikusan kapcsolódik

7 A DK-1 tektonikus zónában eggenburgi korú, a Putnoki Slír felső szakaszához hasonló nannoflorát tartalmazó tengeri, valamint lagunáris és szárazföldi képződmények vannak Eredeti uledékes környezetükből kiszakított, tektonikus helyzetű tombjeik jellegzetes sávot jelölnek ki a Rudabányai-hegység DK-1 peremén (1 ábra)



2 ábra Az Aggtelek—Rudabányai-hegység peremvidéke alsó-miocén szerkezetfejlődésének elvi vázlatja

A tómai színek telmagyarázatát lásd az 1. ábránál — *a* = Késő-egri, *b* = korai-eggenburgi, *c* = késő-eggenburgi, *d* = jelenlegi helyzet — 1 Az üledékvíjtó partvonaltól (*a*, *b* ábrán), 2 a képződmények elterjedési területe (*c*, *d* ábrán), 3 képződményhatár a képződmény jelével, 4 az upponyi típusú üjtő tombjének frontja, 5 vízszintes eltörlődés nyomvonala (aktív), 6 vízszintes eltörlődés nyomvonala (inaktív), 7 a furás jele és száma — *B* = Brekta Mészko Formáció, *S* = Szuhogyi Konglomerátum Formáció

Fig. 2 Early Miocene tectogenesis in the Aggtelek—Rudabánya Mts marginal zone. an idealized sketch

For explanation of Roman numerals, see Fig. 1 — *a* = Late Egerian, *b* = Early Eggenburgian, *c* = Late Eggenburgian, *d* = present — 1 Shoreline of sedimentary basin (Fig. 1, b), 2 area of occurrence of formations (Fig. c, d ábrán), 3 formation boundary with formation symbol, 4 front of Uppony type block, 5 trace (active) of strike slip fault, 6 trace (inactive) of strike slip fault, 7 symbol and number of borehole — *B* = Brekta Limestone Formation, *S* = Szuhogy Conglomerate Formation

8 A DK-1 egység upponyi típusú paleozóos aljzatán a szárazföldi eredetű Szuhogyi Konglomerátum Formáció meredek (a hegységben általános ÉNy-1 dőléssel szemben) DK-1 rétegdőlésű sávja kovethető Kavicsanyaga rudabányai-hegységi közettípusokat nem tartalmaz

9 A Szalonai-bércen mélyült Szalonna 9 sz. fúrásban 185,5–235,1 m között olyan, litológiai bélyegeit tekintve a Szuhogyi Konglomerátumhoz hasonló sorozat települ, melynek kavicsanyagában található Rudabányai-hegy-

ségből származó kőzettípusok (LESS Gy szóbeli közlése) Ez alatt azonban a kavicszemcsék idegenek Mivel e két szakasz kora egyaránt eggenburgi, bizonyítottan kell vennünk, hogy a két egység (III és V az 1 ábrán) ekkor került egymás közelébe

10 Szendrői típusú paleozóos aljzaton, a Tornabarakony (Tbr) 1 sz fúrásban az Rb 407 sz fúrás (D-1 perem) rétegsorával párhuzamosítható, a Putnoki Slírral azonosítható alsó-miocén korú uledéksorozat van

Az oligocén rétegsorok pontszerű megjelenése az eredeti környezetükből kiszakított helyzetüket jelzi Az esetlegesen Noszvaj környékével azonos uledékgyűjtőben felhalmozódott rétegsor nagy valószínűséggel balos, vízszintes eltolódásrendszer mentén került jelenlegi helyére Egy ilyen mozgásrendszer a fent felsorolt tények többségét magyarázza

A mozgások kezdetéről a területen előforduló uledékek nem adnak információt Az ÉNy-i obol (1 ábra) KDK-i peremének alsó-miocén korú uledékei mobilis aljzaton jeleznek Ennek alapján valószínű, hogy az egy végén az eltolódásrendszer már mozgásban volt (2 ábra)

Az erőhatások következtében a feltehetően egységes uledékgyűjtő szegmensekre hasadozott, és részei DNy-ról ÉK felé irányuló, balos vízszintes eltolódással különböző távolságokra jutottak A medence É-i, ÉNy-i peremén ma is eredeti helyzetükben vannak a tengerparti képződmények (Bretkai Formáció), melyek közel K-Ny irányú partszakaszt jelölnek ki Ugyanezen part roncsai ismerhetők fel a Rudabánya környéki feltételekben Az eredetileg — feltehetően — a 2/a ábra szerint lefutó tengerpart az eltolódásrendszer aktivizálódása következtében feldarabolódott, részei különböző mértékben eltolt, illetve elfordult helyzetbe kerültek Az Egri-medence eggenburgi kifejlődéseivel fácies-rokonságot mutató Szuhogyi Konglomerátum Formáció az uledékgyűjtő túlsó partjáról származhat, ahonnan — az eltolódások során — aljzatával együtt ékként hatolt az érces osszletre és a szendiói aljzatra települő képződmények közé (2 ábra)

A mozgás minden elemét külön-külön nem tudjuk bizonyítani, mert itt egy nagyméretű tektonikus zóna belsejében vagyunk, ahol az egyes tombok — foszlányok esetenkénti viszonya igen változatos lehet A „nagyméretű tektonikus zóna” kifejezésen a Darnó-rendszer értjük, amelyet — csatlakozva JASKÓ S (1946), majd PANTÓ G (1956) felismeréséhez és BALLA Z (1982), ZELENKA T et al (1983), BALLA Z (1984) és BÁLDI T — BÁLDINÉ BEKE M (1985) véleményéhez — fiatal eltolódásrendszernek tekintjük, s a mozgás mértékét 10 km-es nagyságrendűnek becsuljuk Biztos adatot az egykor valószínűleg egymás közelében elhelyezkedett Rb 407 és Tornabakony 1 sz fúrások mai távolsága (kb 17 km) jelent Hangsúlyoznunk kell azonban, hogy ez csak egyetlen pontja annak a zónának, melynek méretei a tériképezési területtel jóval felülmúlják

IRODALOM — REFERENCES

- ALFOLDI L — BALOGH K — RADÓCZ Gy — RONAI A 1975 Magyarazó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához, M-34—XXXIII Miskolc — Földt Int kiadv 77—180
- BALLA Z 1982 Lemeztektonikai szempontok hazai rétegsorok minősítéséhez és párhuzamosításához — Ősl Vitak 28 25—64
- BALLA Z 1984 The Carpathian loop and the Pannonian Basin A kinematic analysis — Geofiz Kozlem 30 (4) 313—353

- BÁLDI T 1983 Magyarországi oligocén és alsó-miocén formációk — Akadémiai Kiadó, Budapest
- BÁLDI T — BÁLDINÉ BEKE M 1985 A Magyar paleogén medencek fejlődése — Ősl Viták 33 95—145
- BÁLDI T — RADÓCZ GY 1969 Egeri jellegű felsőoligocén molluszkás agyag és alsó-miocén medencefacies Borsodban — Földt Kozl 95 306
- BÁLDI T — RADÓCZ GY 1971 Die stratigraphie der Egerien und Eggenburgien Schichten zwischen Bretka und Eger — Földt Kozl 101 130—159
- JASKÓ S 1946 A Darnó-vonal — Beszámoló a M. Áll. Földtani Intézet Vitaul munk., 8 (1—2) 63—77
- MAJZON L 1961 Az Észak-magyarországi oligocén rétegtani tagolódása Foraminifera-tanulmányok alapján — Földt Kozl 91 121—125
- PANTÓ G 1955 Rudabányai vasércvonulat földtani leírása — Földt Int Adattar Vas 92, kézirat
- PANTÓ G 1956 A rudabányai vasércvonulat földtani felépítése — Földt Int Évk 44 (2) 360—367, 485—490
- RADÓCZ GY 1973 A borsodi paleogén és alsómiocén rétegtani kérdései — Földt Kozl 103 189
- VARGA P 1977 Az Imolai Mészke Formáció típusterületének és szelvényének földtani vizsgálata — szakdolgozat ELTE TTK Földtani Tanszék, kézirat
- ZELENKA T — BAKSA Cs — BALLA Z — FOLDESSY J — FOLDESSY NÉ JÁRÁNYI K 1983: Mezősós ősfoldrajzi határ-e a Darnó-vonal? — Földt Kozl 113 27—37

OLIGOCENE AND LOWER MIOCENE FORMATIONS OF THE RUDABÁNYA MOUNTAINS AND THEIR NEIGHBOURHOOD

by

I SZENTPÉTERY

Hungarian Geological Institute Budapest, Népstadion út 14
H-1143

UDC 551 782 5 + 551 782 551 242(234 373 4)

Key words strike-slip faults, structural analysis, Oligocene, Lower Miocene, Aggtelek—Rudabánya Mts (N Hungary)

During the geological re-mapping of the Aggtelek—Rudabánya Mountains, Oligocene and Lower Miocene sequences were identified among the formations covering the Paleozoic basement. Their areas of occurrence are tectonically interrelated.

The area marked with I in Fig. 1 includes Bretka Limestone and Putnok Schlier, Area II is made up of Kiscell Clay and Putnok Schlier, Area III is constituted by ore-covering rocks and Bretka Limestone, Area IV by tectonically emplaced Putnok Schlier, Szuhogy Conglomerate and oil shale, in Area V an Uppony-type basement is overlain by Szuhogy Conglomerate, in Area VI the Putnok Schlier rests on a Szendrő-type basement.

These results suggest that here the present-day tectonic-structural setting was brought about by the strike-slip fault zone of the Darnó system. The movements took place in Early Miocene time, they seem to have had a 10 km order of magnitude.

A KOZÉPSŐ- ÉS NYUGATI-MÁTRA ÉRCELŐKUTATÁSA (1980—85)

NAGY GÉZA

M Áll Földtani Intézet, Budapest, Népstadion út 14
H-1143

ETO 553 048(234 373 3)

T á r g y s z a v a k ércelőkutatás, módszertan, kőszlet, Mátra

A Magyar Állami Földtani Intézet és az Eotvos Loránd Geofizikai Intézet — az Országos Érc- és Ásványbányák Vállalat bevonásával — a Központi Földtani Hivatal megbízásából 1978-ban elkészítette a Mátra erckutatási programját, amelyet a Földtani Tanács 1979-ben elvben jóváhagyott Ennek nyomán készült 1980-ban „A Középső- és Nyugati-Mátra ercelőkutatási programja”, amelynek jelentősebb módszertani és gazdasági-gyakorlati eredményeiről az alábbiakban számolunk be

Az 1980-ban megkezdett kutatás a Mátrakeresztes, Mátraszentimre, Parásdsasvár, Gyongyostarján és Gyongyossolymos jelű 1 10 000 ma térképlapok területére terjedt ki Az alkalmazott földtani módszerek közül a szerkezet-földtani, szelvényhálózatos metallometriai és ércföldtani térképezés, valamint a hordalékvizsgálatok képezték a kutatás gerincét Az egyidejűleg kezdett geofizikai vizsgálatok (gravitációs, geoelektromos, szeizmikus reflexiós mérések) valamelyest nagyobb területre terjedtek ki E tematikusan igen szerteágazó munka eredményeit kézíratos formában egy kutatási zárójelentés összegezi Az alábbiakban csak a jelentősebb metallometriai, módszertani és gyakorlati eredményeket ismertetjük

A metallometriai térképezés célját a program a következőkben fogalmazta meg „A Nyugati-Mátra területén az előző térképezési fázisban megismert nagy kiterjedésű hidrotermális kőzetelváltozások ismeretében feltételezhető, hogy az elváltozásokat Cu- és polimetallikus ércesedés kísérheti” E feltételezett mélyszinti, ill felszínközeli ércesedés kutatási perspektíváit volt hivatva eldönteni a metallometriai felvétel

Módszertani eredmények

A metallometriai alaphálózat egy ferde tengelyű, kvázi-derékszögű, decimális kódolású koordináta-rendszer, 0 kezdőpontja egy, az országos sztereografikus rendszerben kifejezett fiktív pont, amely a „Világosi főnyíladék” tengelyvonalán helyezkedik el Ez utóbbi egyben az alaphálózat bázisvonala. A szelvényvonalak erre közel merőlegesek, számozásuk 1, (10)-től 9, (90)-ig tart A bázis- és mintavételi pontok kitézése a vetületi síkon mért távolság

szerint, busszolás teodolitméréssel történt, az egyes pontokat a terepen fa karókkal állandósítottuk. A szelvényezés alaphálózata a 0 ponttól számítva 1000 m-enként, a sűrítő szelvények 500, esetenként 200 m-enként helyezkednek el. A szelvények mentén a mintavételi pontok (állomások) távolsága 50 m. A szelvények számozását a 0 ponttól számított kilo-, ill. hektométerben kifejezett távolság adja. Az egyes állomások számozása a bázisvonalról induló sorszámozás, pl. az 5. sz. szelvény 132. pontjának így módon kifejezett száma. 5/132

A kutatás megindulását követően, 1981-ben merült fel annak igénye, hogy a metallometriai térképezést a Világosi főnyiladéktól Ny-ra eső sávra is ki kell terjeszteni. (Ezt a területet a Geokémiai osztály munkatársai térképezték. Jóllehet a két hálózat egymáshoz a bázisvonal mentén csatlakozik, a felvétel és a mintavétel módszere eltérő volt. Az adatfeldolgozás matematikai modellezése és az alkalmazott számítástechnikai módszerek ugyancsak különbözőek voltak, ezért a kiértékelést mindkét csoport saját metodikája szerint a terület egészére elkészítette. Ez a maga nemében sajátos módszertani kísérlet végeredményben hasznosnak bizonyult, mert a kapott eredmények alapján lemérhető volt, hogy a két módszer közül melyik alkalmasabb a fedett területek ércesedésének kimutatására. Az ellenőrző feltárások eredményei alapján az érc kutatás szempontjából a regresszió-analízises eljárás bizonyult használhatóbbnak.)

Adatfeldolgozás

A kerekén 123 km² nagyságú területről csaknem 4000 db talajmintát gyűjtöttünk be. A színképelemzési eredmények alapján az Észak-magyarországi osztály négy elem – Cu, Pb, Zn és Ba értékelését végezte el, a Geokémiai osztály egy más módszer szerint 13 nyomelem (B, Ba, Be, Co, Cr, Cu, Ga, Ni, Pb, Sr, V, Zn, Zr) koncentrációjának statisztikus feldolgozását készítette el. E tekintélyes adathalmaz feldolgozása két, céljában és módszerében különböző számítógépes adatfeldolgozási módszer segítségével történt. A két eljárás mind a geokémiai háttér, mind pedig az anomáliák meghatározását illetően alapvetően eltérő elveket követ.

Mivel a kutatási téma elsődleges célja a nyersanyagkutatás volt, kezdetől fogva arra törekedtünk, hogy korábbi – más területen szerzett – tapasztalatainkat tovább fejlesztve, a metallometriai térképezés eredményeiből minél megbízhatóbban következtetni lehessen a rejtett, elfedett ércesedés hollétére. Ennek eldöntésére, hogy egy ilyen mérésorozat eredményeként kapott fémkoncentrációk közül melyek az anomálikusan magas értékek, tulajdonképpen nemzetközi szinten sincs általánosan kialakult és egységesen elfogadott módszer. Napjainkban a legkorszerűbbnek mondható a szórásanalízis, amikor is azon mintavételi helyek fémkoncentrációját tekintik anomálikusnak, ahol az adott elem mennyisége $C > (\bar{X} + \sigma)$, $(\bar{X} + 2\sigma)$ (azaz a koncentráció nagyobb, mint az átlag + az egyszeres, kétszeres stb. szórás).

A módszer előnyeit és korlátait illetően azonban, a korábbi évek során szerzett tapasztalataink eredményeképpen arra a következtetésre jutottunk, hogy a szórásanalízis „statikus” jellege számottevően torzíthatja az eredményeket. A szórásanalízis során ugyanis a terület egészére vonatkozóan az (\bar{X}) átlagértékhez (mint a területre jellemző „helyi clark” – értékhez) viszonyítjuk az eloszlás minden egyes pontjában a mért fémkoncentrációkat. Ez az értéke-

lési módszer az átlagérték fogalmából következően feltételezi azt, hogy a háttér-szint a mintavételi terület egészére nézve azonos értékű, az egyes mintavételi helyeken mért értékek pedig a helytől többé-kevésbé függetlenek és korrelálatlanok. Márpedig ez a feltétel földtani értelemben nem igaz!

Így jutottunk arra a következtetésre, hogy egy adott területre vonatkozóan az elemkoncentrációk összességét, mint sztochasztikus valószínűségi mezőt tekintsük, ahol a két valószínűségi változó a mintavételi hely és a hozzá tartozó fémkoncentráció egymással korrelációban van. A földtani adottságokból következik, hogy ez a korreláció még csak nem is lineáris, hanem valamilyen magasabb fokú függvénykapcsolat szerint alakul. Ezt a függvénykapcsolatot célszerűen az egyes szelvények mentén egy harmadfokú, egyváltozós polinommal közelítjük, a polinom a, b, c, d , együtthatóit a legkisebb négyzetek módszere alapján határozzuk meg. Ha a mérési eredményekből ilyen módon számított függvényt az egyes szelvényeken grafikusán ábrázoljuk, egy harmadfokú parabolát (regressziós gorbét) kapunk, amely megfelel az adott szelvény „helyi clark”-jának. Az anomália vizsgálat most már a regresszió-analízis alapján megoldható olyképpen, hogy minden egyes x_0, x_1 mintavételi helyen megvizsgáljuk a ponthoz rendelt (C) fémkoncentráció és a regressziós görbe adott pontjához tartozó „helyi clark” érték $M(x_1)$ viszonyát.

Ezt a vizsgálatot úgy célszerű elvégezni, hogy a viszonyítás egyúttal egy markáns „jel-zaj” szűrést is eredményezzen. A jel/zaj viszonyt az ismert módon a

$$\lg \frac{C_1}{M(x_1)}$$

fejezi ki, ahol

C_1 = az adott ponthoz tartozó fémkoncentráció,
 $M(x_1)$ = az adott ponton a regressziós függvény által meghatározott „helyi clark” értéke

Ezt a viszonyszámot a könnyebb érzékelhetőség végett %-os alakban fejezzük ki. Ilyenformán a

2-szeres, $\approx 33\%$ -os,

3-szoros, $\approx 50\%$ -os,

4-szeres, $\approx 66\%$ -os

„dúsulás” alapján vonjuk meg a különböző erősségű anomáliák közötti érték-határokat. A „háttér” és az „anomália” kritériuma ezek után az alábbiak szerint alakul

$$\begin{aligned} M(x_1)0 - 33\% &= \text{háttér} \\ + 33 - 50\% &= \text{gyenge anomália} \\ + 50 - 66\% &= \text{ánomália} \\ + 66\% - &= \text{erős-anomália} \end{aligned}$$

Az értékelést ilyen módon elvégezhetjük minden egyes szelvényvonal mentén, de célszerűbb a térképezett terület egészét egységesen értékelnünk. Ebben az esetben egy többváltozós függvény megoldásait kell elvégeznünk, ahol az egyes szelvények és mintavételi pontok (állomások) egy $m \times n$ elemű mátrixot alkotnak, amelyben minden egyes, ily módon meghatározott mintavételi ponthoz egy vektorváltozó az adott fémkoncentráció tartozik.

A fentebb ismertetett mintavételi hálózatot már eleve ennek megfelelően terveztük meg, így az adatfeldolgozás semmilyen külön előkészítést (átkódó-

lást) nem igényelt, a helyi sík-koordinátarendszer szelvényvonalai az m sorokat, állomásai az n oszlopokat jelentik

Az egyenletrendszerek megoldása után egy, a terület egészét reprezentáló „regressziós” felületet kapunk, amely az egyes elemeloszlások legvalószínűbb értékeiből — a szelvény menti értékeléshez hasonló módon — a „helyi clark” értékeket adja. Az anomáliák szűrése a továbbiakban megegyezik a fentebb elmondottakkal.

A módszer további előnye, hogy a produktív területek szelektálását követően, a részletes mérések sűrítőhálózatának adatai minden további nélkül, a mintavételi pontok koordinátái alapján bevihetők a rendszerbe, és a nagy egész összefüggésében értékelhetők.

Az anomáliaszámítás és a szűrés fent ismertetett matematikai modellezése NAGY GÉZA, a gépi adatfeldolgozás és programozás ORSZÁGH GYORGY munkája. A számításokat Commodore 64 típusú számítógépen végeztük.

A talajmetallometriai adatok értékelése

Az elmondottakból következik, hogy az egyes elemek esetében nem beszélhetünk szűkebb értelemben vett helyi átlagról, csupán a regressziós felület által meghatározott háttérszintről. A regressziós felület súlypontjában az adott elem \bar{X} átlaga jelenik meg, egyébként az eloszlás függvényében ennél alacsonyabb, vagy magasabb „helyi clark” értékeket kapunk (1 táblázat). A regionális nyomelemdúsulás mértékét a fenti hármast bontásnak megfelelően, a VINOGRADOV által a talajokra megadott „helyi clark” értékekkel a 2 táblázatban hasonlítjuk össze. Az összehasonlításból kitűnik, hogy a vizsgált területen a polimetallikus ércesedés indikátor elemei közül az Pb—Zn dúsulás mértéke még a minimális szinten is kétszeres a „helyi clark”-hoz viszonyítva, míg a Cu és a Ba esetében nincs dúsulás. A súlyponti és a maximális „átlag” koncentrációk esetében a Cu, Zn, Ba, „gyenge” — „közepes”, míg az Pb az „erős” anomália kategóriának megfelelő dúsulást mutat. Ebből az összehasonlításból az is megállapítható, hogy az egyes nyomelemek — kémiai jelleguktől és mobilitásuktól függően — milyen mértékben használhatók az ércesedés kimutatására.

Az ily módon megrajzolható „erős” és „igen erős” anomáliásávok területén — nagy léptékváltással — mikrohálózatú szelvényezést végeztünk 10 m-es

1 táblázat — Table 1

„Helyi clark” értékek (ppm)
“Local clark” values (ppm)

Elem	Minimális	Súlyponti	Maximális
	háttérszint		
Cu	20	40,58	60
Pb	20	29,01	55
Zn	115	124,87	150
Ba	350	680,82	1200

2 táblázat — Table 2

A mátrai minták nyomelem-dúsulása és a Vinogradov-féle „clark” értékek (ppm)
Trace element concentration peaks and Vinogradov’ “clarks” (ppm)
in samples from the Mátra Mts

	Cu	Pb	Zn	Ba
„clark” (Vinogradov)	20	10	50	500
<i>Mátrai talajminták</i>				
maximális	60	55	150	1200
súlyponti	40,58	29,01	124,87	680,83
minimális	20	20	115	350
<i>Dúsulási tényező</i>				
maximális	3,00	5,50	3,00	2,40
súlyponti	2,03	2,90	2,50	1,36
minimális	—	2,00	2,30	0,7

állomássűrűséggel A mikrohálózatú szelvényeken a metallometriai mintavétel-
len kívül minden esetben elektromos ellenállás-szelvényezés és természetes
potenciálmérés is készült (saját kivitelezésben) A kapott eredmények birto-
kában került sor az ellenőrző feltárások (kutatóárok, irányított ferdefúrások)
telepítésére

Gyakorlati eredmények

Az elmondott módszerek segítségével hét reménybeli területet választottunk ki, ezek kisebb részben korábról is ismert indikációk voltak, más rész-
szük a metallometriai térképezés eredményeként vált ismertté

A részletes vizsgálatok során negatív eredménnyel zárult a *Hársas-telér*,
a *Vereskő-jegykőpataki* és a *Kistolgyes-bérci* indikációk kutatása A követke-
zőkben ismertetett területeken viszont az előkutatás során gyakorlati értékű
ércesedést mutattunk ki

Gubolaházi ércesedés A Győr-hegy ÉK-i oldalán VIDACS A által kb 50 m
csapáshosszban kimutatott telért a metallometriai térképezés és a mikroháló-
zatú szelvények segítségével 700 m csapáshosszúságban tártuk fel (GH-I-VI.
sz kutatóárok, Mátraszentimre Msz 3, 4, 6 sz ferdefúrások)

Bányabérc-pelyhesi ércesedés A pelyhesi előfordulás esetében mindenk
előtt egy több évtizede tisztázatlan kérdést a Pelyhes Dél, Beszekunyó, Béla
és az Altáró 2935 méterében harántolt, de érdemben nem vizsgált dúsérces
telér teleptani kapcsolatának tisztázását kívántuk megoldani Bányabércen
ugyancsak tisztázni kellett a metallometriai térképezés során jelentkező ano-
máliáknak a korábban ismert telérekkel való kapcsolatát, illetőleg azok eset-
leges függetlenségét Ez utóbbi helyen végül is három önálló telért sikerült
elkülöníteni, ezek közül az É-1 azonos a Bányabérc I sz telérrel, a középső
egy független telérnek bizonyult, a D-1 pedig a Vizeslyuk-táró szegényérces,
meddő telérével azonosítható

Pelyhesen a részletes ércfeldtani térképezés és a szerkezetkutató ferdefú-

rások (Mátraszentimre Msz 8, 9 sz) segítségével tisztázódott, hogy a fent említett négy telér valójában egyetlen, kissé ívelt csapásvonalú, paraklázisok mentén diszlokált telérnek felel meg

A *Szenpatak-cseternási ércesedés* felismerése a kutatás legjelentősebb eredménye. A Kovácsréten mélyült Gyongyossolymos Gys 5 sz fúrás (1400,5 m) 217,0—818,5 m között hat érces közt harántolt, ezek közül hármát műrevaló fémtartalommal. A Szalajkaház közelében telepített Gys 8 sz ferdefúrás két telért harántolt, ezek közül a 72,2—75,0 fm szelvényben levő műrevaló. A Malomkőbércen a Gys 12 sz ferdefúrás 89,8—90,6 fm között dúsérces telért harántolt.

Végeredményben a területen három ovezetben öt érces csapás volt kijelölhető, ezek közül a Szalajkaház—Malomkőbérc—Dongázó látszik a legjelentősebbnek 2,5 km-es csapáshosszúságával.

Az *Aranybányafolyás-nyirjesi vándakciók* vizsgálata, bár továbbra is sok nyitott kérdést hagyott hátra, hozott eredményeket is. Ezek közül a legjelentősebb a Gys 17 sz ferdefúrás által harántolt Kis Galya—Nagy Szarvasfolyás telér, amely egy évszázados, ismételtlen eredménytelen kutatásnak a végére tett pontot. Ez az előfordulás elsősorban nemesfém-tartalma alapján érdemel figyelmet.

* * *

A Szénpatak-cseternási és az Aranybányafolyás-nyirjesi ércesedés vizsgálata alapján megállapítható, hogy a korábban különállónak tekintett Nyiráti és középső-mátrai ércesedés között létezik átmenet, tehát metallogéniai értelemben ezen a területen egy egységes, teléres kifejlődésű polimetallikus ércesedés korvonalazható.

A készletbecslési adatok összesítése

Bár a kutatás eredeti célja a perspektivikusnak minősülő területek selektálása volt, az elért eredmények alapján négy terület esetében szükségét érezzük, hogy az újonnan megismert ércesedések nagyságrendjéről — ha csak a közelítő becslés szintjén is — képet adjunk.

D₂ kategória

<i>Lelőhely</i>	<i>Pb-egyenérték</i>	<i>Készlet (Mt)</i>
Gubolahazi telér		
— főtelér	1,44	0,06
— I melléktelér	8,78	0,009
Pelyhes D-1 telér	24,86	0,16
Szenpatak-cseternási telérek		
— Szalajkaházi telér	2,03	0,020
— Malomkőbérci telér	8,26	0,014
— Gys 5/217 m-es telér	3,29	0,018
— Gys 5/546 m-es telér	2,62	0,022
— Cseternási telér	1,10	0,007
Kis Galya—Nagy Szarvasfolyási telér	1,18	0,035
Összesen		0,345 Mt

D₃ kategória

<i>Lelőhely</i>	<i>Pb-egyenérték</i>	<i>Készlet (Mt)</i>
Gubolahazi telér		
— főtelér	1,44	1,57
— I melléktelér	8,78	0,224
— II melléktelér		0,87
Szénpatak-cseternasi telérek		
— Szalajkahazi telér	2,03	0,93
— Malomkőberci telér	8,26	0,77
— Gys 5/217 m-es telér	3,29	0,77
— Gys 5/546 m-es telér	2,62	0,59
K ₁₅ Galya—Nagy Szarvasfolyási telér	1,18	0,8
Osszesen		7,074 Mt

Továbbkutatás Az ércesedés ipari-gazdasági értéke

A program előkészítési—tervezési szakaszában (az 1970-es évek második felében) az alapkoncepció kidolgozói elsősorban egy, a recski szkarnos-rézporfíros ércesedéshez hasonló, nagy tomegű, esetleg a recskinél is kedvezőbb településű ércesedés felderítését remélték. A kutatási terv már általánosabb megfogalmazásban az ércesedés szempontjából perspektivikus területek kiválasztását tűzte ki célul.

A kutatás eredményei alapján nagyobb tévedések veszélye nélkül állíthatjuk, hogy az eredetileg remélt recski típusú mélyszerinti ércesedésre, legalább is 1000—1500 m mélységig, nem számíthatunk. Ebben a vonatkozásban a kutatás negatív eredménnyel zárult.

Más a helyzet a felszínközeli, teléres kifejlődésű polimetallikus ércesedés esetében. A Nyugati- és Kozépső-Mátra területén a földtani—geokémiai—geofizikai vizsgálatok és mérések eredményeképpen részint új érceléreket ismerünk meg és tárunk fel, részint a korábbról már ismert indikációk továbbkutatása hozott gyakorlati értékű eredményeket. Annak tudatában, hogy a kézirat lezárásának idején a hazai színesfém ércek gazdasági megítélése terén ugyanolyan válságjelenségek vannak, mint amilyenek korábban a szénbányászat esetében voltak, épp ez utóbbinak ma már nyilvánvaló konzekvenciái késztetnek arra, hogy a Nyugati- és Kozépső-Mátra ércesését ne konjunkturális, hanem földtani szempontok alapján értékeljük. Ilyen értelemben viszont feltétlenül pozitív eredménynek kell tekintenünk azt, hogy a korábban különállónak vélt nyugat-mátrai és kozépső-mátrai területek között sikerült az összefüggést feltárni és ennek nyomán egy egységes teléres ércesedés létezését bizonyítani. A kutatás során megismert ércesedés minőségi és mennyiségi mutatói a továbbkutatást egyértelműen indokolják. Ennek gyakorlati megvalósítását egy ésszerűen visszafogott, lépésenként végrehajtott, ezen belül kis volumenű, csak a perspektivikus területekre szorítkozó program keretében javasoljuk lefolytatni.

ORE PROSPECTING STRATEGIES FOR THE CENTRAL
AND WESTERN MÁTRA AREAS (1980—85)

by

G NAGY

Hungarian Geological Institute Budapest, Nepszablon út 14
H-1143

UDC 553 048(234 373 3)

K e y w o r d s ore bodies, exploration, methods, reserves, Matra Mts (N Hungary)

In cooperation with the Eotvos Loránd Geophysical Institute and the National Ore and Nonmetallics Mine Company, on behalf of the Central Office of Geology, the Hungarian Geological Institute drew up, in 1978, the Mátra Mountains Ore Prospecting Program which the Geological Council approved of, in principle in 1979. It was after these antecedents that, in 1980, the "Ore Prospecting Strategies for the Central and western Mátra areas" were worked out. The major methodological, economic and practical results of this project are reported.

RUDAPITHECUS KOPONYALELET A RUDABÁNYAI ALSÓ-PANNÓNIAIBÓL*

KORDOS LÁSZLÓ

M Áll Földtani Intézet Budapest, Népstadion út 14
H-1143

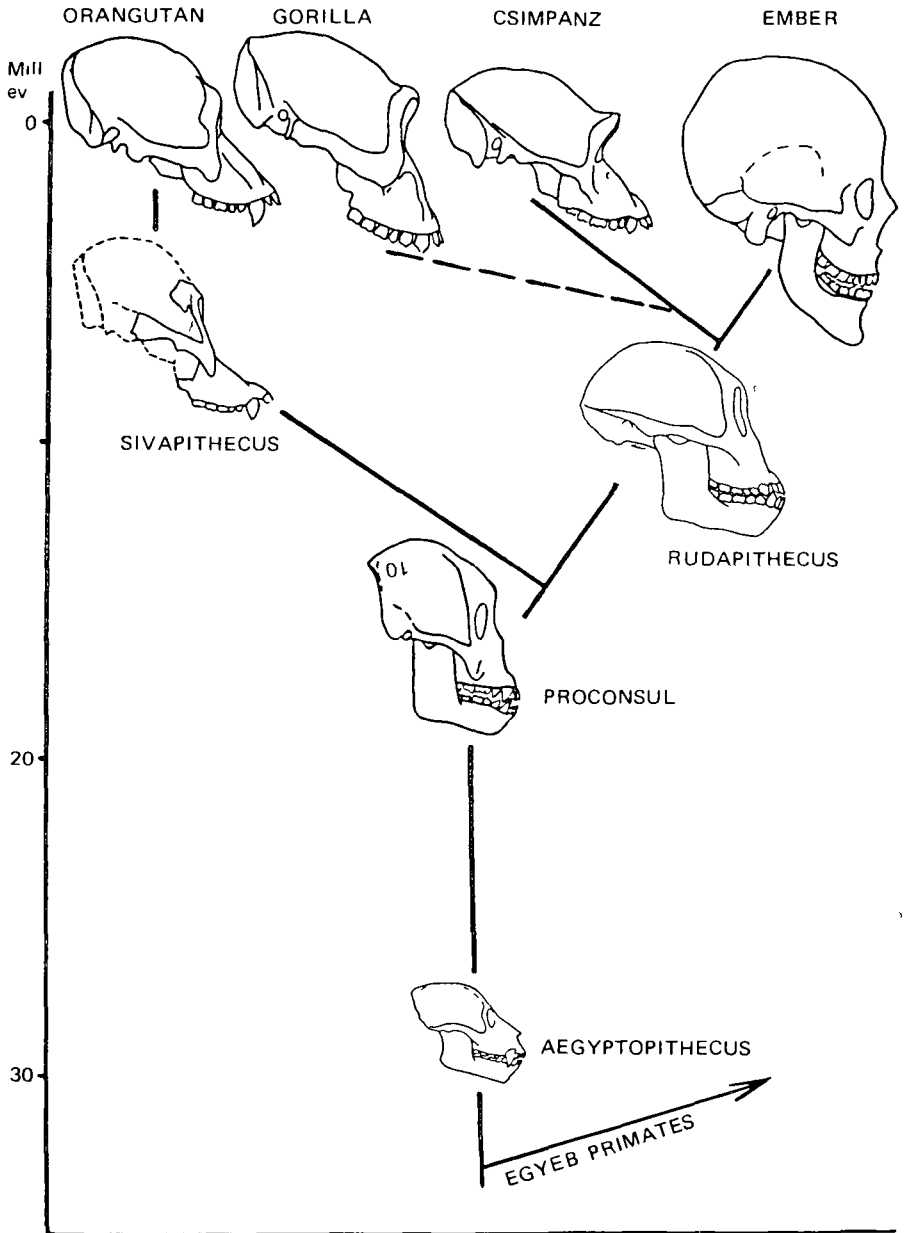
ETO 569 88 551 782(234 373 4)

T á r g y s z a v a k emberszabású majom, *Dryopithecus*, *Rudapithecus hungaricus*, alsó-pannóniai, Rudabánya

1967 és 1978 között Rudabányáról, az alsó-pannóniai rétegekből gazdag kísérő flóra és fauna mellett 75 főemlős maradványa került elő 1985-ben egy *Pliopithecus* fog (Rud-76) és egy *Rudapithecus hungaricus* (Rud-77) toredékes koponyájára és felső állkapcsára találtak. A 10 millió éves új lelet az emberié válás folyamatában a harmadik koponyamaradvány a világon, a *Dryopithecus*ok között pedig (ahová az újabb kutatások sorolják) mindeddig az egyetlen. Az előzetes vizsgálatok alátámasztják azt az aktuális elméletet, hogy ebben az időszakban a *Homo*, valamint a *Pan* nemzetségekhez vezető fejlődési vonal meg nem ágazott el. A *Rudapithecus* a közös stádiumot jelzi.

A Rudabányai-hegységet fedő alsó-pannóniai lignites agyagrétegekből 1967 és 1978 között 75 db, az emberré válás korai szakaszát jelző főemlős fog- és csonttoredéke került elő. Ezek közül KRETZOI (1969, 1975, 1976ab, 1984), WOLPOFF (1980) és MORBECK (1983) már több leletet ismertetett. 1979 óta a Földtani Intézet a természetvédelmi beruházási munkálatokkal párhuzamosan leletmentő ásásokat és gyűjtéseket végez. Az 1985. évi budapesti VIII. RCMNS Neogén Kongresszus kirándulását előkészítő munkák során HERNYÁK GÁBOR geológus az R-II sz. lelőhely felső lignitrétegében, egy mocsárciprus gyökérmaradványa alatt megtalálta a Rud-77 sorszámú *Rudapithecus hungaricus* KRETZOI koponyaleletet. Ugyancsak HERNYÁK, aki néhány nappal korábban a II sz. lelőhelyen a két lignitréteg közötti agyagból egy különálló *Pliopithecus* fogat is gyűjtött (Rud-76). A 40 db toredékből és hét felső fogból álló koponyaleletet átadta KORDOS LÁSZLÓNAK feldolgozásra és a Földtani Intézet gyűjteményébe történő elhelyezésre. Ezt követően egy éven keresztül a koponya eredeti helyéről felszedett kb. 2 m³ üledéket iszapoltunk és válogattunk ki, s további, a Rud-77-hez tartozó csonttoredékeket és egy M² fogat találtunk. Jelenleg a *Rudapithecus* koponyalelet 101 db csonttoredékből és 8 fogból áll. A csontok közül a koponyatetőt és a homlokí—szemuregi régiót 24 darabból közvetlenül, csont-csont érintkezéssel, tozulásmentesen lehetett

* 1986. december 11-en nemzetközi sajtótájékoztatón, valamint az MTA X. Oszt. Földtani Tudományos Bizottsága és a Magyarországi Földtani Társulat együttes központi ülésén elhangzott előadás.



I ábra Az emberszabású majmok és az ember törzsfája a koponyaleletek rekonstrukciójának felhasználásával

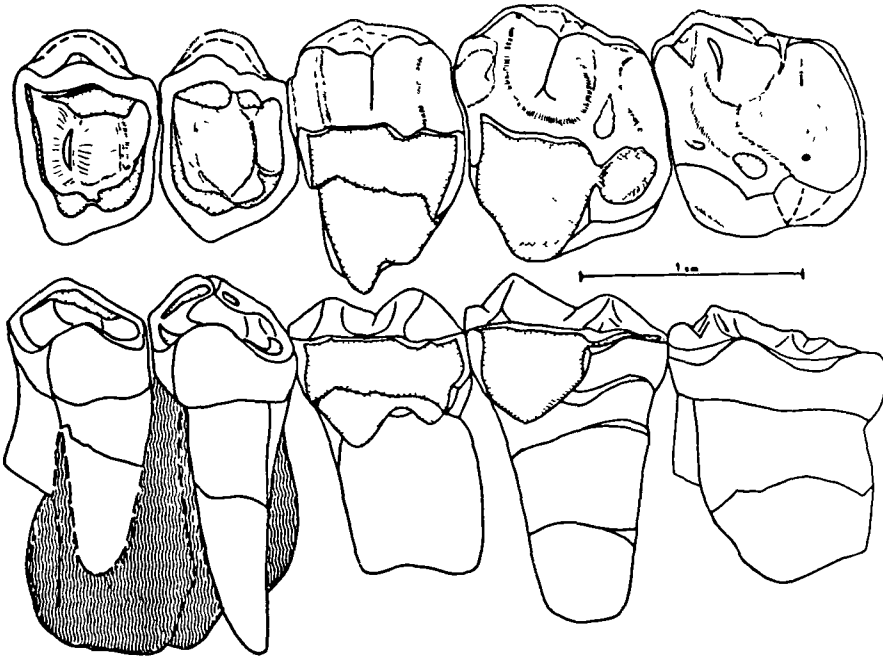
Fig 1 Genealogy of apes and of *Homo sapiens* based on a reconstruction of skull finds

összeilleszteni A preparálás során keskeny fémvázra rögzítettük azokat a közvetlenül nem csatlakoztatható töredékeket, amelyek helyét nagy valószínűséggel meg lehetett határozni (mon, basis fragmentum) A jelenlegi rekonstrukciós szakaszban még nem illeszthető a koponyához 60 db kisméretű csontszilánk, amelyek főleg az arc és a koponya temporalis részének töredékei Egységes állapotba sikerült összeállítani a kétoldali fogsort ($P^3 - M^3$ és $M^1 - M^3$), valamint a szájpadlás töredékét

A koponya legjelentősebb, leginkább informatív része az os frontalis A calvaria formája vertikális nézetben megnyújtott, laterálisan enyhén boltózott Frontális nézetben jól kirajzolódik a csontos szemüreg felső és oldalsó íve A csontos szemöldökív alig fejlett, amelyhez varrattal kapcsolódik az egyenes vonalú járomcsont A koponyatető nem tartalmaz csonttarajt, viszont jól kimutatható a kétoldali linea temporalis csíkja A koponyacsont falvastagsága kicsi, mindössze 2–4 mm A belső felületükön jól kirajzolódnak az agyburok lenyomatai

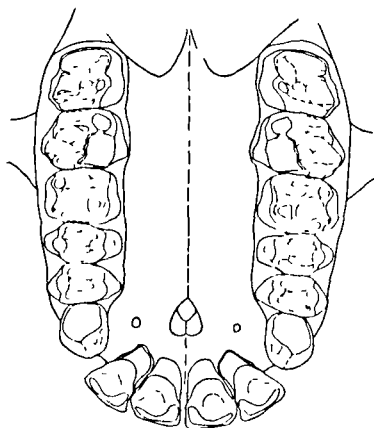
A koponyához tartozik a nyolc fogból és a szájpadlás töredékéből összeállított kétoldali felső fogsor, amelyet a Rud-12 sz példánnyal kiegészítve rekonstruálni lehetett a *Rudapithecus hungaricus* felső fogívét A kétoldali fogsor (P és M) teljesen párhuzamos egymással, s az állcsont elelső végén szabályos U-formában csatlakoznak az ívek egymáshoz

A premolarisok azonos méretűek és mintázatúak, oldalrányban nyújtott



2 ábra A *Rudapithecus hungaricus* KRETZOI (Rud-77) bal oldali fogsora ragófelületi és lingualis nézetben

Fig 2 *Rudapithecus hungaricus* KRETZOI (Rud-77), left set of teeth, as viewed from the masticatory surface and lingually



3. ábra A *Rudapithecus hungaricus* felső fogívcnek rekonstrukciója a Rud-12 és a Rud-77 sz. leletek felhasználásával

Fig. 3. Reconstruction of the upper arch of denture of *Rudapithecus hungaricus* by using the Rud-12 and Rud-77 finds

leszakadt gibbonszerű majmok közé tartozik. Az utóbbiakat KRETZOI a pongohominid evolúciós sorozatba illesztette. A *Rudapithecus* és *Bodvapathecus* közötti különbséget KRETZOI diagnózisa szerint (1975) elsősorban a *Bodvapathecus* nagyobb, robusztusabb mérete és magas szájpadrólása jelenti.

A Rud-77 koponya fogméreteiben kb. 3–4%-kal nagyobb, mint a *Rudapithecus*, a *Bodvapathecus* méretkategóriájába tartozik. A csontos szájpadrólás íve ugyanakkor alacsonyabb helyzetű, ugyanúgy, mint a Rud-12 jelű *Rudapithecus*-nál. Megítélésem szerint a *Bodvapathecus* holotipusának csontos szájpadrólása nem magas, hanem a *Rudapithecus*-hoz hasonló morfológiájú. A fentiek alapján nem tartom valószínűnek, hogy Rudabányán több pongohominid ősmajom élt volna. A prioritás értelmében a *Bodvapathecus* a *Rudapithecus* szinonimája.

KRETZOI korábban (1975, 1976ab) a *Rudapithecus*-t az emberi nemzetséget közvetlenül megelőző, már hominizáció folyamatába tartozó *Ramapithecus*-félék közé sorolta. A kulföldi revíziók az 1980-as évek elejére a *Ramapithecus*-okat leválasztották erről az evolúciós pozícióból, s a *Dryopithecus*-féléket tették meg egy korábbi fejlődési szakasz, az emberszabásúak és az ember felé vezető fejlődési vonalak közös ősiének. A *Rudapithecus*-t is ide sorolták át, mint a *Dryopithecus hungaricus*-t (ANDREWS 1981, KAY–SIMONS 1983). A *Dryopithecus*-félék között a Rud-77 mindeddig az egyetlen koponyalelet, így az emberre válás tágabban értelmezett folyamatában különleges jelentősége van. Ebben az evolúciós láncolatban eddig csak a 28 millió éves *Aegyptopithecus zeuxis* SIMONS (SIMONS–KAY 1981) és a 17 millió éves *Proconsul africanus* CLARK–LEAKEY (WALKER et al. 1983) koponyalelete ismert, a 10 millió éves *Rudapithecus* előtt. Korban fiatalabb nála a 8 millió évre datált pakisztáni *Sivapithecus* (GSP 15 000) arckoponyája (PILBEAM 1982), valamint a kínai Lu-

téglalap alaprajzúak. Az M^1 rágófelülete négyzet alapformájú, míg az M^2 és az M^3 az elülső oldalon szélesebb, mint a hátulsón. Az M^1 -en a para- és a metaconus egyforma méretű és erősen fejlett, az M^2 -n a paraconus buccalisabb helyzetű, mint a kisebb metaconus. Mindkét utóbbi fagon a protoconus teljesen erodálódott. Az M^3 -on az erős paraconus mellett a metaconus alig mutatható ki.

A koponya-csontok varratnélkülisége, valamint a fogak erős kopottsága miatt nagyon valószínű, hogy idős egyedi életkorú lény volt a Rud-77. A koponyatetői taraj hiánya a főemlősöknel inkább a nőstényekre jellemző, így a szemfog hiányában is feltételezhető, hogy a lelet nőstény állattól származik.

A korábbi leletek alapján Rudabányáról KRETZOI (1969, 1975, 1976ab, 1984) négy főemlőst mutatott ki, a *Phopithecus* (*Anapithecus*) *hernyaki* KRETZOI-t, a *Rudapithecus hungaricus* KRETZOI-t, a *Bodvapathecus altipalatus* KRETZOI-t, és a *Rangvapathecus* (*Ataxopithecus*) *serus* KRETZOI-t. A *Phopithecus* az emberre válás folyamatáról már az oligocénben

feng lelőhely 6–8 millió éves összepréselt koponyaleletei (WU RUKANG et al 1981, 1982) Míg a pakisztáni Sivapithecus az ázsiai orangután elődje lehetett (PILBEAM 1982), addig a kínai példányok rendszertani megítélése kérdéses Korábban elkülönítették a Sivapithecus és a Ramapithecus nemzetségeket (WU RUKANG et al 1982) míg újabban a két formát nem dimorfizmusnak tartva *Sivapithecus lufengensis* néven egységesítették (WU RUKANG et al 1986), s nagy morfológiai hasonlóságot találtak közöttük és az *Australopithecus africanus* között

A Rud-77 sorszámú *Rudapithecus hungaricus* koponya eddig megismert jellegzetességei megerősítik azt az elméletet, hogy a Rudapithecust is magába foglaló Dryopithecus-félékből később fejlődött ki a csimpánz + gorilla és az emberhez vezető fejlődési vonal Erről az ágról már a Rudapithecusnál korábban el kellett különülnie a *Sivapithecus indicus* – orangután fejlődési vonalnak

A minden eddigi leletnél jelentősebb Rudapithecus előkerülése után természetesen újra kell értékelni azt az elképzelést is, hogy a Rudapithecus a Dryopithecusok közé tartozik-e s milyen szerepe volt az emberré válás korai, eurázsiai szakaszában

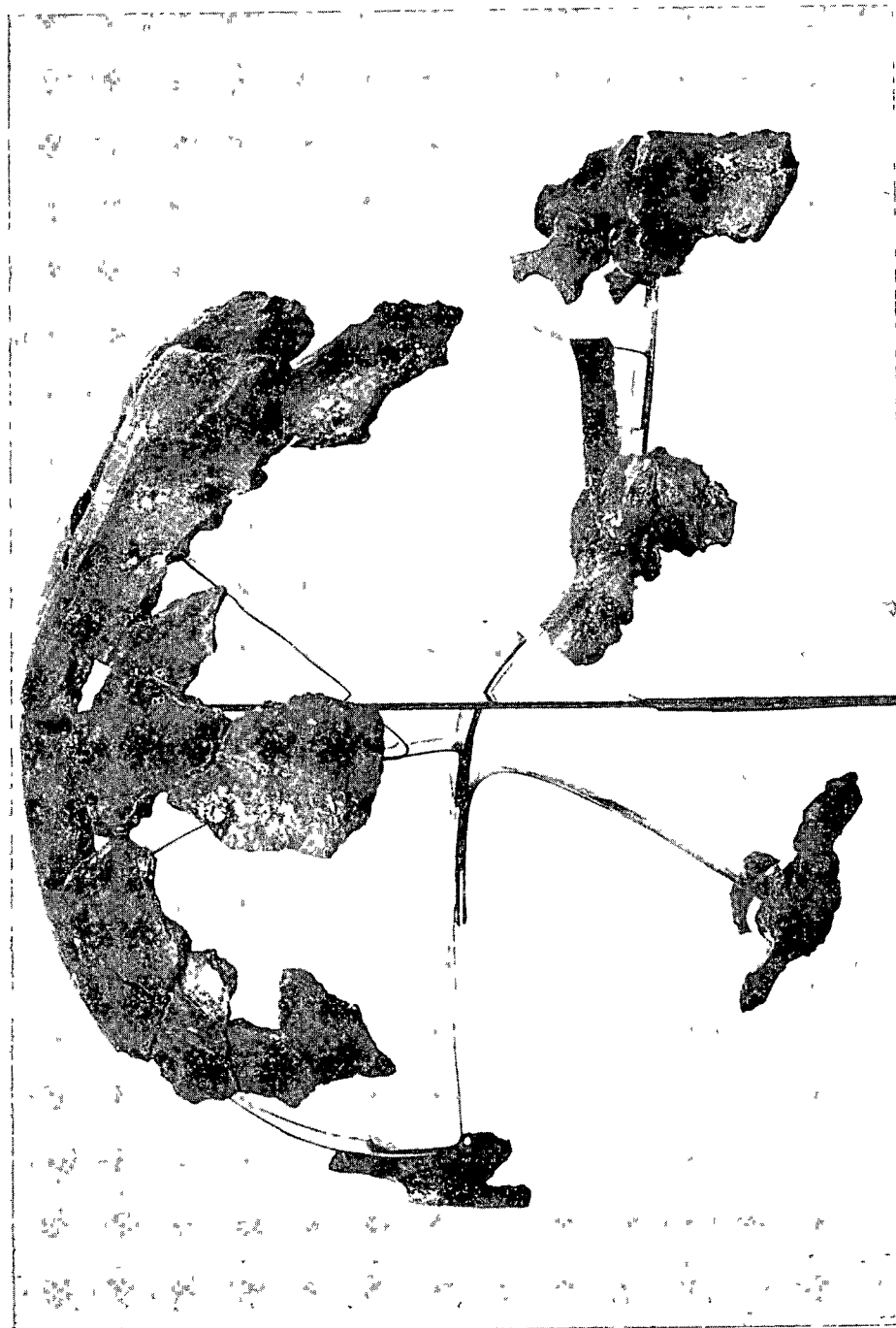
IRODALOM – REFERENCES

- ANDREWS P 1981 Species diversity and diet in Monkeys and Apes during the Miocene In *Aspects of human evolution* (edited by C B STRINGER) — Taylor and Francis 25–61
- KAY R F – SIMONS E L 1983 A reassessment of the relationships between Later Miocene and subsequent Hominoidea In *New interpretations of age and human ancestry* (R L CIOCHON et R S CORRUCINI eds) — Plenum Press 557–624 New York, London
- KRETZOI M 1969 Geschichte der Primaten und der Humanisation — *Symp Biol Hung* 9 23–31
- KRETZOI M 1975 New ramapithecines and Propithecus from the Lower Pliocene of Rudabánya in northeastern Hungary — *Nature* 257 578–581
- KRETZOI M 1976a Emberreválás és az Australopithecinak — *Anthrop Kozlem* 20. 3–11
- KRETZOI M et al 1976b A rudabányai alsópannóniai prehominidás lelőhely flórája, faunája és rötegtani helyzete — *Földt Int Évi Jel* 1974-ről 365–394
- KRETZOI M 1984 Új hominid lelet Rudabányáról — *Anthrop Kozlem* 28 91–96
- MORBECK M E 1983 Miocene hominoid discoveries from Rudabánya. Implications from the Postcranial Skeleton — In *New interpretations of age and human ancestry* (R L CIOCHON et R S CORRUCINI eds) — Plenum Press 369–404 New York, London
- PILBEAM D 1982 New hominoid skull material from the Miocene of Pakistan — *Nature* 295 232–234
- SIMONS E – R F KAY 1981 *Aegyptopithecus* and *Prohomo* In *McGraw-Hill Yearbook of science and technology* (edited by S PARKER) 77–80
- WALKER A et al 1983 The skull of *Proconsul africanus* reconstruction and cranial capacity — *Nature* 305 525–527
- WOLPOFF M H 1980 *Paleoanthropology* — 30 1–379 New York
- WU RUKANG et al 1981 *Ramapithecus* skulls found first time in the world — *Kexue Tongbao* 26 (11) 1018–1021
- WU RUKANG et al 1982 More *Ramapithecus* skulls found from Lufeng, Yunnan Report on the excavation of the site in 1981 — *Acta Anthrop Sinica* 1 (2) 101–108
- WU RUKANG et al 1986 Relationship between Lufeng *Sivapithecus* and *Ramapithecus* and their phylogenetic position — *Acta Anthrop Sinica* 5 (1) 1–30

I. tábla — Plate I

A *Rudapithecus hungaricus* (Rud-77) koponyája jobb oldalról (norma lateralis) — *Rudapithecus hungaricus* (Rud-77), skull as viewed from the right side (norma lateralis) 1X

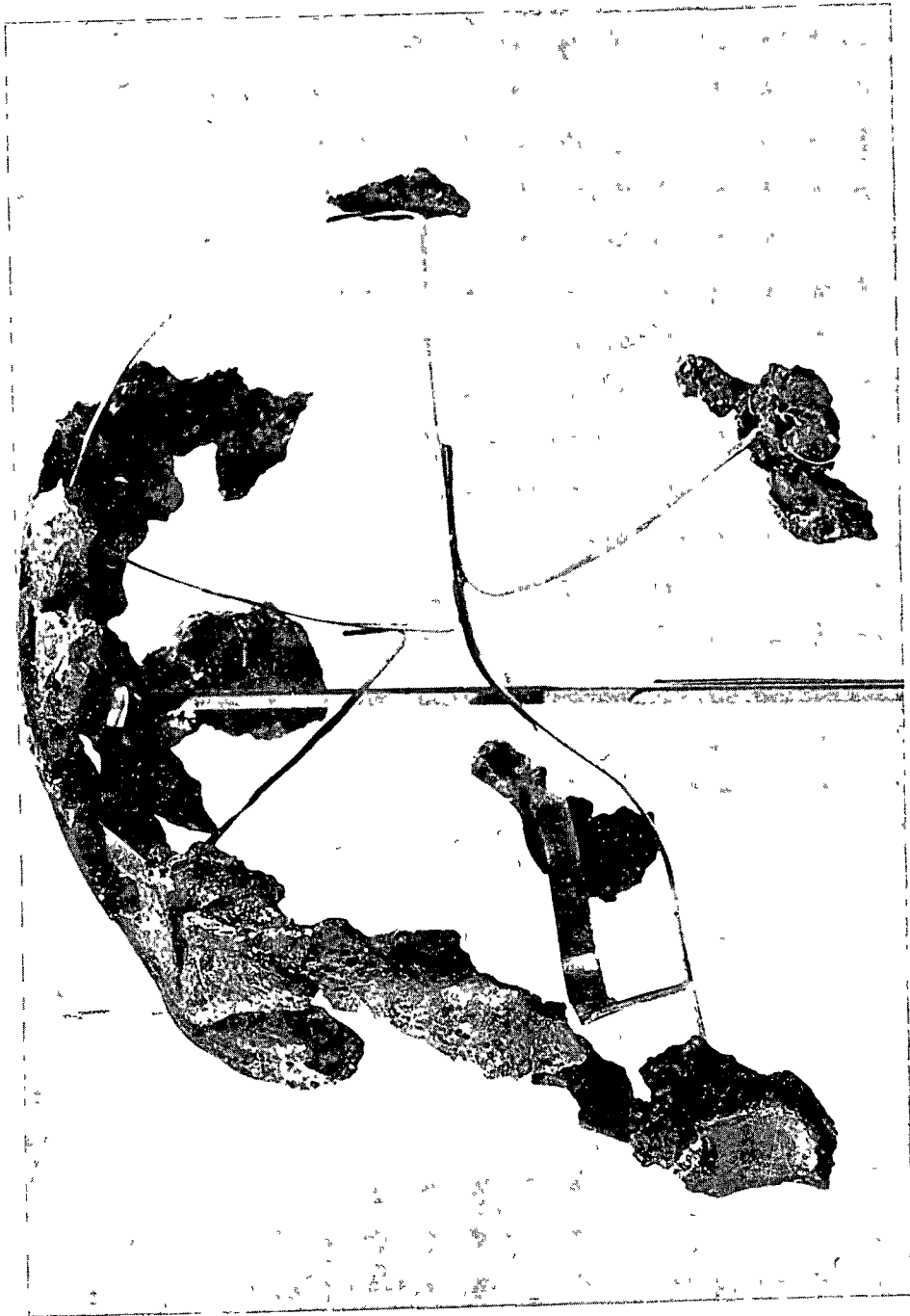
Fotó PELLÉRDY



II. tábla — Plate II

A *Rudapithecus hungaricus* (Rud-77) koponyája bal oldalról (norma lateralis)
— *Rudapithecus hungaricus* (Rud-77), skull as viewed from the left side
(norma lateralis) 1×

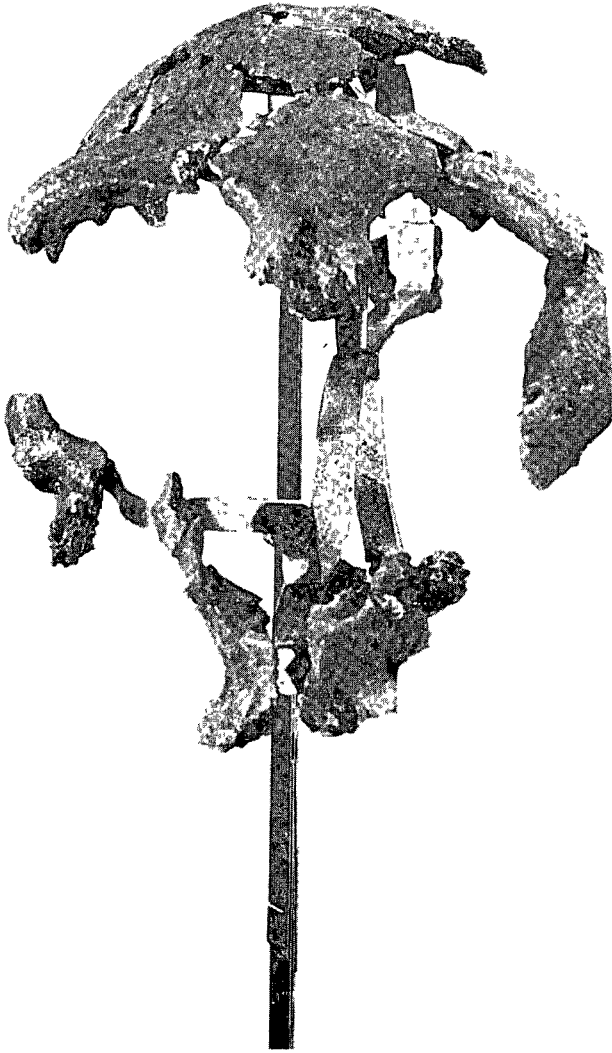
Fotó· PELLÉRDY



III tábla — Plate III

A *Rudapithecus hungaricus* (Rud-77) koponyája előlről (norma frontalis) —
~~*Rudapithecus hungaricus*~~ (Rud-77); skull in frontal view (norma frontalis) 1×

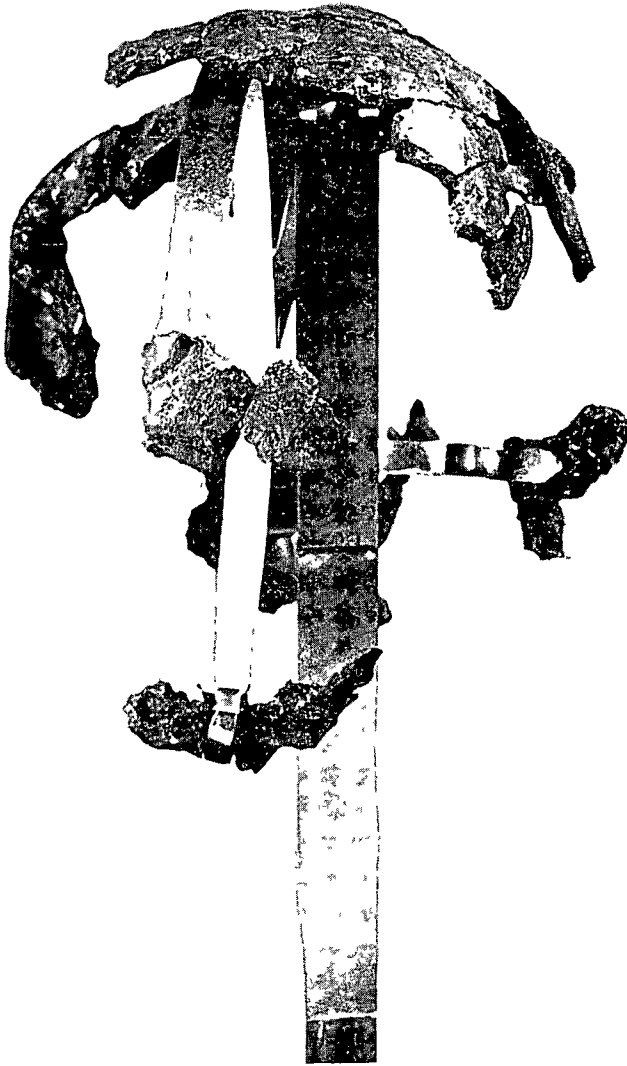
Fotó PELLÉRDY



IV tábla — Plate IV

A *Rudapithecus hungaricus* (Rud-77) koponyája hátulról (norma occipitalis)
— *Rudapithecus hungaricus* (Rud-77), skull as viewed from the rear (norma
occipitalis) 1×

Fotó. PELLÉRDY



V. tábla — Plate V

A Rudapithecus hungaricus (Rud-77) koponyája felülről (norma verticalis) —
Rudapithecus hungaricus (Rud-77), skull in top-view (norma verticalis) 1×

Fotó PELLÉRDY



RUDAPITHECUS SKULL FINDS FROM THE LOWER PANNONIAN OF RUDABÁNYA (N HUNGARY)*

by

L KORDOS

Hungarian Geological Institute Budapest, Nepstadion út 14
H-1143

UDC 569.88.551.782(234.373.4)

K e y w o r d s Homiidae, Dryopithecus, Rudapithecus hungaricus, Lower Pannonian, Rudabánya (N Hungary)

Between 1967 and 1978 75 fragments of teeth and bones of primates marking an early stage of hominization were discovered in Lower Pannonian lignite-bearing clay beds covering the Rudabánya Range, N Hungary. Of these, several finds were reported, prior to the writer, by KRETZOI (1969, 1975ab, 1984), WOLPOFF (1980) and MORBECK (1983). Since 1979, under the guidance of L KORDOS of the Hungarian Geological Institute and parallel with nature conservation investment projects, rescue diggings and samplings have been conducted. During preparations for the VIIIth RCMNS Neogene Congress held in Budapest in 1985, geologist G. HERNYÁK discovered the skull remains of *Rudapithecus hungaricus* KRETZOI labelled Rud-77 that lay under bald-cypress root remains in the upper lignite bed of site R-II. Having collected, a couple of days earlier, a separate *Pliopithecus* tooth from the clay between the two lignite beds (Rud-76) of site R-II, HERNYÁK gave the skull finds consisting of 40 fragments and seven upper teeth to L KORDOS for further studies and deposition in the collections of the Hungarian Geological Institute. Subsequently, it took one year for the present writer to have a total of about 2 m³ of sediment from the original site of the skull decanted and to select the fossils recovered from it. During this work additional bone fragments belonging to Rud-77 and one M² tooth were found. At present the *Rudapithecus* skull finds consist of 101 bone fragments and 8 teeth. By putting bone fragments together, he has managed to get the calvaria and the frontal-orbital region directly, with bone-to-bone contacts, integrated, avoiding any distortion whatsoever. During the preparation, the bone fragments the location of which could be determined with high probability (inion, basis fragments) were mounted on a thin metallic frame. In the present stage of the reconstruction, there are still 60 smaller bone splinters that cannot yet be fitted into the skull, being mainly fragments of the face and of the temporalis portion of the skull. The dentition on both sides (P³-M³ and M¹-M³) and a fragment of the palate could be reintegrated.

The most important and most informative part of the skull is the frontal bone. The calvaria, in a top view, is elongate, being slightly vaulted laterally. In frontal view, the upper and the lateral arch of the bony orbital cavity is readily outlined. The bony superciliary arch is poorly developed being adjoined with a suture. The calvaria contains no crista, however the stripe of the linea

* Paper presented at the International Pross Conference held on 11 December 1986 and at the joint meeting of the Geological Scientific Committee of the Xth Division of the Hungarian Academy of Sciences and the Hungarian Geological Society.

temporalis can be readily observed on either side. The wall thickness of the occipital bone is low, only 2–4 mm. On their inner surface the imprints of the cerebral membrane are distinctly outlined.

The skull includes the bilateral upper set of teeth composed of eight teeth and a fragment of the palate which, complemented with the Rud-12 specimen, enabled the author to reconstruct the upper arch of denture of *Rudapithecus hungaricus*. The sets of teeth on either side (P and M) are completely parallel to each other, the arches at the anterior end of the mandible joining in a regular U-shape.

The premolars are equal in size and pattern, forming, in plan-view, a laterally elongate rectangle. The masticatory surface M^1 is square-shaped in plan-view, whilst M^2 and M^3 are anteriorly broader than at the rear. The para- and metaconus on M^1 is equal in size and strongly developed, on M^2 the paraconus is of a more buccal position as compared to the smaller metaconus. The paraconus on both the latter teeth is completely lost to erosion. On M^3 , along with the strong paraconus, the metaconus can be scarcely identified.

Because of the lack of sutures on the bone fragments of the skull and the heavy wear of the teeth it is very probable that Rud-77 was an old individual. The lack of a torus on the orbites is typical of the females of primates. Thus, given the absence of the canine too, the finds are probable to have belonged to a female animal.

In the light of earlier finds, KRETZOI (1969, 1975, 1976ab, 1984) identified four primates, *Pliopithecus (Anapithecus) hernyaki* KRETZOI, *Rudapithecus hungaricus* KRETZOI, *Bodvapathecus altipalatus* KRETZOI and *Rangwapithecus (Ataxopithecus) serus* KRETZOI. *Pliopithecus* belongs among gibbon-like apes got separated from the line of hominization already in Oligocene time. The latter were placed by KRETZOI in the pongo-hominid evolutionary lineage. In terms of KRETZOI's diagnosis (1975) the difference between *Rudapithecus* and *Bodvapathecus* consists mainly in the larger, more robust stature of *Bodvapathecus* and its higher palatal arch.

Rud-77 is by about 3–4% bigger than *Rudapithecus*, belonging to the size category of *Bodvapathecus*. At the same time, the bony palatal arch is of a low position, just like it is the case with *Rudapithecus* Rud-12. The present writer is of the opinion that the bony palate of the holotype of *Bodvapathecus* is not high, being similar to *Rudapithecus* in morphology. With a view to the above, the idea suggesting that several pongo-hominid primates should have lived in the Rudabánya region seems to be improbable to the author.

KRETZOI (1975, 1976a) assigned *Rudapithecus* to *Ramapithecinae*, a group of primates immediately preceding the appearance of *Homo sapiens*. By the early 1980's revisions carried out abroad had removed *Ramapithecus* from this evolutionary position showing *Dryopithecidae* to have been the common ancestor from which, in an earlier stage of evolution, the anthropoids and the evolutionary lines leading to *Homo sapiens* had issued. *Rudapithecus* had been re-assigned to the same group, as *Dryopithecus hungaricus* (ANDREWS 1981, KAY—SIMONS 1983). Among the *Dryopithecus*, Rud-77 is the only skull ever discovered. Hence its particular importance in the process of hominization understood in a broader sense. In this evolutionary chain, the only known skull finds predating 10 million-year-old *Rudapithecus* are 28 million-year-old *Aegyptopithecus zeuxis* SIMONS (SIMONS—KAY 1981) and 17 million-year-old *Proconsul africanus* (CLARK—LEAKEY) (WALKER et al 1983). Finds young-

er than *Rudapithecus* include the face skull of *Sivapithecus* (GSP 15000) (PILBEAM 1982) from Pakistan dated at 8 Ma and the 6–8 million-year-old, compressed skull finds discovered at Lufeng in China (WU RUKANG et al 1981, 1982). Whereas *Sivapithecus* seems to have been the ancestor of the Asian orang-outan (PILBEAM 1982), the systematic assignation of the Chinese finds is rather conjectural. *Sivapithecus* and *Ramapithecus* (WU RUKANG et al 1982) were earlier assigned to separate genera, but lately they have been united, as *Sivapithecus lufengensis* (WU RUKANG et al 1986), the two forms having been ascribed to sexual dimorphism and found to show great morphological likeness to *Australopithecus africanus*.

The hitherto-discovered characteristics of *Rudapithecus hungaricus* skull Rud-77 have corroborated the theory suggesting that the chimpanzee + gorilla line and the line leading to *Homo sapiens* evolved in a later stage from the Dryopithecidae group including *Rudapithecus*.

In the light of these latest and most important *Rudapithecus* finds, naturally, the question of whether *Rudapithecus* belongs to Dryopithecidae and of the role it may have played in the early, Eurasian, stage of the hominization process will have to be reassessed.

A BAKONYI FELSŐ-KRÉTA KŐSZÉNKUTATÁS ÉS KŐSZÉNLÁP VIZSGÁLAT

CSASZÁR GEZA — GOCZAN FERENC

M Áll Földtani Intézet Budapest, Népstadion út 14
H-1143

ETO 551 763 3(234 373 1)
551 86(234 373 1)

T á r g y s z a v a k . kőszénkutató, kőszénláp ősföldrajzi rekonstrukció, felső-kréta, Bakony

A szerzők a kutatástörténeti áttekintés után leírják az egész Bakonyra kiterjedt felső-kréta kori barnaköszén terület geológiailag prognosztizált, geofizikai mérésekkel a reménybeli területeknek mintegy felén jól előkészített, végkifejletében sikeres kőszénkutató programot. Kritikailag értékelik az egyes reménybeli területek megkutatásának történetét, különös tekintettel az alkalmazott módszerek jelentőségére és sorrendjére. A kutatást többnyire kedvezőtlenül befolyásolta az a körülmény, hogy az átlagosnál is gyorsabb ütemben kellett azt megvalósítani. Területenkénti bontásban közzélik a kutatás volumenét és az előkutatás által feltárt kőszénvagyton mennyiségét. Kiemelten kezelik az először Sumeg—Ukk—Nemesahany neven szerepelt, később Ajka II-re átkeresztelt kutatást.

A továbbiakban felvázolják a kőszénláp kapcsolatrendszerét paleogeográfiai helyzetet értékelik a devecseri zóna mélyszakaszában várható ornási barnaköszén-vagyont és jellemzik földtani viszonyait. Indokolják a viszonylag kis mélységben elmaradt további előkutatásokat, valamint a devecseri zóna mélyszakaszának minimális kutatási igényét.

A dolgozat második része áttekintő ismertetést ad a széles spektrumot felölelő paleogeográfiai és kőszénláp rekonstrukciós célzatú vizsgálatok jelenlegi állásáról, eddigi eredményeiről. Záró szakasza az egyes vizsgálati módszerek további feladatainak rövid összegzését tartalmazza.

Kutatási szakaszok

A bakonyi felső-kréta kőszénkutató nagy vonalaiban három szakaszra tagolható. Az első szakasz a kőszén előfordulásnak a múlt század második felében HANTKEN M által Ajka—Csingervölgyben történt megtalálásával és az azt gyorsan követő és mintegy egy évszázadon keresztül tartó kiaknázásával vette kezdetét. Jellemzője, hogy Ajka szűkebb környezetére korlátozódóan, lényegében végig termelési érdekeket szolgálva folyt. Eleinte a térképezést csak kevés számú fúrás egészítette ki, de az Ajka térségében összesen lemélyített kőszénkutató fúrások száma is messze alatta marad a bányászkodás által támogatott igényeknek.

Az ajkai bánya pótlására vonatkozó igények jogosságát felismerve a második szakasz a II világháború után vette kezdetét és alig két évtizedet olt fel. Ennek a kutatásnak a vezéregyénisége KOPEK G. volt, aki a szórvá-

nyos fúrás adatokat felhasználva, lényegében a térképezési adatokból kiindulva állította össze a kőszén-előfordulásra vonatkozó elgondolásait (modelljét). A kutatás súlypontja a későbbi sikeres kutatás közvetlen szomszédságában a Sümeg — Nemesahany közti, D-felé kimerülő területre esett, ahol akkor még az ajkai előfordulás folytatását remélték.

A h a r m a d i k s z a k a s z 1979-től a közelmúltig tartott. Az előző szakasztól az 1970-es évekig eltelt idő a kutatás előkészítésében és a megvalósítás módszereiben alapvető változásokat hozott, illetve tett lehetővé

— Befejeződött a terület 1:20 000 méretarányú földtani felvétele

— A bauxit- és földgázkutatás során a hegységperemi területeken és a távolabbi medence részeken a BKV és az OKGT számos újabb fúrást mélyített. Ezek között is fontos a Magyarpolány (Mp) 37 és a Devecser (Dv) 3 sz. fúrás

— Az időközben kifejlesztett prognózis-metódika segítségével a felső-kréta képződmények teljes előfordulási területére áttekintő jellegű, a kiemelt jelentőségű területekre pedig részletes kőszénprognózis született (CSÁSZÁR G 1984). A megfelelő kritériumok alapján kijelölték a reménybeli területeket, a minimális megkutatáshoz szükséges kutatási volumeneket és — két lépcsőben — megadták a reménybeli vagyoni nagyságát is

— A fizikai paraméterek mérésére szolgáló geofizikai eszközök tökéletesítése révén a különböző geofizikai módszerek alkalmazásával minden korábbi lényegesen meghaladó mértékben kimutathatókká és ily módon értelmezhetőkké váltak a kőzetek litológiai összetételében mutatkozó különbségek. Ennek köszönhetően e kutatás során alapvető eszközzé lépett elő a fúrások telepítése szempontjából a részletes gravitációs felmérés és az annak alapján megtervezett szeizmikus szelvényezés

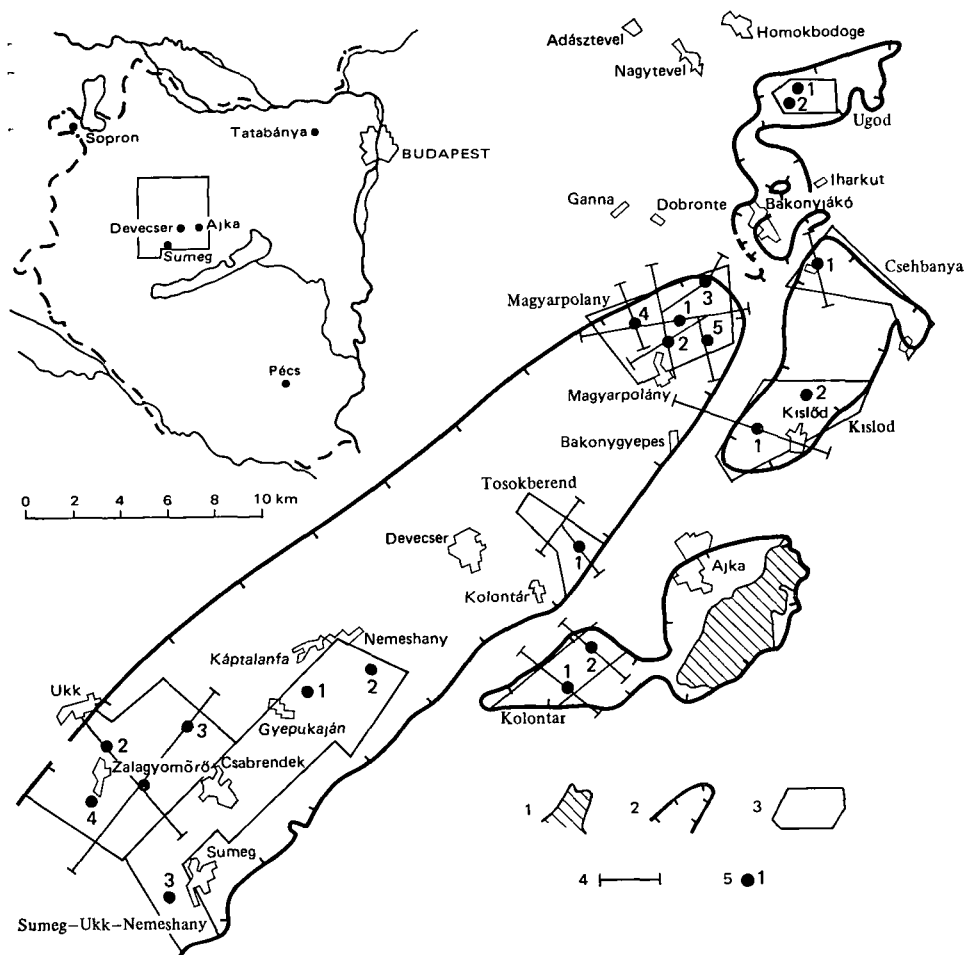
A legutóbbi előkutatás módszertana és eredményei

Az előkutatás során az esetek többségében a kutatás surgós volta nem tette lehetővé az optimális kutatási stratégia megvalósítását, gyakran kellett az egymásra következő kutatási módszereket párhuzamosan alkalmazni

A továbbiakban áttekintjük a prognózis, illetve a prognózis-revizíó során reménybelinek minősített hét, illetve nyolc terület sorsát és a kutatás eredményét

Magyarpolány (1. ábra)

Annak ellenére, hogy a terület 400 millió tonna nyilvántartott prognosztikus vagyonát az 1979. évi előrejelzésünk 100 millió tonnára csökkentette, valamennyi érdekelt fél változatlanul ezt tekintette — már csak Ajkához való közelsége miatt is — a legfontosabb kutatási területnek. Ezért a részletes gravitációs és szeizmikus reflexiós mérések megindulása után, még 1979-ben megkezdődött a fúrásos előkutatás is. A tervezett és a megvalósult szeizmikus mérések és a fúrások adatait, valamint a vagyoni becsült és valósi értékeit az 1. táblázat szemlélteti, melyből látható, hogy a tervezett és tényleges kutatási volumen értékei között jelentős különbség van. Az alábecslés mellett ebben annak is szerepe van, hogy pl. a geofizikai mérések volumene a második fázis adatait is tartalmazza. Ezt a második fázist annak tudatában is maradéktalanul meg kellett valósítanunk, hogy a területen jóval a várakozáson aluli vagyoni



1 ábra Felső-kréta prognosztikus területek és a javasolt kutatás az 1979. évi prognózis alapján

1 Az ajkai bányaterület, 2 az Ajkai Kőszén Formáció elterjedési határa (Magyarpolánytól D-re az 1979. februári, ettől É-ra a decemberi állapot szerint), 3 reménybeli területek (1979. évi állapot), 4 javasolt szeizmikus szelvény, 5 javasolt fúrás

Fig. 1 Upper Cretaceous prospective areas and exploration proposed on the basis of the forecast of 1979

1 Ajka mine area, 2 areal extent of the Ajka Coal Formation (S of Magyarpolány as of February 1979, N of the village as of December of the same year), 3 prospective areas (as of 1979), 4 proposed seismic profile, 5 proposed drilling

van Részben ezért a következő területeken ismét megfelelő előkészítés nélkül kellett megindítani a fúrásos kutatást

A reméltnél jóval szerényebb vagyona oka kettős. Egyrészt a prognózis alapjául szolgáló Mp 37 sz. fúrás adatait — a gyenge magkihozatal alapján ítélve — valószínűleg eltúlozták. Másrészt — mint utólag kiderült — a kőszéntelepek ÉK felé kiemelődnek. Bár az Országos Ásványvagyon Bizottság a program jóváhagyásakor állást foglalt a kutatás sorrendjében, de minthogy

senki sem kételkedett a magyarpolányi sikerben, komolyan merült fel a „hogyan tovább” kérdése. Két alternatíva között lehetett választani: a kisebb reménybeli vagyonú, de Ajkához közel eső területet, vagy a nagyobb remélt vagyonú sumeg-ukk-nemeshányi reménybeli területet kutassák-e meg először. Ekkor a részletes gravitációs előkészítés még csak — legalábbis részben — az Ajkához közel eső területen készült el. A döntés idején az érintettek között még egyetértés volt az Ajkához közelebb eső területek kutatásának előbbre hozatalában. Így került sor a tósokberéndi, a kolontári és a kislódi reménybeli terület fúrásos megkutatásáira.

1 táblázat — Table 1

A magyarpolányi terület fontosabb előkutatási terv- és tényadatai
Major planned and factual data of prospecting in the Magyarpolány area

	Terv			Tény				
	km	db	mennyiség (Mt)	km	db	mennyiség (Mt)	legvastagabb telep (m)	átlagminőség (MJ/kg)
Szeizmikus mérés	29,5	6		43,7*	13			
Fúrás	3,1	5		3,6	5			
Földtani vagyon			100			24,8	4,0	8,1

* 1977 évi adatok nélkül!

2 táblázat — Table 2

A tósokberéndi terület fontosabb előkutatási terv- és tényadatai
Major planned and factual data of prospecting in the Tósokberénd area

	Terv			Tény				
	km	db	mennyiség (Mt)	km	db	mennyiség (Mt)	legvastagabb telep (m)	átlagminőség (MJ/kg)
Szeizmikus mérés	5,5	2		* ** 0/+44 [●]	* ** 0/+5			
Fúrás	0,7	1		* ** 1,5+0,83	* ** 2+1			
Földtani vagyon			20			24,9	7,2	9,0

● A mérések főként a környezet geofizikai eloszlását szolgálta

* Első utam

** Második utam

Tószokberénd

A prognózis és a megvalósult kutatás adatait a 2 táblázat mutatja. Ennek tartalmát a kutatási körülmények rendhagyó volta magyarázza. A sikeres Dv 4 sz és a felső-kréta fedő nélküli, kiemelkedett területére eső A 191 sz fúrás telepítésére a gravitációs térkép alapján, szeizmikus mérés nélkül került sor. A terület kutatásának a vártnál nagyobb mélységbeli települési viszonyokra visszavezethető befejezése után, a devecseri zóna mélyszakaszának kutatása jegyében telepített szelvényen, kiegészítő jelleggel újabb fúrás (Dv 5) mélyült. Ez ugyan igazolta az Ajkai Kőszén Formáció jelenlétét, de már gazdaságilag értékelhetetlen kifejlődésben. Ennek következtében a Dv 4 sz fúrás alapján becsült vagyon nagysága csökken és egyúttal a területet – a relatív kiemeltség ellenére – a zóna mélyszakaszához kellett sorolnunk.

Kolontár

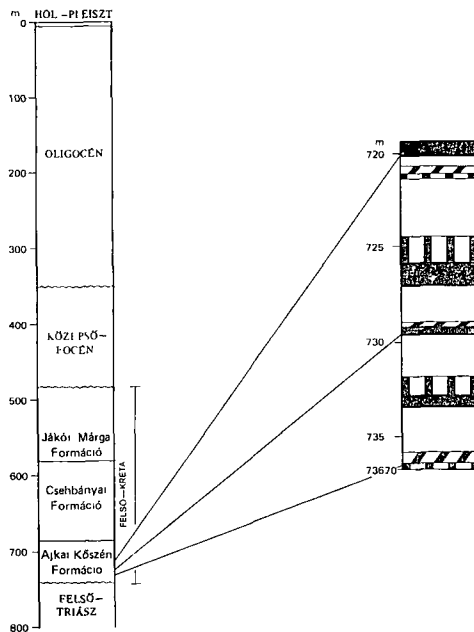
A kutatás indokoltságát az Ajkához való közelségen túlmenően a bauxit-kutatás során igazolt, de részben aláfajtott és a bányászat számára leírt, de szerencsés esetben részben megmenthetőnek vélt vagyon adta. Gyakorlatilag a tószokberéndi kutatással egyidőben vette kezdetét a kolontári terület kutatása is. Az első fúrás (Kol 19) telepítéséhez ezúttal is csupán a gravitációs előkészítés eredményei álltak rendelkezésre. A telepcsoportból származó fúromagok látványa a leggyakorlottabb bányászati szakemberek számára is lelkesítő volt, míg a minősítő vizsgálati eredmények lesújtóak. Nehezítette a helyzetet, hogy a vastag, kavicsos oligocén rétegsor miatt az előkutatás során alkalmazott legnagyobb fajlagos sűrűségű, robbantásos szeizmikus mérések szinte értékelhetetlen eredményt szolgáltatottak. A szeizmikus szelvény alapján kitézett Kol 20 sz fúrásban nagy valószínűséggel tektonikus a kontaktus a felső-kréta és a felső-triász képződmények között. A Kol 21 sz fúrás viszont egyértelműen a telepcsoport elmeddülő szakaszát harántolta. A prognózis és a kutatás adatait a 3 táblázat mutatja.

A kutatási volumen mértéke lényegtelen különbséget mutat a tervezett adatokhoz viszonyítva, annál nagyobb viszont a prognosztizált és az igazolt

3 táblázat — Table 3

A kolontári terület fontosabb előkutatási terv- és tényadatai
Major planned and factual data of prospecting in the Kolontár area

	Terv			Tény				
	km	db	mennyiség (Mt)	km	db	mennyiség (Mt)	legvastagabb telep (m)	átlag-sűrűség (Mj/kg)
Szeizmikus mérés	6,5	2		5,7	3			
Fúrás	1,3	2		1,7	3			
Földtani vagyon			30			2,0	1,9	10,43



2. ábra A Kislód K1 164 sz. fúrás áttekintő ietogoszlopa (MÉSZÁROS J. nyomán)
A jelkulcsot lásd a 6. ábránál

Fig. 2 Simplified geological log of borehole Kislód K1 164 (After J. MÉSZÁROS)
For the legend, see Fig. 6

A fenti négy reménybéli terület eredménytelen lezárása a kutatásban érdekeltek hangulatát a korábbiaknál is ingerültebbé tette. Fennállt annak veszélye, hogy a kutatás kapkodássá fajul. Ezt a hatást erősítette az a körülmény is, hogy még 1979 folyamán pótlólag elkészítettük Ugod — Bakonyjákó környékének kőszénprognózisát, valamint a teljes felső-kréta területre kiterjedő prognózis összesítést és újraértékelést. Ennek során toroltuk a reménybéli területek sorából a Csehbánya — Farkasgyepu területet, amelyre a prognózisban a várható vagyion megjelölése nélkül mindössze 3 km szeizmikus szelvényt és 0,3 km kutatófúrást terveztünk. Az ugod — bakonyjákói területet is csak végső esetben javasoltuk két fúrás erejéig megkutatni, minthogy összesen 8 millió tonna földtanilag vagyont mertünk ide prognosztizálni. Szerencsére az újabb kutatás beindulásával a hangulat hamarosan ismét bizakodóvá vált.

Sumeg — Ukk — Nemeshany

Az előző sikertelen kutatások azzal a hátránnyal is jártak, hogy az utolsó, legnagyobb kiterjedésű (90 km²), a prognózisban két részterületre oszló reménybéli területen ugyancsak egyidőben kezdődött meg a szeizmikus felmérés és a fúrások kutatás. Az első fúrások konkrét kitézéséhez immár sokadszor ismét csak a gravitációs felmérés eredményei szolgáltak alapul. A későbbiek folyamán azonban, az immáron vibrációs technikával megvalósított szeizmi-

vagyion közötti különbség, amely mind abszolút, mind relatív értékét tekintve itt a legnagyobb.

Kislód-É

A kolontári kutatással egyidőben (1981-ben), újabb szeizmikus mérések nélkül (számos ellenkező ellenére) kényszerultunk a reménybéli terület egyetlen fúrásának (K1 164 sz. fúrás, 2. ábra) telepítésére. Ahogy konkrét adat hiányában a prognózis készítésénél, úgy a fúrás kitézésénél sem lehettünk biztosak abban, hogy a fúrás egyáltalán felső-krétát harántol-e majd, s abban különösen nem, hogy benne lesz-e az Ajkai Kőszén Formáció is. A szeizmetikus adatok, bár szerények, igazolták várakozásunkat, amint ez a 4. táblázatból is kiténik.

A kőszéntelep települési mélysége a várakozást jelentősen meghaladja, s bár a szerkezetet sem ismerjük pontosan, joggal tételezhető fel, hogy az eredeti prognózisban foglalt koncepcióval szemben a terület a devocseri zóna mélyszakaszának viszonylag sekélyebb helyzetű részét képezi.

4 táblázat — Table 4

A Kislőd É-1 terület fontosabb előkutatási terv- és tényadatai
Major planned and factual data of prospecting in the Kislőd N area

	Terv			Tény				
	km	db	mennyiség (Mt)	km	db	mennyiség (Mt)	legvastagabb telep (m)	átlagminőség (MJ/kg)
Szeizmikus mérés	6,5	1		—	—			
Fúrás	1,1	2		0,7	1			
Foldtani vagyon			10,0			9,9	1,6	17,7

kus reflexiós mérések egyre inkább igazolták a várakozást. A viszonylag nyugodt területen rendre mutattak ki vastag, hosszasan elnyúló reflexiós kotegeket, első ízben — szerencsére a legfontosabb területen — szolgáltatva igazán megbízható alapot a fúrásponatok kijelöléséhez. A szeizmikus szelvények értékeltségéhez szükséges hosszú átfutási idő lerövidítésére az ELGI geofizikai egyre gyakrabban vetették be a multifrekvenciás elektromágneses szondázást, amely a szeizmikus mérésekkel szemben azonnal bemutatható eredményt szolgáltatott (Hozzá kell azonban tenni, hogy részben az egyes szelvényeken belüli kontinuitás hiánya, részben egyéb okok miatt a módszer a geológusok bizalmát eddig nem tudta igazán megnyerni.) A prognózis és a kutatás adatainak egybevetését az 5 táblázaton adjuk.

5 táblázat — Table 5

A sumeg—ukk—nemeshanyi terület fontosabb előkutatási terv- és tényadatai
Major planned and factual data of prospecting in the Sumeg—Ukk area

	Terv			Tény				
	km	db	mennyiség (Mt)	km	db	mennyiség (Mt)	legvastagabb telep (m)	átlagminőség (MJ/kg)
Szeizmikus mérés	15,2*	2		87,0	8			
Fúrás	3,0	7		5,0	9			
Foldtani vagyon			90			142,0	1,2	11,7

* Császár G. 1984-ben publikált adatai között a revideált érték szerepel.

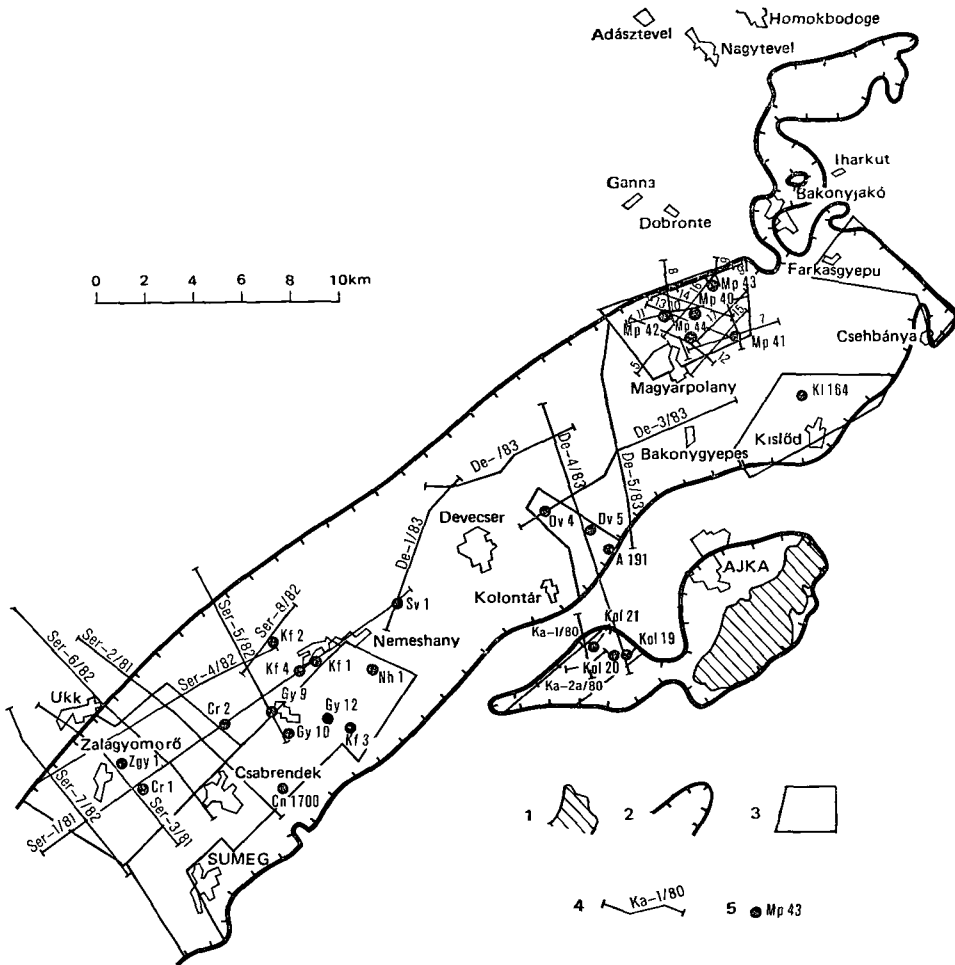
Az egyes volt reménybéli területek becsult és az előkutatás során igazolt vagyonértékei közötti viszony változó. A túlbecsléstől (Kolontár, Magyarpolány), az egybeesésen át (Kislőd), az alábecslésig (Tósokberénd, Sumeg—Ukk—Nemeshany) változik a kép, ami egészében kiegyensúlyozottnak mondható. Sumeg—Ukk—Nemeshany területével kapcsolatban mégis magyarázatot kell adni két dologra. Az egyik a prognosztikus terület és a megkutatott terület bizonyos mérvű eltérése, a másik a prognosztikus vagyonnak a területhez mért viszonylagosan szerény volta. Az első kérdés magyarázatát az a körülmény adja, hogy prognosztikus területként a felső-kréta bázisának a — 500 m fölötti helyzetű tartományát jelöltük, az akkori igényt jelentő felszíntől számított 500 m-rel szemben. A második kérdéssel kapcsolatban óvatosságra intett benünket az 1950-es évek lényegében sikertelen kutatása továbbá az a tény, hogy a zóna egészéből mindössze egyetlen igazán biztató adatot ismerünk. Ez a Dv 3 sz. fúrás, amely egyrészt meglehetősen messze esett a terulettől, másrészt a zóna mélységszakaszában helyezkedik el. Az előkutatás végére szinte optimális körülmények alakultak ki a kutatásban közreműködő kutatóhelyek (ELGI, Veszprémi Szénbányák, OFKfV, MÁFI) között. A Veszprémi Szénbányák azonban — a bányászat szempontjából érthető módon — hatalmas elánnal hajtotta tovább a kutatást, aminek következtében az egykori reménybéli területnek alig több mint a feléről kényszerültünk jelentést készíteni. Azonban még itt is sorra mélyultek az előkutató fúrások, amikor rekord idő — két hónap — alatt elkészülve, 1983 márciusában átadtuk a jelentést a KFH-nak.

Ma már elmondható, hogy az előkutatás eredményeként becsult vagyon mennyisége a későbbi fázisok során csupán lényegtelen mértékben módosult.

A devecséri zóna mélyszakusza

A kutatási program megvalósításával párhuzamosan a kőszénbányászat számára technikai szempontból egyre nagyobb mélységek váltak elfogadhatóvá, s ugyanakkor az is egyre nyilvánvalóbbá lett, hogy a csabrendek—gyepukaján—káptalanfai, valamint a magyarpolányi terület az egykori hatalmas kőszénláp rendszer vastagtelepes kifejlődésének két, kiemeltebb helyzetű „vége”. Az eredeti program ugyan nem tartalmazta, de a fenti okok, valamint a területen való kutatói jelenlét indokoltá tette, hogy erről a mélybezokkent területről a — későbbi népgazdasági tervhez szükséges — minimális ismereteket megszerezzük. E cél elérését szolgálta a fenti két terület egy-egy szeizmikus szelvényének a medence tengelyében újabb szelvényekkel való egybekapcsolása (Ser-10, De-1—2—3), valamint az egyetlen harántirányú szelvény (De-4) telepítése is (3. ábra). Az előző szelvény célja emellett még a gravitációs képből ismert kolontár—káptalanfai szerkezet nagyságának és jellegének megismerése is volt. Legnagyobb megdöbbenésünkre a több száz méteresre becsult, valószínűleg horizontális komponenssel is terhelt vető környezetében az akkori szeizmikus szelvényeken az erőteljes reflexiók semmiféle változást nem mutattak.

A De-1/83 jelű szelvény értékelhetetlen voltát jelzi a szelvényen telepített Somlóvásárhely Sv 1 sz. fúrás (4. ábra), amely (1441,7 m-ben), — több száz méterrel a tervezett szint alatt — érte el a felső-kréta bázisát, a jura Kardosréti Mészki Formációt. A fúrással egyrészt arról kívántunk meggyőződni, hogy a jelzett nagy vető menti horizontális elmozdulás mértéke nem haladja-e meg az Ajkai Kőszén Formáció elterjedési szélességének — vagyis a kőszénláp



3 ábra Megvalósult előkutatás a felső-kréta prognosztikus területeken

1 Az ajkai bányaterület, 2 az Ajkai Kőszén Formáció elterjedési határa (1979 decemberi állapot), 3 reménybeli területek (1979 évi állapot), 4 szeizmikus szelvény nyomvonal, 5 az előkutatási fúrás furása

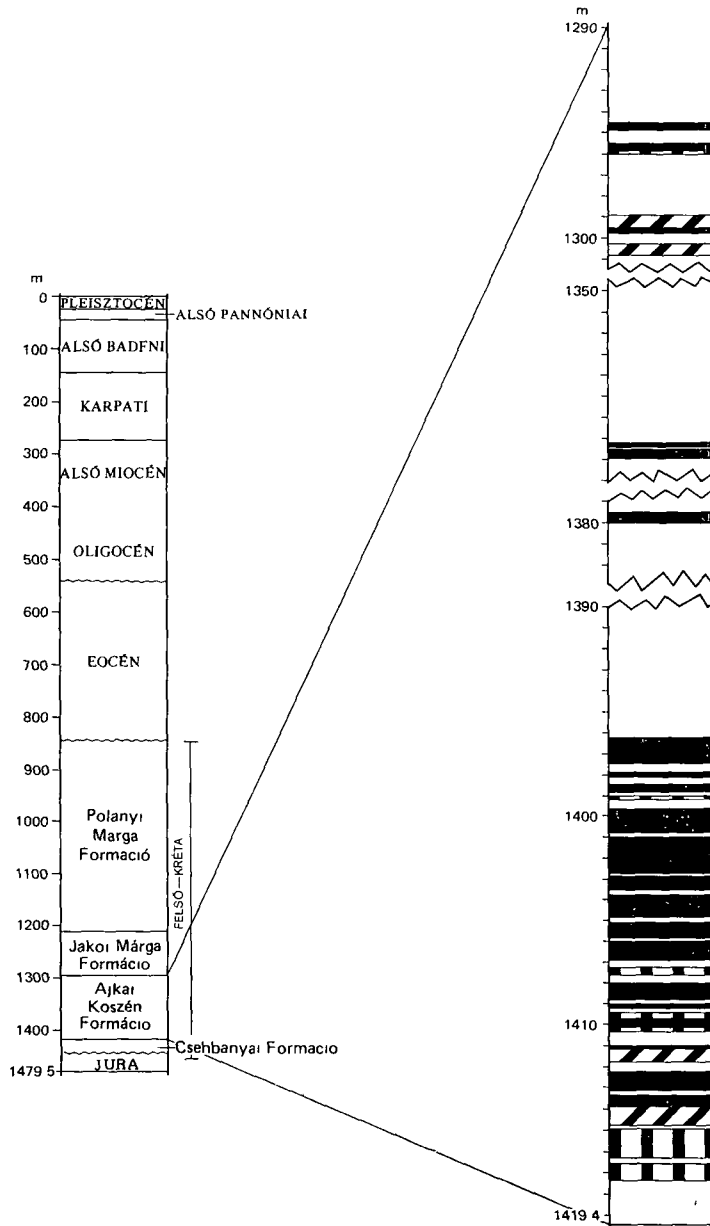
Fig 3 Completed prospecting in prospective Upper Cretaceous coal areas

1 Ajka mine area, 2 boundary of extension of the Ajka Coal Formation (as of December 1979), 3 prospective areas (as of 1979), 4 trace of seismic profile, 5 borehole drilled for prospecting

zónájának — felét (a fúrás a zóna tengelyében települt), másrészt arról, hogy egyetlen hatalmas kiterjedésű kőszénlápra, avagy részmedencékre kell-e számítanunk Természetesen fontos volt a valóságos mélységi viszonyok megitélése is A fúrás adataiból ezekre a kérdésekre kedvező válasz adható

1 A horizontális elmozdulás mértéke aligha éri el az 1 km-es nagyságot.

2 Minden valószínűség szerint a devecseri zónában nagy kiterjedésű, részmedencékre nem, vagy csak részben tagolódo, egységes kőszénlappal rendelkező rétegsor települ Ez a feltételezés azonban még igen messze van a bizonyosságtól Ezért javasoltuk az 1984-ben megismételt előkutatási összefoglaló



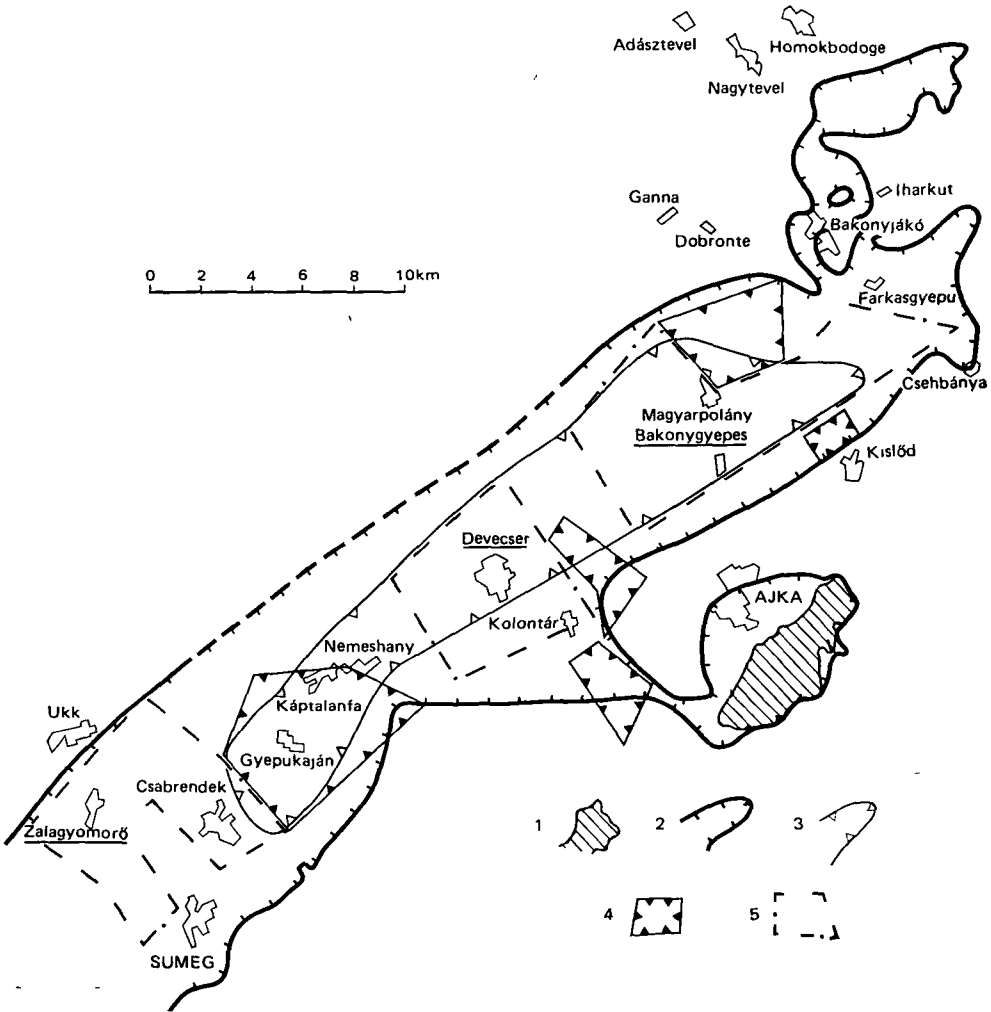
4 ábra A Somlóvásárhely Sv 1 sz. fúrás áttekintő rétegoszlópa
(SELMECZI I, BERNHARDT B és PARTÉNYI Z alapján)

A jelkölcsöt lásd a 6 ábránál

Fig 4 Simplified geological log of borehole Somlóvásárhely Sv 1
(After I SELMECZI, B BERNHARDT and Z PARTÉNYI)

For the legend, see Fig 6

értékelésünkben a mélyzóna minimális mérvű geofizikai megkutatását, és az annak alapján pontosított modell ellenőrzését két fúrással. A kőszénvagyon nagyságára vonatkozó fejtegetésekkel már több jelentésben és kutatási javaslatban, valamint egy cikkben (Császár G. 1984) foglalkoztunk. Erről ezúttal csupán annyit, hogy a földtani vagyon kedvezőtlen esetben is meghaladhatja a félmilliárd, de kedvező esetben elérheti az 1 milliárd tonnát is. Az Ajkai Kőszén Formáció bázisa a felszín alatt 700–1800 m mélység között várható, de nagyobb



5 ábra Felső-kréta reménybeli területek (1985 évi értékelés)

1 Az ajkai bányaterület, 2 az Ajkai Kőszén Formáció elterjedési határa (1984 évi állapot), 3 az Ajkai Kőszén Formáció vastagteleges kifejlődése, 4 a lezárt elokészítő fázisú kutatások területe, 5 reménybeli területek

Fig 5 Upper Cretaceous prospective coal areas (evaluation of 1985)

1 Ajka mine area, 2 areal extent of the Ajka Coal Formation (as of 1984), 3 Ajka Coal Formation represented by thick coal seams, 4 area of completed prospecting, 5 prospective areas

bik része valószínűleg meghaladja az 1000 métert. Az ELGI-vel közösen kidolgozott és a Veszprémi Szénbányák szakembereivel is egyeztetett kutatási javaslat lényegét az 5. ábra tartalmazza. A javaslat napirenden tartása nem a kérdés erőszakolása, pusztán annak az izgalmi állapotnak a kivételése, amely bárkit a hatalmába keríthet, ha ilyen hatalmas vagyoni lehetőségével kerül szembe! A döntés a sok szempontot mérlegelő gazdasági szakemberek dolga.

További előkutatási javaslatok

A kutatási szempontból reménytelen helyzetűnek látszó devecseri zóna mélyszakasza mellett szót kell ejteni az előkutatással le nem zárt reménybeli területek kérdéséről.

1. A sumeg—ukk—nemeshanyi egykori reménybeli terület Ny-1 felől mindössze a Zalagyomoró 1 sz. (1981) — a csabrendeki területhez képest az Ajkai Kőszén Formációban komoly fáciesváltozásra utaló — kőszénkutató fúrás mélyült (6. ábra). A rétegoszlopból is látható, hogy a változás összességében kedvezőtlen irányú, de a terület nagyságát (30 km²) figyelembe véve nem lehet kizárni, hogy a viszonylag kis mélységben elhelyezkedő Ajkai Kőszén Formáció ipari szempontból is figyelemre méltó telepet vagy telepeket tartalmazzon. A változási tendencia különleges eleme, hogy az alsó, rendszerint értékes telepcsoport romlásával a felső telepcsoport javulása jár együtt. A területnek, a reménybeli területek közül történő egyértelmű torléséhez néhány km szeizmikus szelvény és minimálisan három fúrás telepítése szükséges, nem zárva ki a hasznos találat lehetőségét sem.

2. Megfontolás tárgyát képezheti a Magyarpolány térségében folytatott kutatás újraértékelése is. Lehetséges a szeizmikus szelvények alapján — az eredeti koncepcióval szemben —, hogy az ún. magyarpolányi rogot DNy és Ny felé nem egy erőteljes vető zárja le, hanem az aljzat lassan mélyül, miközben a telepek egyre kedvezőbb adottságúakká válnak. A legnyugatibbi fúrásban (Mp 42) a legvastagabb telep talpmélysége 649 m, vastagsága 3,3 m.

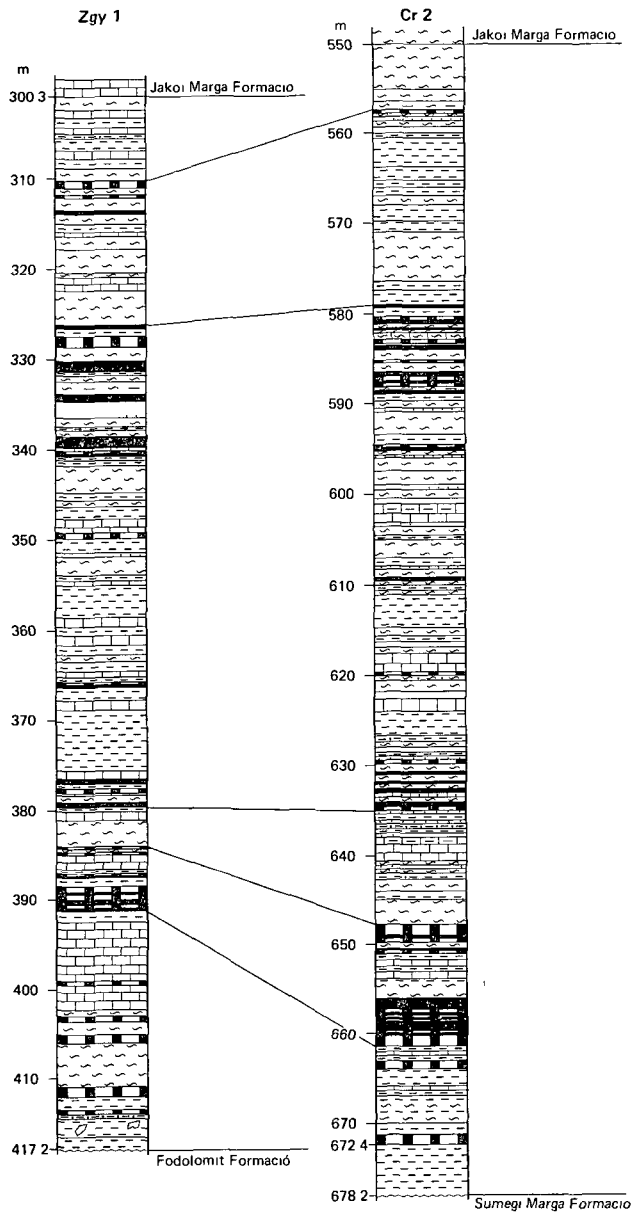
3. Az energiában és beruházási javakban egyaránt szűkülő utóbbi évek arra kényszerítették a szénbánya vállalatokat, hogy keressék a lehetőségét a bár kis vagyonú és akár gyengébb minőségű, de kulfejtéses bányászatra alkalmas lehetőségek felkutatására. A felső-kréta kőszén tekintetében a legreménytelibb (talán egyetlen) lehetőséget az Ugod melletti hamuházi előfordulás jelenti. A M. Áll. Földtani Intézet részéről 1986 nyarán PARTÉNYI Z. reambulálta a területet és egyúttal két kézfúrást is mélyített (10,6 m és 8,8 m), melyekkel a kérdés megbízhatóan nem zárható le.

6. ábra A Zalagyomoró Zgy 1 és a Csabrendek Cr 2 sz. fúrás Ajkai Kőszén Formációjának összehasonlítása

1 Agyag, agyagmárga, 2 márga, 3 mészmárga, mészkő, 4 homokkő, 5 aleurit, 6 szenes agyag, márga, 7 agyagos, márgás barnakőszén, 8 barnakőszén, 9 aleuritos márga, 10 dolomitbreccsa

Fig. 6 Comparison of the Ajka Coal Formation of borehole Zalagyomoró Zgy 1 and Csabrendek Cr 2

1 Clay, claymarl, 2 marl, 3 calcareous marl, breccia, 4 sandstone, 5 siltstone, 6 carbonaceous clay, marl, 7 clayey, marly browncoal, 8 browncoal, 9 silty marl, 10 dolomite breccia

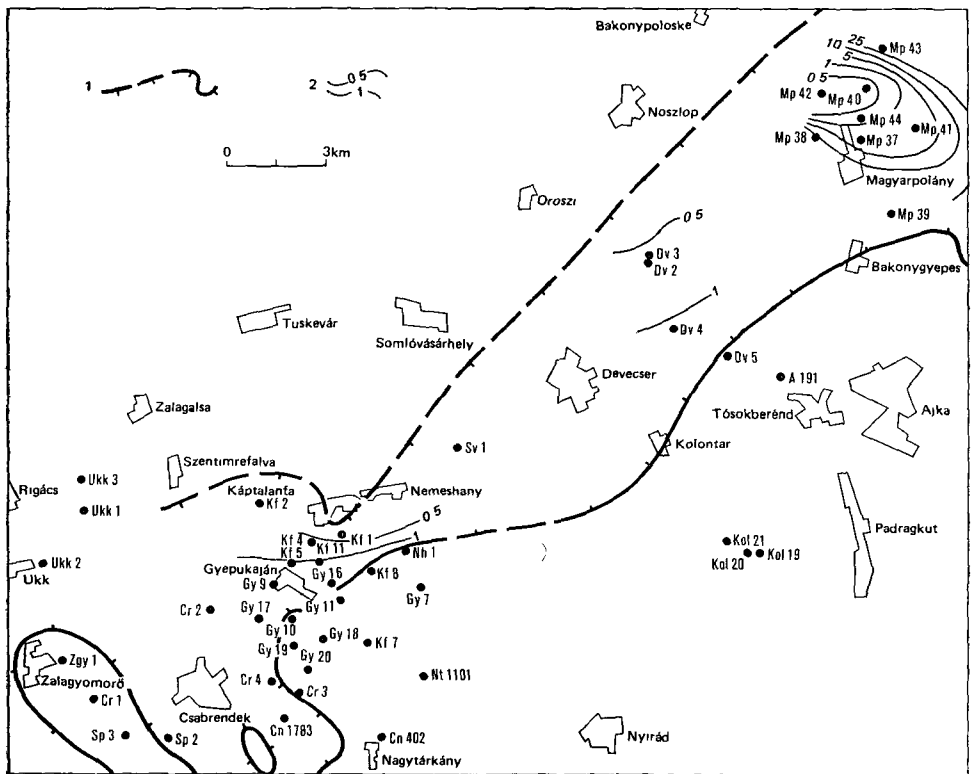


Paleogeográfiai és kőszénláp rekonstrukciós vizsgálatok

A szisztematikusan végzett és a felső-kréta képződmények elterjedési területének jelentős részét felolelő kőszénkutatás soha nem látott lehetőségeket kínált a felső-kréta uledékciklus legérzékenyebb tagjainak, a Csehbányai és az Ajkai Kőszén Formációnak ilyen irányú vizsgálatára. A későbbiekben részletezendő komplex vizsgálatok ugyan a felső-kréta kutatás menetét legfoljebb csak a mélyzóna esetében befolyásolhatják, de az itt megszerezhető tapasztalatok általános kőszénlapi konzekvenciák lehetőségével kecsegtetnek, melyek a tudományos értékek mellett még a hazai kőszénkutatás számára is szolgálhatnak hasznosítható összefüggésekkel, főként a prognózis készítés során.

A Dunántúli-kozéphegység felső-kréta paleogeográfiai rekonstrukciójának gondolati elemei már az 1960-as évek elején megjelentek (KÖPEK G 1961). A palynológiából kiindulva új elemekkel gazdagította az ősfoldrajzi képet GÓCZÁN F (1973), a térképi megfogalmazás HAAS J és EDELENYI E (1979) nevéhez fűződik.

A kőszénláp-monográfia és az ősfoldrajzi rekonstrukció elkészítésére szer-

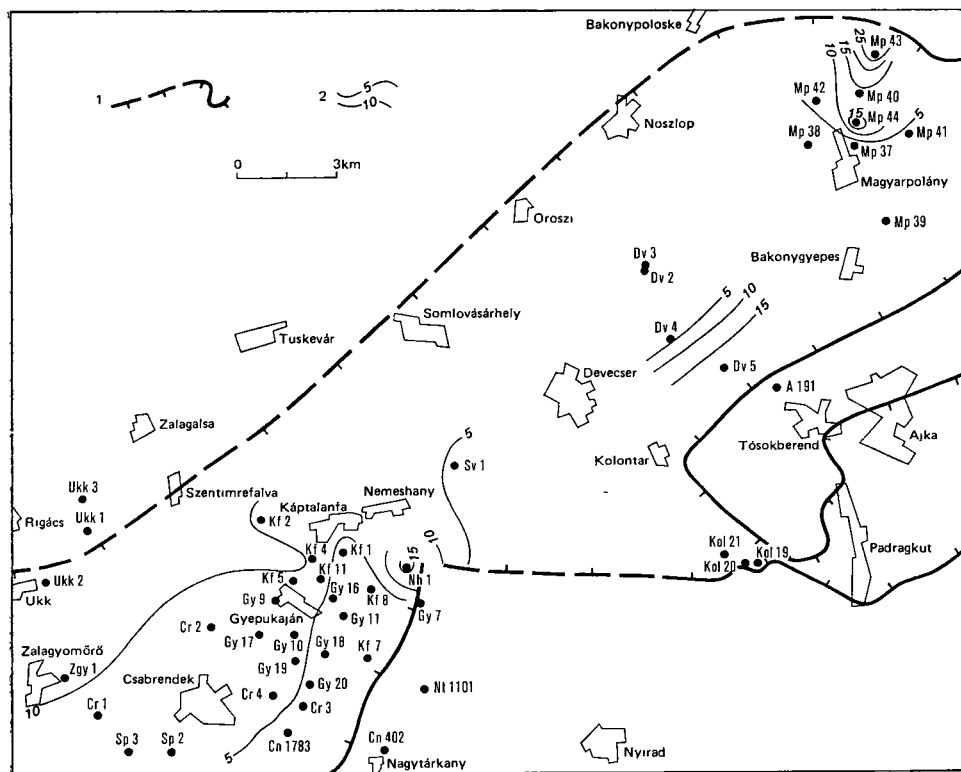


7 ábra A tarka/szürke színű retegek arányának eloszlása a Csehbányai Formációban
1 A Csehbányai Formáció elterjedése, 2 a tarka/szürke retegek arányának eloszlása

Fig 7 Distribution of variegated versus grey beds within the Csehbányai Formation
1 Extension of the Csehbányai Formation, 2 Distribution of variegated versus grey beds

veződött csoport az adott-célt-kétféle-megközelítéssel kívánja elérni. Az egyik módszer a terepi vagy makroszkópos megfigyelési adatok térképi ábrázolása, ún. ősfoldrajzi vonatkozású térképek szerkesztése. A hivatalosan — bár földrajzi és földtani szempontból helytelenül — Ajka II területnek elkeresztelt gyepukajáni területéről szóló 1984 évi jelentéshez már mellékelünk az előkutatási adatok felhasználásával szerkesztett ilyen típusú térképvázlatokat, melyek a Csehbányai Formáció, ill. az Ajkai Kőszén Formáció fácies jellegének területi változását, s egyúttal bizonyos ősfoldrajzi sajátosságokat tükröznek.

A térképen ábrázolt izovonalak a terepi dokumentációban szereplő megfelelő képződmények fúrásokénti vastagsági arányából szerkeszthetők. A tarka/szurke rétegek vastagságainak arányát bemutató 7. ábra lényegében a szárazulati és a vízzel borítotttsági periódusok viszonyának területi alakulásáról ad képet. Eszerint — a várakozással ellentétben — a tarka rétegek vastagsága Magyarpolánynál, Káptalanfánál, sőt Devecsernél is ÉNy-i irányban csökken. A szénultsági index térképe (8. ábra) az erősen reduktív közegű kőszénláp el-



8. ábra A nem szénés/szénés rétegek arányának eloszlása az Ajkai Kőszén Formációban
1 Az Ajkai Kőszén Formáció elterjedése, 2 a nem szénés/szénés rétegek arányának eloszlása

Fig. 8 Distribution of the noncarbonaceous versus carbonaceous beds within the Ajka Coal Formation

1 Extension of the Ajka Coal Formation, 2 distribution of the noncarbonaceous versus carbonaceous beds

terjedését, ill felületi változását szemlélteti. A nem szenes/szenes rétegek vas-tagságának aránya Magyarpolánynál D-1, Zalagyomoró—Káptalanfa között D-1, DK-1, míg Devesernél ÉNy-1 irányú novekedést mutat.

Ugyancsak makroszkópos megfigyelésekre építve hasonló térképeket szerkesztettünk még mindkét formációra vonatkozóan a pelit és az annál durvább frakció uledékének arányából, de elkészíthetők ezek a karbonáttartalomra vagy más uledékek arányára vonatkozóan is. Ez utóbbi változat már átmenetet mutat a laboratóriumi eredmények térképi megjelenítése felé, amennyiben a karbonát-elemzési eredmények az egyes fúrások adott formációra rétegenként is elvégezhetők, így arányok számolására is alkalmassá válnak.

Eddig nem esett szó, de természetesen a makroszkópos megfigyelések egyes elemeinek eloszlása onállóan is ábrázolható térképen, és ez is beletartozhat a tágabb értelemben vett fácies-térképek csoportjába. Még inkább érvényes ez a megállapítás a laboratóriumi vizsgálati eredményekre.

Az előkutatás során rendszeres vizsgálatokat végeztünk palynológia (SIEGLNÉ FARKAS ÁGNES), paleophytológia (-karpológia) (RÁKOSI LÁSZLÓ), Ostracoda (MONOSTORI MIKLÓS), makrofauna (MÓRÁNÉ CZABALAY LENKE), szénközettan (ELEK IZABELLA), karbonát- és szemcseelemzés (LECHNER MÁRIA), röntgen (VICZIÁN ISTVÁN), termoanalízis (RIMANÓCZY LÁSZLÓNÉ), mikromineralógia (RAVASZNÉ BARANYAI LÍVIA), geokémia (CSALAGOVITS IMRE), szerves geokémia (VETŐ ISTVÁN).

A kutatás során az egymástól mintegy 10—12 km távolságban mélyült ajkai, deveseri, magyarpolányi, csabrendeki és gyepukajáni fúrások (6 táblázat) rétegsorának sokoldalú anyagvizsgálata az Ajkai Kőszén Formációnak nemcsak a biosztratigráfiai tagolását és az egyidejű képződmények párhuzamosítását tette lehetővé, de az egykori környezet tér- és időbeli nyomozását is (GÓCZÁN F. et al. 1986). Lehetőség nyílt a SIEGLNÉ FARKAS Á. által meghatározott három palynosztratigráfiai egységben a „B/C” zónahatár időszintjében, a „C” dominancia-zóna idején és a „C/D” zónahatáron az egykori kőszénlápok környezeti viszonyainak, azok tér- és időbeli változásainak felvázolására is.

Ennek kapcsán megállapítható, hogy a „B/C” zónahatár időszintjében az egymástól keskeny hátsággal elválasztott *ajkai és deveseri—magyarpolányi részmedencében* közel azonos környezeti viszonyok uralkodtak: az uledékgyűjtők 1—2 m mély édesvízzel borítottak, az iszapos aljzatú biotópban a sima héjú csigák és kagylók (Pyrgulifera, Cyrena és Melania) domináltak, a környező szárazulatokról pedig a *Helix* és a *Strophostoma* csiga házak sodródtak be areális erózióval.

A trópusi monszun klímában a páfrányos aljnövényzetű, uralkodóan a Normapollis csoport pollenit termelő erdő folyamatosan biztosította a kőszén alapanyagának felhalmozódását a mocsárlámpban. RÁKOSI L. vizsgálatai szerint ebben az édesvízi mocsárlámpban fellelhetők a Chara-félék és a Marsilia-ceae vízipáfrány képviselői is. Az uralkodóan karbonátos környezetű részmedencék szervesetlen uledékét a karbonát- és agyagásványok adják. Ez előbbieket zome kalcit, a dolomit alárendelt. Az agyagásványok ebben az időben különböző dúsulásokat mutatnak. VICZIÁN I. és RIMANÓCZY L. -NÉ vizsgálatai szerint a zárt ajkai részmedencében a környező szárazulatok lateritesedett mállástermékéből származó kaolinit dúsulása jellemző, a nyitottabb gyepukajáni—csabrendeki uledékgyűjtőben pedig a feltehetően savanyú tufa mállástermékének tekinthető, magas montmorillonit-tartalmú asszociáció dominál. A többi

6 táblázat — Table 6

A vizsgált felső-kréta furások
The studied boreholes drilled into Upper Cretaceous deposits

	1	2	3	4	5	6	7	8
Ajka								
A 160					+			
A 163					+			
A 164	+							
A 165		+						
A 166		+						
A 167	+		+					
A 177			+					
A 181	+							
Ármin	+	+		+	+			
Jókai								+
Kossuth				+				
Padiag				+				
Bakonyjáció								
Bj 22			+					
Bj 24			+					
Bj 26			+					
Bj 130	+							
Bj 132	+							
Csabrendek								
Cn 931			+					
Cn 934			+					
Cr 1	+		+					
Cr 2	+	+		+			+	
Devecser								
Dv 3			+					
Dv 4	+		+	+				
Farkasgyepű								
Fgy 12				+				
Gyepűkarán								
Gy 3	+		+					
Gy 9	+	+	+	+	+	+	+	+
Gy 12		+						
Gy 15		+				+		
Gy 16						+		

6 táblázat (1. folyt.)

	1	2	3	4	5	6	7	8
Homokbodge								
Hb 7	+							
Káptalanfa								
Kf 1	+	+	+	+	+	+	+	+
Kf 2	+	+	+		+	+	+	
Kf 4				+		+		
Kf 5						+		
Kf 6		+						
Kf 7						+		
Kf 13.		+			+			
Kislod								
Kl 164				+				
Magyarpolany								
Mp 37			+	+				
Mp 38	+	+	+		+			
Mp 39	+							
Mp 40	+		+	+			+	
Mp 41	+			+				
Mp 42	+		+	+			+	
Mp 43				+				
Mp 44				+	+			
Nagygorbo								
Ng 1			+					
Nemeshany								
Nh 1	+	+	+	+	+	+	+	+
Padragkut								
Pa 5		+	+					
Pa 7			+					
Somlóvásárhely								
Sv	+	+	+	+	+		+	

6 táblázat (2 folyt.)

	1	2	3	4	5	6	7	8
Sumeg								
• Sp 1			+					
Sp 2		+	+					
Sp 3			+					
Sut 7			+					
Sut 18			+					
Sut 19			+					
Tapolcafő								
T 1			+					
Ugod								
Ug 27	+							
Ug 35			+					
Ug 45	+		+					
Vinár								
Vi 1	+							
Zalagyomoró								
Zgy 1	+	+						

1 Palynológia, 2 paleokarpológia, 3 malakológia, 4 szénkőzettan, 5 DTA+RTG, 6 színkép, 7 szerves geokémia, 8 karbonát-tartalom és szemcsooszetűtel

részmedencében a szemektit és kaolinit változó arányával találkozhatunk. A ritkafém-tartalom — CSALAGOVITS I. szerint — ebben a karbonátos háttérben nem éri el az uledékes kőzetek átlagát. Relatív feldúsulás csupán a molibdén esetében figyelhető meg, de itt ez is erősen változó.

A palynológiai „C” zóna idején az ajkai és a devecser—magyarpolányi részmedencék környezeti viszonyaiban az előző időszinthez és egymáshoz viszonyítva is jelentős változás következett be. MÓRÁNÉ CZABALAY L. malakológiai vizsgálatai az ajkai és a devecseri uledékgyűjtőkben időnként már mezo-halin sótartalmú, 2–3 m mélységű vízborítást jeleznek, helyenként cerithiumos—dejanirás társulásokkal. MONOSTORI M. szerint az Ostracoda fauna hasonló szalinitást mutat. RÁKOSI L. ebben a zónában jelzi először az Azolla maradványok megjelenését, amelyek dominanciája a „D” zónára esik. SIEGLNÉ FARKAS Á. palynosztratigráfiai vizsgálatai a magyarpolányi uledékgyűjtőben ugyanakkor egy É—D-1 irányú intenzív folyóvízi feltöltődés megindulását igazolják. Ez a folyamat a „C” zónában a magyarpolányi térségben a mocsárláp teljes feltöltődését eredményezte, és elérte a devecseri részmedencét is, amelyben rövid időre megszakította az eddigi sullyedéssel lépést tartó szervesanyag-akkumulációt.

Az agyagásványok között ekkor már a távolabbi lehordási területekről áthalmazott, kevésbé mállott illit dominál. A mezohalm közegben képződött kőszéntelepek anyagában a ritkafémek közül a bórtartalom mutat emelkedő tendenciát az előző limikus telepekéhez viszonyítva (CSALAGOVITS I.)

A „C/D” zónahatár időszintjében ismét változik az őskorvezeti kép. Az uledékgyűjtők fejlődésében döntő változás következett be. Az Ajkai Kőszén Formáció kifejlődési területének egészére fokozatosan benyomul a tenger: Ez a folyamat újabb területeken teremt meg a kőszénlapi környezetet, és az eddigi részmedencéket egy tengerpart menti lagunáris, mangrove mocsaras környezetté alakítja. A flóra- és faunakép ebben az időszintben a legegységesebb: a víz brachyhalin. Mélysége a parti régiók pirenellás—*cardiumos* társulási helyein elérte az 5–6 m-t, a mélyebb mocsarakban, a *Glauconia*—*Cardium*—*Cytherea* nemzetségek és a *Chionia* fúrószivacs életterében — MÓRÁNÉ CZABALAY L. szerint — 10–12 m is lehetett. A részmedencék parti régiót a Hungaropolis dominanciájú *Acrostichum aureum* rokonságú mangrove mocsárerdő borította. Ekkor keletkeztek az Ajkai Kőszén Formáció utolsó kőszéntelepei, amelyek a teljes kifejlődési területen egységesen paralikus jellegűek. Ezekben a pelites—agyagos uledékgyűjtőkben a szmektit + illit agyagásvány asszociáció dominál, megközelítve az átlagos tengeri uledékekre jellemző összetételt (VICZIÁN I., RÍMANÓCZY L.-NÉ).

A kőszéntelepek ritkafém-tartalomban mind a Mo, mind a B relatív dúslása itt éri el a legmagasabb átlagértéket, jelezve a tengeri környezettel való kapcsolatot (CSALAGOVITS I.)

Míg az ajkai és deveseri uledékgyűjtőkben ez a környezeti kép rajzolódik ki, addig a magyarpolányi területeken még mindig folyóvízi—szárazulati uledékfolhalmazódás az uralkodó. Ezen a területen az Ajkai Kőszén Formáció paralikus telepei sem fejlődnek ki. Ebben az uledékgyűjtőben a redukciós uledékképződést csak a tenger általános térhódítása hozta meg.

Az új kőszénmezőhöz tartozó *csabrendek-gyepukajáni részmedencét* az „A—B—C” zónák idején DNy-ről gátszerűen zárja le a Csabrendek 1 sz. fúrással feltárt felső-triász dolomit hátság, DK-ről pedig a jura, ill. felső-triász karbonátos képződményekből álló szárazulati térszín pereme szegélyezi (Nh 1 és Gy 3 sz. fúrás). Ennek az uledékgyűjtőnek környezeti viszonyai és fejlődési szakaszai csaknem azonosak az Ajkai-medencéével. Annyi különbség rögzíthető, hogy ebben az alsó-kréta aljzatú uledékgyűjtőben máris a palynosztratigráfiai „A” zónában redukciós uledékképződés folyt és így a műre való, vastag telepek anyagának akkumulációja már a „B” zóna korai szakaszában megkezdődhetett. Ezért az itt korábban kialakult kőszénlápok környezeti viszonyai — a sporomorpha-asszociációk dominancia viszonyai és a Mollusca-együttesek változásai alapján — az Ajkai-medencéhez hasonlóan alakultak. Az agyagásvány folhalmazódások szmektit—kaolinit összetételűek.

A palynológiai „C” zóna idején az aljzat fokozatos süllyedésével újabb területek kapcsolódnak be a mocsári környezetbe. A gátszerűen kiemelkedett csabrendeki triász rog (Cn 1 sz. fúrás) ebben az uledékgyűjtőben még mindig jól felfogja a fő áramlási irányból (ÉK—DNy) beáramló szerves anyagot, biztosítva a kőszén alapanyagának folyamatos felhalmozódását. MÓRÁNÉ CZABALAY L. elemzése alapján, a zóna középső szakaszában a sótartalom az oligohalimból a miohalm irányába növekedett. RÁKOSI L. viszont ugyanebben a környezetben jelzi a homokos aljzatú, tiszta vizet kedvelő *Chara* oogoniumok leggyakoribb előfordulását (Kf 1 sz. fúrás 665,5 m, 670,4 m, Nh 1 sz. fúrás

657,6 m, 662,1 m, 666,4 m, 674,3 m, 675,5 m, Sv 1 sz fúrás 1380,5 m, 1405,2 m, 1407,7 m, 1412,4 m), ami jelentős sótartalom növekedést nem igazol

A „C/D” zónahatár időszintjében már a „C” zónában jól funkcionáló csabrendeki triász gát is víz alá került, elveszítve eddigi szervesanyag-felfogó szerepét, és maga is a paralikus kőszénlápok tagjává vált (SIEGLNÉ FARKAS Á 1986)

A malakológiai vizsgálatok (MÓRÁNÉ CZABALAY L.) szerint ebben a környezetben a víz mélysége 2–10 m, a sótartalom meghaladja a 9%-ot. A makrofaunában a tuskés *Pyrgulifera inflata* és variánsai, továbbá *Cerithiumok*, *Cyclas-félék* és a *Hadraxon csingervallensis* egyedei dominálnak. SIEGLNÉ FARKAS Á palynológiai vizsgálatai a parti régióban itt is egy *Hungaropollis* dominanciájú, *Acrostichum aureum* rokonságú mangrove mocsárerdőt igazolnak, RÁKOSI L. pedig a mai trópusi—szubtrópusi területeken élő, mindössze 6 fajjal képviselt *Azolla* vízipáfrány makro- és mikroszporának dominanciáját jelzi. A sótartalom megítélése szempontjából jelentősnek tűnik az a tény, hogy ebből a zónából *Chara* termések még nem kerültek elő. Az agyagásványokra a szemektit+illit asszociáció jellemző, hasonlóan a tengeri uledékek átlagértékeihez (VICZIÁN I., RIMANÓCZY L.-NÉ)

* * *

Részletesebb paleoökológiai, fejlődéstörténeti elemzéshez, vagy az egyes telepek és köztes meddők egykori lágjainak felderítéséhez — csakúgy, mint a telepazonosításhoz nélkülözhetetlen jellemzők (makroszkópos, mikroszkópos, analitikai) meghatározásához — az eddigieknél részletesebb, célrányos mintavétel és speciális anyagvizsgálatok szükségesek.

Ahhoz, hogy mélyfúrásokkal harántolt kőszéntelepek bármelyikéből, vagy valamelyik bányavágatból vett kőszénminta genetikáját, telephez tartozását felismerjük, elengedhetetlen a részmedencénkenti legteljesebb kőszéntelepes rétegsorok sokoldalú anyagvizsgálata, amihez a telepeket réselővel vett darabmintákkal, a köztes meddőket pedig rétegenként, de 50 cm-nél nem vastagabb átlagmintákkal kell begyűjteni.

A kőszénmintákon az alábbi laboratóriumi vizsgálatokat ajánlatos elvégezni:

— *Kőszénkőzettani* (A kőszén mikroszkopikus alkotórészeinek megállapítására és keletkezési körülményeinek nyomozására.)

— *Palynológiai* A kőszén spóra, pollen, plankton tartalmának meghatározására, amiből — a palynosztratigráfiai karakterisztikák megállapításán túl — mind a vízben élt, mind a környező szárazulatokon tenyésző vegetációra, ezen keresztül a reliefre, a klímára, a parttávolságra, az uledékgyűjtőben érvényesülő redox viszonyokra stb. következtethetünk.

— *Szerves mikrofaciológiai* A növényi eredetű szervesanyag-tartalom relatív mennyiségéből, összetételéből, szemcsenagyságából, koptatottságából és bontottságából az egykori biotópra, a vízzel borítottságra, az uledék szállítási irányára és energiájára, a redox viszonyokra, a szénülés mértékére stb. következtethetünk.

— *Paleokarológiai* vizsgálat. Ennek tárgyát mindazok a növényi mikro-és mezo maradványok képezik, amelyek a kőszénből akár egyszerű iszapolással, vagy áztatással, esetleges savas vagy lúgos oldással kinyerhetők. Ilyenek lehetnek — többek között — a különböző virág vagy virágzat maradványok,

spóra és pollen halmazok (masszulák) algakolóniák és mindenekelőtt a különböző termések és magvak Ezek a maradványok sokkal kisebb korzetből, a lelőhelyhez közelebbi termőhelyről érkeznek, mint a spórák és pollenek Gyakran a helyben élt vegetációtól származnak, ezért az egykori környezet egyik, megbízható információ-hordozói

— *Mikro- és makrofauna* Elsősorban az uledékgyűjtő vízmélységéről, a víz sótartalmáról, áramlási viszonyairól, átvilágítottságáról, redox viszonyairól, az aljzat felépítettségéről, morfológiájáról stb adnak információt A mikrofauna csoportok közül elsősorban az Ostracodák sótartalom-érzékenységek következtében szolgáltatnak értékes adatokat A makrofaunából különösen a bentosz együttesek jó ökológiai indikátorok

— *Geokémiai vizsgálat* Elsősorban a nyomelemektől várhatunk használható, jellemző adatokat, mivel a kőszén alapanyagát szolgáltató növényi részek egyaránt tartalmazzák az egykori vegetáció nyomelem-specifikus tagjait és a lápból posztmortálisan adszorbeált mikroelemeket Ezek a komponensek pedig szukségképpen korrelálnak az időben változó vegetáció dominanciájával és a kőszénláp változó biotópjával

— *Kémiai elemzés* A kőszén különböző fajsúlyú komponenseinek hamujából, elsősorban a vitrint hamuja az egyes telepeken belül — az eddigi tapasztalatok szerint — viszonylag konstans értékeket szolgáltat

— *Redoxpotenciál és gerjesztett potenciál mérések* A kőszénből kapott értékek jól korrelálnak a kőszéntelepekte jellemző növényi összetevők adataival

— *Sugárzóanyag* Az adatok eloszlásából az uledékgyűjtőn belüli szállítási irányokra a medence morfológiai viszonyaira, a biotóp pH-viszonyaira, geokémiai változásokra következtethetünk

— A kőszén meddőkből a mári felsorolt őslénytani és geokémiai vizsgálatokon kívül a környezeti viszonyok megismeréséhez jól használható adatokat nyerhetünk az *agyagásványok*, a *karbonátásványok* és a *nehézasványok* vizsgálatával, valamint a *vékonycsiszolatok mikrofácies elemzéseivel*

* * *

A kőszénkutatás során az anyagvizsgálati módszerek csaknem mindegyikét a prognózis-, és előkutatási fázisaiban lemélyült fúrások jelentős részénél alkalmaztuk Az anyagvizsgálatnak minél gyorsabban követnie kellett a fúrási tevékenységet Emiatt a kutatás végére a különböző anyagvizsgálati módszerek alkalmazása között mind mennyiségi, mind minőségi szempontból jelentős különbségek keletkeztek Egyes anyagvizsgálati fajtákból több ezer minta vizsgálata készült el, más módszerekből viszont alig néhány tucaté Így a jelenleg rendelkezésünkre álló anyagvizsgálati adattomeg egységes szempontú értékelésre nem alkalmas Az egyes telepek lápoves viszonyainak rekonstruálásához, a különböző részmedencék közti telepazonosításhoz és az Ajkai Kőszén Formáció részletes fejlődéstörténetének nyomonkövetéséhez újabb — a vázolt szempontoknak megfelelő mintavételű — vizsgálatok szukségesek.

A MÁFI felső-kréta anyagvizsgáló csoportja legközelebbi feladatának éppen a fentiekben vázolt új és kiegészítő vizsgálatoknak kell lennie

IRODALOM — REFERENCES

- CSÁSZAR G 1984 Ajka pótlása érdekében a prognózistól az előkutatási jelentésig — Foldt Kut 27 (3) 1—6
- CSÁSZAR G — GYALOG L — HAAS J — Mészáros J — Kovácsné Bodrogi I 1979 Jelentés a bakonyi szenon kőszén prognózisának készítéséről és a terület előkutatási javaslata — Foldt Int Adattár T 7667, kézirat
- CSÁSZAR G — HAAS J — HÍVES T — LANTOS M — MEHES K — Mészáros J 1979 Jelentés az ugod—bakonyjakói térség felső-kréta barnakőszén-leletőségének vizsgálatairól és a terület előkutatási javaslata — Foldt Int Adattár T 10 502, kézirat
- CSÁSZAR G — JOCHANE EDELENYI E — KOVÁCS G — LANTOS M — HOFFER E — NYITRAI T 1985 Jelentés a felső-kréta barnakőszén előkészítő kutatás helyzetéről és újabb kőszénelőfordulási lehetőségeiről — Foldt Int Adattár T 12 712, kézirat
- GÓCZAN F 1964 A bakonyi szenon palynológiai standardje — Foldt Int Évi Jel 1961-ről 253—261
- GÓCZAN F 1973 Oberkretazische Kohlenbildung in Ungarn im Lichte der Palynologie — Proc III-d Int Palyn Conf 1971, Moscow, — The palynology of Cenophytic Nauka
- GÓCZAN F — SIEGL-FARKAS Á — FARKAS L — MORA-CZABALAY L — CSALAGOVITS I — PARTÉNYI Z 1987 Ajka Coal Formation biostratigraphy and geohistory — Acta Geol 29 (3—4)
- HAAS J 1979 A felső-kréta Ugodi Mészáló Formáció a Bakonyban — Foldt Int Évk 61
- HAAS J — JOCHANE EDELENYI E 1979 A dunántúli-kezőp-hegységi felső-kréta uledők-ciklus ősfoldrajzi elemzése — Foldt Int Évi Jel 1977-ről 217—224
- HAAS J — JOCHANE EDELENYI E — CSÁSZAR G — PARTÉNYI Z 1986 A bakonyi szenon kőszénösszetétel képződési körülményei — Foldt Int Évi Jel 1984-ről 343—354
- KOPEK G 1958 Az Ajkai-medence bányaföldtani viszonyai — Foldt Int Adattár T 4717, kézirat
- KOPEK G 1961 A Bakony hegység felső-kréta kőszéntelepesség összetételének ősfoldrajzi és hegyszerszerkezeti vizsgálata — Foldt Kozl 91 413—420
- Mészáros J 1979 A Bakony hegységi felső-kréta barnakőszén prognózis összesítő értékelése és időközi jelentés a magyarországi előkutatás eredményeiről — Foldt Int Adattár T 10 349, kézirat
- PARTÉNYI Z — LANTOS M — HOFFER E 1982 Jelentés a Kolontár III, Kislőd és Tóskóberénd térségében végzett szenon barnakőszén-kutatásról — Foldt Int Közép-hegységi oszt. adatai 559, kézirat
- PARTÉNYI Z — CSÁSZAR G — HOFFER E — JOCHANE EDELENYI E — LANTOS M — MAKRAI L — MOLNAR I — REGÖS P — TIMA Zs 1983 Jelentés a gyepukajani barnakőszén-terület előkutatásáról és felderítő kutatási programjáról — Foldt Int Adattár T 11 960, kézirat
- SIEGLNE FARKAS Á 1985 Az Ajkai Kőszén Formáció palynostratigráfiai vizsgálatának eredményei — Foldt Int Adattár T 13 186, kézirat
- SZOMSZED E -NE et al 1985 Ajka-II barnakőszén terület előzetes—részletes fázisú kutatási zárójelentése — Foldt Int Adattár T 13 291, kézirat

UPPER CRETACEOUS COAL PROSPECTING AND PEAT BOG STUDIES IN THE BAKONY MTS

by

G CSASZÁR and F GÓCZAN

Hungarian Geological Institute Budapest, Nepstadion út 14
H-1143

UDC 551.763.3(234.373.1)
551.86(234.373.1)

Key words coal seams, research, peat bogs, paleogeographical reconstruction, Upper Cretaceous, Bakony Mts (Hungary)

After a historical review a successful coal prospecting project is reported. Geologically well predicted, with a geophysical coverage of about half of the prospective areas, the prospected Upper Cretaceous browncoal area embraced the South Bakony area. The research history of the individual prospective areas is critically evaluated with special regard to the importance of the applied methods and their order of succession. The prospecting was, as a rule, unfavourably influenced by the fact that it had to be implemented at a quicker rate as compared to the average of projects of this kind. The volumes of the work done are listed separately for each particular subarea, the same holds true of the amounts of coal reserves discovered when prospecting. Special emphasis is placed on the project which was referred to first as Sumeg—Ükk—Nemeshany and which was later renamed Ajka II.

Next to follow is an outline of the connections of the peat bog, its paleogeographic situation, and the enormous browncoal reserves that are to be expected in a deeper part of the Devecser Zone are evaluated and its geological conditions are featured. A motivation is given for the cancellation of any follow-up prospecting done at a comparatively low depth as well as for the minimum demand for exploring the deeper part of the Devecser Zone.

In the second part of the paper, the state of the art in studies aimed at paleogeographic and peat bog reconstructions and the results so far arrived at are outlined. The final part of the paper contains a brief summarization of further tasks to be solved in improving the individual analytical methods.

AZ AJKAI KŐSZÉN FORMÁCIÓ PALYNOSTRATIGRÁFIÁJA ÉS FEJLŐDÉSTORTÉNETE*

SIEGLNÉ FARKAS ÁGNES

M Áll Földtani Intézet Budapest, Nepstadion út 14
H-1143

ETO 551 763 33(234 373 1/ 2)
56 07 58 081 3(234 373 1/ 2)

Az ajkai bányák pótlásaira megindult kőszénkutatásba a palyológus rendszeres vizsgálatokkal 1978-ban kapcsolódott be. Azóta 18 fúrás és egy banya szelvényében vizsgáltuk az Ajkai Kőszén Formációt. A fúrások a csabrendek—gyepukajani, ajkai-, ill. deveceser—magyarpolányi részmedencék területén mélyültek.

A vizsgált három részmedence közül a gyepukajániban kezdődtek meg legkorábban és tartottak legtovább a kőszénképződés feltetelei. A kőszén alapanyagának felhalmozódása a felső-santonai *Trilobosporites* dominancia-zóna („B³”) idején kezdődött meg és a *Hungaropollis krutzschii* dominancia-zóna („D¹”) legidősebb szubzónája az *Oculopollis—Hungaropollis triangularis*-szubzóna idején fejeződött be.

Az Ajkai Kőszén Formáció kifejlődési területén a *Brecolpites—Oculopollis zaklinskai* dominancia-zónát („C³”) nevezzük a fő kőszénképződési időszaknak, mivel az ajkai—gyepukajáni részmedencében ekkor képződtek a műre érdemes legvastagabb kőszéntelepek.

A deveceser—magyarpolányi részmedencében ugyanekkor többnyire a Csehbányai Formáció folyóvízi—tavi, kavicsos tarka agyag képződményei halmozódtak fel.

A kőszénképződési időszakban a középhegység területén trópusi monszunklíma feltételezhető, amelyben a *Normapollis* pollen csoportot képviselő, uralkodóan szélbeporzású — ma már kihalt — erdős vegetáció elt.

A bakonyi felső-kréta képződmények palynosztratigráfiai besorolása és első öskornyezeti rekonstrukciója GÓCZÁN F. (1964a, b, 1973) nevéhez fűződik, aki jelen vizsgálatunkat szakmai tanácsaival segítette.

A kimerülő ajkai kőszénkészletek pótlására megindult kutatásba a palyológia rendszeres vizsgálatokkal 1978-ban kapcsolódott be. Azóta 18 fúrás és egy bányaszelvényben 3600 munta alapján vizsgáltuk az Ajkai Kőszén Formációt, ill. annak feku- és fedőképződményeit. A fúrások a csabrendek—gyepukajáni, ajkai-, ill. a somlóvásárhely—devecser—magyarpolányi részmedencék területén mélyültek (1 ábra). Palynosztratigráfiai tagolásukat és párhuzamosított szelvényeket a 2a—b ábra, környezeti viszonyainak változásait pedig tombszelvények (3—6 ábra) mutatják.

* Elhangzott 1985. jún. 20-án a VEA-B szakülésén, Veszprémben.

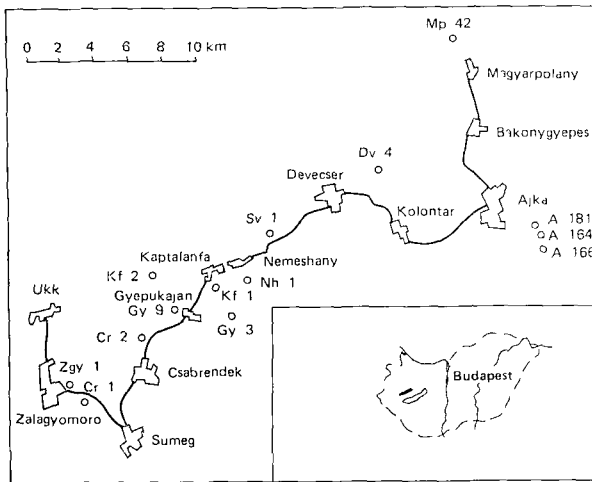
Az Ajkai-medence területéről az A 164, -166, -181 sz fúrás és az Álmün aknai szelvény képződményein végeztünk palynológiai vizsgálatokat. Az A 164 és -166 sz fúrások párhuzamosított rétegsora tette lehetővé az Ajkai Kőszén Formáció legteljesebb szelvényének vizsgálatát.

Mind a négy szelvényben a szenon fekjét felső-triász, fedőjét középső-eocén képződmények alkotják. A vizsgált ajkai szelvények közül a legidősebb szenon képződményeket az A 181 sz fúrás határolta, amely azt bizonyítja, hogy az Ajkai-medencében a felső-santoni *Trilobosporites* dominancia-zóna („B'') idején már megkezdődött a redukciós környezetű uledékképződés. Állandó és legkiterjedtebb vízborítás alá a részmedence az alsó-campani *Brecolpites*—*Oculopolis zaklinskae* dominancia-zóna („C'') idején került. Ekkor keletkeztek az alsó és középső telepcsoport műre érdemes vastagtelepes képződményei (3a—b ábra). Ezért nevezzük ezt az időszakot az Ajkai Kőszén Formáció viszonylatában a fő kőszénképződési időszakknak. Az Ajkai-medencéből vizsgált szelvények közül az alsó-campani *Hungaropolis krutzschii* dominancia-zónába („D'') sorolt paralikus barnakőszén-képződményeket az A 164 sz. fúrásban harántolt „0' telep képviseli.

A palynológiai vizsgálatok — az agyagásvány-vizsgálatokkal egyezően (VICZIÁN I és RIMANÓCZI L.-NÉ 1985) — arra utalnak, hogy az Ajkai-medence a fő kőszénképződési időszakban onálló a másik két medencével csak időnként kapcsolatban levő, jól lehatárolt uledékgyűjtő volt, amelyben — az uledékképződés kezdeti szakaszán — sullyedéssel lépést tartó szerves anyag akkumuláció volt a jellemző (3c ábra). A részmedencék közötti folyamatos kapcsolat csak a legfelső, paralikus telepek felhalmozódási idejére bizonyítható.

A Devecser—magyarpolányi részmedence palynosztratigráfiai viszonyairól az Sv 1, Dv 4 és Mp 42 sz fúrások szelvényei alapján a következők mondhatók el. Az Mp 42 sz fúrás szenon rétegsorának fekjét alsó-kréta, a másik két fúrását felső-triász képződmények alkotják, igazolva az aljzat egyetlen lepusztulását és tagoltságát. Ebben a részmedencében az ajkai barnakőszén alapanyagának felhalmozódását többször a Csehbányai Formáció oxidatív tarka agyag képződményeinek lerakódásai szakítják meg ill helyenként az Ajkai Kőszén Formáció nagy részét ezek a szárazulati—taví—folyóvízi uledékek helyettesítik (4 ábra). Az uledékképződés mindhárom fúrás területén a felső-santoni *Trilobosporites* dominancia-zóna („B'') idején indult meg. A kezdeti oxidatív uledékképződést a terület általános sullyedése következtében gyorsan redukciós képződmények váltották fel, így rövid időn belül kialakultak a kőszénképződés feltételei.

Somlóvásárhely és Devecser területén a fő kőszénképződési időben — *Brecolpites*—*Oculopolis zaklinskae* dominancia-zóna („C'') — fejlődik ki az alsó telepcsoport vastag kőszéntelepekkel. Magyarpolány térségében viszont — a felerősödött folyóvízi tormelékszállítás következtében — csak erősen tagolt vékony telepek keletkeznek. Ezek a folyóvízi uledékekkel váltakozó vékony telepek és kőszénzsínórok megfelelnek az ajkai alsó telepcsoportnak. Ezt követően az oszcillációs mozgások és a folyamati feltöltődés felerősödésével Magyarpolány területén teljesen megszűnik, Devecserben és Somlóvásárhelyen még néhányszor visszatér a mocsári környezet. Uralkodóvá válik az ÉK-1 irányból érkező fluvialis anyagszállítás, amely az oxidációs közegű Csehbányai Formáció uledékfelhalmozódását eredményezte. A kőszénképződést megszüntető általános tengerelöntést itt egy részleges térszínemelkedés előzi meg. A Dv 4 sz fúrás tanúsága szerint ez a palynológiai „D' zónán belül a teljes



1 ábra Palynológiai vizsgálatokkal feldolgozott felsőkretakőszén-kutató fúrások

Fig 1 Boreholes drilled for Upper Cretaceous Browncoal exploration and subject to palynological studies

kiemelkedésig jutott, ami egy rövid idejű lepusztulást is eredményezett. Ez az Sv 1 sz. fúrásban a sporomorpha erős oxidációjával jelentkezett (3a–c ábra).

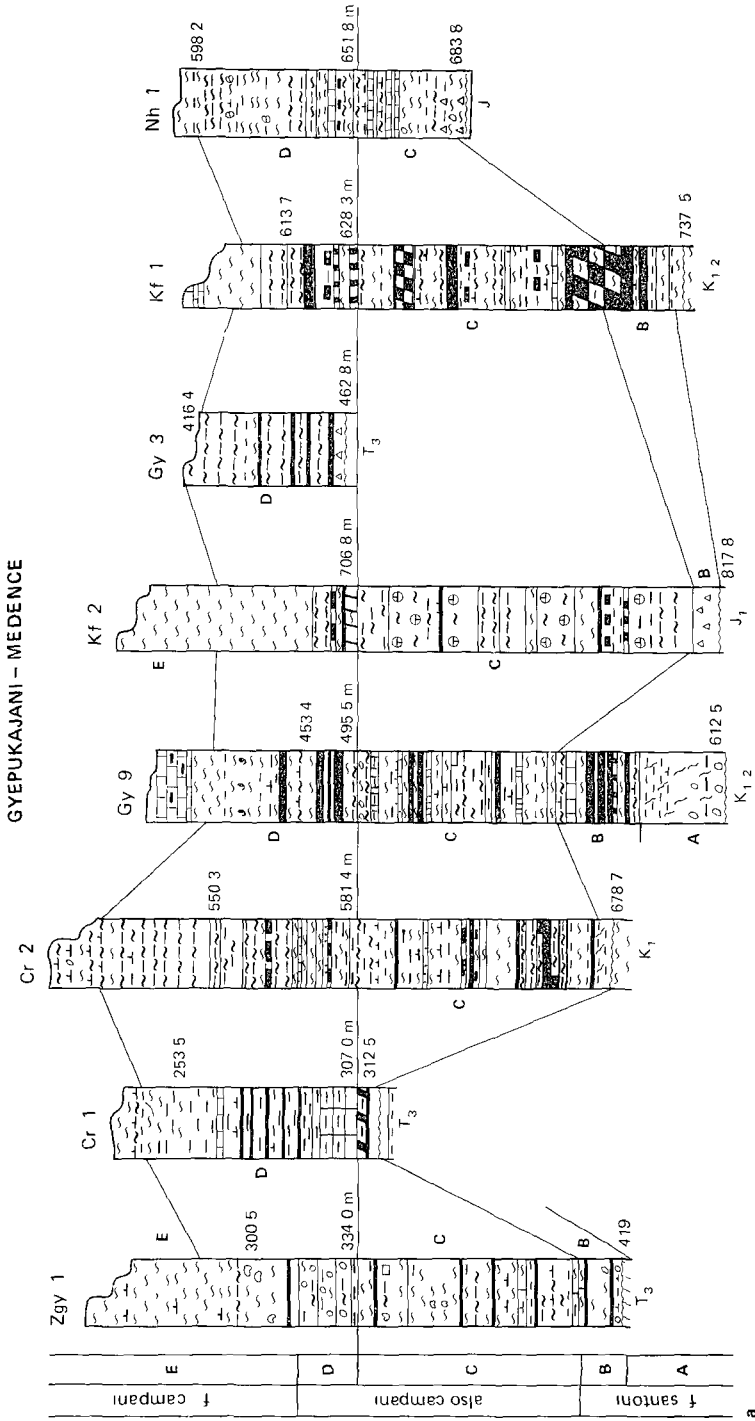
Az Ajka-II barnakőszénmezőt magába foglaló csabrendek–gyepukajáni medence területéről a Zgy 1, Cr 1, Cr 2, Gy 9, Kf 1, Kf 2 és az Nh 1 sz. fúrások palynosztratigráfiai vizsgálatát végeztük el. A csabrendek–gyepukajáni részmedence földtani metszetét a Zgy 1–Nh 1 sz. fúrások szelvénye mentén, a vizsgált fúrások korrelációs táblázata alapján szerkesztve mutatjuk be (5 ábra).

Az uledékgyűjtőt a palynológiai „A, B, C” zónák idején DNy-ról a Csabrendek 1 sz. fúrásban harántolt felső-triász gát zárta le. DK-ról az Nh 1 és a Gy 3 sz. fúrásokkal feltárt kiemelt jura, ill. felső-triász képződményekből álló hátság szegélyezi.

A gyepukajáni részmedencében – a feku képződmények és a szenon uledékképződés kezdete közötti összefüggés szerint – a fiatalabb korú feku korábban, az idősebbeken később kezdődött meg az uledékfelhalmozódás.

A Cr 1 és a Gy 3 sz. fúrásnak triász, a Kf 2 és az Nh 1 sz. fúrásnak idősebb kréta a feku képződménye. Az Ajkai Kőszén Formáció fedőjét mind egyik fúrásban a Jákói Márga Formáció Csingervölgyi Tagozata alkotja.

A legidősebb szenon képződményeket a Gy 9 sz. fúrás harántolta. A cikluskezdeti szenon képződmények kora arra utal, hogy a gyepukajáni részmedencének ez a része süllyedt a legmélyebbre és került legkorábban a karsztvízszint alá. Itt már a felső-santoni *Oculopolis*–*Complexiopolis* dominancia-zóna („A”) idején állandó vízborítású környezetben redukciós uledékfelhalmozódás folyt (6 ábra). Ezzel egyidejű képződményt eddig Góczán F. határozott meg az Sp 1 sz. fúrásban. A felső-santoni *Trilobosporites* dominancia-zóna („B”) képződményeit már a Zgy 1, a Gy 9, a Kf 1 és -2 sz. fúrásból is ismerjük. Ezek a fúrásponatok megbízható adatot nyújtanak a felső-santoni

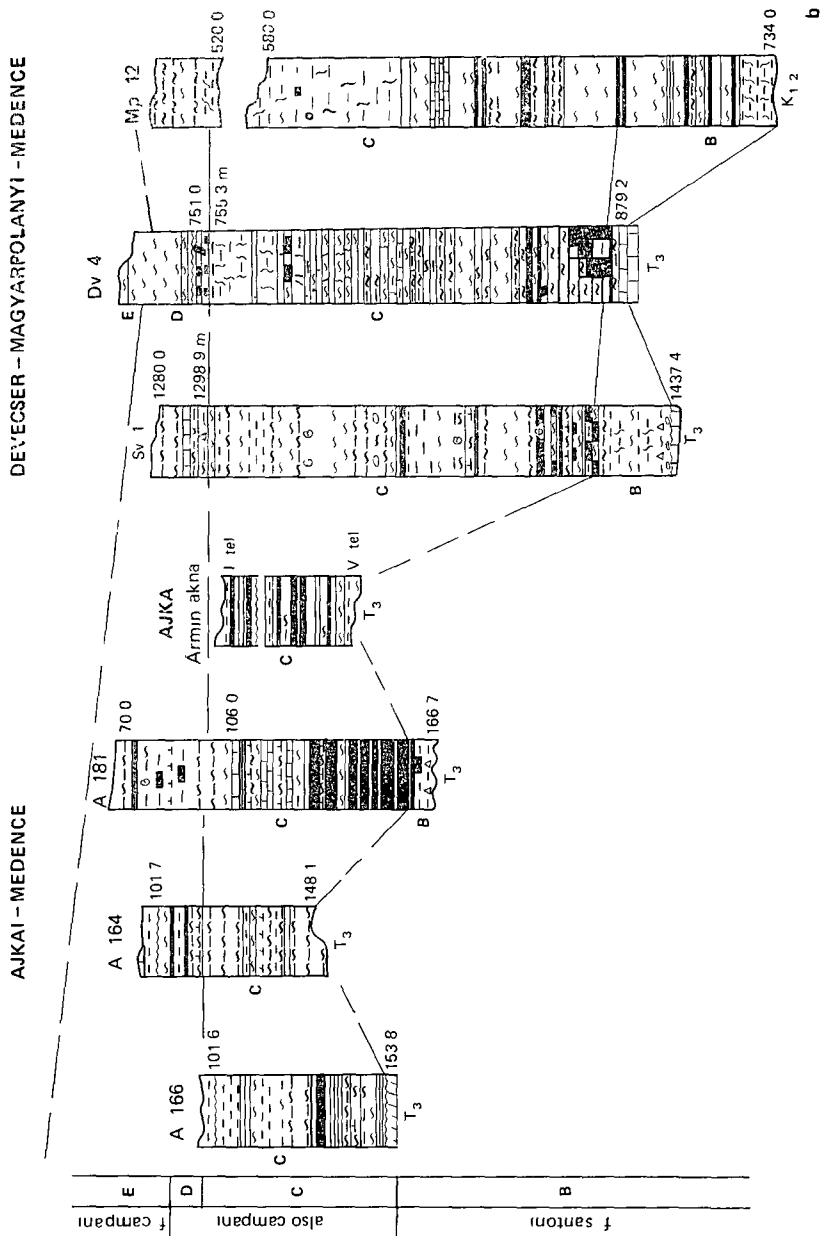


2a-b ábra Az Ajka Kőszén Formáció palynostratigraphiai tagolódása és korrelációja

A, B, C, D, E = palynozonák A további jelemgyarazatot lásd a 4 ábránál

Fig 2a-b Palynostratigraphy and correlation of the Ajka Coal Formation

A, B, C, D, E = palynozones For further explanations, see Fig 4



uledékgyűjtő terület kijelöléséhez Jelentős szervesanyag-felhalmozódás e zóna idején csak a Gy 9 és a Kf 1 sz. fúrásban történt. Az alsó-campani Brecolpites — *Oculopolitis zaklinskai* dominancia zóna („C”) idején, már a gyepukajáni medence legnagyobb részén állandó vízborítás és erdőslápi — mocsári környezet alakult ki (6b ábra). Ebben a fő kőszénképződési időszakban halmozódtak fel itt is az Ajkai Kőszén Formáció produktív széntelepeket szolgáltató telepcsoportjai.

A Ci 2 sz. fúrásban az alsó-campani palynológiai „C” zóna alsó szakaszán, a Ci 1 és Nh 1 sz. fúrásban a „C” zóna felső szakaszán kezdődött meg az uledékfelhalmozódás.

E három fúrás a gyepukajáni részmedence peremi pontjait jelöli ki az alsó-campani idején. E medenceperemi területeken, kiemelt helyzetük miatt csak jelentéktelen mennyiségben történt szervesanyag-akkumuláció, de előtérükben biztosítva volt a kőszén alapanyagának folyamatos felhalmozódása. A szerves anyagú feltöltődés a részmedence ÉK — DNY-i irányú lejtésének következtében a K-i területeken volt a legkiegyensúlyozottabb.

Fontos palynosztratigráfiai eredménynek tartjuk az alsó-campani *Hungaropolitis krutzschi* dominancia-zónának („D”) szubzónákja bontását (SIEGLNÉ FARKAS Á 1983), amelynek segítségével egy olyan idősíkot tudtunk kijelölni a kőszénképződési időszakon belül, amely biztos alapjául szolgál minden további korrelációnak. Ez segített a kőszénképződési viszonyok és a medence-aljazat morfológiájának rekonstrukciójához is.

A láperdei — mocsári környezet a legkiterjedtebb az alsó-campani *Hungaropolitis krutzschi* dominancia-zóna („D”) alsó szakaszán volt (6c ábra). Ekkor került állandóan víz alá az eddig kiemelt triász peremen a Gy 3 sz. fúrás környezete.

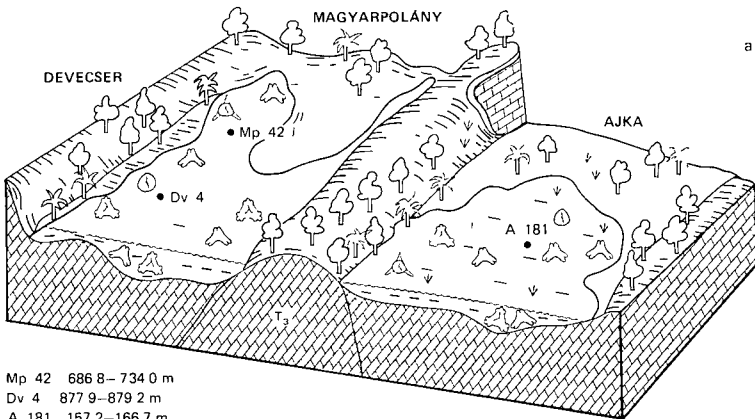
A csabrendek — gyepukajáni részmedencében a palynológiai „D” zónába tartozó utolsó paralikus kőszéntelepek egyidejűek az Ajkai-medence legfelső, ún. „0”-ás telepével, vagy valamivel fiatalabbak. A Gy 9, Gy 3 és a Kf 1. sz. fúrás tanúsága szerint ezek a paralikus telepek fejtése is alkalmasak lehetnek. Mindez azt bizonyítja, hogy a vizsgált három részmedence közül a gyepukajáni részmedencében jettek létre legkorábban és tartottak legtovább a kőszénképződés feltételei. Véleményünk szerint ez a tendencia a szenon uledékgyűjtő DNY-i (Csabrendek — Sumeg) irányában még fokozottabban érvényesül.

A palynosztratigráfiai vizsgálatok eredményeit összegezve megállapítható, hogy az Ajka-II terület, öskörnyezeti adottságai — a karsztos, süllyedő térszín, trópusi monszun klíma — a dús, gazdag szerves anyagot szolgáltatató többszintes mocsáridei vegetáció, valamint a redukciós beágyazódást biztosító állandó vízborítás — alkalmasak voltak az Ajkai-medence rétegsorához hasonló minőségű és mennyiségű kőszéntelepek keletkezéséhez.

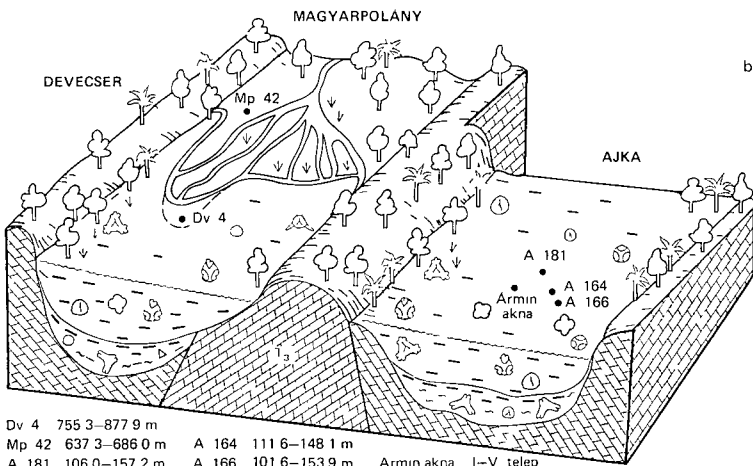


3a—b—c ábra Környezeti viszonyok a palynológiai „B” dominancia zóna (a), „C” dominancia zóna (b) és a „D” dominancia zóna (c) idején

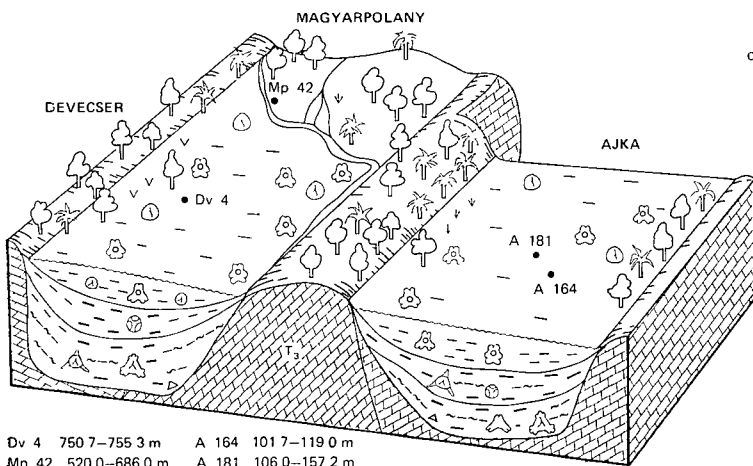
Fig. 3a—b—c Environmental conditions at the time of palynological Dominance Zone “B” (a), Dominance Zone “C” (b) and Dominance Zone “D” (c)



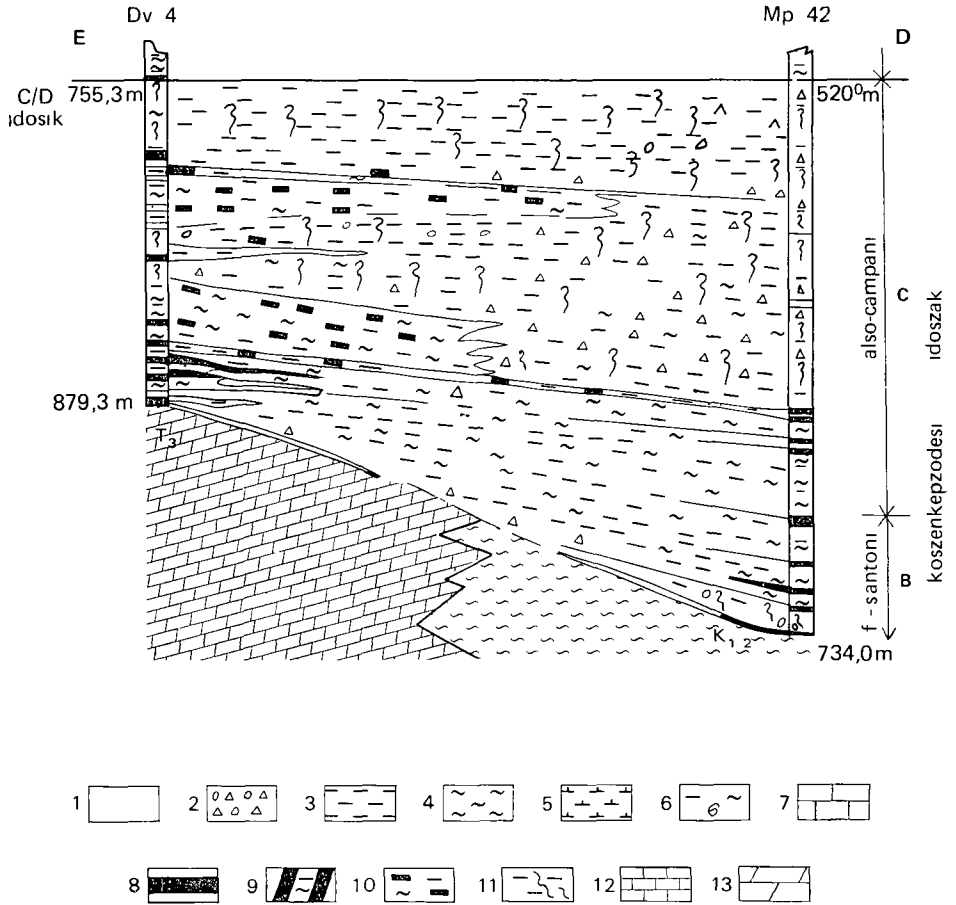
Mp 42 686 8–734 0 m
 Dv 4 877 9–879 2 m
 A 181 157 2–166 7 m



Dv 4 755 3–877 9 m
 Mp 42 637 3–686 0 m
 A 181 106 0–157 2 m
 A 164 111 6–148 1 m
 A 166 101 6–153 9 m
 Armin akna I–V telep



Dv 4 750 7–755 3 m
 Mp 42 520 0–686 0 m
 A 164 101 7–119 0 m
 A 181 106 0–157 2 m



4 abra A devecser—magyarpolányi medence földtani metszete

1 Homok, 2 kavics, 3 agyag, 4 márga, 5 més/márga, 6 mész/márga, 7 homokkő, 8 barnaköszén, 9 szénagyag, -márga, 10 agyagos—márgás szén 11 tarkaagyag, 12 mészkő, 13 dolomit

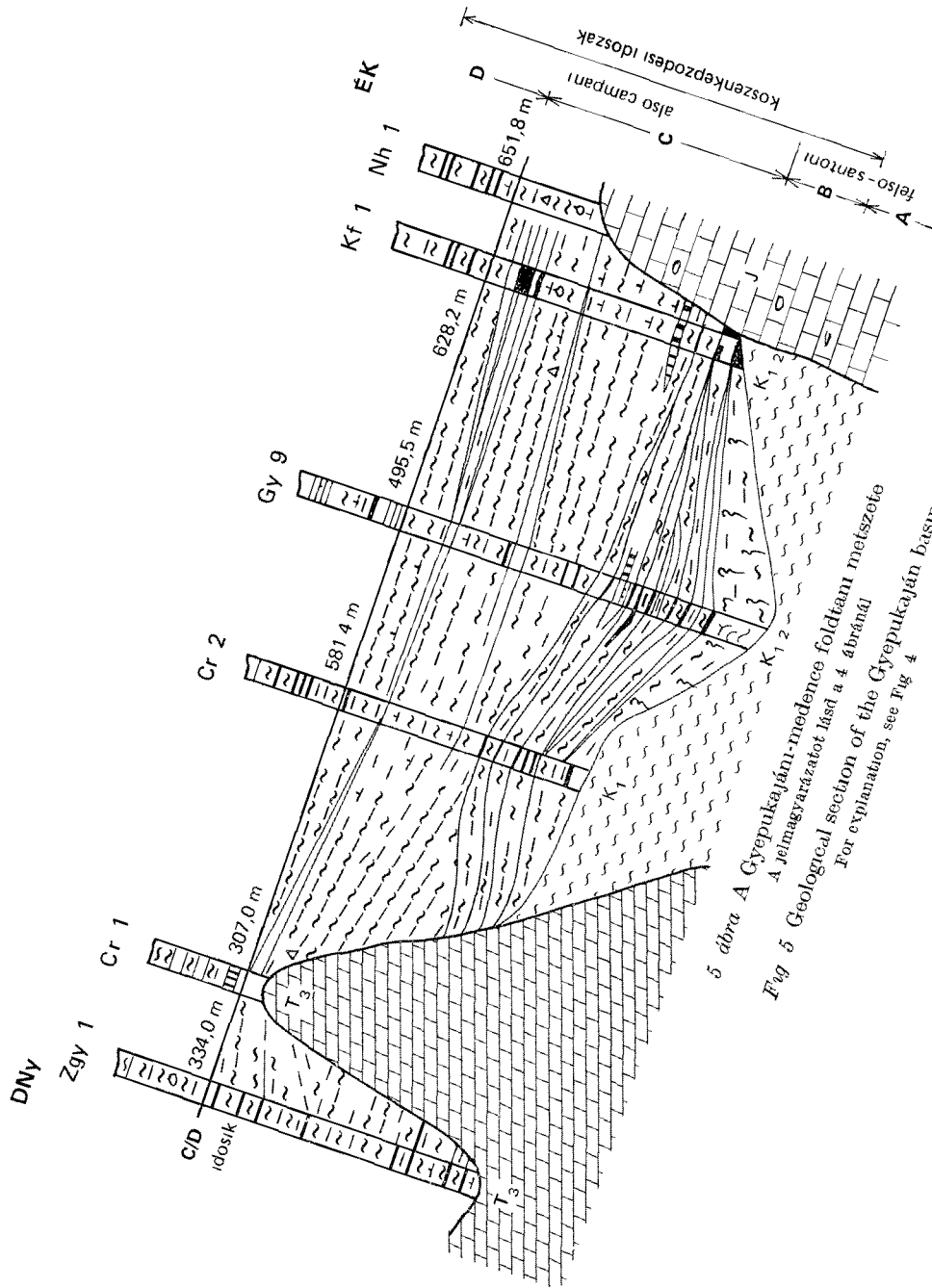
Fig 4 Geological section across the Devecser—Magyarpolány basin

1 Sand, 2 gravel, 3 clay, 4 marl, 5 calcareous marl, 6 molluscan claymarl, 7 sandstone, 8 brown coal, 9 carbonaceous clay and claymarl, 10 clayey-marly coal, 11 variegated clay, 12 limestone, 13 dolomite

Paleobotanikai és paleoklimatológiai következtetések

Az Ajkai Köszén Formáció képződését megelőző felső-santoni Complexiopolis—Oculopolis dominancia-zóna („A'”) idején már a Normapolles Stemma nemzetségeit szolgáltatató növények uralkodtak

Egyes, az első redukciós üledékben fellépő sporomorpha fajok (pl *Complexiopolis complicatus*, *C. tabernacularis*) tomeges megjelenése ellentmondásnak tűnik a mocsári környezeti igényekkel szemben. Valószínű, hogy ezek anyanövényei az egykori szárazulatokat hódították meg és közvetlenül nem vettek részt a mocsár—lápi vegetáció kialakításában. Zónajelző alakjaik egyaránt megtalálhatók a köszénes és a tengeri képződményekben. Az a tény azonban,



5 ábra A Gyepukaján-medence földtani metszete
 A jelmagyarítást lásd a 4 ábránál
 Fig 5 Geological section of the Gyepukaján basin
 For explanation, see Fig 4

hogy az Ajkai Kőszén Formáció kőszéntelepeinek alapanyagát zommal a Normapolles termelő növények szolgáltatták, arra enged következtetni, hogy a Normapolles Stemma más nemzetségei viszont az erdős lápok közvetlen közelében élhettek. A *Hungaropolis* és a *Brecolpites* gyakorisága a „C” zónában ezt sugallja.

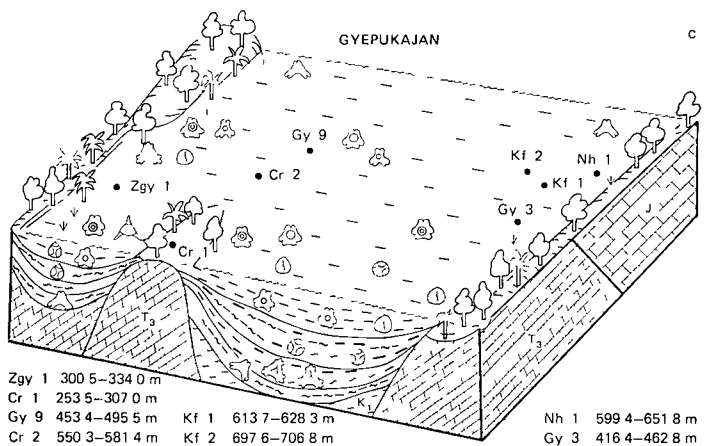
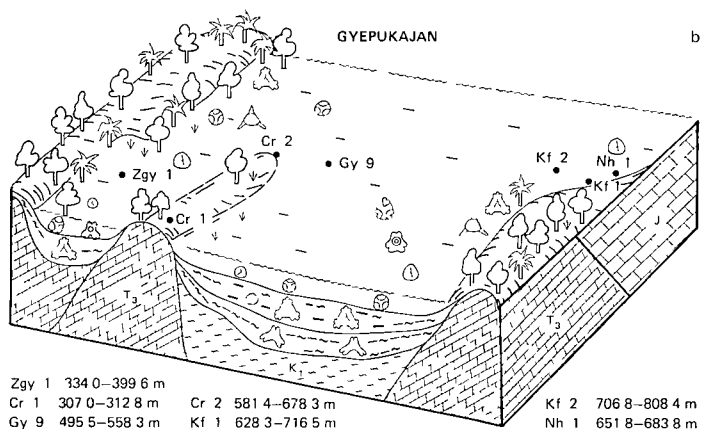
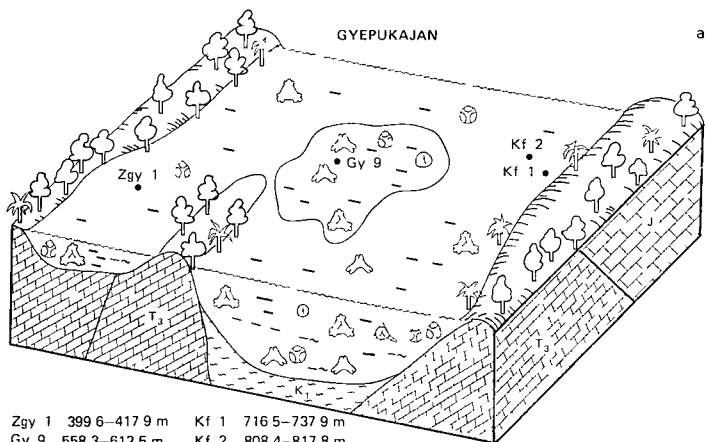
Irodalmi adatok alapján tudjuk (GÓCZÁN F 1964, 1973, KRUTZSCH 1957, 1966, ZAKLINSKAJA 1960, 1963), hogy a Normapolles anyanövényei egy kihalt ősi zárvatermő vegetáció tagjai voltak. Rokonsági koruk a mai *Simarubaceae*, *Simplocaceae*, *Myrtaceae*, *Juglandaceae* családok ősei között keresendők. Legnagyobb valószínűséggel a *Complexiopollis* és a mai *Rhoiptelea* rokonsága állítható (GÓCZÁN F et al 1967). A monotipikus *Rhoiptelea* Dél-Kína és Indonézia trópusi monszun erdeiben őshonos. A felső-santon *Trilobosporites* dominancia zóna („B”) jellemzője a mocsári környezetet jelző harasztspórák gyakori előfordulása. Legfontosabb alakjai a *Trilobosporites canadensis*, *Appendicisporites appendicifer* és az *Osmundacidites* sp. Ezek a *Lygodium*, *Anemia* és *Osmunda* rokonságú páfrányspórák a partközeli kőszéntelepek leggyakoribb elemei. A legpartközeli, homokos képződményekben gyakori a *Phaeocerosporites purus* mohaspóra is. Az alsó-campani *Oculopolis zaklinskarae* – *Brecolpites* dominancia zóna („C”) legmélyebb szakaszának fontos sporomorphája az *Eupteleapollenites*, amit először az utóbbi évek kőszénkutató fúrásaiban találtunk meg.

A mai *Euptelea* – amelynek csak két faja ismert – Közép- és Ny-Kína, valamint Japán monszunerdeinek tagja. A „C” zónára jellemző *Brecolpites globosus*-t szolgáltató zárvatermő azonos ökológiai igényű volt a *Trilobosporites* és *Appendicisporites* nemzetségek anyanövényeivel. Leggyakoribb előfordulása az említett harasztspórákéval azonos. A parttól kissé távolibb képződmények maradványegyüttesében a harasztokat az *Anemia* – *Mohria* rokonságú *Cicatricosisporites* és a *Cyathea* képviselőjeként *Cyathidites* páfrányspórák jelzik ebben a zónában.

Az alsó-campani *Hungaropolis krutzschii* dominancia zóna („D”) alsó szakaszán megjelenő *Acrostichum aureum* rokonságú *Converrucosisporites acrostichoides* a legfelső széntelepek parahkus jellegére, az alsó telepesoportban gyakori *Ovoidites ligneus* és *Botryococcus braunii* alga maradványok pedig a telepesoport limnikus eredetére utalnak. A mai *Acrostichum aureum* a trópusi mangrove mocsarak egyetlen páfránya. Tengeri környezetre utaló mikroplankton maradványt azonban a kőszéntelepekben eddig nem találtunk. Az Ajkai Kőszén Formációból most előkerült *Striaperpollis gracilistriatus* W. KRUTZSCH anyanövénye a leíró szerint a *Polemoniaceae* családba tartozó, valószínűen víznövény volt. Az *Eupteleapollenites*, a *Complexiopollis* és a *Converrucosisporites acrostichoides* előfordulása megerősíti KOPEK G (1961) és GÓCZÁN F (1964) állítását miszerint az Ajkai Kőszén Formáció keletkezési

6a–b–c ábra Környezeti viszonyok a gyepukajani részmedencében a palynológiai A–B zónahatár időszintjében (a), a „C” dominancia zóna (b) és a „D” dominancia zóna (c) időtartama alatt

Fig. 6a–b–c Environmental conditions in the Gyepukajan subbasin in the time horizon of the boundary of palynological zones A/B (a) and during the time span of Dominance Zone „C” (b) and that of Dominance Zone „D” (c)



idején trópusi monszon klíma uralkodott, amikor is az évi átlagos csapadék 2000–2500 mm koruli lehetett

Ezek az éghajlati viszonyok csak a maastrichtiben változtak meg. Ennek az alemeletnek a végén egy általános hőmérséklet-csökkenés kezdődött, amely átalakította a felső-kréta vegetációt is.

IRODALOM — REFERENCES

- CZABALAY L 1983 Faunen des Senons im Bakony — Gebirge und ihre Beziehungen zu den Senon Faunen der Ostalpen und anderer Gebiete — *Zitteliana* 10 183–190 München
- CSASZÁR G 1984 Ajka pótlása érdekében a prognózistól az elokutatási jelentésig — *Földt Kut* 27 (3) 1–6
- GO CZÁN F 1964a Stratigraphic palynology of the Hungarian upper Cretaceous — *Acta Geol Hung* 8 (1–4) 230–264
- GO CZÁN F 1964b A bakonyi szenon palynológiai standardje — *Földt Int Évi Jel* 1961-ről 1 253–261
- GO CZÁN F — J J GROOT — W KRUTZSCH — B PACHTOVA 1967 Die Gattungen des „Stemma Normapolles Pflug 1953b” (Angiospermae) Neubeschreibungen und Revision europaischer Formen (Oberkreide bis Eozan) — *Pal Abh Abt B Palaeobotanik* 11 (3)
- GO CZÁN F — J J GROOT — W KRUTZSCH — B PACHTOVA 1973 Obercretazische Kohlenbildung in Ungarn im Lichte der Palynologie *Proc Int Palyn Conf* 1971 Moscow — *Nauka* 28–35
- GO CZÁN F — SIEGLNÉ FARKAS Á — MORA CZABALAY L — RIMANÓCZY L — VICZIAN I — RÁKOSI L — CSALAGOVITS I — PARTENYI Z 1987 Ajka Coal Formation biostratigraphy and geohistory — *Acta Geol Hung* 29 (3–4) 221–231
- HAAS J — JOCHANE EDELENYI E — CSASZAR G — PARTENYI Z 1984 A bakonyi szenon kőszénoszlet képződési körülményei — *Földt Int Évi Jel* 1984-ról 343–354
- KOPFK G 1961 A Bakony hegység felsőkréta kőszéntelepés összetételének ősföldrajzi és hegység szerkezeti vázlatja — *Földt Kozl* 91 (4) 413–420
- KRUTZSCH W 1957 Sporenpalaontologische Untersuchungen in der Sachsen-böhmischen Kreide und die Gliederung der Oberkreide auf mikrobotanischer Grundlage — *Ber Geol Ges DDR* 2 123–129
- KRUTZSCH W 1966 Zum Kenntnis der praquartären periporaten Pollenformen — *Geologie* 15 15 (55) 16–71
- RIMANOCZY L — NE — VICZIAN I 1983 Az Ajkai Kőszén Formáció asvanváltani vizsgálata termikus és röntgendiffrakciós fázisanalízis alapján — *Földt Int Adattár Ter* 13 183, kézirat
- SIEGLNÉ FARKAS Á 1983 A magyar polanyi szenon képződmények palynológiája — *Ősl Vitak* 29 59–69
- SIEGLNÉ FARKAS Á 1983 Az Ajkai Kőszén Formáció palynostratigiáfája — *Földt Int Adattár, Ter* 13 186, kézirat
- SIEGLNÉ FARKAS Á 1985 A zalagyomorói-gyepukajani terület szenon képződményeinek palynostratigiáfája — *Földt Int Évi Jel* 1983-ról 213–218
- ZAKLISKAJA E D 1960 Pollen von Bedecksamern aus obercretazischen und palaogenen Sedimenten aus der UdSSR — *Ak Nauk SSSR Allunions Ges Bot Sammelband über Fragen der Botanik* 3 114 Leningrad
- ZAKLINSKAJA E G 1963 Die Angiospermenpollen und ihre Bedeutung für die Stratigraphie der oberen Kreide und des Palaogens — *Ak Nauk SSSR Trudy Geol Inst* 74 3–257

PALYNOSTRATIGRAPHY AND EVOLUTION HISTORY
OF THE AJKA COAL FORMATION, W HUNGARY

by

Á SIEGL-FARKAS

Hungarian Geological Institute Budapest, Nepszablon út 14
H-1143UDC 551.761.33(234.373.1/2)
56.07.58.081.3(234.373.1/2)

Key words palynology, genesis, coal deposits, Ajka Browncoal Formation, Senonian (Transdanubia Central Range, Hungary)

It was in 1978 that the regular palynological studies aimed at contributing to coal exploration for the Ajka Coal Mines were started. Since that time, the Ajka Coal Formation has been studied in profiles of 18 boreholes and one mine pit. The boreholes were put down in the Csabrendek—Gyepukaján, Ajka and Devecser—Magyarpolány subbasins (Figs 1, 2).

From the Ajka basin area, the boreholes A 164, 166 and 181 and a section of Árimn shaft were studied. The palynostratigraphic results concerning the Devecser—Magyarpolány subbasin are reported as a result of processing of borehole Sv 1, Dv 4 and M₁ 42. From the Csabrendek—Gyepukaján subbasin, boreholes Zgy 1, Cr 1, Cr 2, Gy 3, Gy 9, Kf 2 and Nh 1 were studied palynostratigraphically.

Of the three studied subbasins, that of Gyepukaján was that in which the conditions for coal formation were available at an earliest date and lasted for the longest time (Figs 5, 6).

The source material for coal started accumulating during the *Trilobosporites* Dominance Zone („B'') and ended during the *Oculopollis*—*Hungaropollis triangularis* Subzone, the oldest subzone of the *Hungaropollis krutzschii* Dominance Zone („D'')

In the Ajka Coal Formation area, the *Brecolpites*—*Oculopollis zaklinskae* Dominance Zone („C'') is called the main coal formation period, since it was the time when the workable and thickest coal seams in the Ajka—Gyepukaján subbasin were formed.

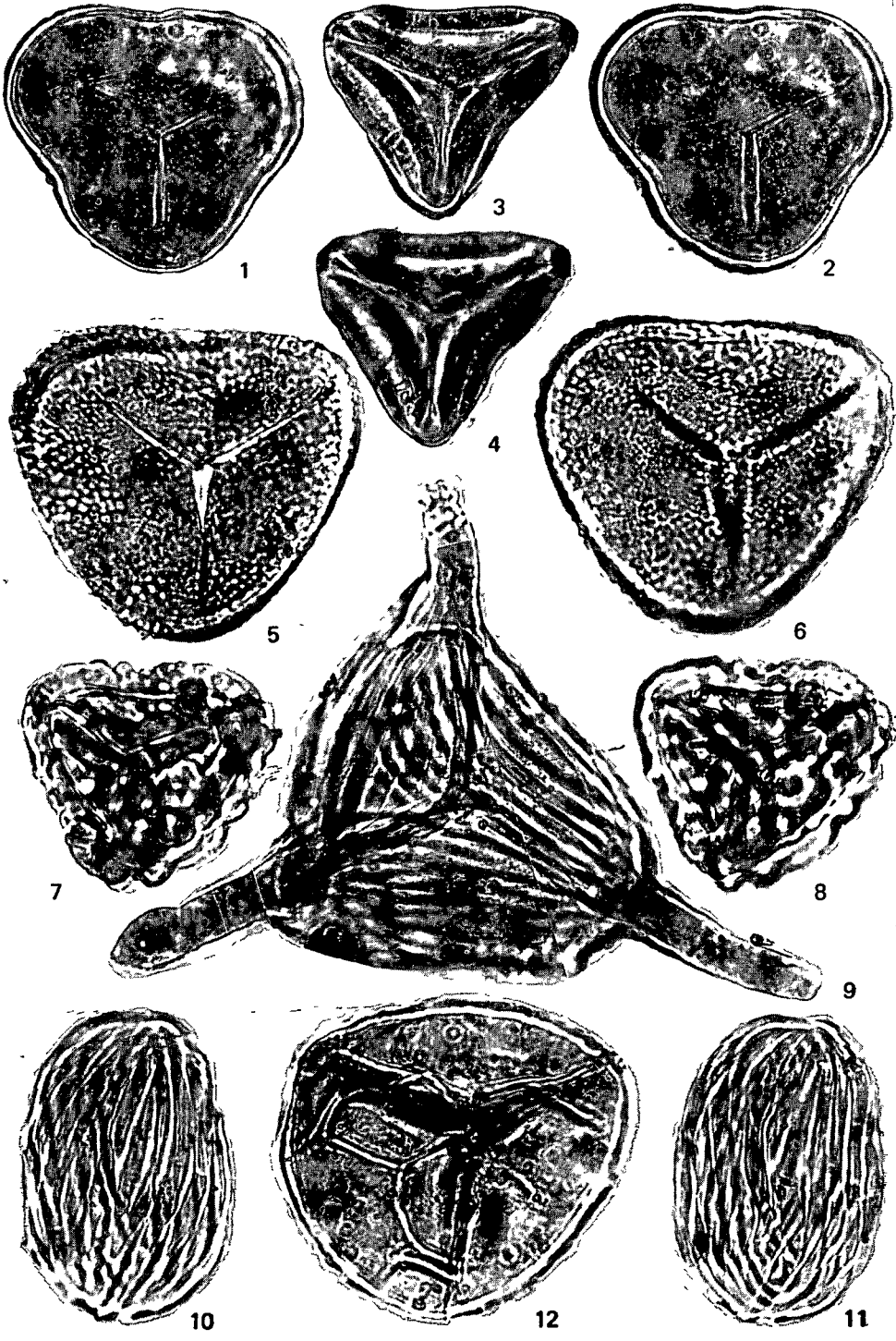
In the Devecser—Magyarpolány subbasin, mainly the fluvio-lacustrine gravelly variegated clays of the Csehbánya Formation were being deposited at the same time (Figs 3, 4).

At the time when the coal was being formed, the Transdanubian Mid-Mountains area is supposed to have had a tropical monsoon climate under which an overwhelmingly wind-pollinated, now extinct forest vegetation thrived representing the *Normapolles* pollen group.

I. tábla — Plate I

- 1—2 *Crathydites australis* COUPER, 1953
Gyepukaján 9 sz fúrás 590,4—490,6 m, Complexiopollis—Oculopollis dominancia-zóna (A'')
- 3—4 *Gleicheniidites senonicus* (ROSS 1949) BOLCH , 1968
Ajlka 166 sz fúrás 106,7—107,6 m, *Oculopollis zaklinskae*—*Brecolpites* dominancia-zóna (, C'')
- 5—6 *Vadaszsporites minutireticularis* JUHÁSZ, 1975
Gyepukaján 9 sz fúrás 590,4—590,6 m, Complexiopollis—Oculopollis dominancia-zóna (A'')
- 7—8 *Bukohsporites toratus* (WEYL et GR 1953) SRIV 1975
Gyepukaján 9 sz fúrás 556,8—557,0 m, *Oculopollis zaklinskae*—*Brecolpites* dominancia-zóna (, C'')
- 9 *Appendicisporites appendifer* (THIERG 1949) W KR 1959
Devecser 4 sz fúrás 843,3 m, *Oculopollis zaklinskae*—*Brecolpites* dominancia-zóna (, C'')
- 10—11 *Cicatricosporites* sp
Gyepukaján 9 sz fúrás 556,8—557,0 m, *Oculopollis zaklinskae*—*Brecolpites* dominancia-zóna („C'')
- 12 *Zlavisporites* sp
Gyepukaján 9 sz fúrás 590 4—590,6 m, Complexiopollis—Oculopollis dominancia-zóna („A'')

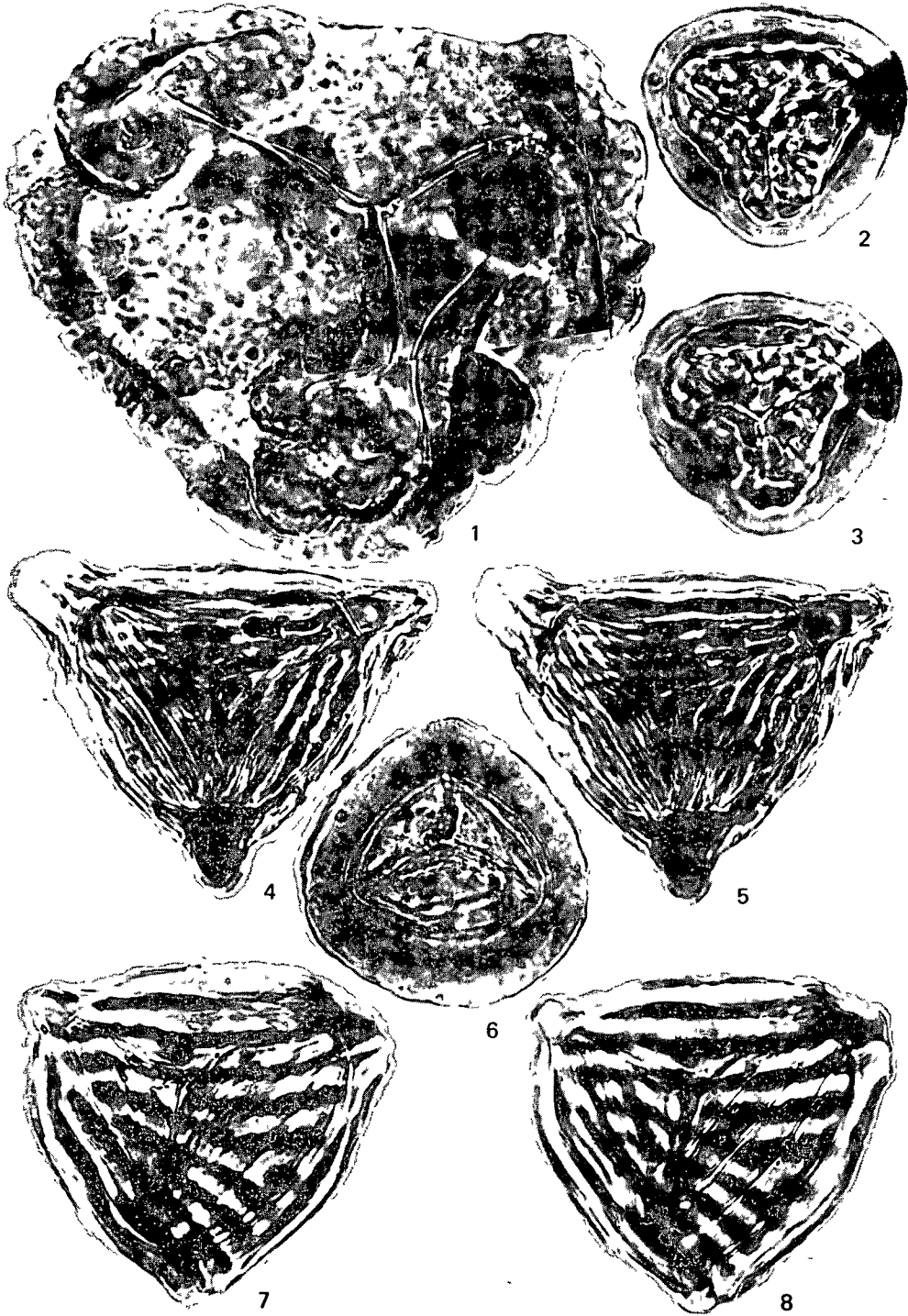
1—12 1000×



II tábla — Plate II

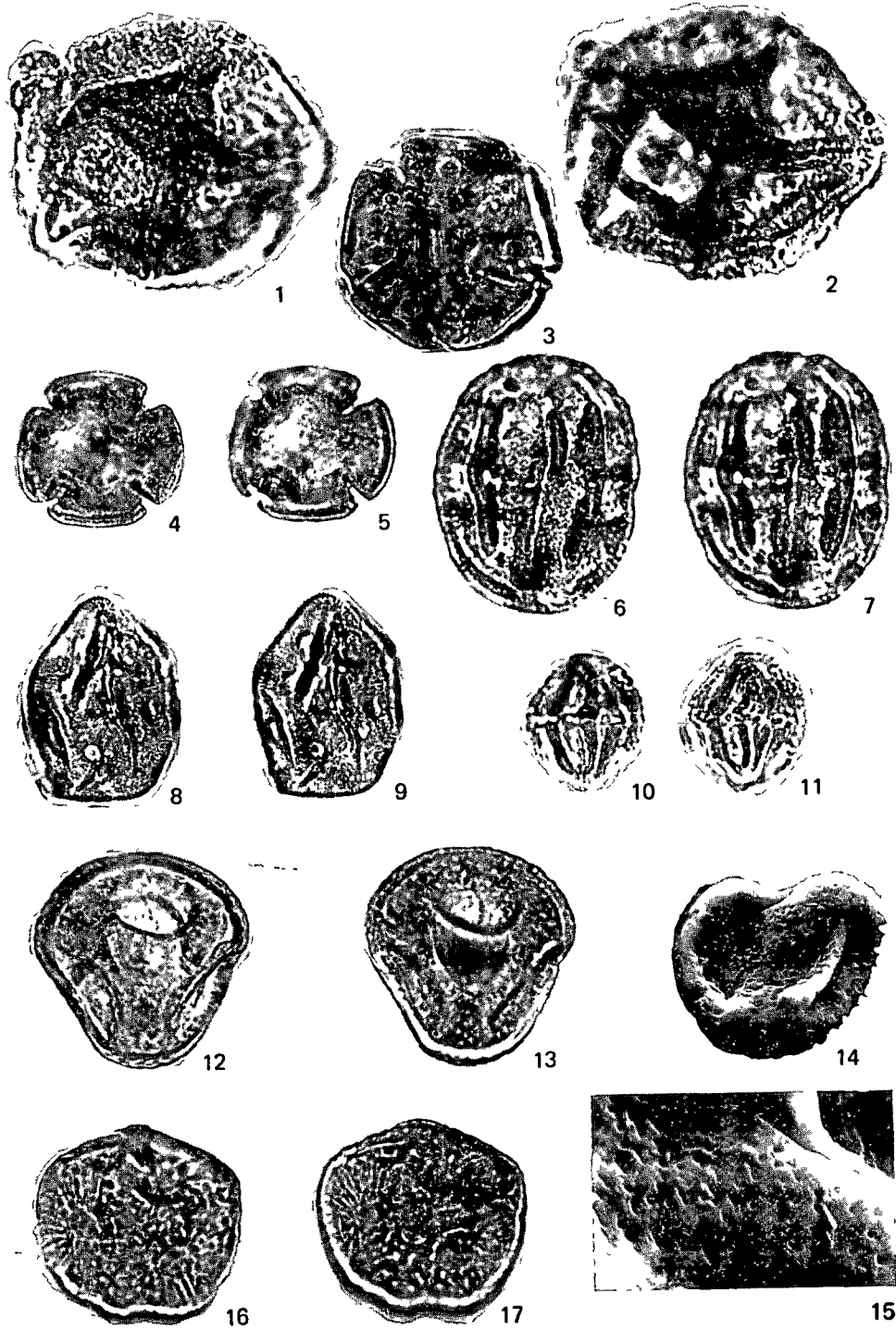
- 1 *Trilobosporites canadensis* POCCOCK, 1962
Gyepukaján 9 sz fúrás 590,4–590,6 m, *Complexiopollis*–*Oculopollis*
dominancia-zóna („A’')
- 2–3 *Polypodiaceosporites* cf. *fortis* W KR 1959
Gyepukaján 9 sz fúrás 556,8–557,0 m, *Oculopollis zaklinskae*–
Brecolpites dominancia-zóna („C’')
- 4–5 *Appendicisporites concentricus* KEMP, 1970
Gyepukaján 9 sz fúrás 556,8–557,0 m, *Oculopollis zaklinskae*–
Brecolpites dominancia-zóna („C’')
- 6 *Murospora* sp
Devecser 4 sz fúrás 876,0 m, *Oculopollis zaklinskae*–*Brecolpites*
dominancia-zóna („C’')
- 7–8 *Cicatricosisporites brevilaesuratus* COUPER 1958
Gyepukaján 9 sz fúrás 556,8–557,0 m, *Oculopollis zaklinskae*–
Brecolpites dominancia-zóna („C’')

1–8 1000×



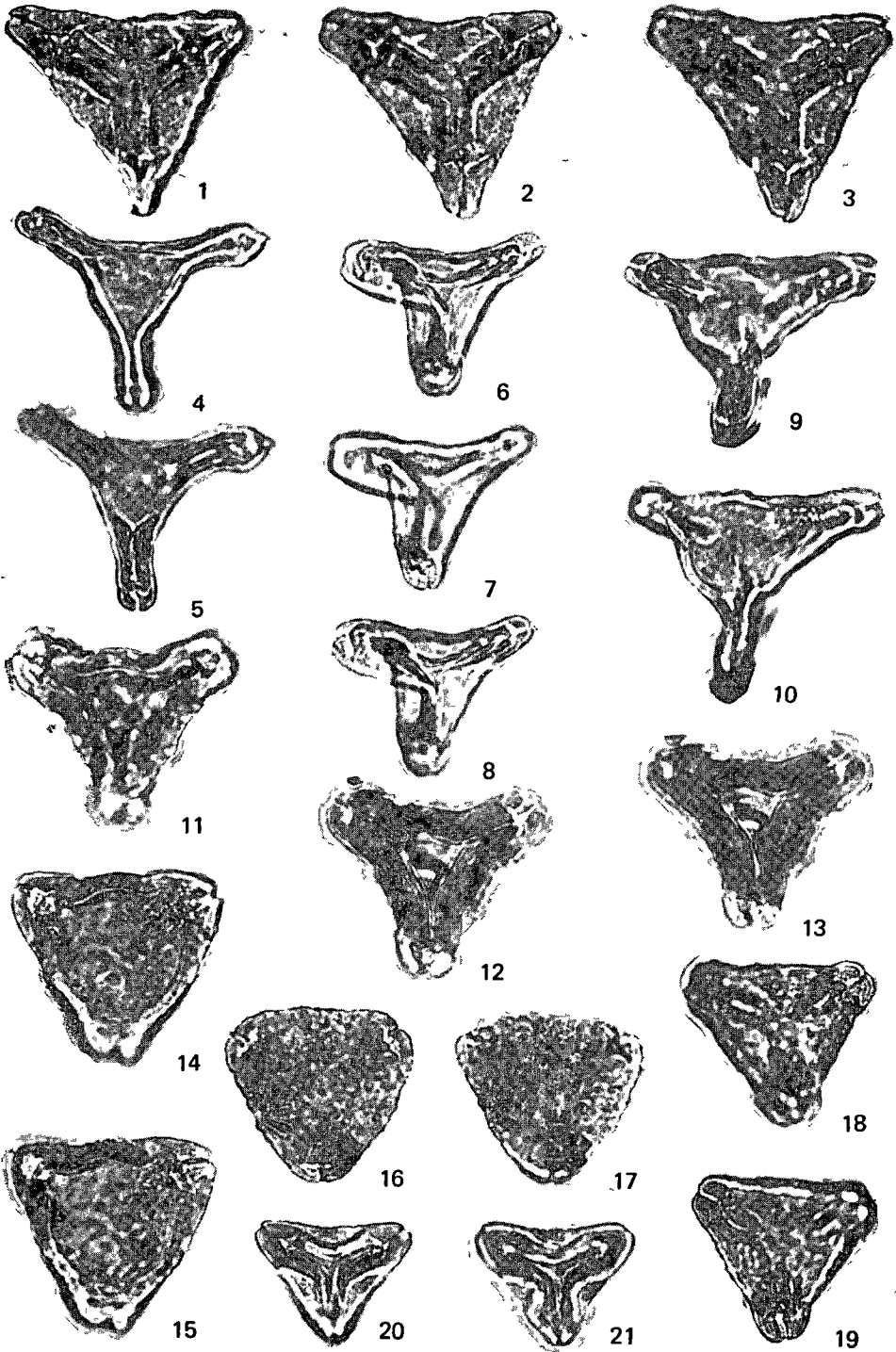
III tábla — Plate III

- 1—2 *Araucariacites australis* COOKSON, 1947
Gyepukaján 9 sz fúrás 558,3—558,5 m, Trilobosporites dominancia-zóna („B”)
- 3 *Tetracolporopollenites (Brecolpites) globosus* GÓCZÁN, 1964
Dövecsei 4 sz fúrás 876,0 m, *Oculopollis zaklinskae*—*Brecolpites* dominancia-zóna „C”
- 4—5 *Tetracolporopollenites (Brecolpites) globosus* GÓCZÁN, 1964
Gyepukaján 9 sz fúrás 558,3—558,5 m, Trilobosporites dominancia-zóna „B”
- 6—7 *Hexacolporopollenites* nov sp
Gyepukaján 9 sz fúrás 590,4—590,6 m, Complexiopollis—Oculopollis dominancia-zóna „A”
- 8—9 *Striaperipollis gracilistriatus* W KR 1966
Ajka, Ármin bányá, Gyula mező, 112 vágat 39 sz minta *Oculopollis zaklinskae*—*Brecolpites* dominancia-zóna „C”
- 10—11 *Hexacolporopollenites* sp
Gyepukaján 9 sz fúrás 558,3—558,5 m, Trilobosporites dominancia-zóna „B”
- 12—15 *Eupteleapollenites hungaricus* SIEGLNE-FARKAS Á
Magyarpolány 42 sz fúrás 688,6 m Trilobosporites dominancia-zóna („B”)
14 totál kép — total view
15 a centrális mező foveolát felszíne — central field, foveolate surface
- 16—17 *Cristaeopollis* cf *megaforaminis* W KR 1966
Magyarpolány 42 sz fúrás 711,0—712,0 m, Trilobosporites dominancia-zóna „B”
- 1—13, 16—17 1000×
14 SEM 1000×
15 SEM 2400×



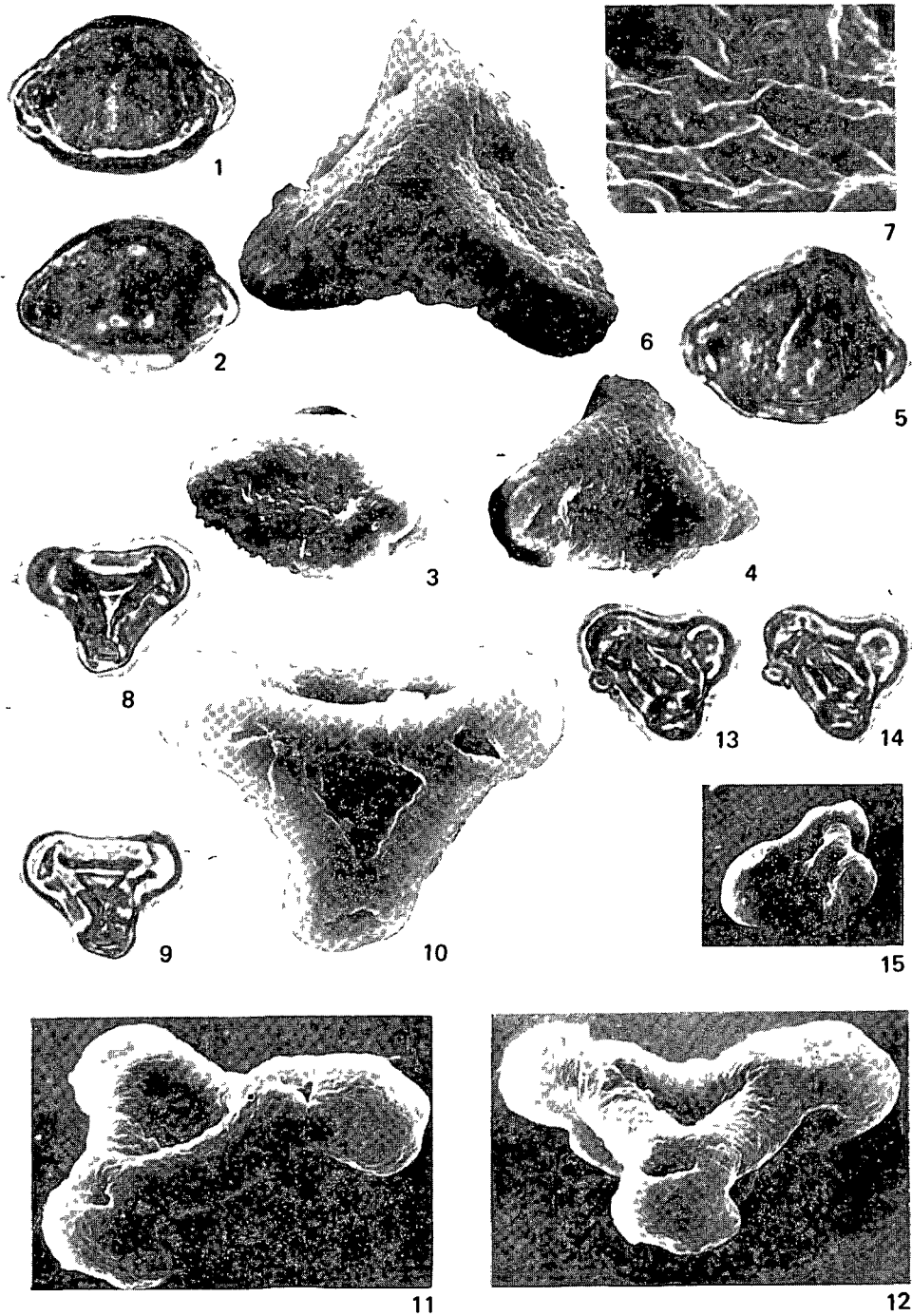
IV tábla — Plate IV

- 1—3 *Pseudophycopollis* n sp
Devecser 4 sz fúrás 876,0 m, *Oculopollis zaklinskae*—*Brecolpites*
dominancia-zóna („C”)
- 4—5 *Complexiopollis complicatus* GÓCZÁN, 1964
Gyepukaján 9 sz fúrás 590,4—590,6 m, *Complexiopollis*—*Oculopollis*
dominancia-zóna („A”)
- 6—8 *Complexiopollis complicatus* GÓCZÁN, 1964
Gyepukaján 9 sz fúrás 558 3—558,5 m, *Trilobosporites* dominancia-
zóna („B”)
- 9—10 *Complexiopollis complicatus* GÓCZÁN, 1964
Gyepukaján 9 sz fúrás 556,8—557,0 m, *Oculopollis zaklinskae*—
Brecolpites dominancia-zóna („C”)
- 11—13 *Complexiopollis* sp
Gyepukaján 9 sz fúrás 581 7—582,5 m, *Trilobosporites* dominancia-
zóna („B”)
- 14—15 *Bakonyipollis galerus* GÓCZÁN, 1967
Gyepukaján 9 sz fúrás 558,3—558 5 m, *Trilobosporites* dominancia-
zóna („B”)
- 16—17 *Soerenyipollis elegans* GÓCZÁN et W KR, 1967
Gyepukaján 9 sz fúrás 556 8—557 0 m, *Oculopollis zaklinskae*—
Brecolpites dominancia-zóna („C”)
- 18—19 *Pseudophycopollis* n sp
Gyepukaján 9 sz fúrás 590,4—590,6 m, *Complexiopollis*—*Oculopol-*
lis dominancia-zóna („A”)
- 20—21 *Pseudophycopollis peneserta* PF 1953
Gyepukaján 9 sz fúrás 581,7—582,5 m, *Trilobosporites* dominancia-
zóna („B”)
- 1—21 1000×



V tábla — Plate V

- 1–7 *Complexiopollis tuberculatus* GÓCZÁN
 Gyepukaján 9 sz fúrás 590,4–590,6 m, Complexiopollis–Oculopollis dominancia-zóna „A”
 1–2, 5 Fénymikroszkópos felvétel glicerines szemcsepreparátumból
 – Light micrographs of single grain preparations mounted in glycerine,
 3–4 SEM felvételek ugyanarról a szemcséről, 3 oldalnézet 4 közel E-sík – SEMGs of the same grain, 3 lateral view, 4 nearly E-plane,
 6 totál kép E-sík – total view, E-plane
 7 SEM felvétel ugyanarról a szemcséről, részlet a poláris régió striat ultrasculpturájáról – SEMG of the same grain, detail of striate ultrasculpture of polar region
- 8–12 *Interporopollenites turgidus* GÓCZÁN
 Gyepukaján 9 sz fúrás 590,4–590,6 m Complexiopollis–Oculopollis dominancia-zóna „A”
 8 E-sík, proximális oldal – E-plane proximal side,
 9 E-sík, disztális oldal – E-plane distal side
 10 SEM felvétel ugyanarról a szemcséről E-sík – SEMG of the same grain E-plane,
 11–12 SEM felvételek ugyanarról a szemcséről közel oldalnézet
 Megállapítható a Complexiopollishoz hasonló striat sculptura – Nearly lateral view Note the striate sculpture resembling that of Complexiopollis
- 13–15 *Interporopollenites quietus* GÓCZÁN
 Gyepukaján 9 sz fúrás 590,4–590,6 m Complexiopollis–Oculopollis dominancia-zóna „A”
 13–14 közel oldalnézet – nearly lateral view
 15 SEM felvétel ugyanarról a szemcséről – SEMG of the same grain
- 1 2 5, 8 9, 13 14 1000×
 3, 4, 15 SEM 1000×
 6 SEM 1500×
 7 SEM 10 000×
 10 SEM 12 200×
 11, 12 SEM 2000×



11

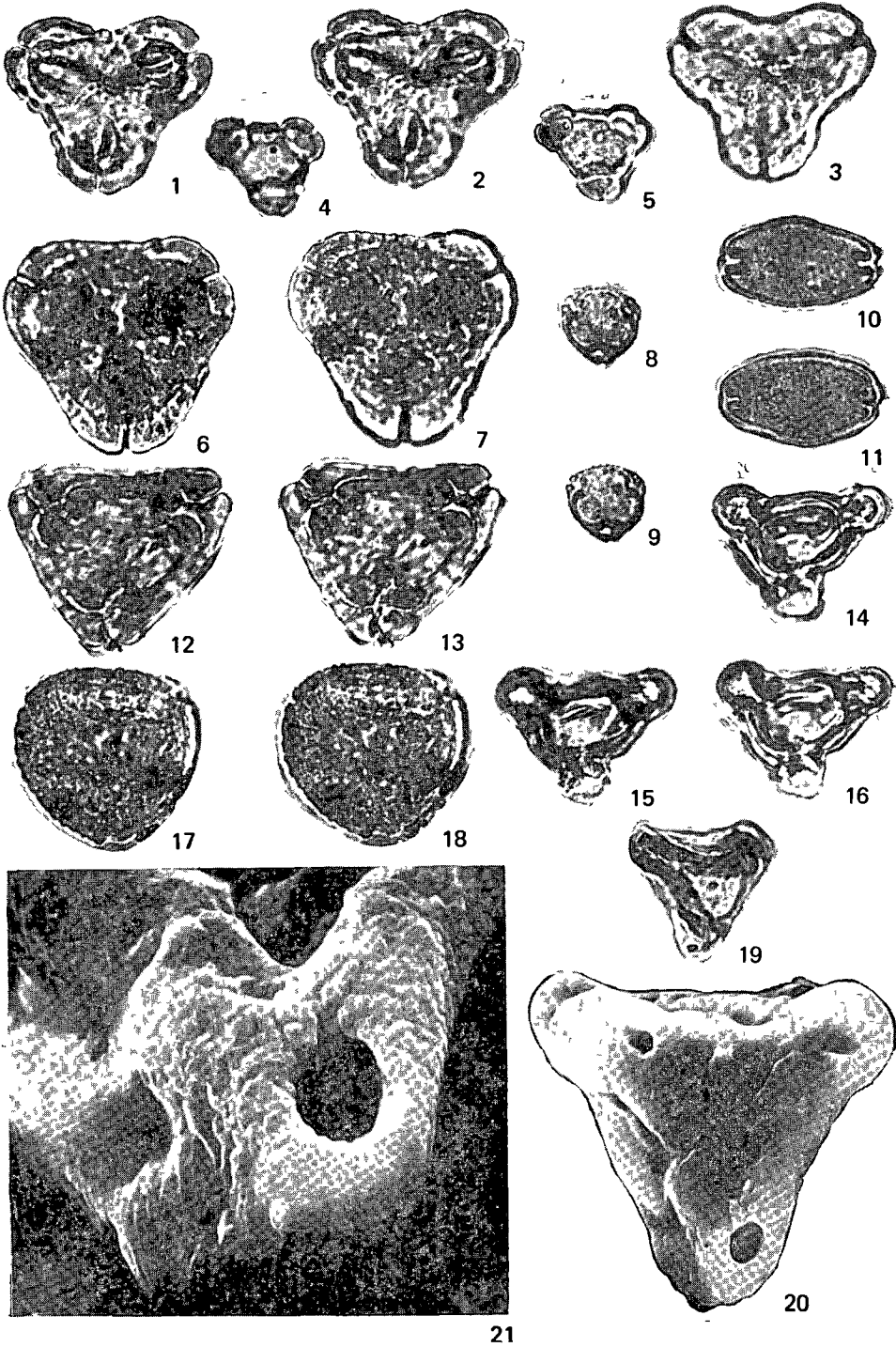
12

VI tábla — Plate VI

- 1—3 *Schulzipollis pannonicus* GÓCZÁN, 1967
Gyepukaján 9 sz fúrás 558,3—558,5 m, Trilobosporites dominancia-zóna („B'')
- 4—5 *Suemegipollis triangularis* GÓCZÁN 1964 f minor nov f
Gyepukaján 9 sz fúrás 581,7—582,5 m, Trilobosporites dominancia-zóna („B'')
- 6—7 *Schulzipollis pannonicus* GÓCZÁN 1967
Gyepukaján 9 sz fúrás 590,4—590,6 m, Complexiopollis—Oculopollis dominancia-zóna („A'')
- 8—9 *Minorpollis* sp
Gyepukaján 9 sz fúrás 581,7—582,5 m, Trilobosporites dominancia-zóna („B'')
- 10—11 *Laudaypollis clarus* GÓCZÁN, 1964
Ajka 166 sz fúrás 106,6—107,6 m, *Oculopollis zaklinskavae*—*Brecolpites* dominancia-zóna („C'')
- 12—13 *Trudopollis convector* PF 1953
Gyepukaján 9 sz fúrás 581,7—582,5 m, Trilobosporites dominancia-zóna („B'')
- 14—16 *Interporopollenites proporus* WEYL et KRIEG
Gyepukaján 9 sz fúrás 581,7—582,5 m
- 17—18 *Tripoporopollenites robustus* PF, 1953
Gyepukaján 9 sz fúrás 590,4—590,6 m, Complexiopollis—Oculopollis dominancia-zóna („A'')
- 19 *Interporopollenites* cf *vinculatus* GÓCZÁN
Gyepukaján 9 sz fúrás 558,3—558,5 m, Trilobosporites dominancia-zóna („B'')
- 20—21 *Interporopollenites* sp
Gyepukaján 9 sz fúrás 590,4—590,6 m, Complexiopollis—Oculopollis dominancia-zóna („A'')
- 20 SEM-felvétel, csepp-preparátumról E-sík — SEMG of a drop-slide, E-plane
- 21 SEM felvétel ugyanarról a szemcse poláris régiójáról Jól látható a kerekded nyílású subequatorális exoporus és a Complexiopollis felszínére emlékeztető striat ultraskulptura — SEMG of the polar region of the same grain Note the subequatorial exopore of circular outline and the striate ultraskulpture resembling the surface of Complexiopollis

1—19 1000×

20—21 SEM 2400×

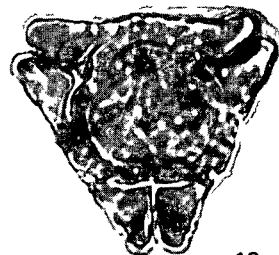
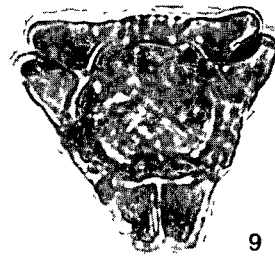
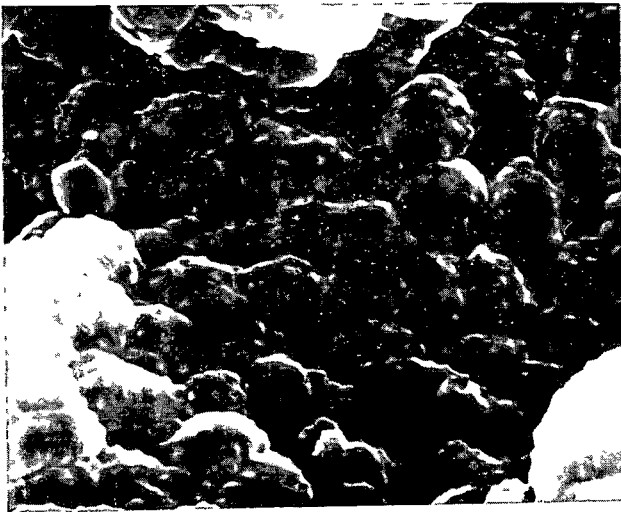
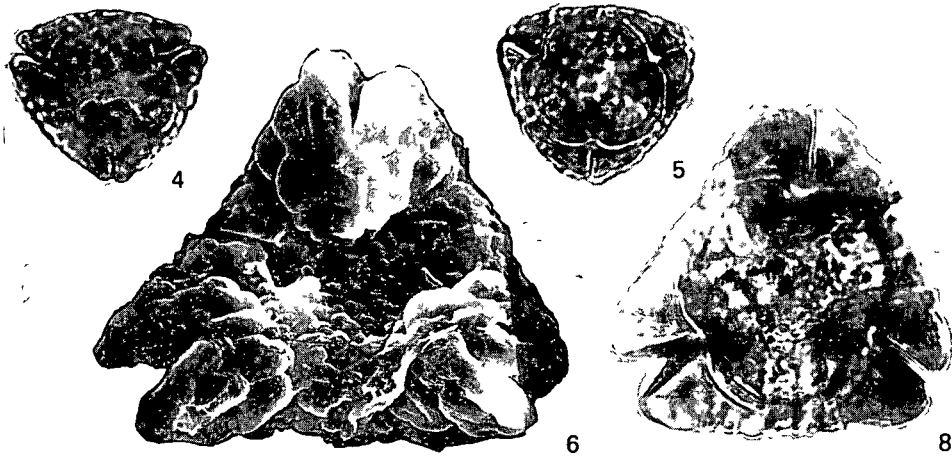


21

VII tábla — Plate VII

- 1—2 *Oculopollis zaklinskae* GÓCZAN, 1964
Devecser 4 sz fúrás 876,0 m, *Oculopollis zaklinskae*—*Brecolpites*
dominancia zóna („C’')
- 3 *Oculopollis zaklinskae* GÓCZAN, 1964
Gyepukaján 9 sz fúrás 558,3—558 5 m, *Trilobosporites* dominancia
zóna („B’')
- 4—5 *Oculopollis serratus* GÓCZAN
Gyepukaján 9 sz fúrás 581,7—582 5 m, *Trilobosporites* dominancia
zóna („B’')
- 6—7 *Oculopollis* sp
Gyepukaján 9 sz fúrás 590,4—590,6 m, *Complexiopollis*—*Oculopollis*
dominancia zóna („A’')
- 6 SEM felvétel csepp-preparátumból A proximális oldal centrális
része microverrucat, a polaris régió oculusait a bázisuk mentén össze-
nőtt durva verrucae alkotja — SEMG of a drop-slide Central area of
proximal side microverrucate, oculi of polar region constituted by
coarse verrucae intergrown along their base
- 7 SEM felvétel ugyanairól a szemcséről Részlet a centrális mező coni-
val díszített microverrucat sculpturájú felszínéről A verrucae nagysága
1,2 μm , magassága 0,1 μm A conic csúcsai közötti távolság 0,4 μm
— SEMG of the same grain Detail of conic-ornamented, microverrucate
surface of central field Size of verrucae 1 2 μm , height 0 1 μm Spacing
of conic apices 0 4 μm
- 8 *Oculopollis* cf *regularis* GÓCZAN
Gyepukaján 9 sz fúrás 581,7—582,5 m, *Trilobosporites* dominancia
zóna („B’')
- 9—10 *Longanulipollis elegans* GÓCZAN 1964
Gyepukaján 9 sz fúrás 490,4—490,6 m, *Hungaropollis krutzschi* do-
minancia zóna („D’')

1—5, 8—10 1000 \times
6—7 SEM 1000 \times

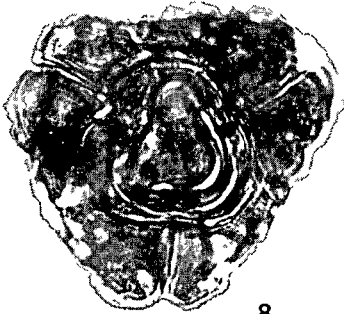
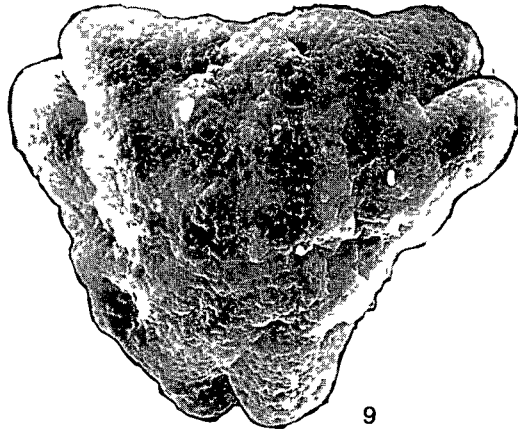
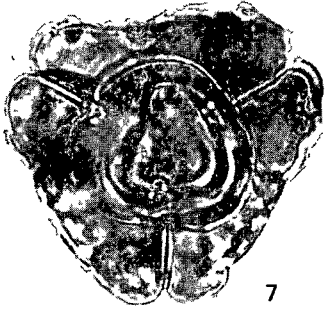
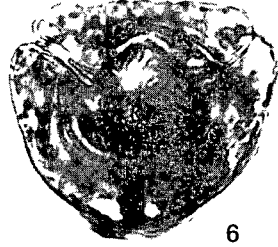
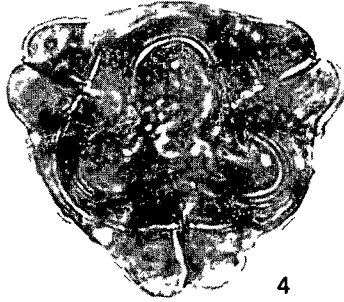
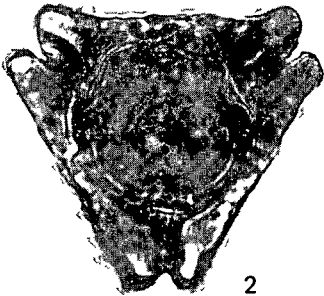
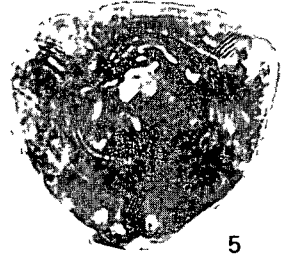
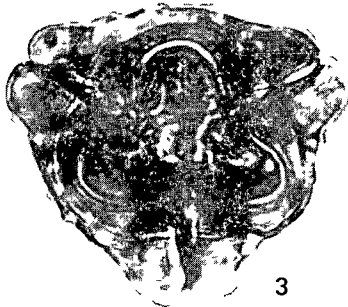
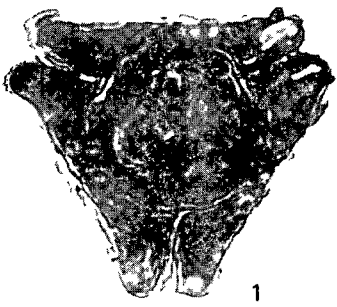


7

10

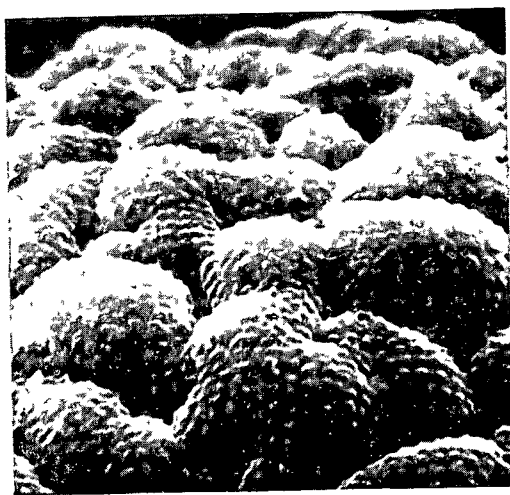
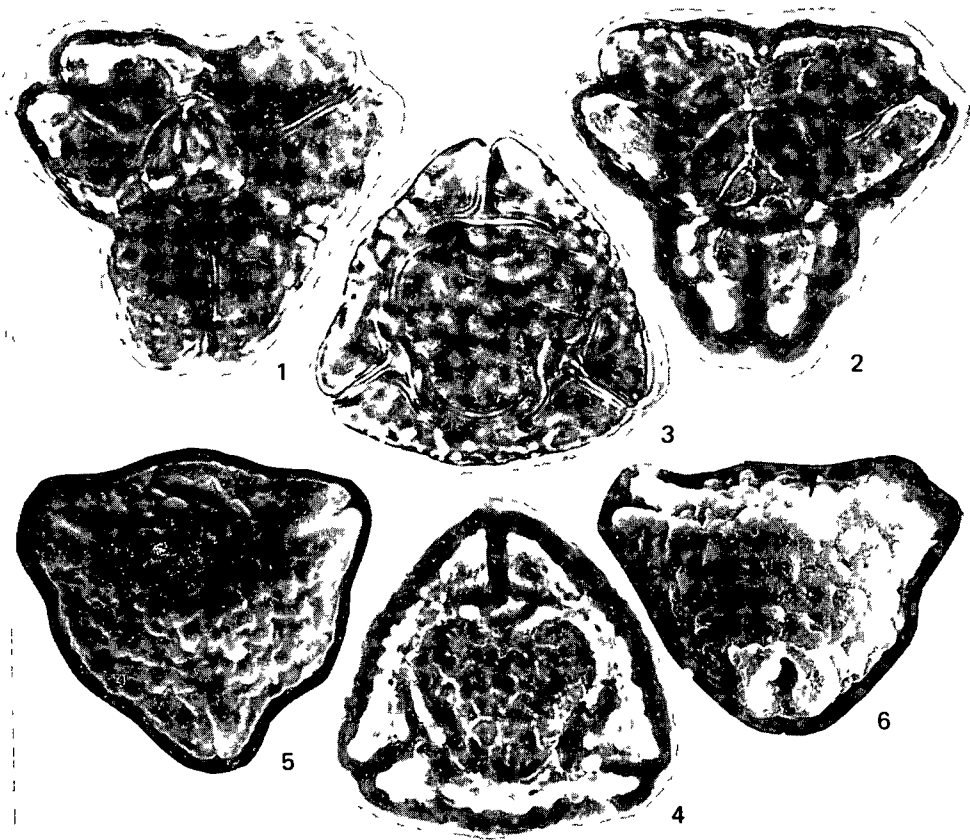
VIII tábla — Plate VIII

- 1—2 *Longanulipollis lenneri* GÓCZÁN, 1964
Gyepukaján 9 sz fúrás 490,4—490,6 m, *Hungaropollis krutzschi* dominancia-zóna „D”
- 3—4 *Hungaropollis triangularis* GÓCZÁN, 1964
Devecser 4 sz fúrás 843,3 m, *Oculopollis zaklinskae*—*Brecolpites* dominancia-zóna „C”
- 5—6 *Hungaropollis krutzschi* GÓCZÁN, 1964
Gyepukaján 9 sz fúrás 490,4—490,6 m, *Hungaropollis krutzschi* dominancia-zóna „D”
- 7—8 *Hungaropollis* sp
Devecser 4 sz fúrás 876,0 m, *Oculopollis zaklinskae*—*Brecolpites* dominancia-zóna „C”
- 9—10 *Hungaropollis* sp
Gyepukaján 9 sz fúrás 590,4—590,6 m, *Complexiopollis*—*Oculopollis* dominancia-zóna („A”)
9 SEM-felvétel csepp-preparátumból, disztális oldal, — SEMG of a drop-slide, distal side,
10 SEM-felvétel ugyanarról a szemcséről Részlet a conival díszített maculat sculptúrájú felszínről A maculae összeolvadó tendenciát mutat, a díszítő conik méretei közel azonosak az *Oculopollis*-nál megadottakkal (6 tábla 7) — SEMG of the same grain Detail of maculate surface ornamented with conic The maculae tend to coalesce The conic are nearly equal in size with the data given for *Oculopollis*
- 1—8 1000×
9 SEM 1800×
10 SEM 10 000×



IX tábla — Plate IX

- 1—2 *Hungaropollis oculus* GÓCZÁN
Gyepukaján 9 sz fúrás 490,4—490,6 m, *Hungaropollis krutzschi* dominancia-zóna („D’)
- 3—4 *Krutzschipollis-spatiosus* (GÓCZÁN) GÓCZÁN
Devecser 4 sz fúrás 876,0 m, *Hungaropollis krutzschi* dominancia-zóna („D’)
- 5 *Krutzschipollis* sp
Devecser 4 sz fúrás 790,0 m, *Hungaropollis krutzschi* dominancia-zóna („D’)
SEM felvétel csepp-preparátumból, proximális oldal, microverrucat felszín — SEMG of drop-slide, proximal side, microverrucate surface
- 6—8 *Krutzschipollis* sp
Magyarpolány 42 sz fúrás 508,0 m, *Hungaropollis krutzschi* dominancia-zóna („D’)
- 6 SEM felvétel csepp-preparátumból, disztális oldal, maculat felszín — SEMG of drop-slide, distal side, maculate surface
- 7 SEM felvétel ugyanarról a szemcséről Részlet a centrális mezőből. Bázisuk mentén összenőtt, conival díszített maculae — SEMG of the same grain Detail from central field Maculae intergrown along their base and ornamented with conii
- 8 SEM felvétel ugyanarról a szemcséről A 2,5—3,0 μm átmérőjű maculan a conik szabályos sorokban rendeződtek A conik bázisuk mentén 0,25—0,3 μm szélesek, 0,1 μm magasak, csúcsaik közti távolság 0,4 μm — SEMG of the same grain The conii on the macula of a diameter of 2,5—3,0 μm are arranged in regular rows The conii are, along their base, are 0,25—0,3 μm wide, 0,1 μm high, spacing of apices 0,4 μm
- 1—4 1000 \times
5—6 SEM 1000 \times
7 SEM 6000 \times
8 . SEM 10 000 \times



7

8

AZ AJKAI KŐSZÉN FORMÁCIÓ ŐSKORNYEZETI VISZONYAI A KAGYLÓ ÉS CSIGA FAUNA ALAPJÁN

CZABALAY LENKE

M Áll Földtani Intézet-Budapest, Népstadion út 14
H-1143

ETO 564 1 + 564 3 551 763(234 373 1)
553 94 551 763(234 373 1)

T a r g y s z a v a k kagyló, csiga, faunaasszociáció, kősenkeletkezés, őskorNYezeti viszonyok, felső-santonii, also-campani, Ajka

A cikk az Ajkai Kőszén Formáció kagyló és csiga faunáját ismerteti az Ajka, Gyepukaján, Devecser, Magyarpolány, Csabrendek, Káptalanfa, Nemesahany és Somlóvásárhely területen lemélyített fúrásokból és az Ajka Árimin-bányai szelvényből. A vizsgálat célja a kagyló és csiga faunaasszociációk értékelése, a kősen keletkezési viszonyainak megismerése és az őskorNYezeti viszonyok rekonstruálása volt. A három palynozónával definiált időegységben („AB—C—D”) az uledékgyűjtök kagyló és csiga faunáját a sótartalom igénye szerinti változás alapján toombszelvényekben ábrázoltuk (1—6 abra).

Az Ajkai Kőszén Formáció uledékosszletében édesvízi—brakkvízi és tengeri faunátársulások váltakoznak, amelyek a részmedencékben az oszcillációs mozgások következtében kisebb fáziseltolódással követik egymást. Az Ajkai Kőszén Formáció Mollusca faunájában sok az endemikus elem. Ezeket mediterrán faunaelemnek és egy-egy indó-malajai faj kíséri. A faunaegyüttes az észak—déli mediterrán faunaprovincia keveredése utal. Az „AB—C” palynozónákban levő édesvízi—brakkvízi faunátársulásokat a felső-santonii, a transzgressziót bevezető tengeri faunátársulásokat pedig a felső-santonii—alsó-campani határai valószínűsítjük.

A Déli Bakonyban az Ajkai Kőszén Formáció kagyló és csiga faunájával több kutató foglalkozott (HANTKEN M. 1878, OPPENHEIM P. 1895, NEUBRANDT E. 1949, J. T. C. YEN 1958) BARTHA F. (1962) finomrétegtani és tomegvizsgáló módszereket alkalmazott. Legjelentősebb eredménye a Mollusca fauna sótartalom-igény szerinti értékelése és ezek alapján az oszcillációs folyamatok megállapítása, valamint a Pyrguliferák fejlődési sorának összeállításával megalapozott rétegtani értékelés volt.

Egyéb feladatok mellett az 1970-es években kapcsolódtam be az Ajkai Kőszén Formáció Mollusca faunájának vizsgálatába. Elsősorban az Ajka, Padragkút, Magyarpolány, Devecser területén lemélyített fúrások anyagait dolgoztam fel. Az 1978—85 évek között a Dunántúli-kozáphegység szonon barnakőszénkutatása téma keretében Magyarpolány, Devecser, Zalagyomoró, Csabrendek, Gyepukaján, Káptalanfa, Nemesahany, Somlóvásárhely, környéki fúrások szonon rétegsorait és az ajkai Árimin-akna szelvényét vizsgáltam. E munka során fő célomnak a kagyló és csiga fauna okológiai értékelésével a kőszén keletkezési körülményeinek megismerését és az ősföldrajzi viszonyok rekonstruálását tekintetem. Ennek kapcsán sótartalmi, vízmélységi, átvilágított-

sági, parttól való távolsági, hőmérsékleti szempontból értékeltük a faunát. A faunaegyüttesek területi elterjedésének nyomozásával, időbeli megjelenésük azonosságának vagy eltéréseinek megállapításával következtethetünk az egyes részmedencék kiterjedésére, összefüggésére, tagoltságára és időbeli változásukra.

Az Ajkai Kőszén Formáció kagyló és csiga faunája példányszámban gazdag, fajszámában erősen változó. A maradványegyütteseket alkotó fajokat és nemzetségeket a H. HILFERMAN (1949) féle sótartalmi kategóriák alapján édesvízi, oligohalin, miohalin, mezohalin, brachyhalin, brachyhalin és tengeri faunaegyüttesekbe soroltam (1. ábra). Az egyes sótartalmi kategóriákon belül pedig a parttávolság alapján két (az édesvízi környezetben belül három) jellemző faunatarsulást lehetett meghatározni.

1. ábra. A faunaasszociációk elterjedése és sótartalmi viszonyai

$s = \text{sim}$, $d_1 - d_3 =$ a diszrittség foka — 1.1 fauna típus helix—melania—cyrena maradványegyüttes. Sórtartalom 0,0—0,5%, vízmélység a 0,5 m-t nem haladja meg. Partközeli környezet. E-2 fauna típus ajkaiás—melania—cyrena maradványegyüttes. édesvízi. Sórtartalom 0,0—0,5%, vízmélység az 1 m-t nem haladja meg. A parttól kicsit távolabbi környezet. A szárazföldi faunaelemek ma hiányoznak. E-2 fauna típus pyrgulifera—potamomyia maradványegyüttes, édesvízi. Sórtartalom 0,0—0,5%, vízmélység 1—2 m. A parttól távolabbi környezet. O-1 fauna típus pyrgulifera (sima)—cyrena maradványegyüttes, oligohalin. Sórtartalom 0,5—3,0%, vízmélység 1—2 m, a parttól távolabbi környezet, a sekély mocsárlápi bevezető sziklás. O-2 fauna típus pyrgulifera (sima, nagyobb termetű, lepcsőzetes spirála)—melanopsis—strophostoma maradványegyüttes, oligohalin. Sórtartalom 0,5—3,0%, vízmélység 1—1,5 m. Partközeli környezet, szárazföldi elemek a maradványegyüttesekben (Strophostoma). Me-1 fauna típus pyrgulifera (d₁—d₂)—melania—corbulas maradványegyüttes. Sórtartalom 3,0—5,0%, vízmélység 2—3 m, sekély mocsárlap, a parttól kissé távolabbi környezet, időnként tengervíz beszivárgás (Hadraxon, Cerithium). Me-2 fauna típus pyrgulifera (d₁)—hadraxon—strophostoma maradványegyüttes. Sórtartalom 3,0—5,0%, vízmélység 1—2 m (miohalin), partközeli sekély mocsárlap környezet, időszakos tengervíz-beszivárgással (Hadraxon), bemosott szárazföldi faunaelemekkel (Strophostoma). Me-1 fauna típus pyrgulifera (d₂)—melania maradványegyüttes. Sórtartalom 5,0—9,0% (mezohalin), vízmélység 3—4 m. A tenger ingressziói fokozódott, mély mocsárlap környezet. Me-2 fauna típus cerithium—melania—dejanira maradványegyüttes. Sórtartalom 5,0—9,0% (mezohalin), vízmélység 3—4 m, partközeli tágó. A tenger irányába beáradóit faunaelemek Cerithium, Dejanira. Pl-1 fauna típus cerithium—cardium—cyclus maradványegyüttes. Sórtartalom 9,0—16,0% (polihalin), vízmélység 3—5 m. A laguna parti szakasza, a víz mozgatótsága növekedett. Pl-2 fauna típus pyrgulifera (d₃)—cerithium—cyclus maradványegyüttes. Sórtartalom 9,0—16,0% (polihalin), vízmélység 4—10 m. A laguna belső szakasza. A „Borosty intelep”-re jellemző ez a faunaegyüttes. Br-1 fauna típus planicoma—cardium maradványegyüttes. Sórtartalom 16,0—30,0% (brachyhalin), vízmélység 8—10 m. A laguna belső szakasza. Br-2 fauna típus puenella—cardium maradványegyüttes. Sórtartalom 16,0—30,0% (brachyhalin), vízmélység 6—8 m. A laguna parti szakasza. T-6 fauna típus turritella—cardium—astarte maradványegyüttes. Sórtartalom 30,0%, vízmélység 2—10 m. Környezet a transzgrádáló tengeri szublitoralis öv. T-3 fauna típus trochactaeon, zátony jellegű faunatarsulás. A sórtartalom 30,0% feletti, vízmélység a 10 m-t nem haladja meg.

Fig. 1. Distribution of faunal associations and the corresponding salinity conditions

$s = \text{smooth}$, $d_1 - d_3 =$ degree of ornamentation — Faunal type E-1 Helix—Melania—Cyrena association. Salinity 0.0—0.5%, water depth not exceeding 0.5 m. Nearshore environment. Faunal type E-2 Ajkaiás—Melania—Cyrena association, freshwater. Salinity 0.0—0.5%, water depth not exceeding 1 m. A little more offshore environment. Terrestrial faunal elements already absent. Faunal type E-3 Pyrgulifera—Potamomyia association, freshwater. Salinity 0.0—0.5%, water depth 1—2 m. More offshore environment. Faunal type O-1 Pyrgulifera (smooth)—Cyrena association, oligohaline. Salinity 0.5—3.0%, water depth 1—2 m, more offshore environment, initial stage of development of a shallow swamp. Faunal type O-2 Pyrgulifera (smooth, of larger size, with stepped spire)—Melanopsis—Strophostoma association, oligohaline. Salinity 0.5—3.0%, water depth 1—1.5 m. Nearshore environment with terrestrial elements in the fossil assemblages (Strophostoma). Faunal type Me-1 Pyrgulifera (d₁—d₂)—Melania—Corbulas association. Salinity 3.0—5.0%, water depth 2—3 m, shallow swamp environment, a little bit farther offshore with temporary infiltration of seawater (Hadraxon, Cerithium). Faunal type Me-2 Pyrgulifera (d₁)—Hadraxon—Strophostoma association. Salinity 3.0—5.0%, water depth 1—2 m (miohaline) nearshore shallow marsh-swamp environment with temporary infiltration of seawater (Hadraxon) and with terrestrial faunal elements washed in (Strophostoma). Faunal type Me-1 Pyrgulifera (d₂)—Melania association. Salinity 5.0—9.0% (mesohaline), water depth 3—4 m. More advanced ingressions, deep swamp environment. Faunal type Me-2 Cerithium—Melania—Dejanira association. Salinity 5.0—9.0% (mesohaline), water depth 3—4 m. Littoral environment. Faunal elements that have immigrated from offshore waters: Cerithium, Dejanira. Faunal type Pl-1 Cerithium—Cardium—Cyclus association. Salinity 9.0—16.0%, water depth 3—5 m. Shoreline zone of the lagoon with an increase in agitation. Faunal type Pl-2 Pyrgulifera (d₃)—Cerithium—Cyclus association. Salinity 9.0—16.0% (polihaline), water depth 4—10 m. Inner stretch of the lagoon. This faunal association is typical of 'Borosty intelep' (Amber Deposit). Faunal type Br-1 Planicoma—Cardium association. Salinity 16.0—30.0% (brachyhaline), water depth 8—10 m. Inner stretch of the lagoon. Faunal type Br-2 Puenella—Cardium association. Salinity 16.0—30.0% (brachyhaline), water depth 6—8 m. Shoreline zone of the lagoon. Faunal type T-6 Turritella—Cardium—Astarte association. Salinity 30%, water depth 2—10 m. Environment: sublittoral zone of transgressing sea. Faunal type T-3 Unal association of reef-building character with Trochactaeon. Salinity above 30%, water depth not exceeding 10 m.








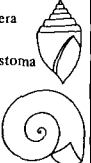







A faunaasszociációk tér- és időbeli változásait, amelyek a szenon előtti szárazulati időszakban kialakult részmedencékben a kőszénképződés idején lezajlottak, tombszelvényekben ábrázoltam (2—7 ábra). E tombszelvényeken mutatom be a vizsgált uledékgyűjtők közül a kőszénképződés idején zárt ajkai részmedencének a tőle egy triász dolomit gerinccel elválasztott, DNy-i irányban nyitott magyarpolány—devecseri, és a gypeukajáni uledékgyűjtők malakookológiái változásait. E részmedencék faunaegyütteseiben jól tükröződnek az egykori környezeti faktorok változásai, melyeket a kőszénképződési időszakon belül három palynozóna időtartama alatt vizsgáltunk. Az egyes palynozónákat (AB—C—D) SIEGL K.-NÉ határozta meg és sorolta be a GÓCZÁN F. (1964)-féle szenon palynozonációba.

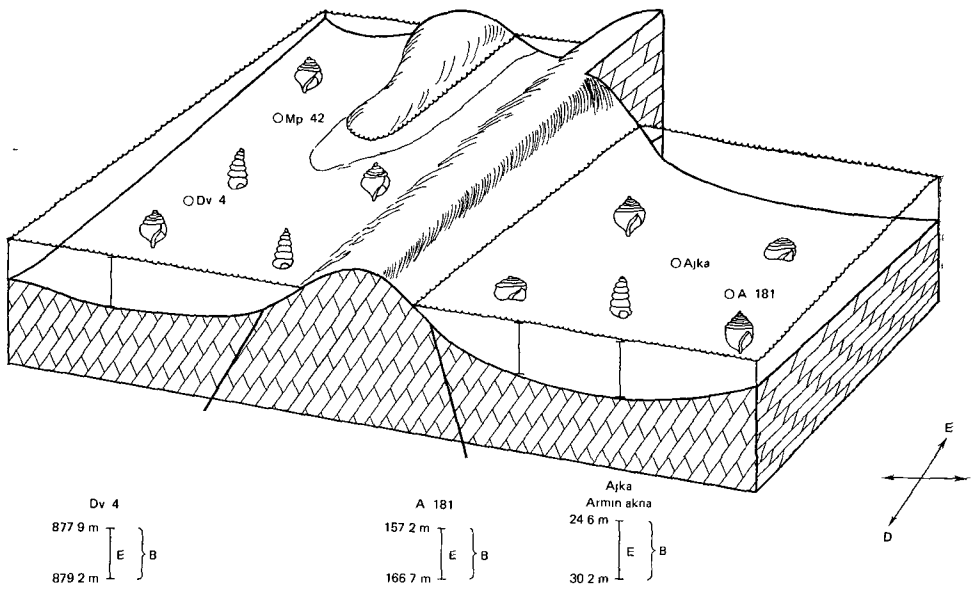
Az azonos sótartalmú kategóriákba tartozó faunaasszociációk nem mindig ugyanabban az időegységben jelennek meg. Ennek oka a terület különböző geomorfológiai arculatában és az uledékgyűjtő részmedencék eltérő fejlődéstörténeti alakulásában keresendő. E változásokat az említett időegységekben és részmedencékben nyomon követve, az alábbiakat állapíthatjuk meg:

Az ajkai részmedence

A palynológiai adatok szerint az ajkai részmedencét később borította el a víz, mint a tőle ÉNy-ra levő Magyarpolány és Devecser térségében kialakult uledékgyűjtőket, ill. a D-re levő, mélyebb térszíni gypeukajáni részmedencét.

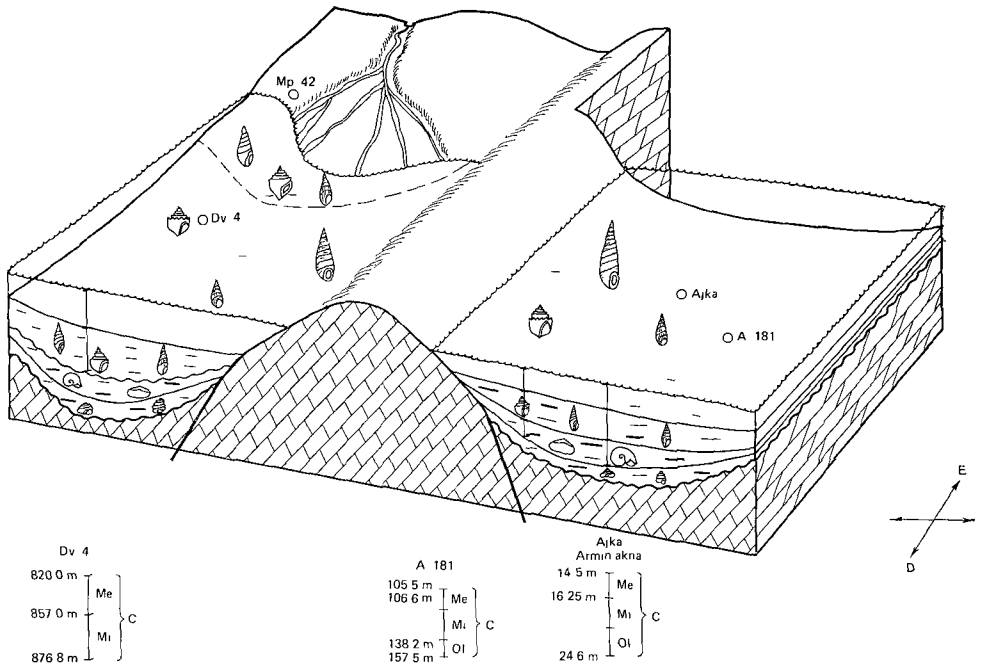
Az ajkai részmedencében az uledékgyűjtő Ny-i részében, a „B” zóna idején alakult ki először kisebb vízborítású terület (A 181 sz. f. 157,2—166,7 m). Ebben édesvízi tavi faunaegyüttes élt, amelynek maradványegyüttesére a helixes—melaniás—cyrenás társulás jellemző (1 ábra, 1 táblázat, É-1 fauna-

Édesvízi 0 0–0 5%	Ólghalm 0 5–3 0%	Miohalm 3 0–5 0%	Mezohalm 5 0–9 0%	Plóhalm 9 0–16 0%	Brachyhalm 16 0–30 0%
Helix É-1 	Pyrgulifera (s) Cyrena O-1 	Pyrgulifera (d ₁₋₂) Melania Corbicula Mi-1 	Pyrgulifera (d ₁) Hadraxon Me-1 	Centhium Cardium Cytherea Pl-1 	Glauconia Cardium Cytherea Br-1 
Ajkai É-2 	Pyrgulifera (s) Strophostoma O-2 	Pyrgulifera (d ₁) Hadraxon Strophostoma Mi-2 	Centhium Melania Dejanura Me-2 	Pyrgulifera (d ₁) Centhium Cyclas Pl-2 	Pirenella Cardium Br-2 
Pyrgulifera (s) É-3 	Tengeri 30 0% <				
	Turritella T-6 Cardium Astarte Korall 		Trochactaeon Praeradiolites T-3 		



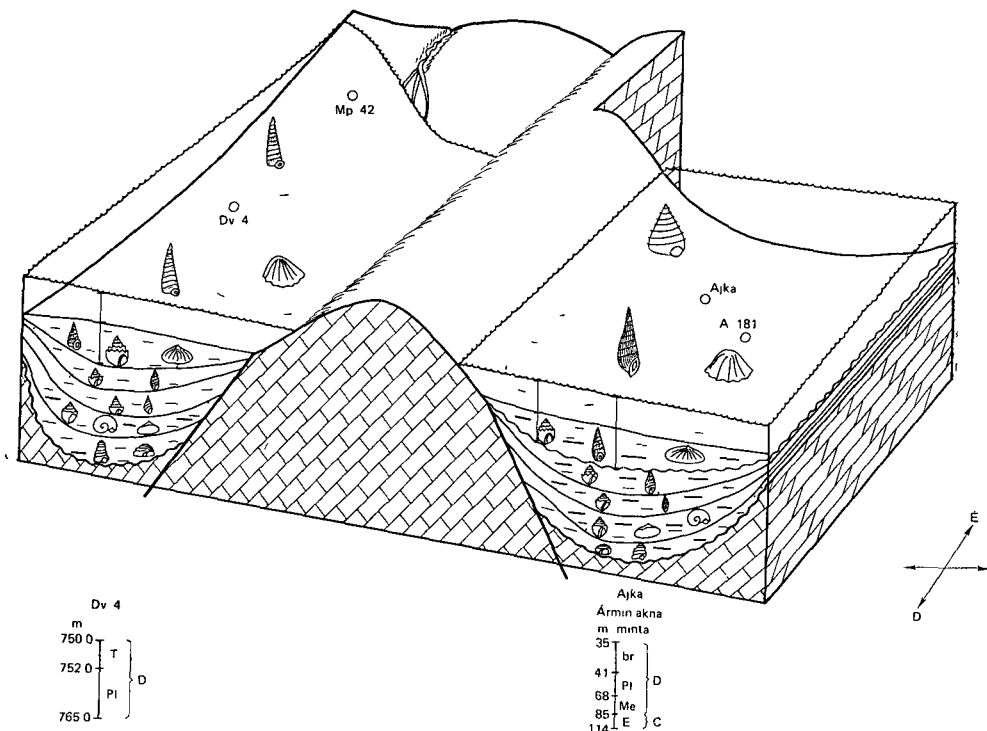
2 ábra Az ajka–magyarpolany–devecseri részmedencék őskörnyezeti viszonyai a „B” palynozónában

Fig 2 Paleoenvironmental conditions of the Ajka – Magyarpolany – Devecser subbasins in Palynozone “B”



3 ábra Az ajka–magyarpolany–devecseri részmedencék őskörnyezeti viszonyai a „C” palynozónában

Fig 3 Paleoenvironmental conditions of the Ajka – Magyarpolany – Devecser subbasins in Palynozone “C”



4 ábra Az ajka–magyarpolány–devocseri részmedencék őskornyezeti viszonyai a „D” palynozónában

Fig 4 Paleoenvironmental conditions of the Ajka–Magyarpolány–Devocser subbasins in Palynozone “D”

típus) Az uledékgyűjtő vízmélysége ekkor nem haladta meg a 0,5 m-t. A partközelségről a maradványegyüttesben gyakori előfordulású, a szárazulatról bemosott *Helix* csigamaradványok tanúskodnak. A kezdeti lassú süllyedéssel lépést tartó szervesanyag-akkumuláció hasonló intenzitással még a „C” zóna alsó szakaszában is folytatódott, amikor már a medence belsejében is limnikus mocsárlápok keletkeztek. A parttól kissé távolabb már az É-2 típusú faunatársulás élt (1 ábra, 1 táblázat), amelynek maradványegyütteseiben hiányoznak a partról bemosott szárazföldi elemek (Ármín-bánya 106–114 sz. minta). Az édesvízi sekély mocsárlápból csak később (a „C” zóna középső szakaszától kezdődően) alakult ki mélyebb mocsárlápi környezet. Az oligohalin és mióhalin szakaszokban jellemző pyrguliferás–melaniás–corbiculás faunatársulásokat találunk a maradványegyüttesekben (Ármín-bánya 77–85 sz. minta). A parti régióban még gyakoriak a szárazulatokról bemosott *Strophostoma*-félék házaí.

Az aljzat süllyedésének intenzitásával növekszik a tenger ingressiója. Az eddigéknél mélyebb mocsárlápok jönnek létre, mezohalin sórtartalmú vízborítás mellett. Ebben a 3–5 m mélységű biotópban már megjelennek a *Cerithium*-félék és *Cerithiumos*–melaniás–*dejanirás* társulásokat találunk a

A faunatársulások mélységkezei

Depth intervals of the faunal

Fur- sok	Zgy 1	Ci 1	Gy 9	Gy 3	Kf 2	Kf 1	
Palyozonák	D	209,0—308,7 T-6 314,5—317,3 Br-2 317,3—331,0 Br-2	253,5—266,1 T-4 266,1—268,0 T-3 268,0—280,3 Me-1 280,3—307,0 O-1	433,6—436,6 T-3 455,6—471,7 T-5 474,7—479,5 T-6 479,5—483,0 Br-1 483,0—491,6 Pl-2	404,0 T-3 404,0—421,0 L-4 421,0—434,0 T-5 434,0—444,0 T-6 444,0—456,0 Pl-1 454,0—462,5 E-2	665,0 Pl-1 695,7—705,4 Br-2	618,0—625,0 Me-2
	C	331,0—390,0 Me-2 390,0—393,0 Pl-1 393,0—399,6 Me-1	307,0—312,8 L-1	491,6—513,0 Me-1 513,0—537,9 O-1 537,9—561,0 O-2		705,4—730,2 Pl-2 730,4—737,1 Me-1 737,4—761,4 Me-2 761,4—794,6 O-1 794,6—805,4 E-1	625,0—643,2 O-1 643,2—688,9 Mi-1 688,9—701,2 Mi-2 701,3—703,5 O-1
	B A	402,0—405,0 É-1 405,0—409,4 409,4—416,0		561,0—571,0 F-1 571,0—580,0 580,0—591,0		808,4—817,8 É-1	716,5—737,9 É-1

maradványegyüttesekben (Ármin-bánya 69—76 sz minta, A 181 sz f 105,0—106,0 m, 1 ábra 2 táblázat, Me-2 faunatípus) Az ajkai kőszéntepek közül a II—III telepre jellemző ez a faunatársulás. Az aljzat további süllyedésével fokozódik a tengeri hatás. A medence fokozatosan belső lagúnává válik, amelyben most már paralikus kőszéntepek képződnek (I vagy borostyán telep a legfelső kőszénzinórok). A Mollusca faunára a tuskés Pyrguliferák mellett a Cerithium, Cytherea és Cyclas nemzetségek képviselői a jellemzők (1 ábra, 1 táblázat Pl-1 és -2 faunatípus). Míg magas adaptív készségüknél fogva még ebben az asszociációban is gyakoriak a Pyrguliferák, addig a tenger előrenyomulásával érkező Cerithium- és Dejanira-félék csak kisebb példányszámmal képviseltek. Az édesvízi elemek viszont már a mezohalin szakaszban eltűntek a faunából.

Az ajkai medencében a „D” palyozóna idején (4 ábra) a medence süllyedése és a tenger térhódítása következtében lagúna alakult ki. A víz sótartalma 9‰ fölé emelkedett, a faunában az erősen bordázott Pyrguliferák—Cerithiumok—Cyclas-félék voltak túlsúlyban (Ajka, Ármin-bánya 145—172 sz minta). A lagúna vízének sótartalma a tengervíz intenzívebb hozzáfolyásával tovább nőtt (16,0—30,0‰), a brachyhalin faunatársulásra a Pirenella, Cardium, Cytherea genuszok fajai jellemzők. A faunatársulás a lagúna parti szakaszán 6—8 méter mélységben, homokos tengeralfazonon élt. A víz mozgatlansága intenzívebbé vált, az átvilágítottság fokozatosan megnőtt. A telepek anyagának felhalmozódását a tenger végleges térhódítása szüntette meg.

1 táblázat — Table 1

a vizsgált szelvényekben
associations in the studied sections

Nh 1	Sv 1	Dv 4	Mp 42	A 181	Ajka Ármun-akna
636,4—637,1 Br-2	1280,0—1298,9 T-6	750,0—752,0 T-6 752,0—765,0 Pl-2	494,7—506,7 T-5 506,7—514,0 T-6 514,0—520,0 Br-1		
650,2—664,2 Mi 1 664,2—674,3 O-1 674,3—689,8 É-3	1297,3—1304,6 Me-2 1306,7 Pl-2 1306,7—1372,75 Me-2 1372,75—1397,9 Mi-2 1397,0—1402,0 É-1 1402,0—1416,6 O-1	820,0—857,0 Me-2 857,0—860,0 Mi-1 860,0—870,0 Mi-2 874,0—876,8 O-1	637,3—686,0 Me-1	103,5—106,6 Me-2 106,6—138,2 Mi-2 138,2—154,3 O-1 154,3—157,2 O-2	41—68 Pl-2 69—76 Me-2 77—85 Me-1 86—102 É-2-O-2 103—105 O-2 106—114 É-2
	1416,6—1437,4 1416,6—1418,8 É-1	877,0—879,2 É-3	727,6 É-3	157,2—166,7 É-1	

A devecser—magyarpolányi-részmedence

A kutatófúrások tanúsága szerint a devecser—magyarpolányi részmedencét az ajkaitól egy ÉK—DNy-i irányban húzódó felső-triász hátság választotta el E részmedence fejlődéstörténetében meghatározó szerepet kapott az É-ről beáramló szárazföldi—folyóvízi uledékfelhalmozódás SIEGLNÉ (1985a, b) szerint a devecseri uledékgyűjtő DNy-i szélét a „B” palynozónában valamivel előbb borította el a víz, mint az ajkai részmedencét (Dv 4 sz f 877,9—879,2 m, É-3 faunatípus) A teljes elborítás csak később, a palynológiai „C” zónában következett be, *Pyrgulifera glabra* vezetésű faunával Később, a süllyedés fokozódásával az édesvízi faunaegyütteseket oligohalin faunatársulások váltották fel *Hadraxon csingervallensis*, *Goniobasis hungaricus*, *Megalomastoma* sp stb (Dv 4 sz f 874,0—876,8 m, 0-1 faunatípus) A víz sótartalma ekkor 0,5—3,0‰ között mozgott

A következő fejlődési szakaszt a megismétlődő tengervíz beáramlására kialakult mihalin mocsárlápok jelentik Ezekben pyrguliferás—melamás—corbiculás együttesek (1 ábia Me-2 faunatípus Dv 4 sz f 857,0—860,0 m, Mp 42 sz f 637,3—686,0 m) váltakoztak a Pyrgulifera—Hadraxon—Strophostoma összetételű faunával A víz mélysége 2—3 méter között mozgott, a sótartalom 3—5‰ között ingadozott A faunában a bordázott díszítésű Pyrguliferák domináltak, melyek a sótartalom növekedéséhez adaptálódtak („C” palynozóna) A medencealjzat további süllyedésével a tengeri ingresszió

erősödött Ennek hatására mély lápi környezet jött létre, amelyben már Cerithiumok és Dejanirák is megjelentek Ez már jellegzetes mezohalm faunatársulás (Dv 4 sz f 820,0—857,0 m, Me-2 faunatípus) A víz sótartalma 5,0—9,0%-ig megnövekedett A vízmélység elérte a 3—4 métert Az édesvíz utánpótlása egészen minimálisra redukálódott Erre következtethetünk a tengeri faunaelemek dominanciájából

A Dv 4 sz fúrás 752,0—755,0 m mélységkeze már egy phohalin lagunáris szakaszt jelez, ami ebben az időben a részmedencében rövidebb időtartamú volt, mint az ajszámban Ennek oka a transzgresszió gyors térhódításában keresendő A 750,0—752,0 m mélységköz turritellás—cardiumos faunatársulása (T-6 faunatípus) már a transzgresszió bevezető szakaszát mutatja A jól átvilágított víz mélysége ekkor már 2—10 m között ingadozott

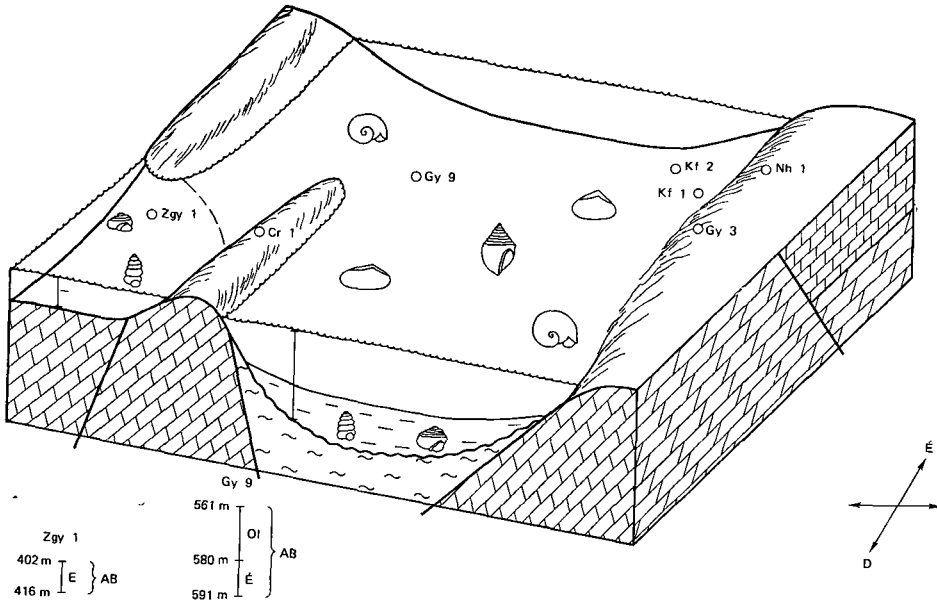
A devecser—magyarpolányi részmedence É-1 peremén (Magyarpolány térségében) a cikluskezdeti limnikus mocsári környezetet az É-ről érkező gyors folyóvízi anyagbeáramlás időszakos vízborítású, fluviatilis—terresztikus uledékfelhalmozódású területté alakította, ahol a campani tenger csak az általános elborítás idején érvényesíthette hatását a faunaegyüttesekben (Mp 42. sz f 514,0—520,0 m, Br-1 faunatípus, 506,7—514,0 m, T-6 faunatípus; 497,7—506,7 m)

Gyepukajáni medence (Ajsza II)

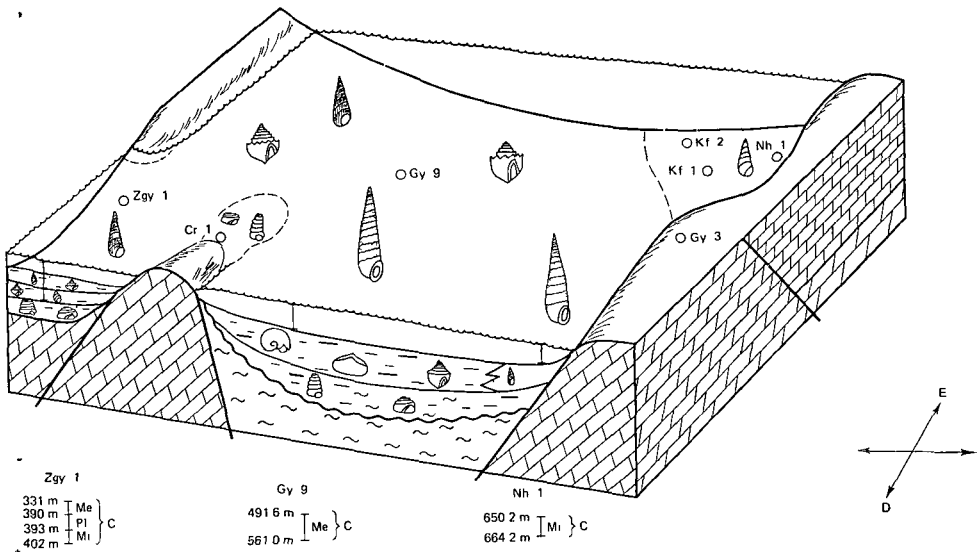
Az ajszai és a devecser—magyarpolányi részmedencétől D-re levő gyepukajáni uledékgyűjtőben — a palynológiai vizsgálatok szerint — már az „A” zónában megindult a tavi uledékképződés A sekélyvízű tóban helixes—melanias—cyrenás faunaegyüttes élt (Gy 9 sz f 580,0—591,0 m, É-1 faunatípus) A parthoz közeli szakaszon a szárazföldi Helix csigafajok maradványai is bemosódtak A vízmélység ekkor még a 0,5 métert nem haladta meg (5 ábra).

A medencealjzat lassú süllyedésével egyidőben további területeket borított el a víz és a gyepukajáni részmedence kiterjedt Zalagyomoró—Káptalanfa—Somlótársárhely területére is, ahol a „B” palynozónában édesvízi tavi uledékfelhalmozódás folyt (Kf 2 sz f 808,4—817,8 m, Kf 1 sz f 716,5—737,9 m, Sv 1 sz f 1416,6—1418,8 m) A tó parti szakaszában helixes fauna-asszociáció jelent meg, ugyanúgy, mint Gyepukajánon az „A” palynozónában (É-1 faunatípus) A gyepukajáni részmedence közepén (Gy 9 sz f) a vízmélység növekedett, a sekély mocsárláp bevezető szakaszát jelző faunaegyüttesek hódították meg a sekélyebb parti szakaszon pyrguliferás (sima, nagyméretű)—melanopsisos—strophostomás faunatársulások szaporodtak el, melyekben gyakoriak voltak a partról bemosott faunaelemek (É-3 faunatípus) A víz mélysége 1 méter körüli volt A vízzel borított terület további kiterjedése folytán ez a rész a tó belső szakaszává vált, ahol az előbbi faunát a pyrguliferás (sima)—cyrenás faunaegyüttes váltotta fel A sekélyvízi mocsárlápra jellemző sima héjú, nagytestű Pyrgulifera és Melanopsis fajok domináltak ebben a faunában (Gy 9 sz f 558,0—580,0 m É-2 és -3 faunatípus)

A zalagyomorói területen hasonló biotópviszonyokat találunk az uledékképződés kezdeti, édesvízi—tavi szakaszában („B” palynozóna), de kisebb szervesanyag-akkumulációval A partközeli édesvízi faunában (Pyrgulifera—Melania—Cyrena) itt is gyakori megjelenésű a szárazulatról bemosott Helix nemzetség héjtoredéke (Zgy 1 sz f 402,0—416,0 m, É-1 faunatípus) A medencealjzat lassú süllyedésével a víz mélysége növekedett és a „B” zóna felső-



5 ábra A gyepukajani részmedence őskornyezeti viszonyai az „A–B” palynozónában
 Fig 5 Paleoenvironmental conditions of the Gyepukajan subbasin in Palynozone "A-B"



6 ábra A gyepukajani részmedence őskornyezeti viszonyai a „C” palynozónában
 Fig 6 Paleoenvironmental conditions of the Gyepukajan subbasin in Palynozone "C"

szakaszán a sekély mocsárlápra jellemző sima héjú Pyrguliferák jelentek meg. A víz mélysége 1–2 méter volt.

A „C” palynozóna alsó szakaszában a gyepukajáni részmedencében tovább folytatódott az édesvízi tavi uledékképződés, az aljzat térszíni viszonyaitól függően sekély, vagy mélyebb lápi körülmények között. Míg Gyepukaján és Somlóvásárhely térségében a sima héjú pyrguliferás—cyrenás faunatársulások jelzik a sekélyvízi mocsárlápi környezetet (Gy 9 sz f 513,0—561,0 m, Somlóvásárhely, Sv 1 sz f 1402,0—1416,6 m) addig Káptalanfa területén még mindig az édesvízi, tavi, parti régió faunaegyütteseit találjuk (Kf 2 sz f 794,6—805,4 m), Nemeshany térsége pedig ekkor kerül először elborítás alá (Nh 1 sz f 674,3—689,8 m, E-3 faunatípus). A tó belső szakaszán élt a pyrguliferás—potamomyás—cyrenás faunaasszociáció, 1–2 méteres vízben, erősen iszapos aljzaton.

Az uledékgyűjto kisebb mélyülésével itt is sekélyvízű mocsárláp alakult ki (Nh 1 sz f 664,2—674,3 m, E-3 faunatípus).

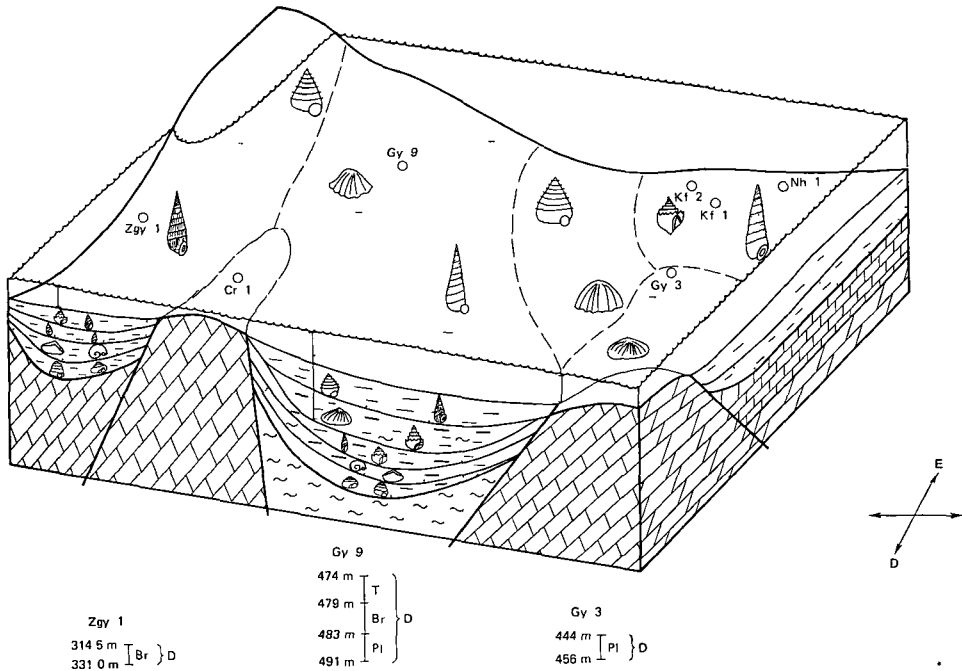
A „C” zóna középső szakaszán a tenger időszakosan benyomult a sekély mocsárláp területére. Ebben a miohalin biotópban egy pyrguliferás (d 1–2) melaniás—corbiculás faunatársulás (M1-1 faunatípus) fejlődött ki. A víz mélysége 2–3 m, sótartalma 3,0–5,0‰ közötti volt. A tengeri hatás felerősödésével a gyepukajáni részmedencében mezohalin mélylápi környezet alakult ki, pyrguliferás (d 2)—melaniás és cerithiumos—dejanírás—melaniás együttesekkel. Ebben a faunában már a tengeri hatást tukrozó *Cerithium* és *Dejanira* nemzetségek tagjai dominálnak. A nagy adaptív képességű *Pyrgulifera* nemzetségek itt már az erősen bordázott díszítettségű példányok képviselték (Gy 9 sz f 491,6—513,0 m, Sv 1 sz f 304,0—322,75 m).

Nemeshany és Káptalanfa térségében még továbbra is az édesvízi sekélyláp volt az uralkodó (Kf 1 sz f 625,0—643,2 m, 0–1, Nh 1 sz f 650,0—664,0 m, M1-1 faunatípus). Ezzel szemben a Káptalanfa 2 sz fúrás területén már lagunáris uledékfelhalmozódás folyt (Kf 2 sz f 705,0—733,2 m, Pl-2). Az erőteljes tengeri ingressziót jelző faunatársulásban gazdag *Pyrgulifera*, *Cytherea*, *Cyclas* fauna van, mely a lagúna parti szakaszán 4–5 méteres vízmélységben élt. A víz mozgatottsága fokozódott. A szervesanyag-felhalmozódás viszonylag magas volt. Ebben a szakaszban találjuk az utolsó paralikus kőszénképződés nyomait, és ekkor került a zalagyomorói terület is közvetlen kapcsolatba a gyepukajáni részmedencével. A sekélyvízi lápi környezet (Zgy 1 sz f 392,0—402,0 m, M1-1 faunatípus) miohalin pyrguliferás—hadraxonos faunatársulását az erős tengeri ingressziót jelző cerithiumos—cardiumos—cythereas faunatársulás (Pl-1 faunatípus) követte, mely a lagúna parti szakaszán 2–5 méteres vízmélységben élt. Az aljzat ingadozásával ez a fauna váltakozott a mélylápok cerithiumos—dejanírás együttesével (Zgy 1 sz f, 331,0—390,0 m, Me-2 faunatípus).

A „D” palynozónában (7 ábra) a gyepukajáni részmedencét a rendkívül rovid lagunáris szakasz után (Gy 9 sz f 483,0—491,6 m, B-1 faunatípus) tenger borította el. A tengeri transzgressziót bevezető turritellás—cardiumos—astartes (T-6 faunatípus) faunaasszociáció a külső, szublitóralis ovezetben, homokos, kissé iszapos aljzaton élt. A vízmélység 2–10 m között mozgott.

Egyes területeken a kisebb oszcillációs mozgások úgy tukrozódnak a faunaegyüttesben, hogy a homokos aljzatot kedvelő fajokat az iszapos aljzatba bemélyedő alakok váltották fel.

Nemeshany—Káptalanfa területén ekkor még belső lagúna-környezet



7 ábra A gyepukajáni részmedence őskornyezeti viszonyai a „D” palynozónában

Fig. 7 Paleoenvironmental conditions of the Gyepukaján subbasin in Palynozone “D”

volt (Kf 2 sz f 695,7—705,4 m, Br-2 faunatípus, Nh 1 sz f 637,1—654,4 m, Pl-1 faunatípus, 636,4—637,1 m, Br-2 faunatípus)

Zalagyomorón a lagunáris környezet nyílttengerivé alakult (Zgy 1 sz f 314,5—334,0 m, Br-2 faunatípus, 292,0—308,7 m T-6 faunatípus) és a pirenellás—cardiumos faunaegyüttest a turritellás—cardiumos—astartes tengeri faunatársulás váltotta fel, mely a litorális ov külső szakaszán élt. A vízmélység 6—8 méterre tehető. A kőszénképződés feltételei gyakorlatilag megszűntek, ezért a rétegsornak ebben a szakaszában már csak egy-két vékony kőszénzmórt találunk.

Csabrendeken a sekélyvízű mocsái (Cr 1 sz f 280,3—307,0 m, 0-1 faunatípus) igen hamar csokkentsósvízi mélylappá alakult, ahol a tengeri ingresszió viszonylag hirtelen éreztette hatását. A faunatársulásban a *Pyrgulifera inflata* YEN és változatai, valamint a *Hadraxon csingervallensis* TAUSCH csigafajok dominálnak. A rétegsorban mintegy 20 m-rel feljebb már a zátonyképződmények kisebb befogazódása figyelhető meg (Cr 1 sz f 266,1—268,0 m, trochactaeonos faunatársulás, T-3 faunatípus).

A gyepukajáni részmedence K-i partját alkotó felső-trász dolomithátság is a „D” zónában borította el a víz. Ekkor rövid időre itt is létrejött a parahúsos sekélylapi kőszénképződési feltételek, melyeknek azonban a felerősödő tengerelöryomulás gyorsan végét vetett és a terület lagúna környezetűvé alakult.

A certhiumos—cardiumos faunatársulás (Gy 3. sz f, 444,0—456,0 m)

még phohalmi sótartalmat jelez, de a karakterisztikus turritellás—cardiumos—astartes faunatársulás (Gy 3 sz f 434,0—444,0 m, T-6 faunatípus) már a tengeri környezet szublitórális ovében élt

Ősfoldrajzi helyzetkép, faunisztikai kapcsolatok

A Déli-Bakonyban az ismertetett részmedencék a felső-kréta transzgreszió parti régiójában alakultak ki. Az Ajkai-medencét az édesvízi tavi, sekély mocsárlápi kőszénfelhalmozódás jellemzi, a magyarpolány—devecseri területek fejlődését pedig az ÉK-i irányból ható fluviatilis medencefeltöltődés határozta meg.

A mélyebb térszíni helyzetű gyepukajáni medencét az „A—B—C” palyozónák idájén K-en a felső-triász dolomithát (Gy 3 sz f), Ny-on ennek az uledékgyűjtőbe egy félszigetként benyúló ága gátszerűen határolta el a zala-gyomorói uledékgyűjtőtől, ÉK-en, Nemeshány térségében pedig a kiemelt helyzetű jura mészkő zárta le az Ajkai-medencé felé. Ezeket a parti területeket a víz csak a „D” palyozónában borította el. A tektonikailag kiemelt részeket a sekélyvízi mocsárláp és a csokkentsósvízi mélyláp csak rövid időtartamú volt. E területrészeket ezért művelésre érdemes kőszéntelepek nem alakulhattak ki.

A fauna szubtrópusi környezetre, évszakosan ingadozó hőmérsékletre utal.

A faunában igen magas az endemikus fajok száma, pl. *Pyrgulifera glabra* HANTKEN, *Hadraxon csingervallensis* TAUSCH, ill. TAUSCH 1885-ben innen leírt összes új faja. Ezek mellett elsősorban a mediterrán faunaprovincia elemei dominálnak. *Pyrgulifera pichleri* HORNES, *Pyrgulifera inflata* YEN. Egy-két indomalaj faj is előfordul: *Dejanira bicarinata* STOL. *Melanopsis laevis* STOL. A fauna a mediterrán faunaprovinciába tartozik.

Az Ajkai Kőszén Formáció kagyló és csiga faunájának biosztratigráfiája

Az Ajkai Kőszén Formáció Mollusca faunájának bio- és kronosztratigráfiai értéke — az endemikus fajok túlsúlya miatt — jelentéktelen. Korrelációs felhasználhatósága nem lépi túl a formáció kifejlődési területét.

Hasonló édesvízi — csokkentsósvízi — tengeri faunaegyütteseket ismerünk Ausztriából, Dél-Franciaországból, Csehszlovákiából, Görögországból, Jugoszláviából és Romániából. Ezek korát — a feku- és fedőrétegektől függően — a santoni—campani—maastrichti alemeletekben határozták meg.

Az ausztriai szenon Mollusca fauna áll a legközelebb az Ajkai Formáció Molluscáihoz. Ezeket a faunákat részben a santoniba, részben a campaniba sorolták (B. PLOCHINGER 1961).

Grunbachban a kőszenes márgarétegek a bázis és a fedő actaeonellás konglomerátum rétegek között települnek. Felső szakaszán jellemző cerithiumos—cardiumos faunatársulások vannak. A bázisrétegeket a felső-santoniba a kőszenes márgarétegeket és a fedő actaeonellás uledékeket az alsó-campaniba sorolták (B. PLOCHINGER 1961).

A gamsi szelvényben (H. KOLLMANN 1964) az actaeonellás báziskonglomerátum korát a felső-santoni alemeletbe, a felette települő kőszenes márgarétegeket pedig — a gazdag *Globotruncana* fauna alapján — a felső-santoni —

alsó-campani alemeletek, *Globotruncana concavata*' taxon-zónájába helyezte * Az e felett települő rudistás mészkő faunája a *V boehmi* – *V maegurocostatus* biozónának felel meg (alsó-campani)

A grunbachi – gamsi szelvények kőszenes uledékeiben a brakkvízi – lagunáris (plio – brachyhalin) Mollusca faunák dominálnak, melyek az Ajkai Kőszén Formáció felső szakaszával korrelálhatók. A felette települő Ugodi Mészkő Formáció trochactaeonos rétegeinek faunája (*T giganteus giganteus* Sow) pedig az ausztriai felső actaeonellás faunákkal azonosítható.

Az Ajkai Kőszén Formáció képződményeiben előforduló kagyló és csiga fajok tér-, és időbeli előfordulása meglehetősen nagy. D-Franciaországban (Provance, Aix-i medence), campani – maastrichti képződményekből (fluvia-tilis – tavi uledékek) írták le ezeket a fajokat, *Pyrgulifera armata* és *P metheroni* társulásokban (FABRE-TAXY S 1951, BABINOT J P – FREYET P 1983).

Jugoszlávia *santoni* – campani képződményeiből (Szerbia Kosutnjak) az ajkaihoz igen hasonló összetételű faunát ismertetett K. F. PETKOVIĆ 1938 és M. PASIĆ 1951. Az uledéksor felső szakaszának mezo – phohalin *Cerithium* faunájában több olyan faj van, mely nálunk is megtalálható *Pirenella munsteri* (KEFERSTEIN) *P hoeninghausi* (KEFERSTEIN).

É-Spanyolország szenon szelvényeiben (Kantabria) a tavi (Umio – Corbucula) és a mocsári – lagunáris uledékek vertikálisan és laterálisan is összefogazódtak (M. BILOTTE et al 1983). A szerzők szerint ezen a területen delta volt, ahol a lagunáris – mocsári – tavi – folyóvízi uledékek váltották egymást. Az Ajkai Kőszén Formáció alsó, édesvízi szakaszán a faunatársulások 90%-ban endemikus fajokat tartalmaznak, melyek kronosztratigráfiai értéke kicsi. Ezt tükrözi a nemzetközi irodalom is, amely szerint az ajkaihoz hasonló rétegsorok makrofaunáit hol a *santoni*, hol a campani emeletbe sorolják a szerzők. Kivételt képeznek azok a rétegsorok, amelyekben tengeri mikrofaunát tartalmazó képződmények is vannak. Ilyen előfordulás ismert Ausztriában (grunbachi szelvény), ahol *globotruncana* márgák alkotják a kozbetelepült rétegeket (H. KOLLMANN 1964).

Az Ajkai Kőszén Formáció felső szakaszában a paralikus telepek szintjében jelentek meg a mezo-, plio-, brachyhalin és tengeri faunatársulásokban olyan fajok, amelyek areája kiterjedt a mediterrán szenon régióra. Ezeknek a brakkvízi és tengeri faunaasszociációknak a korrelációs és kronosztratigráfiai értéke is nagyobb. A transzgresszió bevezető szakaszát jelző turritellás – *cardiumos* – *astartes* faunatársulás tagjai *Turritella difficilis repelini* CZAB, *Astarte similis* MUNSTER, *Cardium otto* GEINITZ az alsó-campani alemeletet jelzik. Az Ajkai Kőszén Formáció lagunáris uledékei közé befogazódó trochactaeonos faunatársulás szintén alsó-campanira utal, csakúgy mint a gazdag *Glaucoma* és *Cerithium* fauna is.

* A legújabb Foraminifera zónabeosztás szerint a *concavata* taxon-zóna a coniaci emelet felső és a *santoni* emelet alsó szakaszát öleli fel (B. U. HAV 1986. május).

IRODALOM — REFERENCES

- AUBOIN J — BRUNN J H et al 1960 Le Crétacé supérieur en Grèce — Bull Soc Géol France 2 (4) 452—469, Paris
- BABINOT J P — FRÉLYELI P 1983 Le Senonian supérieur continental de la France méridionale et de l'Espagne septentrionale état des connaissances biostratigraphiques — Geol Méditerran 10 (3—4) 245—268, Marseille
- BARNES R S K 1980 Coastal lagoons — Cambridge Univ Press
- BARTHA F 1962 Examen biostratigraphique du complexe houiller du Crétacé supérieur de la partie méridionale de la Montagne Bakony — Acta Geol 7 (3—4) 359—398.
- BILLOTIE M — TAMBARFAU Y — VILOTIE J 1983 Le Crétacé supérieur et la limite Crétacé-Tertiaire en facies continental dans versant nord des Pyrénées — Geol Méditerran 10 (3—4) 269—276, Marseille
- CSASZAR G 1984 Ajka pótlása érdekében a prognosztól az előkutatási jelentésig — Földt Kut 27 (3) 1—6
- CZABALAY L 1962 A sumegi felsőkrieta malakológiai vizsgálata — Földt Int Évi Jel 1961-rol 263—293
- CZABALAY L 1969 Gastropodes du Senonien en Slovaquie — Geol Práce 50 161—170, Bratislava
- CZABALAY L 1970 La transgression du Senonien supérieur dans les monts de Bakony et l'extension des faciès récifaux à Rudistes dans le domaine mesogéen — Rev Geogr Phys Geol Dynamique (2) 12 (1) 77—86 Paris
- CZABATAY L — GELLAI M 1981 Senon csigák eszakiendeki bauxitkutató fúrasokból — Földt Kozl 111 362—369
- CZABALAY L 1983a Faunen des Senons im Bakony-Gebirge und ihre Beziehungen zu den Senon Faunen der Ostalpen und anderer Gebiete — Zitteliana 10 183—190, München
- CZABALAY L 1983b Az Ajka-i Koszen Formáció kagyló és csiga faunája — Földt Int. Adattal, Ter 13 182, kézirat
- FABRE-TAXY S 1948 Faune lagunaires et continentales du Crétacé supérieur de Provence. I Le Turonien saumâtre — Ann Paleont 34 63—94, Paris
- FABRE-TAXY S 1951 II Le Campanien fluvio-lacustre — Ann Paleont 37 83—122, Paris
- FABRE-TAXY S 1959 III Le Maestrichtien et le Danien — Ann Paleont 46 55—72, Paris
- GOCCAN F 1964 A bakonyi szenon palynológiai standardja — Földt Int Évi Jel 1961-rol 1 251—261
- GOCCAN F 1973 Obolokietatische Kohlenbildung in Ungarn im Lichte der Palynologie — Pucc III Intern Palyn Conf 1971 Moskow Nauka 28—35
- GOCCAN F — STUCLIN FARKAS Á — MORÁNE CZABALAY L — RIMANOCZI L — NE — VICZIAN I — RAKOSI L — CSALAGOVITS J — PARIENYI Z 1987 Ajka Coal Formation biostratigraphy and geohistory — Acta Geol 29 (3—4)
- HAAS J — JOCHANL EDLENYI I — CSASZAR G — PARIENYI Z 1986 A dunántúli-közep-hegységi felsőkrieta kőszentlepek kopró lés korulmányei — Földt Int Évi Jel 1984-rol 343—354
- HANKIN M 1878 A magyar korona országának szentlepei es szénbányászata — Budapest
- HILFERMANN H 1949 Klassifikation der natürlichen Blackwasser — Erdol und Kohle. 2 Hamburg
- KÖLLMANN H 1964 Stratigraphie und Tektonik des Gosaubeckens von Gams (Steiermark, Österreich) — Jb Geol 107 71—158, Wien
- KOPFK G 1961 A Bakony hegység felsőkrieta kőszentlepek osszetlenek ősföldrajzi és hegységserkezeti vizsgálata — Földt Kozl 91 413—420
- LIBEAU A 1960 Palaeobathymetrie und Okofaktoren Flachmeer-Zonierungen — N Jb. Geol Palaont Abh 160 (2) 173—216, Stuttgart
- MEE J D 1978 Coastal lagoons — Chemical oceanography 7 441—490, London

- OPPENHEIM P 1892. Über einige Brackwasser und Binnenmollusken aus der Kreide und Eozan Ungarns I Die Fauna der Kohlenführenden Schichten der oberen Kreide von Csingetal bei Ajka im Bakony — Z deutsch Geol Ges 44 69—818, Berlin
- OPPENHEIM P 1895 Beiträge zur Binnenfauna der provencalischen Kreide — Palaeontographica 42 308—378, Stuttgart
- PASIĆ M 1951 Gasteropodska fauna iz podine „V” ugodnov szloja na Kukulasu — (Isztočne Srbija) Geol An Balkanszkovo poluosztrova, 19 57—73, Beograd
- PETKOVIC K 1938 Sloveji gornje Krede izmedu nisa ve i planinskog Venca grebena i Vlaske i Jugoistocnoj Srbiji njihova fauna i njihov znacaj za stratigrafski pelezej tverevina gornje Krede Srbije Uepste — Geol An Balkanszkova poluosztrova, 15. 153—226, Beograd
- PLOCHINGER B 1961 Die Gosaulmulde von Grunbach und der Neuen Welt (Niederosterreich) — Jb Geol 104 359—441, Wien
- REMANE A 1958 Okologie des Brackwassers in Remane und Schlieper C Die Biologie des Brackwassers Die Binnen gewasser — Schweizerbart 22 1—216, Stuttgart
- REY R 1961 Observations sur l'espèce *Pyrgulifera glypta* de Nouvelle-Caledonie et sur le genre *Pyrgulifera* — Journ Conchyologie 101 7—12 Paris
- SANDBERGER F 1870—1875 Die Land- und Susswasser Conchylien Binnen Conchylien der Kreide Formationen 45—110, Wiesbaden
- SIEGLNÉ FARKAS Á 1985a Az Ajka Kőszén Formáció palynosztratigrafiai vizsgálatának eredményei — Foldt Int Adattai Ter 13186 kezirat
- SIEGLNE FARKAS Á 1985b A zalagyomoró—gyepukajáni terület szenon képződményeinek palynosztratigráfiaja — Foldt Int Évi Jel 1983-ról 213—218
- STOLICZKA F 1865 Eine Revision der Gastropoden der Gosauschichten in der Ostalpen — Sitzungsber Akad Wiss Math-Nat 52 104—223, Wien
- TAUSCH L 1884 Über einige Conchylien aus dem Tanganyika See und deren fossils Verwandte — Sitzungsber Akad Wiss 40 56—70 Wien
- TAUSCH L 1885 Über einige Conchylien aus dem Tanganyika See und deren fossils, Verwandte — Sitzungsber Akad Wiss Math-Nat 90 56—90 Wien
- TAUSCH L 1886 Über die Fauna der nicht marinen Ablagerungen der Oberen Kreide de Csingertales bei Ajka im Bakony — Abh Geol Reichs-Anst 12 1—32
- YEN J T C 1951 Fossil freshwater molluscs and ecological interpretations — Bull Geol Soc Amer 62 1375—1380, New York
- YEN J T C 1952 Age of the Bear River formation, Wyoming — Bull Geol Soc Amer. 63 757—764 New York
- YEN J T C 1958 Systematics and distributions of *Pyrgulifera* Meek — Ann Nat. Mus 62 193—209 Wien
- YEN J T C 1965 Further studies on species of *Pyrgulifera* — Ann Nat Mus Wien 68 273—278
- ZEKELI F 1852 Die Gastropoden der Gosaugebilde — Abh Geol Reichsanst 1 1—124, Wien
- ZITTEL K A 1864 Die Bivalven der Gosaugebilde, in den nordostlichen Alpen — Denkschr Akad Wiss 24 105—198 Wien

PALAEOECOLOGICAL STUDY OF THE AJKA COAL FORMATION UPON BIVALVES AND GASTROPODS

by

L CZABALAY

Hungarian Geological Institute Budapest, Népszabadság út 14
H-1143

UDC 564.1+564.3:551.763(234.373.1)
553.94:551.763(234.373.1)

Key words Bivalvia, Gastropoda, faunal assemblages, coal, genesis, paleoenvironment, Upper Santonian, Lower, Campanian, Ajka (Central Transdanubia, Hungary)

The author studied the Bivalvia and Gastropoda fauna of the Ajka Coal Formation from boreholes put down at Ajka, Gyepukaján, Devecser, Magyarpolány, Csabrendek, Káptalanfa Nemeshany and Somlóvásárhely and from sections of Árnin Mine at Ajka. The studies were aimed at drawing conclusions from the bivalve and gastropod associations as to the genetic conditions under which the coal had been formed.

The variation of the bivalves and gastropods according to their salinity demand in the sedimentary basins given in a time unit defined by three palynozones („AB—C—D”) is illustrated by block diagrams (Figs 2—7).

The Ajka and Devecser subbasins were invaded by water during Palynozone „B” which gave rise to lacustrine sedimentation. In connection with the subsidence of the subbasins a shallow swamp environment came into being in which lacustrine-fluvial faunal elements appeared.

During Palynozone „C”, when a temporary seawater ingressión into the Ajka Basin was taking place, a mesohaline faunal association was followed by a mesohaline one (Fig 3).

In Palynozone „D” (Fig 3) a lagoon was formed in what is now the Ajka Basin. That was the time when the upper paralic coal seams were formed.

The Gyepukaján subbasin, which occupied a topographically deeper position as compared to the former, was inundated during Palynozone „A” (Fig 5). As evidenced by the boreholes, this subbasin was bounded in the W by the Triassic fault block of Csabrendek, in the E by an elevated ridge made up of Upper Triassic rock (borehole Gy 3) and, in the Nemeshany area, of Jurassic carbonate formations.

In Palynozone „B” a reductive sedimentation was taking place even in the Káptalanfa—Somlóvásárhely area. Because of the slow subsidence of the bottom a shallow swamp developed here too.

In Palynozone „C” the Nemeshany area was also added to the basin (Fig 6). It was during the upper interval of this palynozone that the marine ingressión became more intense resulting in a deep swamp environment. This mesohaline environment was witnessing the appearance of a *Cerithium-Dejanira* association. The continuous ingressión of the sea and the subsidence led to the development of a lagoon, where the salinity of water rose above 9‰. This was the time when a part of the Csabrendek area was invaded by the water (borehole Cr + 1).

In Palynozone „C” (Fig 7) the Triassic ridge that lay farther to the E was also inundated (borehole Gy 3).

The endemic species among the bivalves and gastropods of the Ajka Coal

Formation are high in number That is why they are of low chronostratigraphic value Most abundant in the fauna are the Mediterranean elements, though some Indo-Malayan species also occur

The freshwater and brackish-water associations in Palynozones „AB—C” of the Ajka Coal Formation are likely to have lived in Late Santonian time and the marine associations initiating the transgression (Turritella—Cardium—Astarte—Trochactaeon) probably correspond to the Upper Santonian—Lower Campanian boundary

A PILIS HEGYSÉGI OREGSZIRT RADIOLARITJÁNAK ŐSLÉNYTANI VIZSGÁLATA

DOSZTÁLY LAJOS

M Áll Földtani Intézet Budapest, Népstadion út 14
H-1143

ETO 563 14 551 762(234 373 25)

T á r g y s z a v a k sztratigráfia, makrofauna, Radiolaria, radiolarit, felső-jura, Pilis

A szerző ismerteti a Pilis hegységi Oregszirt (Velka Skala) radiolarit rétegsorának faunáját. A Radiolariák részletes feldolgozása mellett bemutatja az előkerült makrofaunát is. A Radiolaria fauna meghatározásával lehetővé vált a képződmény felső-oxfordi—alsó-kimmeridzei korbesorolása.

A Magyar Állami Földtani Intézet Középhegységi osztálya 1985—1986-ban KONDA J irányításával feltárta a Pilis hegységi Oregszirt (Velka Skala) radiolarit rétegsorát. A szelvény őslénytani, rétegtani értékelését magam végeztem el, a szedimentológiai és ásványtani vizsgálatot KONDA J készítette el.

A szelvény mintegy 7—8 m vastagságban tárja fel a radiolaritot. A kőzet agyagkozos, tűzkoves meszes radiolarit, radiolariás márga. Színe sárgás-, zoldesszürke, helyenként finoman sávozott. A rétegvastagság 3—15 cm között változik. Az agyag-közbetelepülések vastagsága a rétegsor alsó részén 3—6 cm, felfelé ez csökken, és helyenként csak néhány mm-es agyagfilm formájában van jelen. Az agyagkozos radiolarit fekvője finoman sávozott, részben autigénbreccsás mészkő. E mészkő a radiolarit legalsó agyagrétegével érintkező felszíne egyenetlenül oldott, s rajta kőpreparálódott Belemnites rostrumok, Aptychusok, Ammonitesek láthatók. A mészkőfelszín mélyedéseit a radiolarit legalsó agyagrétegének anyaga tölti ki. A rétegsor közvetlen fedőjét nem sikerült feltárni. Már a terepi gyűjtés során is szembetűnő volt, hogy a szelvény legalsó rétegében (73 réteg) gazdag makrofauna található. A többi rétegből azonban sem a terepen, sem a laboratóriumi vizsgálatok során nem került elő makro-maradvány, de a Radiolariákon kívül más mikrofoszília sem.

Makrofauna vizsgálatok

A feku mészkövet követő első agyagrétegben (73 réteg) viszonylag gazdag kondenzált makrofauna található. A maradványok főként a mészkő mélyedéseiben találhatóak. A maradványok feltehetően a feku mészkőből preparálódtak ki. Aptychusok, Rhyncholithok, Belemnitesek és Echinodermata vázalemegek.

Aptychusok

Az előkerült példányok általában kisméretűek (0,5–1, cm) de akad néhány nagyobb méretű is (3–5 cm) A nagyobb példányok általában koptatottak, peremük toredezett Feltételezhető, hogy a kemény felszínen fekvő Aptychusokat áramlások szállították, koptatták A lelőhelyről az alábbi Aptychusokat lehetett meghatározni *Lamellaptychus sparsilamellous* (GUEMB), *Lamellaptychus* sp, *Laevaptychus (Lateslaevaptychus)* sp

Rhyncholithok

A legnagyobb számban előkerült makromaradvány Méretük 3–15 mm között változik A nagyobb méretűeken koptatottság és torések nyomai láthatók A lelőhelyről 7 típust lehetett elkülöníteni, de pontos meghatározásuk még nem történt meg

Belemnitesek

Nagy számban kerültek elő néhány centiméteres példányai az első agyagréteg alsó részéből Az ép példányok rendkívül ritkák voltak A fekvő mészkőpad felszínén szintén nagy számban lehetett kiperarálódott rostrumokat találni Valószínű, hogy az agyagban levő rostrumok is innen származnak A lelőhelyen két típust lehetett elkülöníteni az egyik karcsú, mély és hosszú alveoláris árokkal rendelkezik, míg a másik zömökebb, enyhén lapított, rovid alveoláris árokkal rendelkező forma Főként a nagyobb méretű példányokon jól láthatók a koptatottság jelei Gyakran mangán bekéregzés vagy dendrit látható a rostrumokon Az egyik rostrum felszínén apró, ránőtt korallok láthatók

Echinodermata vázelemek

Főként iszapolás során kerültek elő suntuskék, Crinoidea kelyhek, Lombardia és Holothuroidea vázelemek

Egyéb

Kisebbszámban néhány magános korall, apró juvenilis Brachiopoda és kagyló került elő

Mikrofauna vizsgálatok

1985 őszén a feltárást réteg szerint gyűjtöttük be A vizsgálatok során valamennyi (számszerint 73) rétegből gyűjtöttünk és oldottunk ki mintát Az agyagos rétegekből hidrogén-peroxiddal, a radiarit rétegekből hidrogén-fluoriddal történt az oldás Az oldási maradékból — a 73 réteg kivételével — csak Radiolariák kerültek elő A 73 rétegből makrofauna és néhány Foraminifera is előkerült Ezek főként Lenticulina- és Marginulina-félék Ezekon kívül még néhány Holothuroidea szklerit és Ostracoda teknő fordult elő

Radiolaria vizsgálatok

Általánosságban elmondható, hogy a mélyebb helyzetben levő rétegekből kis faj- és egyedszámban kerültek elő Radiolariák A faj- és egyedszám felfelé haladva fokozatosan növekszik és a rétegsor közepén éri el a legnagyobb gaz-

dagságot. A felső részen a fajszám kevésbé, az egyedszám jobban csökken. Az egész rétegsorban csupán öt olyan réteg volt, amelyből nem került elő *Radiolaria*. A rétegsorra végig jellemző volt, hogy az agyagos rétegekben alig-alig lehetett *Radiolariák*at találni, és az előkerült példányok is szinte kivétel nélkül a gomb alakú *Nassellariák* közül kerültek ki. A legnagyobb egyedszám a meszes radiolarit rétegekben volt.

Az előkerült példányok megtartása közepes, gyenge, és csak elvétve találhatók jó megtartású egyedek. A legtöbb esetben az eredeti kovaváz feloldódott és kalcittal ill. amorf kovával helyettesítődött. Ezeknél a példányoknál az eredeti szerkezet már nem tanulmányozható. Időnként kőbelek is előfordultak a mintákban (csak a *Nassellaria* csoportnál). Egyes példányok lapítottak, torzultak, ezek utólagos diagenetikus hatásokra utalnak.

A vékonycsiszolatos vizsgálatok során az eredeti kovavázú *Radiolariák* száma jóval nagyobb volt, mint az átkalitosodott vázú egyedeké. A csiszolatokban gyakoriak voltak az apró, korát metszetű amorf kovaszemcsék. Feltehetően eredetileg ezek is *Radiolariák* voltak.

A lelőhelyről 32 genus 28 faja került elő. Ebből 14 genus 14 faja a *Spumellaria*, 18 genus 14 faja a *Nassellaria* csoporthoz tartozott. A genusok és fajok számát tekintve közel azonos a két csoport, de az egyedszámot tekintve a *Nassellaria* csoport képviselői mintegy 90%-ot képviselnek. (A legjellegzetesebb fajok a II és III táblán láthatók.)

A sztratigráfiai értékeléshez elsősorban BAUMGARTNER (1984) asszociációt, ill. zónáit használtuk.

A rétegsorban a legkésőbb fellépő fajok a *Foremanella dramphidia* (FOREMAN) (I tábla 1) és a *Podocapsa amphitreptera* FOREMAN (I tábla 2), amelyek a felső-oxfordiban jelennek meg. A legkorábban eltűnő fajok a *Trirabs casmalaensis* (PESAGNO) (I tábla 3) és a *Napora pyramidalis* BAUMGARTNER (I tábla 4), amelyek az alsó-kimmeridge-ben tűnnek el. Mivel a *P. amphitreptera* már a legalsó rétegekből is előkerült és a *T. casmalaensis* a legfelső rétegben is megtalálható, ezért a rétegsor teljes egészében a BAUMGARTNER (1984) féle B zóna 8-as asszociációjába tartozik. Ez a felső-oxfordi—alsó-kimmeridge-1 korának felel meg. Ezt a többi faj fajoltója is alátámasztja.

Megjegyzés. A *N. pyramidalis* faj BAUMGARTNER szerint az alsó-oxfordiban tűnik el. Mivel viszonylag új fajról van szó (BAUMGARTNER 1984) ez a fajoltó módosulhat. Itt minden kétséget kizáróan ezzel a fajjal állunk szemben, így ennek fajoltója az alsó-kimmeridge-ig terjed.

A lelőhely 36 rétegeiből előkerült a *Crucella ozvoldovae* KOZUR faj két példánya (I tábla 5, 6), amely eddig csak a berriasiából volt ismert. Az itteni megjelenése azt jelzi, hogy a faj már a felső-jurában megjelent. A példányon megfigyelhető négy vastag, erős kar és a centrális areán levő, szabályos fél-gomb alakú, kráterszerű bemélyedés egyértelművé teszi a faj azonosítását.

Hasonló korú képződmények *Radiolaria* együttesét hazánkban BARABÁS A (1985) vizsgálta a Mecsek hegységben a Kisújványa környékén levő Toporgó-hegy rétegsorán. Az ott található kovagumos mészkő korát *Radiolariák* alapján felső-oxfordi—alsó-kimmeridge-mek tartotta. A két lelőhelyen a leggyakoribb fajok megegyeznek, a fauna igen hasonló képet mutat.

Korban és kifejlődésben is hasonló képződményt Szicíliából ismerettek (DE WEVER et al. 1986). A Szicília Ny-i részén Santa Anna közelében levő szelvény kb. 10 méter vastagságban tár fel agyagkoszos radiolaritot. A fekvés ismeretlen, a fedő a titon emeletbe tartozó ammoniteses gumós mészkő. A gaz-

dag Radiolaria fauna (58 faj) és nannoplanktonok alapján a radiolarit korát felső-oxfordi – kimmeridge-inek határozták meg. A két lelőhely gazdag faunája lehetőséget biztosított az összehasonlításra. A két fauna Jaccard koefficiense 0,24, ami igen nagy hasonlóságra utal (Az eltérés az oregszirti Radiolariák rosszabb megtartásával és a szűkebb időintervallummal magyarázható.)

A lelőhelyről az alábbi Radiolariák kerültek elő: *Acanthocircus* sp, *A. trizonalis* (RUST), *A. variabilis* (SQUINABOL), *Angulobracchia* sp, *A.* sp B BAUMGARTNER, *Archaeodictyomitra* sp, *A.* cf *apiaria* (RUST), *Archaeospongoprimum vmlay* PESSAGNO, *Barabasella altissima* (RUST), *Crucella* sp, *C. ozvoldovae* KOZUR, *Emiluvra* sp, *E. sedecimporata elegans* (WISNIOWSKI), *Foremanella dramphidia* (FOREMAN), *F. hipposidericus* (FOREMAN), *Higumastra* cf *coronaria* ÖZVOLDOVA, *Holocryptocapsa* sp, *Murifusus* sp, *M. mediodilatatus* s 1 (RUST), *Napora* sp, *N. pyramidalis* BAUMGARTNER, *Obesacapsula* sp, *Paronaella* sp, *P.* cf *boessii* (PARONA), *Podobursa* sp, *Podocapsa* sp, *P. amphitrepera* FOREMAN, *Poulpus* sp, *Praeconocaryomma* sp, *P. sphaeroconica* (RUST), *Protunuma costata* (HEITZER), *Pseudocrucella* sp, *P. sanfilippoe* (PESSAGNO), *Pseudoecyrtis reticularis* MATSUOKA et YAO, *Pseudomuta directporata* (RUST), *Saotum* sp², *Sethocapsa* sp, *Squinabolium* sp, *Tetradytima* cf *pseudoplena* BAUMGARTNER, *Triactoma* sp, *T. blakei* (PESSAGNO), *T. jonesi* (PESSAGNO), *Tripocyclina trigonum* (RUST), *Trirabs* sp, *T. casmalaensis* (PESSAGNO), *T.* cf *worzelei* (PESSAGNO)

IRODALOM – REFERENCES

- AITA Y – OKADA H 1986 Radiolarians and calcareous nanofossils from the uppermost Jurassic and Lower Cretaceous strata of Japan and Tethyan regions – *Micropaleont* 32 (2) 97–128
- BARABÁS A 1985 Mecseki felső-jura és alsó-kreta radiolariák taxonómiai és sztratiográfiai vizsgálata – Szakdolgozat ELTE Ősl Tszk Könyvt
- BAUMGARTNER P O 1980 Late Jurassic Hagastinidae and Patulibracchidae (Radiolaria) from the Aigolis Peninsula (Peloponnensus, Greece) – *Micropaleont* 26 (3) 247–322
- BAUMGARTNER P O 1984 A Middle Jurassic-Early Cretaceous low-latitude radiolarian zonation based on Unitary Association and age of Tethyan radiolarites – *Eclogae Geol Helv* 77 (3) 729–837
- DE WEVER P et al 1986 La coupe de Santa Anna (zone de Sciacca, Sicile) une synthese biostratigraphique des apports macro-, micro- et nanofossiles du Jurassique supérieur et Cretacé inférieur – *Rev Micropal* 29 (3) 141–186
- DUMITRICA P 1970 Cryptocephalic and cryptothoracic Nasellaria in some Mesozoic deposits of Romania – *Rev roum Geol Geophys Geogr (sci Geol)* 14 (1) 45–124
- DUMITRICA P – MELLO J 1982 On the age of the Meliata Group and the Silica Nappe radiolarites (localities Drzkovce and Bohunovo, Slovak Karst, CSSR) – *Geol Prace* 77 17–28
- MATSUOKA A – YAO A 1985 Latest Jurassic Radiolarians from the Torinosu Group in Southwest Japan – *Journ Geosci Osaka City Univ* 28 (5) 125–146
- NAKASEKO K – NISHIMURA A 1981 Upper Jurassic and Cretaceous Radiolaria from the Shimanto Group in Southwest Japan – *Sci Rep Coll – Educ Osaka Univ* 30 (2) 133–203
- ÖZVOLDOVA L 1979 Radiolarian assemblage of radiolarian cherts at Podbiel locality (Slovakia) – *Cas Miner Geol* 24 (3) 249–266

- OZVOLDOVA L.—SYKORA M 1984 The radiolarian assemblage from Cachticke Karpaty Mts limestones (the locality Sıpkovsky Haj) — *Geol Zborn* 35 (2) 259—286
- PESSAGNO A JR 1977 Upper Jurassic and radiolarian biostratigraphy of the California Coast Ranges — *Micropaleont* 23 (1) 56—113
- RUST D 1885 Beitrage zur Kenntnis der fossilen Radiolarien aus Gesteinen des Jura — *Paleontogr* 31 (3) 269—322

A PALEONTOLOGICAL STUDY OF THE “OREGSZIRT” RADIOLARITES IN THE PILIS MOUNTAINS

by

L DOSZTÁLY

Hungarian Geological Institute Budapest, Népstadion út 14
H-1143

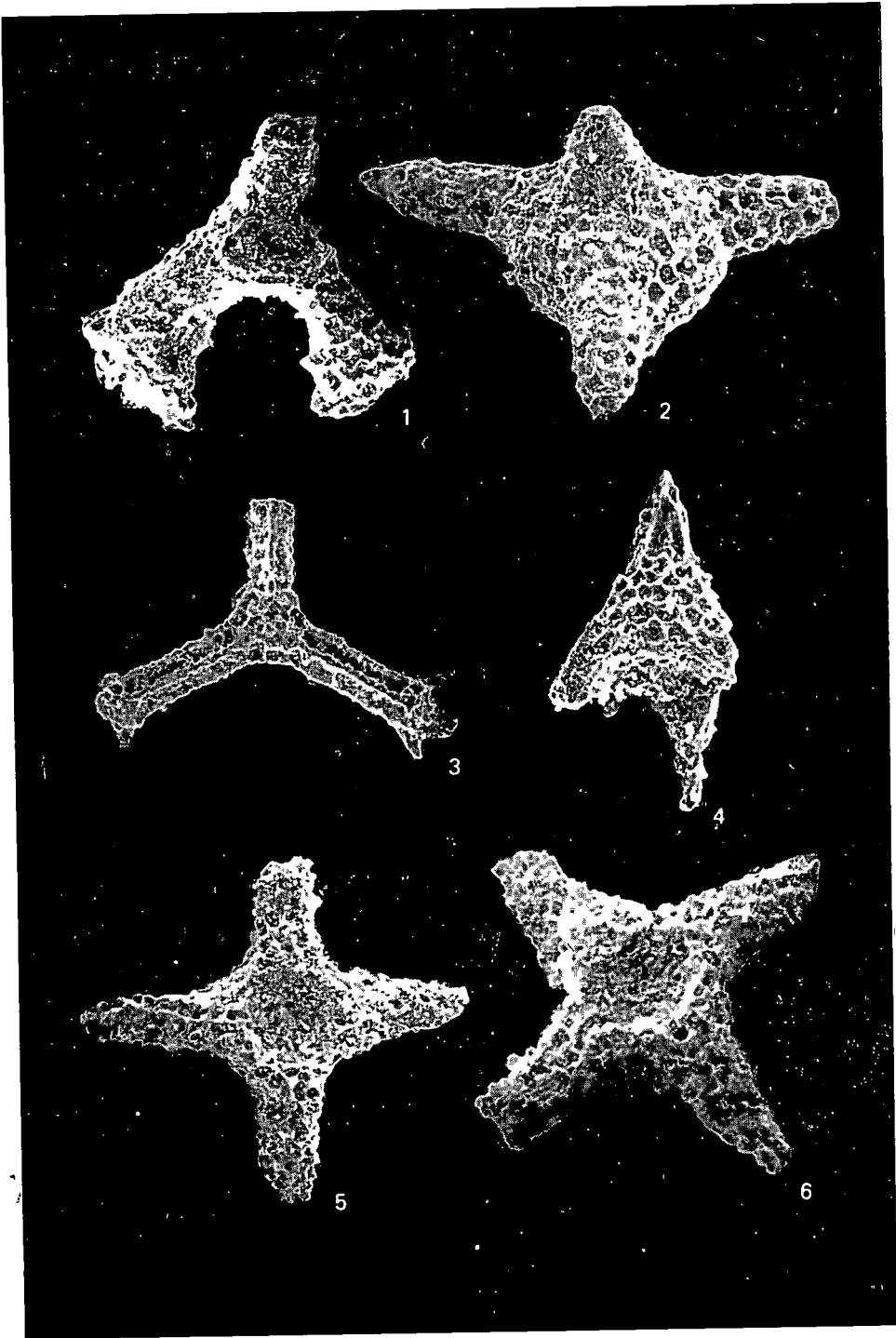
UDC 563.14.551.762(234.373.25)

Key words stratigraphy, faunal list, Radiolaria, radiolarite, Upper Jurassic, Pilis Mts (N Hungary)

The sequence “Öregszirt” in the Pilis Mountains includes a total of about 7–8 m of clay-intercalated radiolarite unconformably overlying limestones of Oxfordian age. The basal clay bed has yielded a condensed megafauna. Aptychus, Rhyncholith, Belemnites and Echinodermata skeletal elements. Mainly from the middle part of the profile, a rich Radiolaria fauna has been recovered and studied. The clay samples were treated with hydrogen-peroxide, the radiolarite samples with hydrogen-fluoride, for the recovery of the fossils therein. The age has been determined in terms of bio-stratigraphic zonation of BAUMGARTNER’S (1984). The species of latest occurrence in the stratigraphic sequence are *Podocapsa amphitreptera* FOREMAN and *Foremanella diamphidra* (FOREMAN). The species of earliest disappearance are *Tritubs casmalaensis* (PESSAGNO) and *Napora pyramidalis* BAUMGARTNER. Accordingly, the formation belongs to BAUMGARTNER’S (1984) association 8 of Zone B. This corresponds to a Late Oxfordian—Early Kimmeridgian age. Sequence of strata and fauna show a marked resemblance to the radiolarite profile near Santa Anna in Sicily.

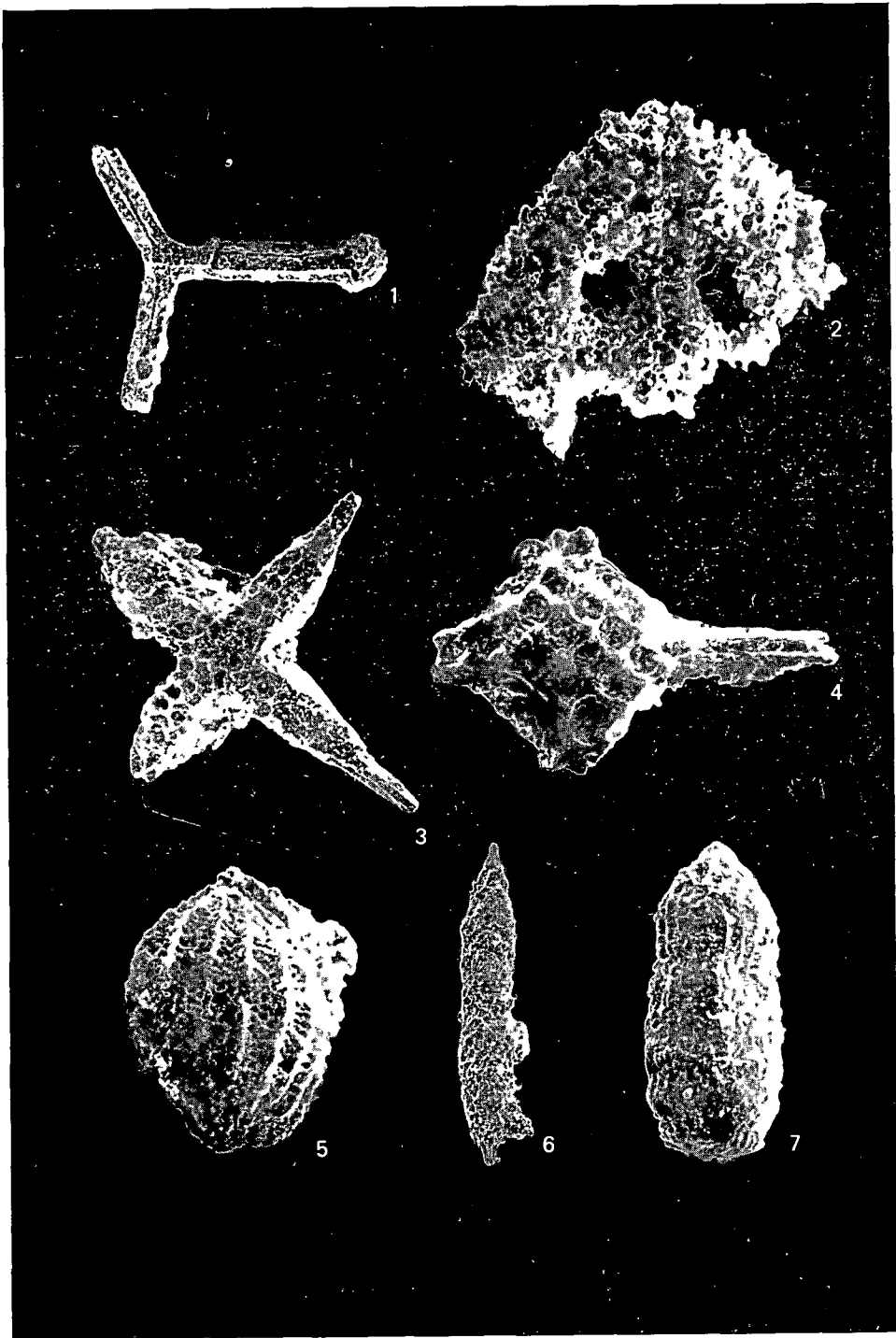
I tábla — Plate I

- 1 *Foremanella diamphidia* (FOREMAN)
38 réteg — Layer 38 150×
- 2 *Podocapsa amphitrepera* FOREMAN
38 réteg — Layer 38 150×
- 3 *Tritubs casmalaensis* (PESSAGNO)
38 réteg — Layer 38 130×
- 4 *Napora pyramidalis* BAUMGARTNER
38 réteg — Layer 38 240×
- 5—6 *Crucella ozvoldovae* KOZUR
36 réteg — Layer 36 160×



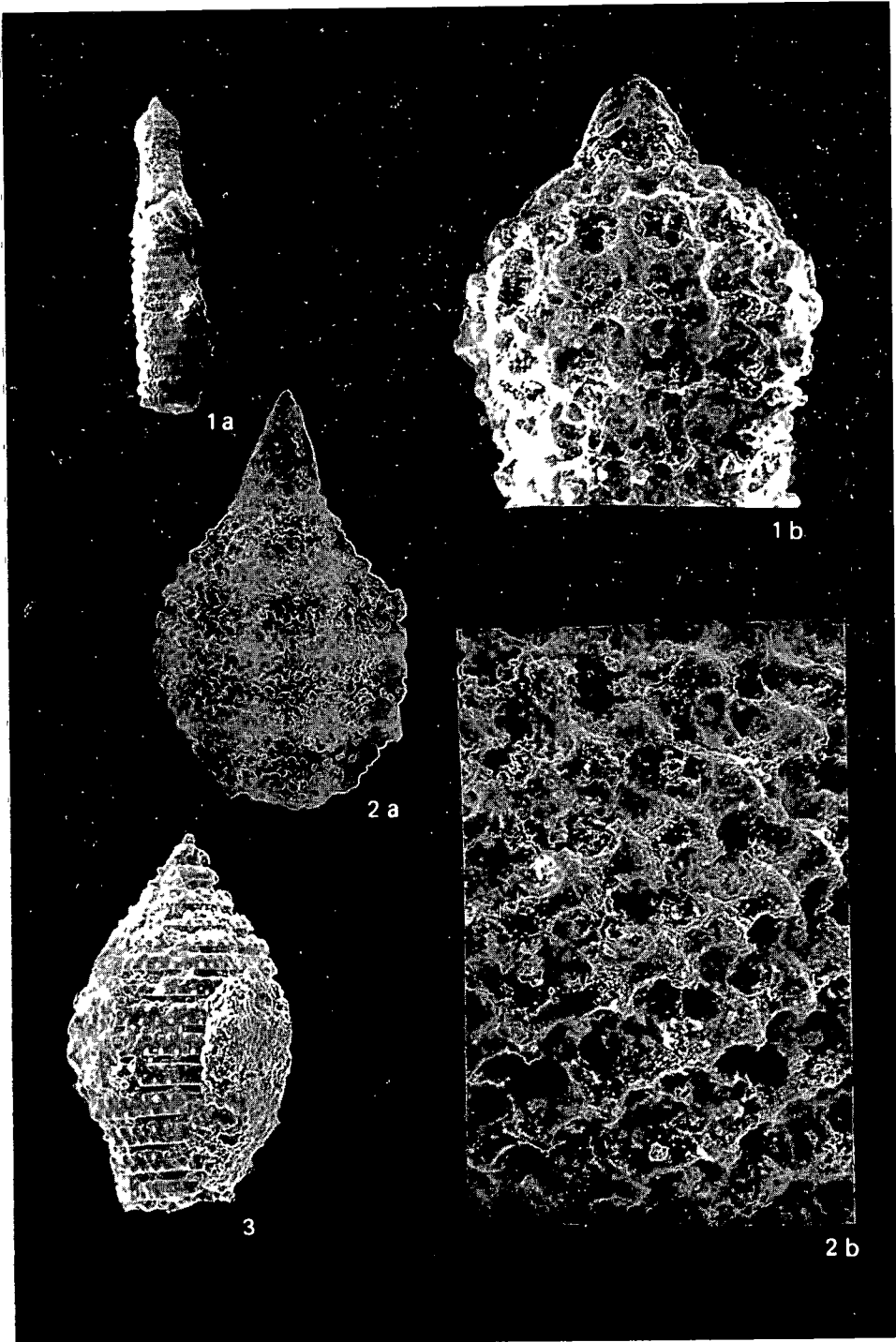
II tábla — Plate II

- 1 *Angulobracchia* sp B BAUMGARTNER
31 réteg — Layer 31 100×
- 2 *Higumastra* sp cf *H coronaria* OZVOLDOVA
38 réteg — Layer 38 150×
- 3 *Pseudocrucella sanfilippoe* (PESSAGNO)
36 réteg — Layer 36 130×
- 4 *Emilvna szdecimporata elegans* (WISNIOWSKI)
38 réteg — Layer 38 150×
- 5 *Protunuma costata* (HEITZER)
38 réteg — Layer 38 200×
- 6 *Pseudoecyrtis reticularis* MATSUOKA et YAO
38 réteg — Layer 38 100×
- 7 *Archaeodictyomitra* sp cf *A apiaria* (RUST)
48 réteg — Layer 48 200×



III tábla — Plate III

- 1 *Barabasella altissima* (RUST)
a 40×
b proximális rész — proximal part
38 réteg — Layer 38 300×
- 2 *Mirifusus mediodilatatus* (RUST) s 1
38. réteg — Layer 38 a 100×
b 400×
- 3 *Mirifusus* sp kőbél — internal mould of *Mirifusus* sp.
37 réteg — Layer 37 130×



KROMIT VIZSGÁLATOK ÉS AZOK JELENTŐSÉGE A TATABÁNYAI-MEDENCE ÉS A VÉRTES ELŐTERÉNEK ALSÓ- ÉS KOZÉPSŐ-KRÉTÁJÁBAN*

VASKONE DAVID KLARA

Magyar Tudományos Akadémia Földtani Tanszéki Kutatócsoport
Budapest, Múzeum krt 4/A
H-1088

ETO 552 5 551 763(234 373 2)

T á r g y s z a v a k tolemeles uledékes kőzetek, nehézasvány, Al-kromit, bauxit, kréta, Vértes, Tatabányai-medence

A Vértes előterének kozepső-kreta és a Tatabányai-medence alsó- és kozepső-kréta tolemeles uledékes kőzeteiben a legjellemzőbb tomelékes nehézasvány az Al-kromit. A Cr az alsó-kréta homokkőben maximum tízennyolcszorosan, a kozepső-kréta aleurolitban tízszeresen dúsul (a vizsgált mintákat alapulvéve). A dúsulás a részletesen vizsgált kozepső-kréta taika agyagban csak maximum négyszeres. E dúsulás a változó sótartalmú medenceüledék tengeri kapcsolatok felé nyitott transzgresszív szakaszaihoz kötődik. A kréta bauxitok ismert Cr-dúsulása mellett a fenýőfői bauxitban sikerült kimutatni apró Al-kromit szilánkokat. Az iszkaszentgyörgyi bauxitból származó ilmenitszemcsek erősen változó mennyiségben tartalmaznak Cr-ot. A lezermikrospektál analízatorral mért adatok a teljesen Cr-mentestől a nagy Cr-tartalmú ilmenitig változnak.

Az Al-kromit asványtanilag, diffrakciós vonalának hullámhossza és intenzitása szerint, a krompikotit és kromhercinit között foglal helyet. Az aktivációs analitikai vizsgálat 43/1 mol Cr/mol Al arányt állapított meg.

Bevezetés

A litoszféra, a hidroszféra és az atmoszféra földtörténeti idők folyamán munkáló erői a földkéreg anyagának olyan folyamatosan megújuló átrendeződését eredményezik, amelynek pillanatnyi állapota számtalan információt tartalmaz a felépítő anyag előéletére, az újjáformálódást létrehozó erőkre és azok körülményeire vonatkozóan. A tomelékes uledékes kőzetfajták ásványtani-geokémiai vizsgálata komoly lehetőséget nyújt az elsődleges kőzettestek petrológiai identifikálására és területi korulhatárolására. Földtani szerkezetek meglétét és fejlődésmenetét érintő kulcsfontosságú adatokat kaphatunk.

Mivel az uledékes kőzetek egyes genetikai szempontból irányadó ásványos elegyrészeket mechanikailag felaprózott, változatlan formában legtöbbször csak nyomnyi mennyiségben őriznek meg, első közelítésben a mikroszkópi vizsgálatra szorítkozhatunk. A hagyományos mikromineralógia optikai ismeretek alapján biztosítja az anyaggal való vizuális kapcsolatot, és az igen kis

* Készült az MTA Ifjúsági Pályázatára 1973-ban (Rovidított változat). Elhangzott az Ásványtani-Geokémiai Szakosztály 1975. május 5-i ülésén.

mennyiségben jelenlevő, de genetikai szempontból indikátornak tekinthető ásványok észrevételét. A korszerű nagyműszeres vizsgálati módszerek célszerűen a második fokozatban használhatók, felhasználásuk általában nélkülözhetetlenül szükséges, sőt bizonyos kérdések megoldására megfelelő előkészítés (preparálás, dúsítás) után az egyedüli lehetőséget jelentik.

Különösen fontos az ásványtani–geokémiai módszerek alkalmazása a Dunántúli-kozéphegység kréta időszakai képződményeinek szempontjából, mivel a triász és jura időszakai vegyi és biogén eredetű uralkodóan karbonátos kőzetfajták után, a kréta időszakai képződményekben jelentkezik először nagyobb mennyiségű szárazföldi tormelékanyag. Ezért a kréta időszakai tormelék képződmények rétegsorainak nagy mintaszámú (szériában történő) vizsgálata eredménnyel kecsegtető vállalkozásnak ígérkezett. Hogy ez a módszer eddig nem tudta a földtani adatszolgáltatásban az őt megillető szerepet betölteni, annak az a magyarázata, hogy az egyes képződményekre és rétegsorokra vonatkozóan csak szórványos mikromineralógiai és geokémiai adataink vannak. CSÁNK E.-NÉ végzett mikromineralógiai vizsgálatokat néhány Vértes-előtéri középső-kréta tarka agyag mintából. Egyéb metamorf és magmás nehézasvány mellett kromitrol nem tesz említést.

A vizsgált anyagok

A Dunántúli-kozéphegység kréta időszakai képződményeinek földtani alapszelvények szerinti feldolgozása biztosított keretet a téma kidolgozására. A földtani anyagfeldolgozás témakörébe a Vértes-előtéri középső-kréta tarka agyag mikromineralógiai vizsgálatával kapcsolódtam be. A munka során alkalmam nyílt a Tatabányai-medencében feltárt középső-kréta szürke aleurolit és alsó-kréta zoldesszürke vörös homokkő–aleurolit mikromineralógiai vizsgálatára is.

Az eddig elvégzett vizsgálatok alapján sikerült a mezozoos uledékgyűjtő lepusztulási korzetéről néhány specifikus ásványtani információt kapni, amelyek a hazánk területére vonatkozó szerkezetföldtani elképzeléseket és a hazai mezozoos uledékes érctelepek genetikáját érintő munkák szempontjából hiánypótló jelentőségűek.

Specifikus ásványtani eredményt a mikromineralógiai vizsgálat során szolgáltathat egy adott ásvány következetes kimutathatósága, ha annak csupán szűk keletkezési lehetőségei vannak, vagy egyéb ásványoknak a rutinvizsgálatokon túlmenő speciális vizsgálata. Ezeket a következő rétegsorok tanulmányozására alkalmaztuk.

Méterenkénti mikromineralógiai vizsgálat

1 A Vértes-előtér lagúna kifejlődésű középső-kréta tarka agyag osszletéből

- a Pusztavám 980 sz. fúrás 216 m,
- a Mór 15 sz. fúrás 178,3 m,
- a Bokod 1828 sz. fúrás 152 m,
- a Mór térképező 7 sz. fúrás 94 m és
- az Oroszlány 1981 sz. fúrás 92 m vastagságú rétegsora

2 a Tatabánya-medence tengeri középső-kréta szurke aleurolit réteg-összletéből

- a Tatabánya 1462 sz fúrás 84 m,
- a TVG 59 sz fúrás 35,3 m vastagságú rétegsora

Szórványosan vett minták mikromineralógiai vizsgálata

1 a Tatabánya 1329 sz fúrás (19 db) és a Tatabánya 1481 sz fúrás (22 db) váltakozóan zoldesszurke és vörös meszes homokkő—aleurolit alsó-kréta rétegsorából

2 bauxit mintából

- pizolitos bauxit Iszkaszentgyörgyről (1 db)
- foltos-eres bauxit Gántról (1 db)
- bauxit, a Fenyőfő 683 sz fúrásból (87,4—112,1 méterköz 1 db)

3 Tata Kálváriadomb, jura kori kőzetmintákból (5 db)

A mikromineralógiai vizsgálatot 10%-os HCl-as oldási maradék nitrobenzolba, ill kanadabalzsamba ágyazott 0,1—0,2 mm Ø-jű frakcióján végeztem polarizációs mikroszkóppal, a könnyű és nehéz frakció centrifugában, bromoformmal történt szétválasztása után

A vizsgálat során felmerült problémák tisztázásához szükséges nagyműszeres vizsgálatok az ELTE Ásványtani és Kőzettani—Geokémiai Tanszéken, valamint az MTA Geokémiai Kutató Laboratóriumában készültek Ezek lehetőségét KISS J és KUBOVICS I tanszékvezető egyetemi tanár, valamint PANTO GY igazgató biztosította A vizsgálatokat KISS J, NAGYNÉ BALOGH J, BERCZI J és TOPIH N M végezte

Al-kromit a vizsgált fúrásszelvények termelékanyagában

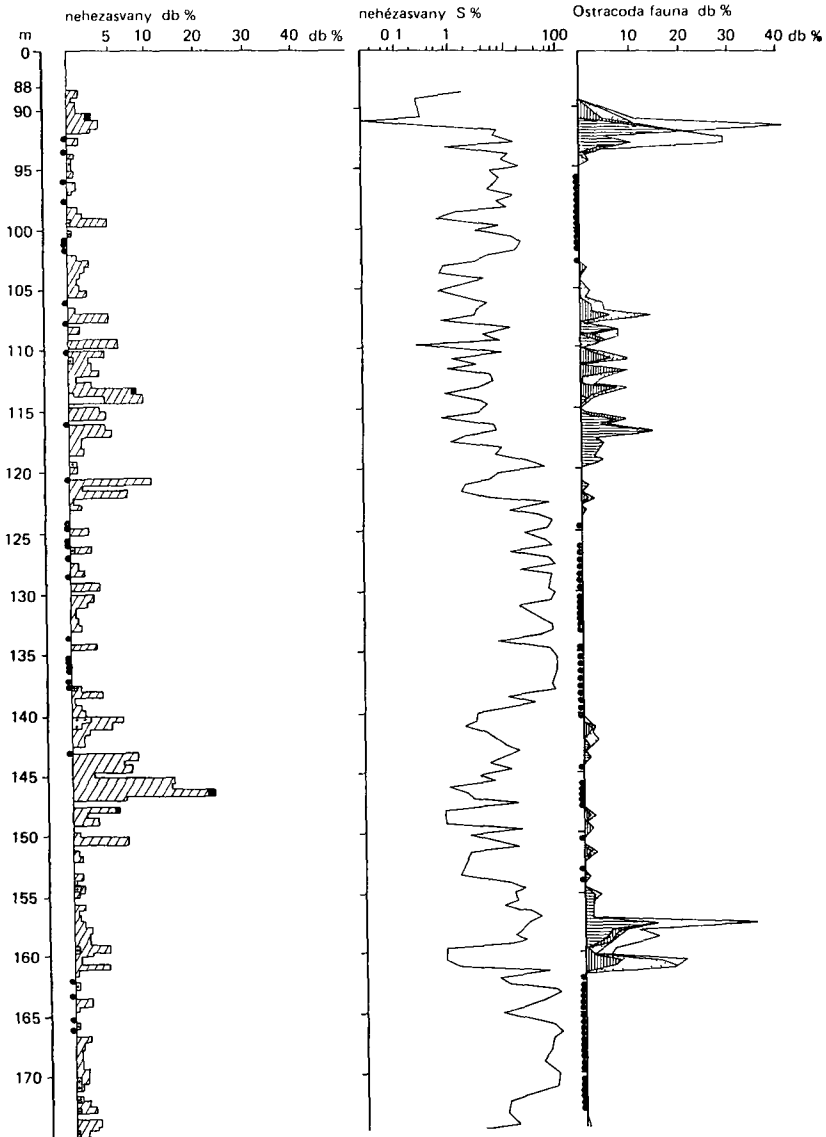
A középső-kréta tarka agyag fúrásszelvények néhány szintjében (1 ábra), a szurke aleurolit fáciesben mindvégig (2, 3 ábra), míg az alsó-kréta homokkő—aleurolit rétegsorok vizsgált mintáiban változó, de a termelékes nehézasványok túlnyomó többségét kitevő mennyiségben kimutatható volt egy sötétvörösön áttetsző, barnás-fekete, üveg-, ill részben fémfényű, kagylós torésű, éles termelékszemesek formájában jelentkező, szabályos rendszerű, félg opak ásvány (I tábla 1—2) Kíséretében elvéve hasonló tulajdonságú, apró oktaédereket is megfigyelhettünk Ezek morfológiai és optikai tulajdonságaik alapján kromitnak (ill pikotitnak) voltak meghatározhatók

A Cr, mint kissé sziderofil sajátságú elem, a magma kristályosodása során (igen hamar) a troilites geofázisban éri el maximumát Gyorsan kristályosodó vastartalmú oxidja a kromit, korán lesüllyed Kristályrácsa nagy nyomáson is életképes Ezért a kromit elsődlegesen, gyakorlatilag csaknem kizárólag, nagy olvin-tartalmú peridotitos kőzetekben, mélységi ultrabázisos differenciátumokban található (SZÁDECZKY KARDOSS E 1955)

A kromit időbeni és területi megjelenésének, fontos földtani következtetések levonására alkalmas jelentősége miatt nagyműszeres vizsgálatokat végeztünk a kémiai összetétel és szerkezet pontosabb megismerésére

Lézer-mikrospektál analízátor

A felvétel a 0,1—0,2 mm átmérőjű nehézasvány frakcióból mikroszkóppal válogatott 7 db — feltételezett kromit — szemcséből készült (Ta 1329 sz fúrás 488,2 m) Mind a hét szemcse azonos színeképektrumot adott

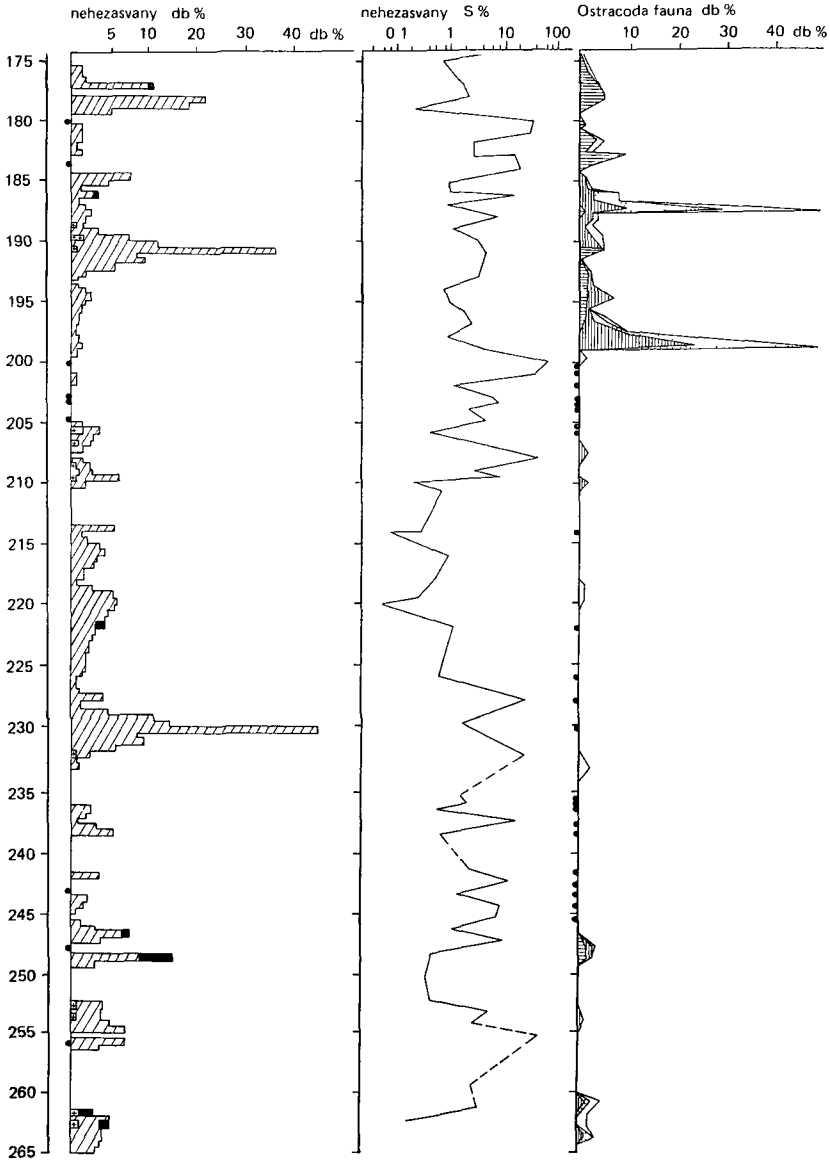


1a-b ábra A középső-kréta tálka agyag nehézasványai és biofaciesei közötti összefüggés a Mór 15 sz. fúrásban

1 Magmás nehézasványok, 2 vegyes és metamorf eredetű nehézasványok, 3 Al kromit, 4 torlekes nehézasványok nem mutathatók ki, faunamentes, 5 (deszvíz) biofacies, 6 csökkentszvíz biofacies, 7 tenger biofacies, 8 fauna torlemek

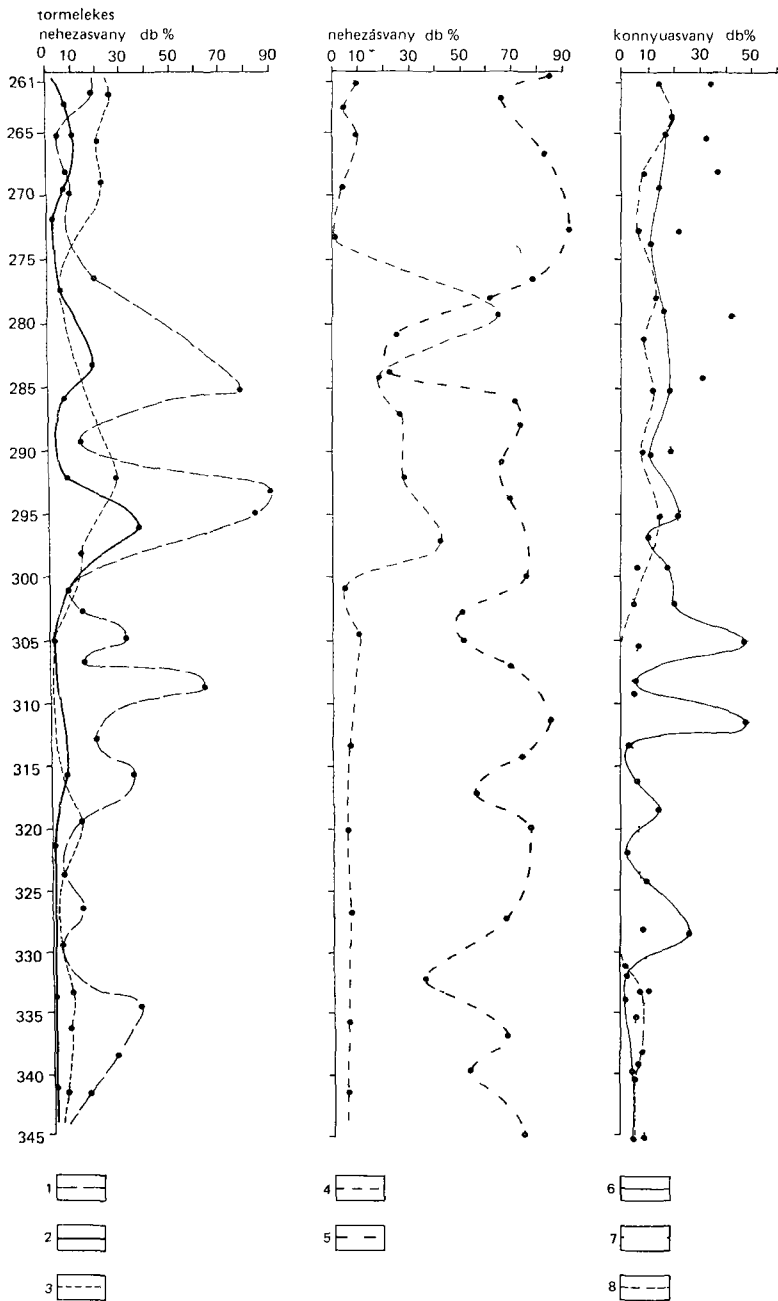
Fig 1a-b Relationship between heavy minerals and biofacies of Middle Cretaceous variegated clays in borehole Mór 15

1 Magmatic heavy minerals, 2 mixed-origin and metamorphic heavy minerals, 3 Al chromite, 4 no detrital heavy mineral identified, unfossiliferous, 5 freshwater biofacies, 6 brackish-water biofacies, 7 marine biofacies, 8 faunal detritus



- 1
- 2
- 3
- 4

- 5
- 6
- 7
- 8

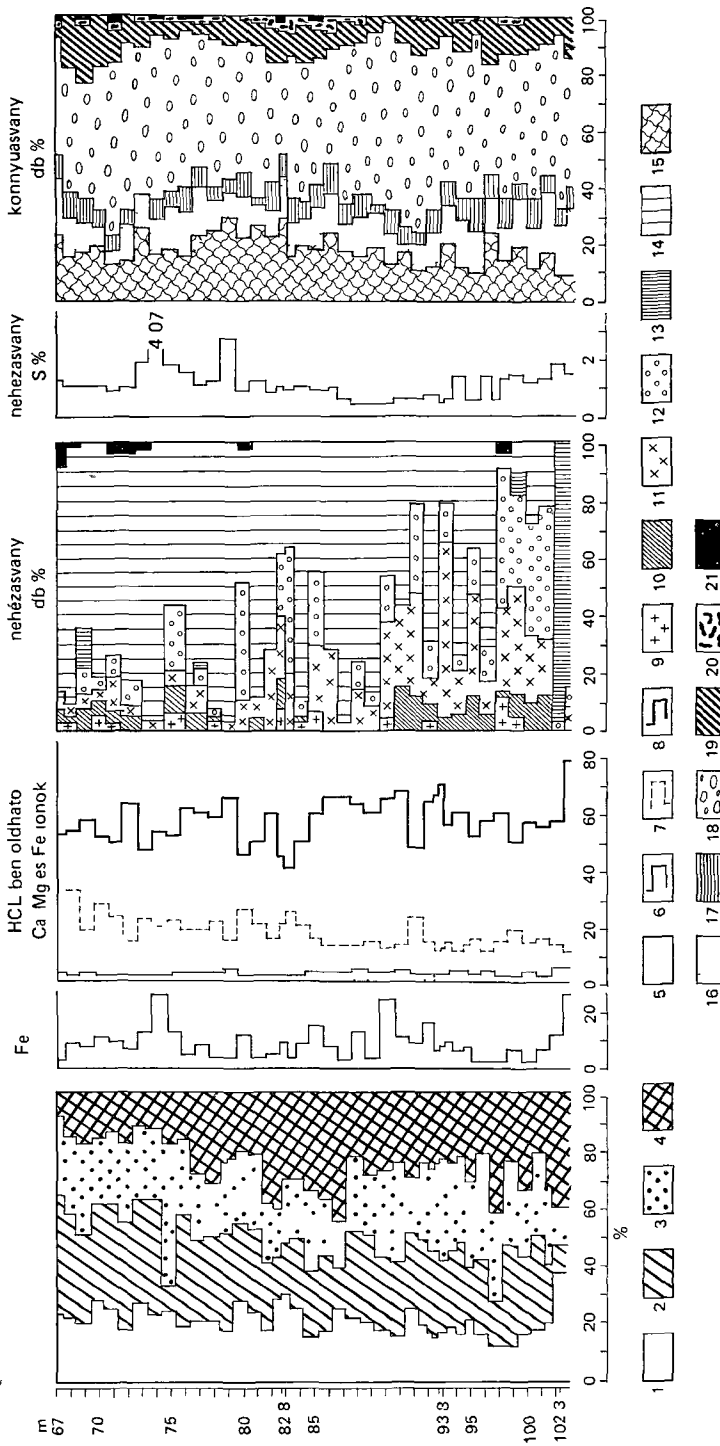


2. ábra A középső-kréta szürke aleurolit mikromineralógiai adatai a Tatabánya 1462 sz. fúrásban

1. Al-kromit, 2 magmás ásványok, 3 vegyes és metamorf eredetű nehezasványok, 4 limonit, 5 pirit, 6 hal-mazporálos kovaanyag, 7 kvarc, 8 kvarcit

Fig 2 Micromineralogical data of Middle Cretaceous grey siltstone from borehole Tatabánya 1462

1. Al-chromite, 2 magmatic minerals, 3 mixed-origin and metamorphic heavy minerals, 4 limonite, 5 pyrite, 6 silica, 7 quartz, 8 quartzite



3 ábra A középső-kreta szürke aleurit anyagvizsgálata szelvénye a TVG 59 sz. fúrásban

1 CaCO_3 , 2 agyag, 3 kőzetliszt, 4 homok, 5 MgO , 6 $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$, 7 CaO , 8 oldást maradék, 9 magmás eredetű ásványok, 10 vegyes és metamorf eredetű ásványok, 11 Al-kromit, 12 leucocxen, 13 limonit, 14 pirít, kalkopit, 15 mikrokristályos kőzetformelek, 16 kvarc, 17 kvarc, 18 mállott kőzettormelék, 19 plagioklászok,

Fig 3 Laboratory analytical log of Middle Cretaceous gray siltstone from borehole TVG 59

1 CaCO_3 , 2 clay, 3 silt, 4 sand, 5 MgO , 6 $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$, 7 CaO , 8 dissolution residue, 9 minerals of magmatic origin, 10 mixed-origin and metamorphic minerals, 11 Al-chromite, 12 leucocxene, 13 limonite, 14 pyrite, 15 microcrystalline clastics, 16 quartz, 17 quartzite, 18 weathered clastics, 19 plagioclases, 20 feldspars (in gen.), 21 carbonaceous remains

Fő komponens	Fe, Cr
Fő vagy mellekkomponens	Al
Mellekkomponens	Si, Ca, Mn
Nyomokban kimutatható	Ti, Co, Zn? Pb?

A vizsgálatokat NAGYNE BALOGH J végezte

Debye—Scherrer-féle porfelvétel

A vizsgálat a Ta 1329 sz fúrás anyagából mikroszkópi vizsgálat alapján kiválasztott, kromitot legnagyobb %-os arányban tartalmazó minták oldási maradékának 0,063—0,1 mm átmérőjű (60—80%-os kromittartalmú) nehéz frakciójáról készült, melynek eredménye a következő

	I	dA°	ásvány
1	ke	4,7450	Cr
2	ke	3,3143	Le
3	ke	2 9029	Cr
4	ke-gy	2 6984	He
5	r-e	2,4880	Cr
6	ke-e	2,0579	Cr
7	igy	1,8554	He
8	(ke)gy	1,7333	Le
9	ke	1,6865	Cr
10	e	1,5876	Cr
11	e	1,4609	Cr
12	ke	1,2606	Cr
13	gy-igy	1,1919	Cr
14	gy	1,1067	He
15	ke	1,0753	Cr
16	ke	0,9591	He

I = vonal intenzitás

re = igen erős

e = erős

ke = közepesen erős

gy = gyenge

igy = igen gyenge

Cr = Al-kromit Fe₂/Cr, Al₂O₃

He = hematit Fe₂O₃

Le = lepidokrokrit — FeOOH

Reflexiós vonalai alapján az ásvány Al-kromitnak, vagy Cr-hercinitnek minősült A felvételt GYŐRE G -NÉ készítette, Kiss J értékelte

Röntgendiffrakciós vizsgálat

A nehézásvány frakciókból mágneses szeparátorral dúsított kromit röntgendiffrakciós vizsgálatát TÓTH N M (MTA Geokémiai Kutató Laboratórium) végezte Az ásvány diffrakciós vonalainak hullámhosszát és a legközelebb álló irodalmi (ASTM) adatokat az 1 táblázat tartalmazza

Neutronaktivációs vizsgálat

Az ásványban az Al helyettesítés mértékét aktivációs analitikai módszerrel próbáltuk meghatározni A spektrum kiértékelése alapján — a Cr és Al aktiválásánál szerepet játszó magfizikai paramétereket figyelembe véve — a Cr és Al mol aránya 43/1 mol Cr/mol Al A vizsgálatot BÉRCZI J végezte (ELTE Ásványtani Tanszék) az Egyetemi Atomreaktor igénybevételével.

_ I. táblázat_—_Table 1

Az Al-kromit diffrakciós vonalainak hullámhossza
Wave-lengths of Al-chromite diffraction lines

Kromit (ASTM)		Krompicotit (ASTM)		Ta 1481 sz f ?Kromit diffrakciós felvétel		Ta 1481 sz f ?Kromit Debye—Scherrer felvétel			Krom- heromit (ASTM)	
dA°	I	dA°	I	dA°	I	dA°	I	dA°	I	
4,65	8 111	4,900	5 111	4,762	111	4,750	ke	4,70	8 111	
2,84	9 220	2,930	6 220	2,917	220	2,9029	ke	2,91	7 220	
2,42	10 311	2,499	10 311	2,491	311	2,4880	ke-gy	2,48	10 311	
2,32	1 222	2,390	1 222							
2,01	9 400	2,070	7 400	2,058	400	2,0579	ke-e	2,05	7 400	
1,85	8 311									
1,64	9 422	1,690	4 422	1 673	422	1,6865	ke	1,67	2 422	
1,55	511— 9 333	1,592	511— 9 333	1,588	511— 333	1,5876	e	1,58	511— 9 333	
1,42	10 440	1,461	9 440	1,461	440	1,4609	e	1,455	10 440	
		1,398	1 534							
		1,310	2 620							
1,22	6 533	1,261	5 533					1,212	3 533	
		1,196	3 444			1,1919	gy-igy	1,186	1 444	
1,14	711— 4 551	1,158	711— 3 551							
		1,107	3 642							
1,05	731— 2 553	1,079	731— 3 553			1,0753	ke	1,072	731— 4 553	

A 2 táblázatban foglaltuk össze a rétegsorok átlagos tormelékes nehéz-
ásványtartalmát A bázisos-ultrabázisos eredetű csoport lényeges részét az Al-
kromit teszi ki Az olivin kimutatására nem lehetnek reményeink, mivel (a
kromittal ellentétben) igen instabil ásvány, ezért utómagmás, vagy felszíni
hatásokra gyorsan átalakul Átalakulási termékeként klorit, szerpentin, tre-
molit-aktinolit, antofillit, hematit, magnetit és opál keletkezik Ezek egy része
az oldási maradékban is kimutatható, sőt csaknem teljes egészében ezek alkot-
ják a vizsgált alsó-kréta kőzetminták tormelékes nehézásvány-társaságát Az
eredeti kőzetből készült vékonycsiszolatban jól látható, hogy a savas feltárá-
sánál oldódó szerpentin és klorit lényeges alkotórésze a vizsgált alsó-kréta uledé-
kes fáciesnek (I tábla 3)

Elektronmikroszkópos vizsgálat

A fénymikroszkóp alatt kiválasztott Al-kromit szemcsékből készült
elektronmikroszkópos felvételeken finom eloszlású hematit és antofillit lécek
láthatók Az elektrondiffrakciós képben a kromit fő vonalai mellett a hematit
és antofillit egyes vonalai is jelentkeznek (II tábla) A vizsgálatot IBRÁNYINÉ
ÁKOSI K. végezte (MTA Foldtani Tanszéki Kutatócsoport)

A tormelékes eredetű nehézsaványok egymás közötti %-os megoszlása a vizsgált alsó- és középső-kréta furásszelvényekben

Per cent distribution of detrital heavy minerals in the studied Lower and Middle Cretaceous borehole sections

10%-os HCl-as oldási maradék, 0,1—0,2 átmérőjű frakció			Alsó kréta		Középső kréta						
			zöldesszürke, vörös homokko- aleuritű fácies		szürke aleuritű fácies		Tarka agyag fácies				
Az átlagszámításnál figyelembe vett minták db száma			22	19	43	41	120	245	214	176	59
A furás száma			Ta 1481	Ta 1329	T ₁ 1462	TVG 59	MT 7	M 15 980	Pv	Bo 1828	O 1891
Limonit-os hematitos szemcsék (db %)			84,81	79,62	84,54	67,90	90%	90%	90%	90%	94,54
Átlagos tormelékes nehézsavány (db %)			15,19	20,38	15,46	32,10	10%	10%	10%	10%	5,46
Magnás eredetű nehézsaványok	Bázisos — ultrabázisos	kromit	30,60	41,09	1,25	49,52	8,00	2,00	0,004	1,16	2,35
		kromit tartalom	1,90	2,76	65,98	23,13	—	—	—	—	—
		magnetit	24,56	16,04	1,85	2,43	—	—	0,001	3,08	2,09
		ilmenit	—	—	—	—	—	—	—	—	6,72
		augit	0,29	—	0,03	—	—	0,06	4,40	—	—
		hipersztén	1,02	1,24	1,12	0,78	0,40	1,20	1,00	0,62	1,49
		ensztatit	0,14	—	0,07	—	—	—	—	—	0,14
		rutil	—	—	0,48	0,04	1,30	1,00	0,007	0,16	0,41
		anatáz	—	—	—	0,01	—	—	—	—	—
		brookit	0,29	—	—	—	0,25	—	—	0,14	0,14
	hematit	18,71	21,19	—	—	—	—	—	—	—	
	Összesen		77,51	82,32	70,80	75,91	9,95	4,26	5,412	5,16	13,36
	Savány	aukon	0,87	0,38	1,88	1,13	11,10	1,80	1,80	2,37	3,63
		apatit	—	—	0,03	—	1,90	0,55	0,80	—	0,27
		titanit	0,14	—	—	—	1,40	—	—	—	0,27
biotit		—	—	4,77	3,39	—	—	10,00	1,41	12,60	
amfibol		—	0,41	0,94	0,93	1,18	3,10	0,60	1,01	0,63	
Telersavány	fluorit	—	—	—	—	—	—	—	—	18,19	
	barit	—	—	4,88	—	—	4,90	—	1,19	12,60	
Összesen			1,01	0,86	12,40	5,45	15,58	9,64	13,20	5,88	48,19

2 táblázat (folyt.)

10%-os HCl-as oldási maradék, 0,1-0,2 átmérőjű frakció		Alsó-kréta		Középső-kréta							
		zöldesszurke, vörös homokko- aleurolit fácies		szurke aleurolit fácies		Tarka agyag fácies					
Vegyes és metamorf eredetű nehézasványok	vegyes	gránát	3,80	0,85	6,62	2,43	17,70	46,90	24,80	9,91	17,64
		turmalin	3,07	0,76	1,37	6,52	27,70	13,60	10,40	12,58	12,35
		klorit	0,43	1,00	6,90	9,95	16,90	11,50	29,60	63,20	3,91
	epi	alkáli amfibol	1,31	0,14	—	—	—	—	—	—	—
		tremolit- aktinolit	2,92	3,52	0,18	0,17	4,60	—	8,00	—	0,27
		antofillit	6,28	5,00	—	—	—	—	—	0,20	0,27
		epidot	0,14	—	0,41	0,21	3,60	6,50	—	1,37	2,09
		zoizit	0,43	0,14	0,45	0,04	2,20	4,10	4,60	0,95	0,69
	mezo	staurolit	0,14	0,38	0,04	—	—	—	—	0,12	—
		andaluzit	—	—	—	—	—	—	—	—	0,14
		kek amfibol	—	—	—	—	0,62	1,30	0,20	0,40	0,32
		disztén	—	—	0,05	—	—	0,06	0,40	0,12	0,41
	Összesen		18,52	11,79	16,02	19,32	73,32	83,96	78,00	88,50	38,09

A vizsgált képződmények Cr, illetve kromit-tartalmának térbeli és időbeli változása

A Q-24 spektrográffal készített félkvantitatív nyomelemvizsgálat eredményt a 3 táblázat foglalja össze. A Ta 1329 és -1481 sz fúrásból vett alsó-kréta kőzetmintákban a Vinogradov-féle uledékes átlaghoz viszonyítva, átlagosan tizennyolcszoros, a középső-kréta szurke aleurolit fáciesből vizsgált mintákban (Ta 1462 sz fúrás) tízszeres dúsulás mutatkozik. Ezekkel szemben a tarka agyag fáciesre vonatkozó (M 15 sz fúrás) részletes nyomelemvizsgálat alapján számított átlagértékekből csak 0,59-szeres dúsulás adódik. A maximális dúsulás is csupán négyszeres. Az M 15 sz fúrástól ÉK-re eső O 1891 sz fúrás 10 db mintájának vizsgálata alapján 1,77-szeres a króm dúsulása. A Cr dúsulását kis mértékben a Ni és Co is követi. A Ti nem mutat lényeges dúsulást. A nyomelemvizsgálat a MÁFI Geokémiai osztályán, ill az ELTE Kőzettani—Geokémiai Tanszékén készült.

Bár a vizsgált minták száma közötti eltérés miatt az átlagértékek nem azonos megbízhatóságúak, annyi azonban megállapítható, hogy az alsó-kréta összlet tartalmazza a legtöbb ultrabázisos eredetű tormalékszemeszt.

A középső-kréta szurke aleurolit két szelvénye egymástól kellő távolságban van ahhoz, hogy a tormalékanyag-szállítás irányának megfelelően mérhető különbség mutakozhassék. Lényeges különbség azonban nem a kromit %-os értékeiben van, hanem egyrészt az átlagos tormalékes nehézasvány db %-ban, másrészt abban a tényben, hogy a TVG 59 sz fúrás esetében a kromit nagyjából onáll szemcsék formájában jelenik meg, a Ta 1462 sz fúrásban pedig csaknem teljes egészében a tiszta kromitnál lényegesen kisebb fajsúlyú kromittartalmú kőzettormalékban. Mindkét vonás a TVG 59 sz fúrásnak a

**Nyomelem-koncentráció értékek a vizsgált alsó-
Trace element concentrations in the studied Lower**

	A vizsgált nyomelemek	Vinogradov-féle üledékes átlag (ppm)	Alsó-kréta		Középső- larka agyag				
			zöldes-szürke vörös homokkő-aleurobit facies Ta 1481, Ti 1329 sz f, 6 db	szürke aleurobit-facies Ta 1462 sz f	M 15 sz furas				
					O 1891 sz f 10 db	Teljes szelvény			
						a	Da	Max	D max
Bázisos kőzetekre utaló elemek	Cr	100	18,00	10,10	1,77	53,46	0,53	400	4,00
	Ni	95	1,55	1,68	0,80	48,29	0,50	100	1,05
	Co	20	1,29	1,25	0,40	14,59	0,72	40	2,00
	Ti	4500	0,69	0,13	0,58	2888,00	0,64	10 000	2,22
	V	130	0,43	0,19	1,00	55,12	0,42	250	1,92
Savanyu kőzetekre utaló elemek	Li	30	2,60	3,33		88,16	2,93	250	8,33
	Pb	20	0,43	0,20	1,87	12,22	0,61	100	5,00
	Ba	800	0,32	0,31	0,44	263,5	0,33	1 600	2,00
	Ga	30	0,30	0,13	0,55	9,85	0,32	40	1,33
	B	100	0,18	0,25	0,44	61,56	0,61	250	2,50
	Si	450	0,95	1,33	0,53	186,2	0,41	1 000	2,22
	Cu	57	0,66	0,70	1,40	39,0	0,68	100	1,75

D = a Vinogradov-féle üledékes átlaghoz viszonyított dusulás mértéke

a = átlag nyomelem-koncentráció (ppm)

Da = átlagértékekből számított dusulás

Max = maximális nyomelem-koncentráció (ppm)

D max = maximális nyomelem-koncentrációból számított dusulás

kromit származási helyéhez viszonyított közelebbi helyzete mellett szőlő tehát É felé nő a kromit mennyisége

A középső-kréta tarka agyag faciesben csak nagyon gyenge, néhányszor megismétlődő közvetett hatás mutatkozik a mért, helyenként kissé emelt Cr érték, és a néhány mintában nyomokban kimutatható kromit alapján

Az Al-kromitot szolgáltató ultrabázisos kőzet

Felvetődik a kérdés milyen földtani szerkezethez kapcsolódik és mikor keletkezett az Al-kromit tartalmú kőzet? Mivel tormelékanyaga már az alsó-krétában jelentkezik, a tárgyalt kőzet kora az alsó-krétánál idősebbnek valószínűsíthető. Anyagát a jura képződményekben is kerestük. Az egyébként igen kevés tormelékanyagot tartalmazó jura mészkőfajtákban, a tatabányai Kálváriadombról származó alsó-liász és alsó-dogger rétegek oldási maradékában is sikerült kimutatni Al-kromitot. Valószínűleg a juránál is idősebb képződményről lehet tehát szó.

Az alsó-kréta durvatormelékes homokkőben található gyakori klorit- és

3 táblázat — Table 3

és középső-kréta korú képződményekben (ppm)
and Middle Cretaceous formations

kréta

fácies

268 db minta

Tengeri rétegek		Csokkentsos-vízi rétegek		Édesvízi rétegek		Faunamentes rétegek	
Ta	Dt	CSa	Dcs	Éa	Dé	Fa	Df
84,86	0,84	60,25	0,60	69,00	0,69	46,50	0,46
56,45	0,59	55,44	0,58	61,79	0,65	46,54	0,47
15,84	0,79	14,25	0,71	18,00	0,90	12,26	0,61
2589,00	0,57	3545,00	0,78	3791,00	0,84	2816,00	0,65
50,71	0,39	70,62	0,54	73,00	0,56	55,00	0,42
88,61	2,95	94,80	3,16	121,70	4,05	86,57	2,88
6,60	0,33	11,81	0,59	17,44	0,87	11,31	0,56
269,00	0,33	328,30	0,41	370,80	0,46	266,00	0,33
8,82	0,29	11,69	0,38	14,81	0,49	10,14	0,33
48,78	0,48	60,20	0,60	73,29	0,73	60,63	0,60
280,00	0,62	359,00	0,79	257,00	0,57	92,00	0,20
37,15	0,65	41,91	0,73	52,93	0,92	35,21	0,61

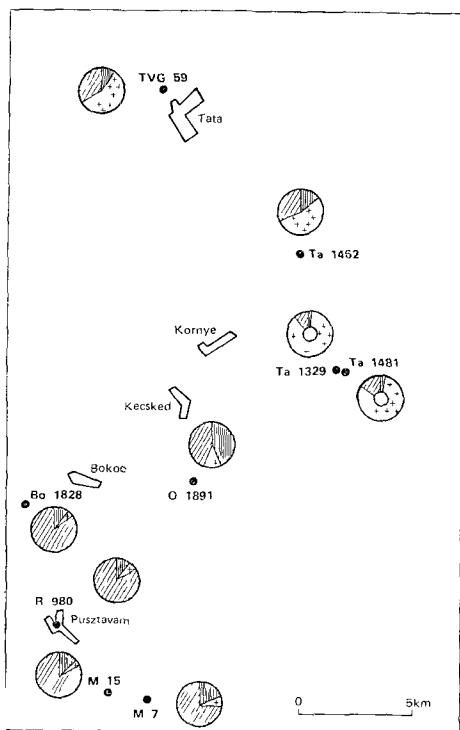
szerpentin-törmelék, valamint a hipersztén szállítódása nem képzelhető el nagy távolságból. A mechanikai és kémiai mállással szembeni kis ellenállásuk miatt gyorsan kimaradnak a folyami hordalékból. MOLNÁR B. (JATE Szeged) recens vizsgálatai szerint a hipersztén például 100 km szállítódás után csaknem teljesen kimarad a Duna homokjából. Amennyiben e savban oldható, Mg-ot tartalmazó ásványok kromit-tartalmú kloritos, szerpentines kőzetanyagból kerültek az üledékgyűjtőbe, az ultrabázisos kőzetek egykori helyét az üledéklerakódás egykori helyétől kis távolságban kell keresnünk.

Ma a felszínen, a vizsgált szelvényektől É-ra, ill. NyÉNy-ra találhatók kromit, ill. nagy krómtartalmú ultrabázisos kőzettesteket tartalmazó képződmények. A Szepes—Gcmori Érchegységben. Tiba község határában krómérc lencséket tartalmazó mállott szerpentin található, amelyet alsó-triász mészkő és pala vesz körül (PAPP K. 1915).

A nyugat-magyarországi Vas-hegy szerpentin tömege, nagy Cr-tartalmú talk palával — magnetit és ilmenit tartalma miatt — kevésbé idevágó sajátosságú.

A középső-kréta tarka agyag ultrabázisos képződményeket tartalmazó területtel való kapcsolata

A Cr-tartalom nyomonkövetése a különböző biofáciés rétegekben arra a megállapításra vezetett, hogy az egyébként szárazföldi uledékekben dúsuló krom, a középső-kréta tarka agyag tengeri biofáciés rétegeiben nagyobb dúsulási aránnyal jelentkezik, mint a csökkentsősvízi, édesvízi vagy faunamentes rétegekben (3 táblázat), tehát a tengeri kapcsolatokhoz kötődik

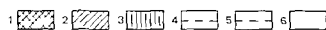
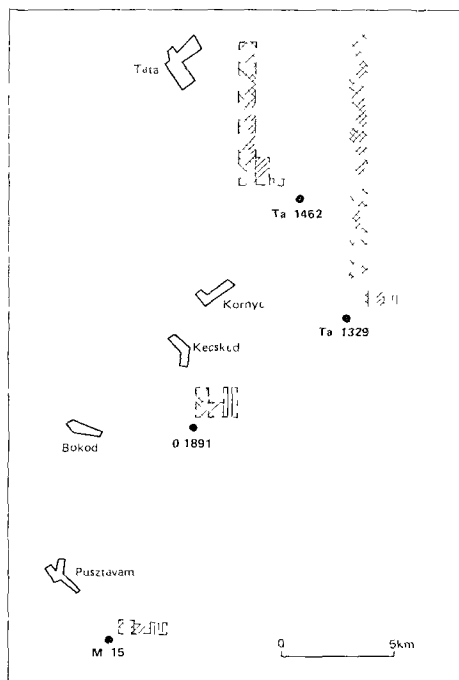


4. ábra A különböző genetikájú nehezasvanyok előfordulási aránya a vizsgált alsó- és középső-kréta rétegsorokban

1 Bazisus magmás, 2 savanyu magmás, 3 vegyes (s metamorf eredetű) nehezasvanyok, 4 alsó-kréta, 5 középső kréta

Fig. 4 Proportions of occurrence of heavy minerals of different origin in the studied Lower and Middle Cretaceous sequences

1 Basic magmatic, 2 acid magmatic, 3 mixed-origin and metamorphic heavy minerals, 4 Lower Cretaceous, 5 Middle Cretaceous



5. ábra A Cr, Ni és Pb dúsulási aránya a vizsgált alsó- és középső-kréta rétegsorokban

1 Cr, 2 Ni, 3 Pb, 4 középső-kréta tarka agyag, 5 középső kréta aleurolit, 6 alsó-kréta homokkő

Fig. 5 Proportions of enrichment of Cr, Ni and Pb in the studied Lower and Middle Cretaceous sequences

1 Cr, 2 Ni, 3 Pb, 4 Middle Cretaceous variegated clay, 5 Middle Cretaceous siltstone, 6 Lower Cretaceous sandstone

A tarka agyag szelvények legészakibb részén, a 0 1891 sz fúrásban, az átlagos tormalékes nehézsásvány db % lényegesen kisebb (5,46 db %), mint a hozzá közel eső Ta 1462 sz fúrás szurke aleurolitjában (15,46 db %), (2 táblázat) A tarka agyag rétegsorokban kedvezőtlen a tormalékes nehézsásvány-szolgáltatás

A viszonylagos Cr dúsulás és a kromit kapcsolata a bauxitgenetikával

VOROS I -nak az iszkaszentgyörgyi bauxit szelvények vizsgálatára vonatkozó mikromineralógiai és geokémiai adatai között (VOROS I 1958) található utalás a megmagyarázatlan Cr dúsulásra, amely mellett kromitot nem sikerült kimutatni. Adatai alapján a bauxit nehézsásványainak túlnyomó többsége ilmenit. Feltehető a kérdés, mi indokolja a króm dúsulását egyes bauxitmintákban. Fennállt a lehetősége annak is, hogy alapos vizsgálattal, az előzőekben tárgyalt alsó- és középső-kréta képződményekhez hasonlóan, a bauxitban is sikerül kromitot kimutatni.

A vizsgált három bauxitminta közül csak a Fenyőfőről származó minta 0,1—0,063 mm átmérőjű frakciójában sikerült az előzőekhez hasonló, éles tormalékszemcsék formájában jelentkező — helyben keletkezettnek semmiképpen sem tekinthető — kromitot találni. Mennyisége azonban az egyéb előforduló nehézsásványok mellett, nem érte el azt a mértéket, amely a Cr-dúsulást biztonságosan magyarázhatná (több száz ilmenit szemcse mellett néhány kromit szemcse), s mindenképpen kérdéses maradt az iszkaszentgyörgyi bauxitban mélt Cr-dúsulás oka.

A probléma megoldása érdekében megvizsgáltuk a Cr-nak a bauxit különböző átmérőjű szemcsefrakcióihoz való kötöttségét. A legkisebb Cr értékeket (60 ppm) a 10%-os HCl-val való forralás után bepárolt szűrletben, és a <0,063 mm átmérőjű agyag frakcióban kaptuk.

Az iszkaszentgyörgyi bauxit mintában a Cr mennyisége a Ti-tartalommal együtt emelkedik, jól megfigyelhető, hogy megnő a Ti-hoz viszonyított aránya a legdurvább 0,2—0,5 mm átmérőjű frakcióban, amely nagy oldásos felszínű ilmenit szemcséket is tartalmaz. A Ti-ban egyébként is viszonylag szegény fenyőfői minta 0,2—0,5 mm átmérőjű frakciójában viszonylagos Ti hiány és gyenge Cr felesleg mutatkozik.

Ilmenitek lézerspektrográf vizsgálata

Feltételeztük, hogy bázisos kőzeteknek is szerepük van a bauxit anyaközetei között.

A feltételezés bizonyítására a bauxit mintákban található, a kromiténál sokkal tágabb keletkezési lehetőségű ilmenitek lézerspektrográf-vizsgálatával próbálkoztunk. Az eredményeket a 4 táblázat tartalmazza. A vizsgálatot NAGYNÉ BALOGH J végezte (ELTE Kőzettani—Geokémiai Tanszék).

A megvizsgált 11 szemcse három típust képvisel

- 1 Nagy Cr-tartalmú (csekély V-, Co-, Si- és Zr-tartalommal)
- 2 Nagy Zr- és Si-tartalmú, (csekély Cr-tartalommal) színes reflexiójú korrodált felszínű idiomorf szemcsék, valamint kagylós torésú, éles peremű barnásfekete ilmenittoredek

Bauxitból származó ilmenit szemcsék LMA-szinképspektruma
LMA spectrum of ilmenite grains from bauxite

	Tr	Cr	Ni	Co	V	Mg	Al	Zr	Si	Mn	Ca	Fe	Cu	It
1	sok	igy	0	0	e	e	ny	ny	ny	e	igy	sok	ny	0
2	sok	e	0	0	e	e	ny	0	igy	e	igy	sok	ny	0
3	sok	ny	0	0	e	e	ny	igy	ny	e	e	sok	ny	0
4	sok	gy	0	0	e	e	ny	igy	0	e	e	sok	ny	igy
5	sok	ny	0	0	e	e	e	0	ny	e	e	sok	ny	gy
6	sok	ny	0	0	e	e	e	0	0	e	e	sok	ny	gy
7	sok	igy	0	igy	ny	ny	ny	0	0	ny	ny	sok	ny	0
8	sok	igy	0	0	ny	ny	ny	ny	igy	ny	ny	sok	ny	igy
9	sok	0	0	0	ny	ny	ny	0	0	ny	ny	sok	ny	0
10	sok	ny	0	0	ny	e	ny	0	0	ny	ny	sok	ny	igy
11	sok	ny	0	0	e	e	ny	igy	0	e	e	sok	ny	gy

Fokozatok *sok*
e = eros
ny = erős nyom
ny = nyom
gy = gyenge
igy = igen gyenge
igy = igen-igen gyenge

3 Gyakorlatilag Cr-ot, Si-ot, és Zr-t nem tartalmazó tokéletes kristálylapokkal és éllel határolt, a kristálylapokon fehér reflexiós színű, idiomorf szemcsék

A vizsgálat eredménye arra utal, hogy a bauxit durvatormelékes frakciójában dúsuló Cr, a kis mennyiségben előforduló kromit mellett, főleg meghatározott típusú ilmenitben található, mely származhat bázisos kőzetből

Vizsgálati eredményeinkből az alábbi következtetések vonhatók le

1 A lepusztulási térszínen már a jurában jelen volt, az alsó-krétában pedig intenzív pusztulásnak indult egy ultrabázisos kőzet, melynek kromittartalmú anyaga a Tatabányai-medence és Vértes előterének alsó- és középsó-krétájában jól követhető

2 Az iszkaszentgyörgyi bauxit ilmenitjének lézerspektrográfiai vizsgálata alapján feltételezhetjük, hogy bázisos kőzeteknek is szerepük van a bauxit anyaközetei között

IRODALOM — REFERENCES

- FULOP J 1958 A Gerecse hegység kelta időszaki kőpzódmányei — *Geologica Hungarica* ser Geol 11
- FULOP J 1964 A Bakony hegység alsókelta (bermazi apti) kőpzódmányei — *Geol Hung* ser Geol 13
- IFJ NOSZKY J 1934 Adatok az Északi-Bakony kelta kőpzódmányainak ismeretéhez — *Földt Kozl* 64
- PAPP K 1915 A Magyar Birodalom vasere és köszönkészlote — MKFJ, Budapest
- SZADFCZKY KARDOSS E 1955 *Geokemia* — Budapest
- VOROS I 1958 *Iszkaszentgyörgyi bauxit-szelvények mikromineralógiai- és nyomclem vizsgálata* — *Földt Kozl* 88 (1) 48–56

STUDIES ON CHROMITE AND THEIR IMPLICATIONS
IN THE LOWER AND MIDDLE CRETACEOUS OF THE TATABÁNYA
BASIN AND THE VÉRTES FORELAND*

by

K VASKO-DAVID

Department of Geology Research Team, Hungarian Academy of Sciences,
Budapest, Múzeum krt 4/a
H-1088

UDC 552.5.551.763(234.373.2)

Key words detrital sedimentary rocks, heavy mineral deposits aluminium chromite, bauxite, Cretaceous, Transdanubian Central Range (Hungary)

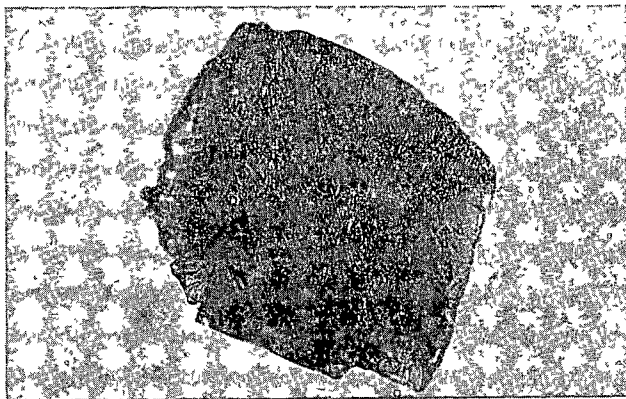
The most characteristic detrital heavy mineral in the Lower and Middle Cretaceous clastic rocks of the Tatabánya basin and the Middle Cretaceous clastics of the Vértes foreland is Al-chromite. Cr attains a maximum of eightfold enrichment in the Lower Cretaceous sandstone and a maximum of tenfold one in the Middle Cretaceous siltstone (figures based on the samples studied). The enrichment in the Middle Cretaceous variegated clay studied in detail attains a maximum of only fourfold. This enrichment is associated with transgressive phases, open towards marine communications, in the history of a sedimentary basin of changing salinity. Along with the well-known Cr concentration peaks of the Cretaceous bauxites, minor Al-chromite splinters could be discovered in the bauxite of Fenyőfő. Ilmenite grains from the bauxite of Iszkaszentgyörgy contain strongly varying amounts of Cr. The results measured by a laser microspectral analyzer vary from an ilmenite altogether devoid of Cr to one of very high Cr content.

Mineralogically, in terms of the wave length and intensity of its diffraction lines, Al-chromite is situated between chrompicotite and chromhercynite. Activation analytical studies gave an Al ratio of 43/1 mol Cr/mol.

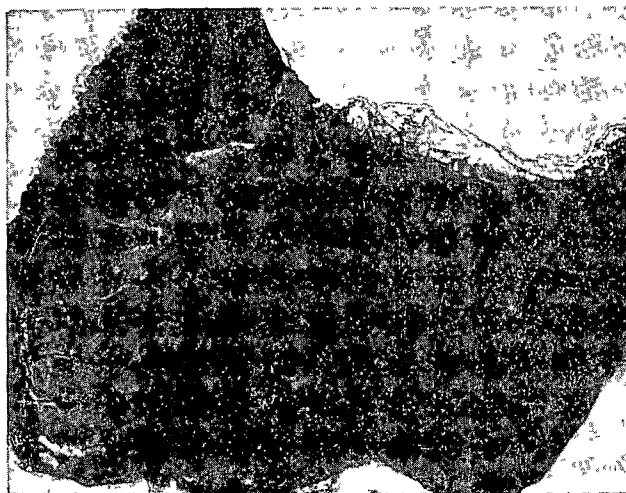
* An abridged version of a paper submitted in 1973 to the Junior Scientists' Competition launched by the Hungarian Academy of Sciences. Original paper orally presented on 5 May 1975, on the meeting of the Section on Mineralogy and Geochemistry.

I tábla — Plate I

- 1—2 Mikromineralógiai preparátum Kanadabalsamba ágyazott Al-kromit szemese a vizsgált minták nehézásvány-szeparátumából — Micromineralogical preparation Al-chromite grain mounted in Canada balsam from the heavy minerals preparation of the studied samples +N 560×
- 3 Sugaras klorit és szerpentin az alsó-kréta homokkőben Vékonycsiszolat, Tatabánya 1481 sz f 470,1 m — Radial chlorite and serpentine in Lower Cretaceous sandstone Thin section, borehole Tatabánya 1481, 470 1 m +N 560×



1



2



3

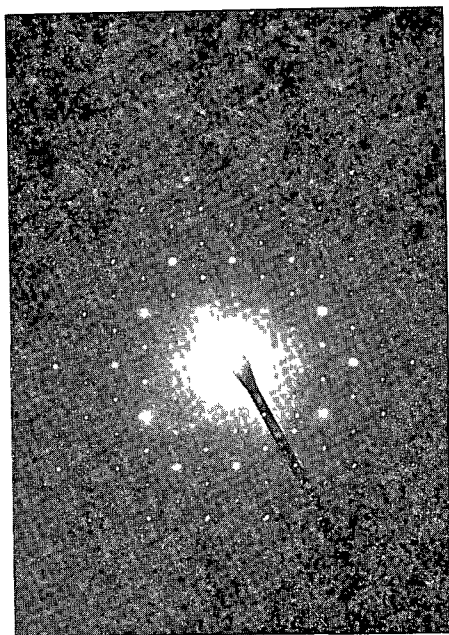
II tábla — Plate II

Elektronmikroszkópos felvetelek a vizsgált minták nehézásvány-szeparatumból — Electron micrographs from the heavy minerals preparation of the studied samples

- 1 Kromit felső diffrakció — Chromite, upper diffraction
- 2 Kromit (hematit, antofilit) — Chromite (hematite antophyllite)
- 3 Antofilit felső diffrakció — Antophyllite, upper diffraction
- 4 Antofilit — Antophyllite

1—2 85 000×

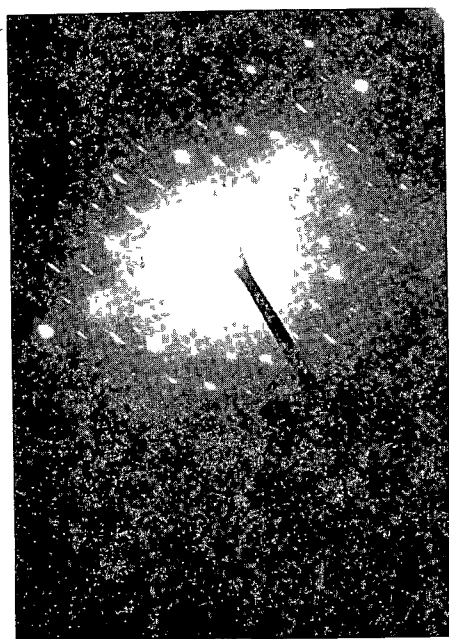
3—4 90 000×



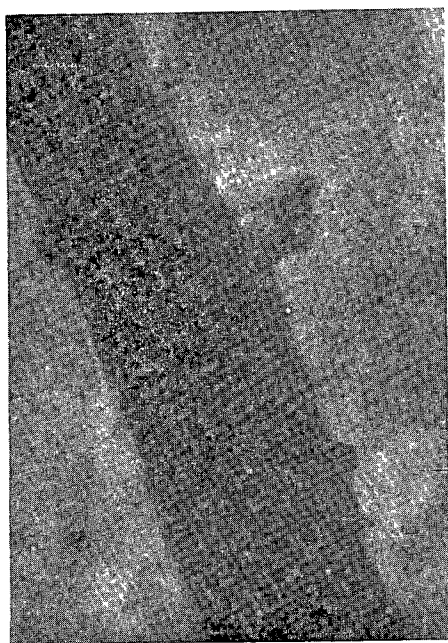
1



2



3



4

TENGERI KIFEJLŐDÉSŰ KÁRPÁTI RÉTEGEK ELŐFORDULÁSA ALCSÚTDOBOZON

KOKAY JÓZSEF

M. Áll. Földtani Intézet Budapest, Népstadion út 14
H-1143

ETO 564 563 12 552 782 11(439 118)

T á r g y s z a v a k tengeri uledéksor, Foraminifera, Mollusca, kárpáti, Alcsútdoboz

A Várpalotai-medence és a Budapest környéken ismert kárpáti emeletbe tartozó tengeri eredetű képződmények egy újabb térkitöltő láncszeme az Alcsútdoboz 3 sz. fúras által feltárt uledéksor, az ismert „bryozoas—balanusos” kifejlődésű gazdag Pectinidae együttesel. A kárpáti képződmények jelenléte újabb bizonyíték a Mediterraneum fele húzódó fő tengerág létezésére.

1980-ban mélyült a karsztvízmegfigyelő hálózathoz tartozó Alcsútdoboz 3 sz. magfúrás Gyúró kozség ÉNY-i előterében, a Szent László-vize völgyében. A feltárt rétegsor felső része a vizsgálatok alapján miocén korúnak bizonyult

- | | |
|----------------|---|
| 3,30—13,60 m | szarmata (tinnyei alemelet) mészkő és kavics, |
| 13,60—43,40 m | szarmata szárazföldi tarka agyag és aleurit, kavicspadokkal, |
| 43,40—49,60 m | felső-bádeni(?) tufacsomós bentonit, édesvízi mésziszap és mészkő, valamint kavics, |
| 49,60—77,20 m | kárpáti tengeri homok, laza homokkő, aleurit és kavics, |
| 77,20—118,60 m | kárpáti tengeri kavicsos mészkő és homokkő, konglomerátum, |
| 118,60— | oligocén képződmények („Mányi Formáció”) |

A 69 m vastag kárpáti összlet makrofaunájának feldolgozását BÁLDI T átengedte, melyet ezúton köszönök meg. A harántolt kárpáti uledéksor egészében az ismert „bryozoas—balanusos” meszes—durvatormelékes típusú (Fóti Formáció, HALMAI J 1981, HÁMOR G 1985). Az összlet felső 27,60 m-es szakasza lazább, kevésbé meszes kötésű, sőt 65,20—72,00 m-ig erősen finomhomokos és agyagmárgás kötésű aleurit. A felső laza rész (49,60—60,0 m-ig) kovuletekben a leggazdagabb, de a héjak általában zúzottak, ami erős vízmozgásra utal.

Bryozoa (leggyakoribb a *Cellepora globularis* BRONN),
Brachiopoda *Megathyris decollata* CHEMN, *Cristella* sp
Bivalvia *Pecten fuchsii styriacus* HILB, *Clamys costar* FONT, *Ch. multistriata* POLI, *Ch. sp.*, *Anomia ephippium* L, *Ostrea* sp

Crustacea *Balanus* sp div
 Echinoidea *Fribularia pusilla* MULL
 Vermes *Ditrupa cornea* L

Ebben a laza összletben HORVÁTH M (BÁLDI T et al 1980) jelentésében négy minta vizsgálata alapján „*Ammónia beccarii* — *Elphidium*” Foraminifera közösséget mutatott ki, maximálisan 50 m-es vízmélységgel, normál sótartalmú környezetben a litorális—sekély szublitorális régióban keletkezve Korát egyértelműen kárpátnak állapítja meg a jellemző *Elphidiumok* (*E flexuosum subtypicum* PAPP, *E fichtelhanum praeforme* PAPP) alapján. A makrofaunában a *Chlamys costai* alak jelenléte és a „bryozoás—balanusos” kifejlődés az alsó-miocénre utal (A Bryozoák a miocénben az eggenburgitól a szarmata emeletig, míg a *Balanus* fajok az eggenburgitól az alsó-bádenug fordulnak elő).

Az összlet meszesebb kotészű és általában keményebb, 77,20—118,60 m-ig terjedő szakasza fölül (78,10 m-ig) közülöbröl meg nem határozható kalcitodott Mollusca héjakat (*Pitar cir erycinoides* LAMK, *Paphu* sp) tartalmaz, míg az alatta levő homokos mészkő hasonló lenyomatokat.

Ezt a meszesebb és kotottabb összletet a „bryozoás—balanusos—chlamysos” faunaejuttés jellemzi. A közettani jelleg a szemcsenagyság és cementáltság, valamint a faunataralom mennyisége szinte deciméterenként változó. Általában a faunataralom növekedése a szemcsenagyság csökkenésével és a cementáltság növekedésével jár együtt. A Bryozoák között a gombos és bekéregzéses jellegű *Cellepora globularis* BRONN egyhangúan uralkodik, míg a rákok között a leggyakoribb *Balanus concavus* L példányai többnyire a *Chlamysok* héjára telepedtek. A következő Pectinidae taxonokat határoztam meg: *Pecten* sp, *Clamys tournali* DE SERR, *Ch albina* VON TEPPNER, *Ch catalaunica* ALM et BOF et var, *Ch macrotis* SOW, *Ch cir scabriscula* MATH, *Ch cir camaretensis* FONT, *Ch scabrella* LAMK, *Ch scabiella hungarica* MEZN. Egyéb Molluscák: *Bolma cir taurinensis* SACCO, *Anomia ephippium* L, *Trachycardium multcostatum microtundatum* SACCO.

Echinoidea *Hypsoheteroclypeus* sp
 Algae *Lithophyllum?* sp

A *Chlamysok* többnyire épek, olykor kététknösek. Ez a tény, valamint az, hogy a *Pecten*-félék az optimálisan 20—40 m közötti tengermélységet kedvelik, nem valamiféle „zátony”-fácásra utalnak, hanem egy partközeli, sekély szublitorális régióra. Itt a víz oxigéndús és jól áramló, de erős hullámveréstől mentes volt.

A miocén tengeri faunák gerincét a gyorsan fejlődő Pectinidaeak képezik a korbesorolás megállapításánál. A felsorolt taxonok között a leggyakoribb alak a *Chlamys catalaunica* (ALM et BOF) 1897, és formaváltozatai (I—VI tábla). Ez az alak a bántapusztai kárpáti képződmények monografikus (KÓKAY 1967) feldolgozása óta onnan is előkerült több példányban [Megjegyzés a bántapusztai otnangi képződményekből ismertetett (KÓKAY 1971) változat eltérő forma!]. Ugyancsak találtam a taxonból több példányt a néhány km távolságban lemélyített Gyúró I sz fúrás kárpáti képződményeiben is. Úgy látszik tehát, hogy a spanyol „*Burdigalense superior*”-ből lént (ALMERA J — BOFILL A 1897, ROGEE J 1939) meglehetősen gazdag alakokban változékony faj a Középső-Paiatethys kárpáti emeletére jellemző, főleg az alsótdobozi fúrásban. A spanyol szerzők által elkülönített (*expansa orbicularis*, *major*, *praepercula-*

ris, magntaurita) alfajokat ROGER J (1939) összevonta, mint a faj formaváltozatait

A fúrásból előkerült Chlamysok közül a *Chlamys scabrella hungarica* MEZN (CSEPREGHY NÉ MEZNERICS I 1960) taxon az osszlet alsó részében (108,20—109,60 m-ig) gyakori volt. Az alak tipikus példányai a kárpáti uledéksorok alsó részére jellemzők (HALMAI J 1972)

A *Chlamys albina* VON TEPPER (II tábla 6 ábra) a bántapusztai ottngi, de főleg a kárpáti hasonló kifejlődésekben elterjedt

Ősfoldrajzi vonatkozások

Kárpáti tengeri képződmények legközelebb az 1972-ben mélyult Gyúró 1 sz fúrásból kerültek elő, némileg hasonló kifejlődéssel, de szegényesebb faunával. A bántapusztai kárpáti uledéksor gazdag faunájú (KÓKAY 1967) és az utóbbi 20 évben jelentősen bővült. A Várpalotai-medence egyéb kárpáti kifejlődéseivel együtt fontos összekötő kapocs a Mediterraneum és a Középső-Paratethys alsó-miocénjének megismeréséhez, ezért nagy a jelentősége.

Budapesttől K-re (Fót környéke) régóta ismertek (HALMAI J 1974, 1981) a kárpáti képződmények (Fóti Formáció). Általában ősmaradványokban szegényebb, mint a tárgyalt alesútdobozi, vagy különösen a bántapusztai uledéksorok.

Az alesútdobozi kárpáti előfordulás a klasszikus „Balaton-vonal” D-1 oldala mentén DNy—ÉK-1 csapással húzódó fő tengerágból benyúló obolben képződött, akarcsak a várpalotai.

A fúrás pszammitos—pszefites rétegsorának anyaga paleozóos kristályos alaphegység — utalkodóan zoldes kloritpala alig koptatott kvarcit tormeléke — teli uletéről származik, mely a Balaton-vonal mentén fordul elő. Hasonló a helyzet Várpalotán is, csak ott a balatonfői területől származó szurke szericitpala kvarcit tormeléke uralkodik a kárpáti uledékekben.

Az alesútdobozi fúrásban a kárpáti uledéksor az oligocénre transzgradált, Várpalotán részben diszkordánsan következik az ottngira (KÓKAY 1967, 1985), részben a medence D-1 és DNy-1 ovezetében közvetlenül az alaphegységre települ. Fót környékén pedig — véleményem szerint — konkordánsan következik a kárpáti, tipikusan „bryozoás—balanusos” uledéktomeg az ottngi „*Pecten fótiens*—*Chlamys submalvinæ*” tartalmú rétegekre.

A fúrásban harántolt 69 m összvastagságú kárpáti osszlet eredeti vastagsága ismeretlen. A HÁMOR G (1985, 29 táblázat) által közölt Fóti Formáció vastagságoknál a tárgyalt fúrásé nagyobb, de a bántapusztainál kisebb (KÓKAY 1967).

IRODALOM — REFERENCES

- ALMERA J — BOFILL A 1896 Monografia de las especies del genero „Pecten” del Burdigalense superior de las provincias de Barcelona y Tarragona — Mem Real Acad Cienc y Art 1—15 Barcelona
- BÁLDI T — HORVATH M — NAGYMAROSI A — VARGA P 1980 Jelentés „A Vali vízi választó területen mélyult fúrások piepannon képződményeinek biosztratigráfia-vizsgálatairól” — ELTE Foldt Tszk, kézirat

- CSEPREGHY-MEZNÉRICI I (1960) Pectinides du néogène de la Hongrie et leur importance stratigraphique — Mem Soc Geol N S 39 1—56
- HALMAI J 1974 A Fót és Csomad közötti terület harmadidőszaki kőzódimenyei — Foldt Int Évi Jel 1972-ről 65—86
- HALMAI J 1981 A Főti Formáció makrofaunája — Foldt Int Évi Jel 1979-ről 97—113
- HÁMOR G 1985 A Nógrád—cserhatsi kutatási terület földtani viszonyai — Geol Hungar Geol 22
- KÓKAY J 1967 Stratigraphie des Oberhelvets („Karpätien“) von Várpalota (Ungarn) — Paleont Ital 63 75—111
- KÓKAY J 1971 Das Miozan von Várpalota — Foldt Kozl 101 217—224
- KÓKAY J 1985 Tektonikai—geomechanikai vizsgálatok a Bántapusztai-medence területén (Várpalota) — Foldt Int Évi Jel 1982-ről 43—50
- ROGER J 1939 Le genre *Chlamys* dans les formations néogènes de l'Europe — Mem. Soc Geol France N S 17

MARINE KARPATIAN BEDS AT ALCSÚTDOBOZ, HUNGARY

by

J KÓKAY

Hungarian Geological Institute Budapest, Nepszablon út 14
H-1143

UDC 564 563 12 552 782 11(439 118)

Key words marine sediments, foraminifers, mollusks, Karpätian, Alcsútdoboz (Transdanubia, Hungary)

In 1980 a cored borehole was drilled for scientific purposes at Alcsútdoboz SE of Budapest. After intersecting a thin Upper Badenian and Sarmatian sequence, the drill cut, in the interval of 49.60—118.60 m, a marine sequence assignable to the Karpätian stage. Overlying Oligocene beds, the sequence is characterized by the well-known “Bryozoa—Balanus” biofacies with a rich “Pectinidae” fauna both vertically and laterally stretching from Várpalota (KÓKAY 1967, 1971) to as far as Budapest and even farther to the E (HALMAI 1974, HÁMOR 1985).

The upper interval of the sequence (49.60—77.20 m) is constituted by unconsolidated sandstone and sandy siltstone from which M. HORVÁTH (T. BÁLDI et al 1980) identified an „*Ammonia beccarii*—*Elphidium*” foraminiferal community typical of the Karpätian stage. *Elphidium flexuosum subtypicum* PAPP and *Elphidium fichtelium praeforme* PAPP are characteristic.

In this upper sequence, *Chlamys costar* FONT is a Mollusca indicative of the Lower Miocene.

The lower interval of the sequence, from 77.20 to 118.60 m, has a more calcareous cement and is usually harder being characterized by a “Bryozoa—Balanus—*Chlamys*” faunal assemblage. Lithology, grain size, cementation and fossil content vary from decimeter to decimeter. An increase in fossil content is generally coupled with a decrease in grain size and cementation. The bryozoans are dominated by the monotonous presence of *Cellepora globularis* BRONN, a spherical form of incrustation character, while among the

crabs the specimens of *Balanus concavus* are most abundant, being settled, as a rule, on *Chlamys* shells. Most abundant of all the *Chlamys* species is *Chlamys catalaunica* ALMENA et BOFILL 1987 (ROGER 1939), form of great variability including the varieties described by the author (Plates I–VI). Since the publication of the monographic synthesis of the Karpatian formations of Bántapuszta near Várpalota (1967) the afore-mentioned form has been discovered at the locality as well. The form reported from the Ottngian of Bántapuszta (KÓKAY 1973) deviates by its finer ornamentation from the form varieties found in the Karpatian. Consequently this form described from the “Burdigalense superior” of Spain seems to be characteristic, with its wide variability range, primarily of the Karpatian deposits of the Central Paratethys. The form varieties of the Spanish species (*expanse*, *orbicularis*, *major*, *praeopercularis*, *magnitaurita*) have been integrated to the species by J. ROGER (1939).

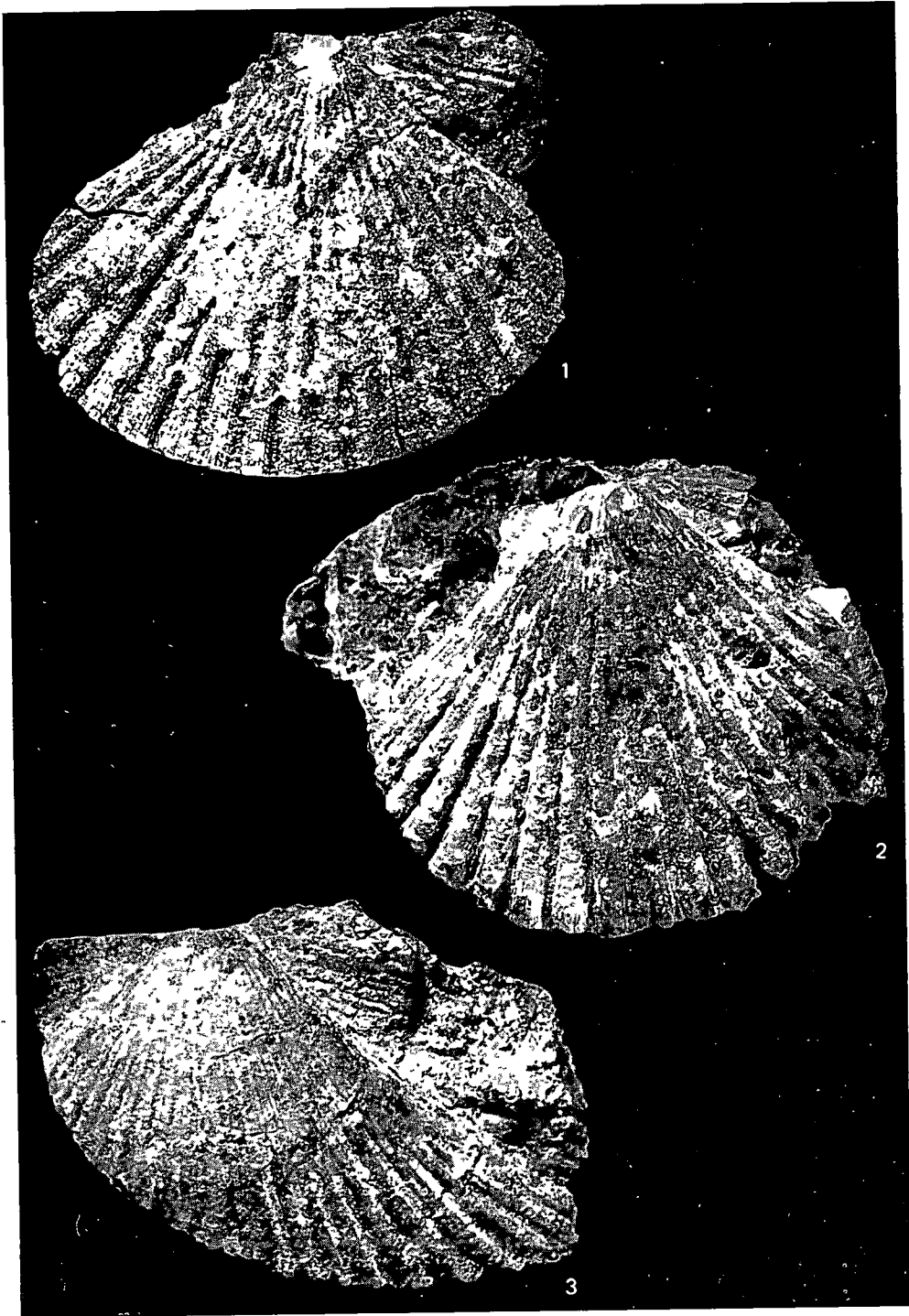
Worthy of mention from the borehole of Alcsútdoboz are, in addition, *Chlamys scabrella hungarica* MEZN (I CSEPREGHY-MEZNERICS 1960) and *Chlamys albina* VON TEPPNER (ROGER 1939) which have further confirmed the Karpatian assignation of the enclosing formations.

The sequence discovered by drilling has yielded new data concerning the occurrence of Karpatian deposits in Hungary in particular, and in the Central Paratethys in general, providing an additional link between the Mediterranean Upper Burdigalian formations and their Paratethyan counterparts.

I tábla — Plate I

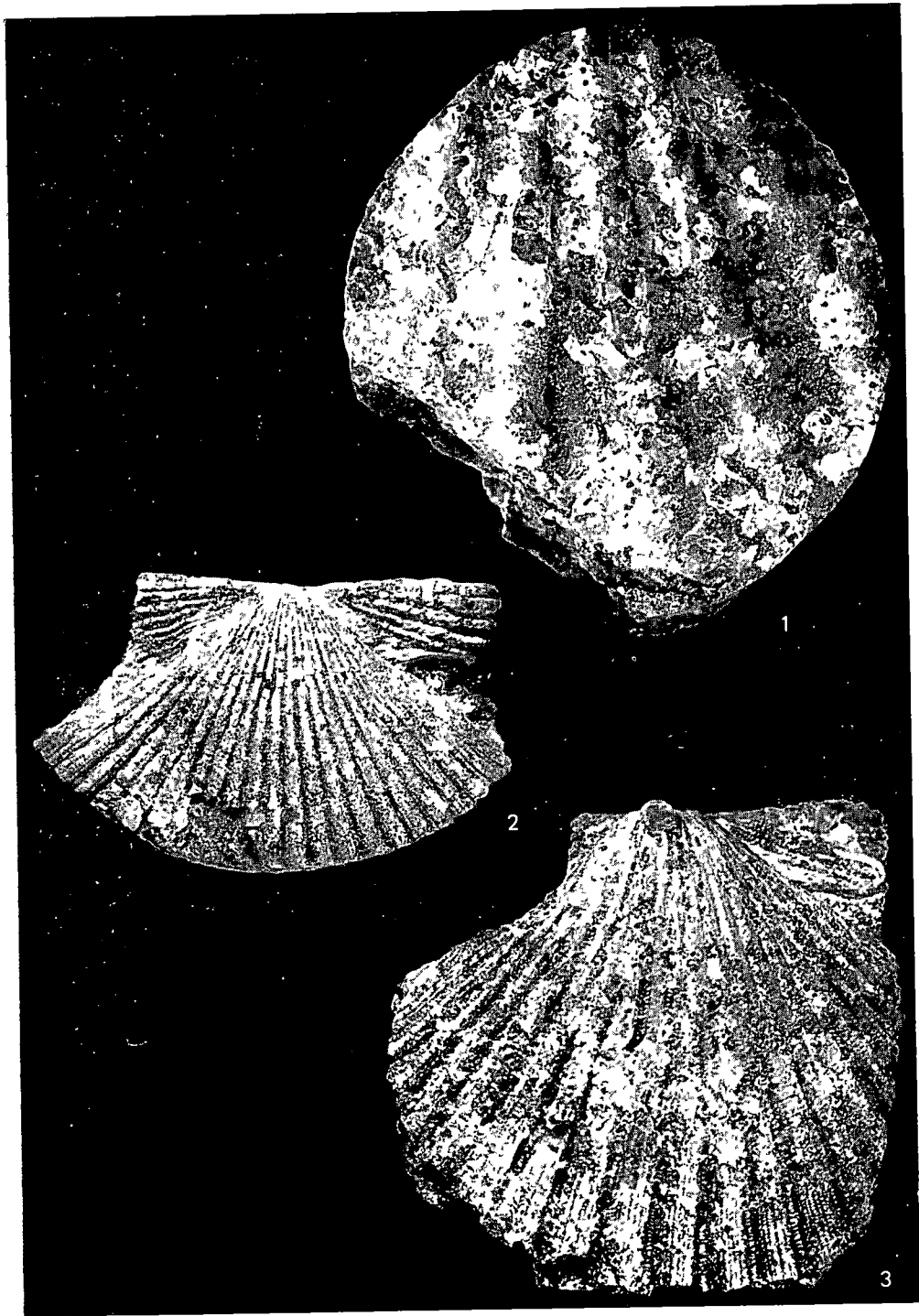
Chlamys catalaunica (ALM et BOF)

- 1 1,2×
- 2 1,2×
- 3 1,5×



II. tábla — Plate II

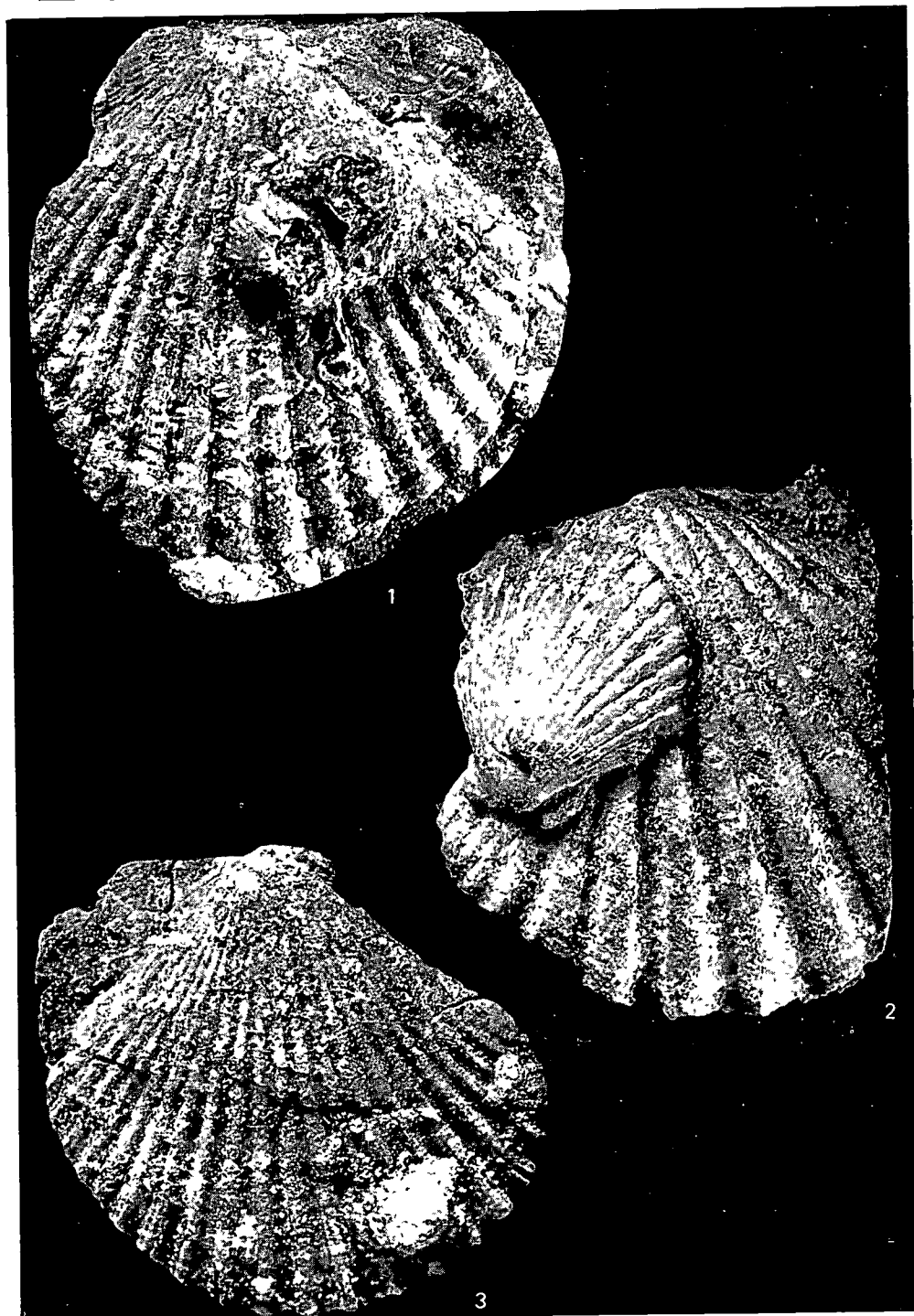
- 1 *Chlamys albina* (TEPPER)
2–3 *Chlamys catalaunica* (ALM. et BOF.) (forma “expansa” ALM et BOF.)
1–2 · 1×
3. 1,3×



III tábla — Plate II

- 1 *Chlamys catalaunica* (ALM et BOF) (forma “major” ALM et BOF)
- 2 *Chlamys tournali* (DE SERR), *Chlamys macrotis* (SOW)
- 3 *Chlamys catalaunica* (ALM et BOF) (forma “orbicularis” ALM et BOF)

- 1 1,2×
- 2 1×
- 3 1,4×



IV tábla — Plate IV

- 1 *Chlamys catalaunica* (ALM et BOF) (forma "major" ALM et BOF)
- 2 *Chlamys catalaunica* (ALM et BOF) (forma "praeopercularis" ALM et BOF)
- 3 *Chlamys catalaunica* (ALM et BOF) (forma "magnitaurita" ALM et BOF)

I, 3 1,2×

2 1,3×



V tábla — Plate V

1—2 *Chlamys catalaunica* (ALM et BOF) (forma "expansa" ALM et BOF)
3 *Chlamys catalaunica* (ALM et BOF) (forma "major" ALM et BOF)

1 1,6×
2 1,3×
3 1,1×

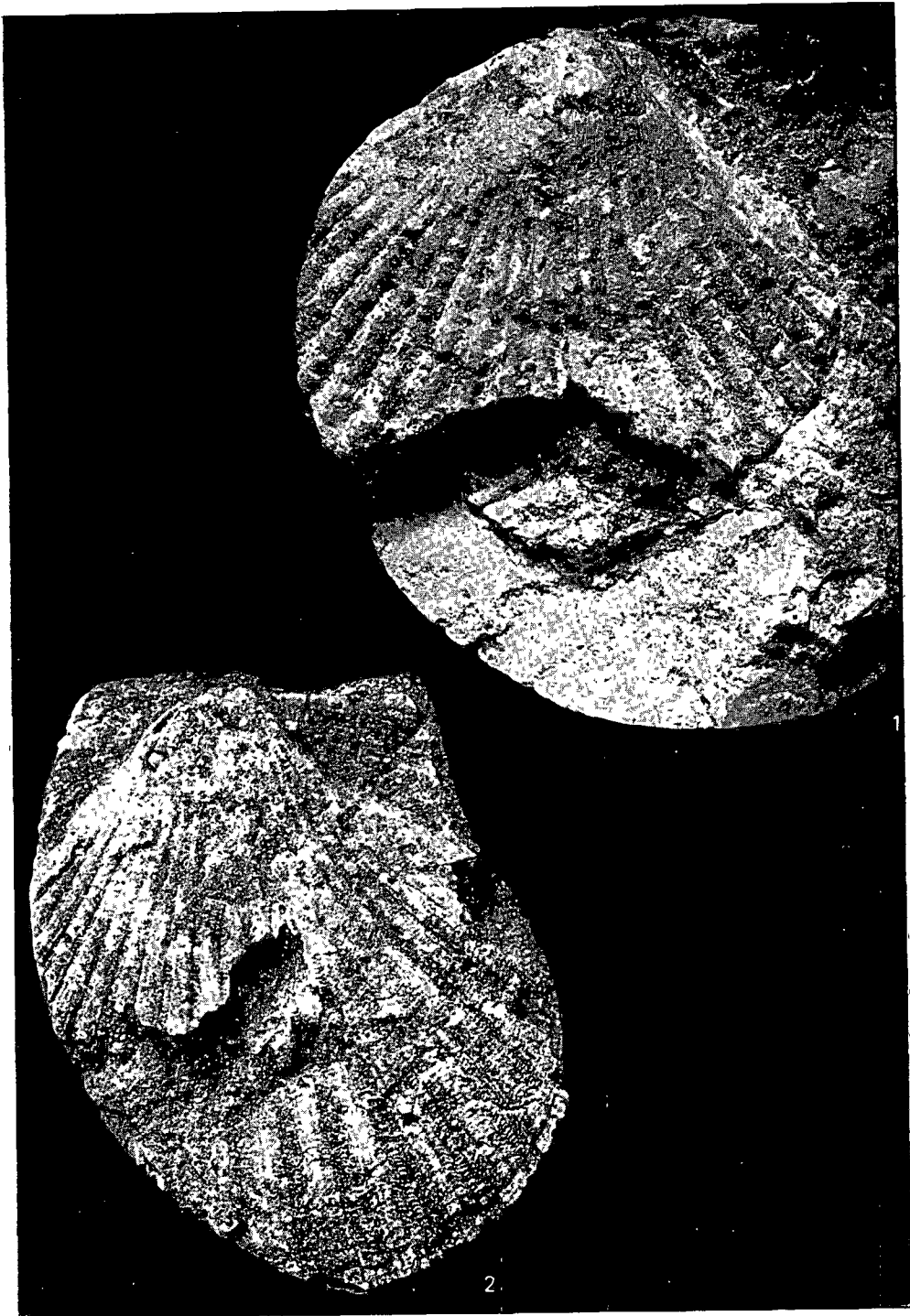


VI tábla — Plate VI

1. *Chlamys catalaunica* (ALM et BOF) (forma "major" ALM et BOF)
2. *Chlamys catalaunica* (ALM et BOF) (forma "orbicularis" ALM et BOF)

1.: 1,2×

2.: 1,5×



ADATOK A MAGYAR-KOZÉPHEGYSÉG NEOGÉN SZERKEZETÉNEK ÉRTELMEZÉSÉHEZ

JASKÓ SÁNDOR

M Áll Földtani Intézet Budapest, Népstadion út 14
H-1143

ETO 551 782(234 373 1/8)

T a r g y s z a v a k tektonika, blokk-szerkezet, torés-zóna, statisztika, denudáció, orogenezis, pannóniai, Magyar-kozáphegység

A Magyar-kozáphegység tomegét fő toresvonalak blokkokra tagolják szét. A kisebb toresok halozatiranya egy-egy blokk egész területén egyforma, de a fő toresok mentén hirtelen megváltozik. Ugyanilyen szabályszerűség figyelhető meg a neogen szedimentációs és denudációs területreszek kiterjedésében is. A blokk neogénnel fedett részen a neogén reteg sor nagyjából egyöntetű, de hirtelen jelentősen megváltozik a fő tores túloldalán. A blokkok területet sakktablaszerűen átjáró toreshálózat a rodani orogenezis hatására a pannóniában keletkezett.

Bevezetés

A Cserhát, Mátra és a Bukk hegység szerkezeti formái hasonlóak a tőlük délre fekvő pannóniai takaróval borított szerkezeti formákhoz. A pannóniai uledékek elterjedési határa nem esik egybe nagyszerkezeti határvonalallal, viszont jelentős szerkezeti változások észlelhetők a hegységeket elválasztó völgyek két oldalán. Ilyen szerkezeti határ mentén vágódott be a Cserhát és a Mátra között a Zagyva völgye, a Mátra és a Bukk között a Tarna völgye, végül pedig a Tokaji-hegység nyugati szélén a Hernád folyó völgye (JASKÓ 1985a, 99, JASKÓ 1985b, 285).

Az 1985–86 évi vizsgálataimat kiterjesztettem a hegységvonalat Hatvan, Székesfehérvár, Veszprém és Komárom közötti szakaszára is. Ennek a vidéknek egyes területrészeiről már többen is közöltek tektonikai adatokat (BALLA Z – KÖRPÁS L 1980a, HÁMOR G 1972, 1973, 1985, JASKÓ S 1943, 1984, KÓKAY J 1956, 1968, SCHMIDT E R 1952, 1953, H TAEGER 1909, 1914, WEIN Gy 1974a, 1977). A Dunántúli-kozáphegység szerkezeti felépítéséről jó áttekintő képet ad az 1:100 000 méretarányban kinyomtatott bauxitföldtani térkép is (CSÁSZÁR G – HAAS J – JOCHÁNNÉ EDELENYI E 1978). ORAVECZ J műhold felvételek kiértékelésével készítette el a felszíni dombozaton is megnyilvánuló torések térkép-vázlatát (1981).

Az egyes részletadatok összehasonlításával néhány általános érvényű újabb megállapítást tehetünk. A helyenként bonyolult szerkezeti formák további vizsgálata a kép további finomítását fogja eredményezni. Jelen dol-

gozatomban csak a neogénben és a negyedidőszakban létrejött szerkezettel foglalkozom

A tárgyalt szerkezeti formák a közepes nagyságrendűek (mediascope) közé tartoznak Kisebbség a több száz kilométeres terjedelmű „megascope struktúrák”-nál és nagyobbak az általában alig néhány méteres vagy még kisebb mikrotektonikai formáknál

A szerkezet fő formái

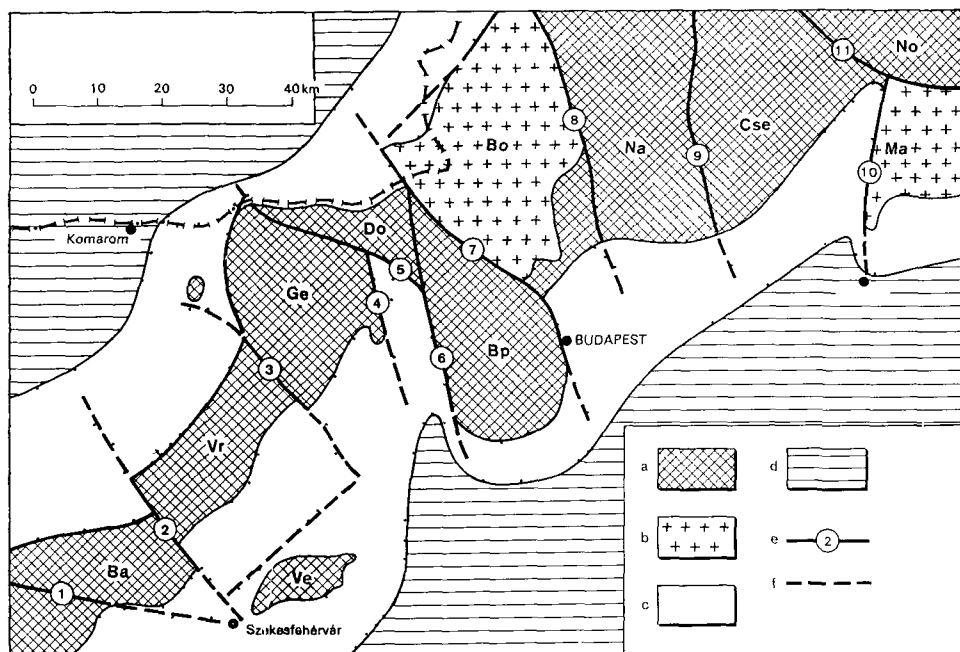
A Magyar-középhegység vonulatát részekre tagoló fő torések (szerkezet megszabó elemek) az egyes hegységeket (Bakony, Vértes, Gerecse) választják el egymástól

A fő torések 20–40 km hosszúságban keresztezik a hegységvonulatot. Csapásirányuk fokozatosan változó Így például Ugod és Várpalota vonalában Ny–K, Esztergom és Szentendre vonalában ÉNy–DK, Hatvan és Pásztó vonalában É–D, végül pedig Tokaj és Sátoraljaújhely között ÉK–DNy. Általában tehát azt mondhatjuk, hogy legtöbbször legyezőszerűen szétágazik az Alföld besüllyedése felől (JASKÓ S 1986) Ezekre nagyjából merőlegesek a Magyar-középhegység csapásirányát követő szerkezeti fővonalak A fő torésvonalak — durva átlagban — mintegy 20–30 kilométerre húzódnak egymástól, helyenként közelítenek egymáshoz és hegyesszögben összefutnak, másutt viszont közel derékszögben keresztezik egymást Így a közéjük zárt terület-egységek („blokkok”) szabálytalan alakúak és egymáshoz képest látszólag eltolódott fekvésűek

A fő torésvonalak hozzávetőleges irányát az 1. ábra szemlélteti Az 1. ábrán látható, hogy a hegyvonulat két oldalát egy-egy peremsáv kíséri A peremsávok területén a mezozoos és paleogén kőzetek nem süllyedtek mélyre, helyenként a felszínre is kibukkannak, de általában néhány száz méter vastag neogén uledéksor borítja őket A peremsávok aljzata tehát roglépcsőt alkot a kiemelt roghégysek és a besüllyedt medencék között A peremsávok szélessége 10 és 30 kilométer között változó, aszerint, hogy a roghégysek korvonalai és az alföldi nagy süllyedékek pereme mennyire távolodik egymástól A fő torések folytatása tovább követhető egy darabon a roghégysek szelétől távolodva, a peremsáv területén is

A neogén szerkezet elemei másutt is kimutathatók koroskorul az Alföld süllyedékének peremén, itt azonban nem térünk ki ezek részletes felsorolására, csupán egyet említünk meg, mint a kárpáti hegykoszorú belső szegélyén végbe ment legfiatalabb elmozdulásoknak jól ismert példáját Az Avas–Gutin vulkánvonulat és a Bukk hegység (volt Szatmár megye) kristályos tomegének lábánál keletről nyugat felé, vagyis Nagybánya (Baia Mare) és Nagykároly (Carei) vonalában egy erős diszlokációs vonal húzódik Itt számos felszíni feltárásban jól látható, hogy a — kovuletekkel igazolt — pannóniai korú uledéksor igen meredek dőlésű, sőt helyenként élére állítva torlódott fel (JASKÓ S. 1942 29, PAUCA M 1954 316) Megjegyzendő, hogy itt voltaképpen egy hatalmas kiterjedésű, régi szerkezeti fővonal egyik részletének újraéledésével van dolgunk Ez a szerkezeti fővonal Nagybányán át Debrecen és Karcag felé húzódik a mélyben (SZVIRIDENKO 1976 465)

Az utóbbi évtizedben több dolgozat is foglalkozott az Északnyugati-Kárpátok tomegének egymástól különálló kisebb hegyrokokra való szétdera-



1 ábra Földtani térkép-vázlat a Magyar-kozéphegység középső részének neogén korú hegyszerkezetéről

Szerkezeti területegységek („blokkok”) *Ve*= Velencei-hegység, *Ba*= a Bakony ÉK-i része, *Vr*= Vértes, *Ge*= Gerecse, *Do*= Dorog—Tokodi hegységek, *Bp*= Buda-hegység—Pilis, *Bo*= Borzsony és Szentendre—Visegrádi-hegység, *Na*= Naszály és Csóvári-hegységek, *Cse*= Cserhát, *Ma*= Mátra, *No*= Nógrádi-medence — A fő toresvonalak (szerkezetmegszabó elemek) hozzávetőleges iránya 1 Ugod—Várpalota, 2 Mor—Fehérvárcsurgó, 3 Tatabánya—Szár, 4 Sárísáp—Zsámbék, 5 Anna-völgy—Sárísáp, Uny, 6 Dorog—Piliscsaba—Páty, 7 Esztergom—Szentendre, 8 Drégelypalánk—Diósjenő—Szendehely, 9 Balassagyarmat—Galgahuta—Aszód, 10 Hasznos—Apc—Hatvan, 11 Szecsény—Nagylóc—Mátraverebély — *a*= Roghegységek, *b*= vulkán-hegységek, *c*= peremsáv, *d*= Nagyalfold és a Kisalföld süllyedékei, *e*= kimutatható fő torcsa, *f*= feltételezett fő torcsa

Fig 1 Geological map-scheme of the Neogene tectonics of the central Hungarian Mid-Mountains

Regional tectonic units (“blocks”) *Ve*= Velence Mountains, *Ba*= NE Bakony, *Vr*= Vértes, *Ge*= Gerecse, *Do*= Dorog—Tokod mountain blocks, *Bp*= Buda Mountains—Pilis, *Bo*= Borzsony and Szentendre—Visegrád Mountains, *Na*= Naszály and Csóvár blocks, *Cse*= Cserhát, *Ma*= Mátra, *No*= Nógrád basin = Approximate direction of main faults (structure-controlling elements) 1 Ugod—Várpalota, 2 Mor—Fehérvárcsurgó, 3 Tatabánya—Szár, 4 Sárísáp—Zsámbék, 5 Anna-völgy—Sárísáp, Uny, 6 Dorog—Piliscsaba—Páty, 7 Esztergom—Szentendre, 8 Drégelypalánk—Diósjenő—Szendehely 9 Balassagyarmat—Galgahuta—Aszód, 10 Hasznos—Apc—Hatvan, 11 Szecsény—Nagylóc—Mátraverebély — *a*= Block mountains, *b*= volcanic mountains, *c*= marginal zone, *d*= Great Plain and Little Plain depressions, *e*= main fault identified, *f*= main fault supposed

bolódásával a neogén és a negyedidőszak folyamán (VASS D 1985, FUSÁN O — IBERMAYER J — PLANČÁR J 1979, GAZA B — BEINHAEUEROVA M 1977 stb). Az 1973 óta többször megismételt mérnöki szintmérések adatai szerint az egyes blokkok most is folytatnak egymástól függetlenül vertikális mozgásokat (KVIŘKOVIC J — PLANČÁR J 1979)

Toréshálózatok

A roghegységeinket sakktáblaszerűen szétdaraboló toréshálózatok¹ szabályszerűségeinek megállapítása céljából a hegységek nyomtatásban megjelent földtani térképeiről lemértem valamennyi ábrázolt vetődést. Ezután kiszámítottam a vetődések összhosszúságának égtájak szerinti megoszlását és az így kapott eredményeket kordiagramokon tüntettem fel.

A Borzsonyt és a Szentendrei-hegységet kihagytam a számításból. Bár ezeket is élték neotektonikus hatások, de a nagy vastagságú vulkáni kőzetekben a torésvonalak nehezebben ismerhetők fel, mint a roghegységekben. Ez a magyarázata annak, hogy vulkánterületeink neogén tektonikáját egymástól eltérően ábrázolják az egyes szerzők (CZAKÓ T – NAGY B 1976, BALLA Z – KÖRPÁS L 1980a és 1980b, NAGY G 1976, CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E et al 1983).

A Mátraverebély – Hasznos – Apc vonaltól a Veszprém és Zirc között húzható vonalig megvizsgált roghegységek együttes alapterülete mintegy 3000 km² (1 ábra). A számításokhoz felhasznált vetők darabszáma 504, ezek összhosszúsága kerekén 1300 km. Ezeknek hegységenkénti megoszlását az 1 táblázat szemlélteti. (A szám adatok csak hozzávetőlegesek, tájékoztató jellegűek, hiszen különböző tényezők területenként eltérő mértékben gátolhatják a vetődések teljes mennyiségének észlelését.) A tektonika felismerhetősége függ a negyedidőszaki uledéktakaró elterjedésének nagyságától, továbbá az alapkőzet szilárd vagy laza voltától is. Az 1 táblázatból mégis kitéünk, hogy

1 táblázat – Table 1

A toréshálózatok adatai a Magyar-középhegység középső részében
Data of fault systems in the central Hungarian Mid-Mountains

	A torések			A vizsgált terület nagysága (km ²)	Vetosíri átlag csapáshossz/km ²
	Száma (db)	csapáshossza (km)	átlagos csapáshossz (km/db)		
Velencei-hegység	40	78	1,95	60	1,30
ÉK-i Bakony	53	173	3,26	300	0,58
Vertes	38	126	3,32	250	0,50
Gerecse	48	162	3,38	440	0,37
Dorogi-medence	17	33	1,94	80	0,41
Budai-hegység	105	245	2,33	600	0,41
Naszály-Romhány	40	108	2,70	250	0,43
Cserhát	41	146	3,56	400	0,37
Nógrádi medence	122	249	2,04	680	0,37
Osszesen, ill. átlag	504	1320	2,62	3060	0,43

* A CSASZAR – HAAS – EDELENYI fele bauxitföldtani térkép jelkulcsában a fő torésvonalak „szerkezetet megszabó elem”, a toréshálózat pedig „szerkezetet formáló elem” megjelöléssel szerepelnek.

a toréshálózat átlagsűrűsége nagyjából egyforma lehet a legtöbb megvizsgált területrészben. Egyedül kivétel a Velencei-hegység, ahol a toréshálózat sűrűsége az átlagnak közel háromszoros. Ennek talán az lehet az oka, hogy itt három fő torésvonal is keresztezi egymást és ezért erősebb volt a tektonikai igénybevétel, mint mástutt.

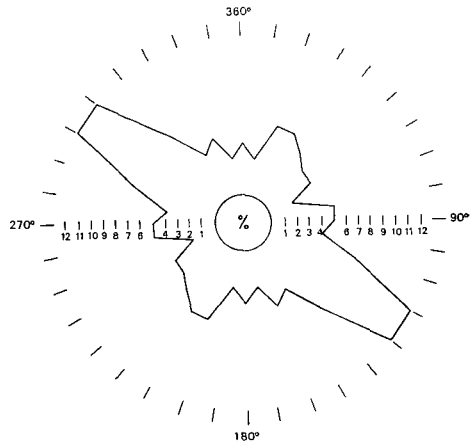
Ha valamennyi vető együttesen rakjuk fel egy kordiagramra (2 ábra), úgy a következők állapíthatók meg. A legtöbb torésvonal ÉNy–DK irányban húzódik. Némileg kiugró értéket mutatnak az ÉK–DNy-i irányú torések. A többi torés nagyjából azonos mennyiségben oszlik meg valamennyi égtáj között.

Ha azonban külön–külön vizsgáljuk meg az egyes hegységek torésvonalait, úgy szembeötlő különbségekre találunk. Vannak egységek, ahol a torések többsége ugyanazon irányt követi. Így az ÉK-i Bakonyban a K–Ny-i irány, a Gerecsében az ÉÉNy–DDK irány, a Budai-hegységben és a Naszály–Romhányi-hegyrognál a NyÉNy–KDK-i irány az uralkodó.

Más területeken két torésirány keresztezi egymást ÉNy–DK és ÉK–DNy felé tartva (Cserhát, Vértes és a Nógrádi-medence). Említésre méltó érdekesség, hogy az andezittelérek (a kordiagramokon keresztekkel jelölve) nem követik a toréshálózat irányát, hanem nagyjából felezővonalát alkotják a torések által bezárt szögnek. Az andezittelérek átlagos csapása a Cserhátban $100-280^\circ$, a Nógrádi-medence ÉNy-i részén pedig $160-340^\circ$ irányú. Az andezittelérek hirtelen irányváltozása Nagylóc és Nógrádmegyer között látható legjobban.

A Magyar-középhegység vizsgált részén általában megállapítható volt, hogy a toréshálózatok irányai sok esetben nem párhuzamosak a nagyszerkezeti egységet lehatároló fő torések irányával, hanem különböző szögekben metszik azt. A toréshálózat iránya egyforma kifejlődésű egy-egy nagyszerkezeti egység teljes területén, s csak a fő szerkezeti vonal két oldalán változik meg hirtelen. Így az egymással szomszédos szerkezeti főegységek között nincs folyamatos átmenet.

A roghegységeket szegélyező peremsávoknak főleg azon részén szerkeszthető meg a toréshálózat pontos térképe, ahol a felszíni morfológia kedvező a fotogeológiai interpretációhoz, vagy pedig ahol sűrűn telepítettek kutatófúrásokat és részletes geofizikai méréseket végeztek. Ezekben a helyeken megállapítható, hogy a peremsávok toréshálózata azonos kifejlődésű folytatása a vele szomszédos roghegység toréshálózatának. Ilyen peremsávú területek a Vértes előtere Csákvár és Vértesboglár környékén, a Gerecsé szegélye Uny és Zsámbék között, a Tétényi-plató a Budai-hegység–Pilis déli szélén.



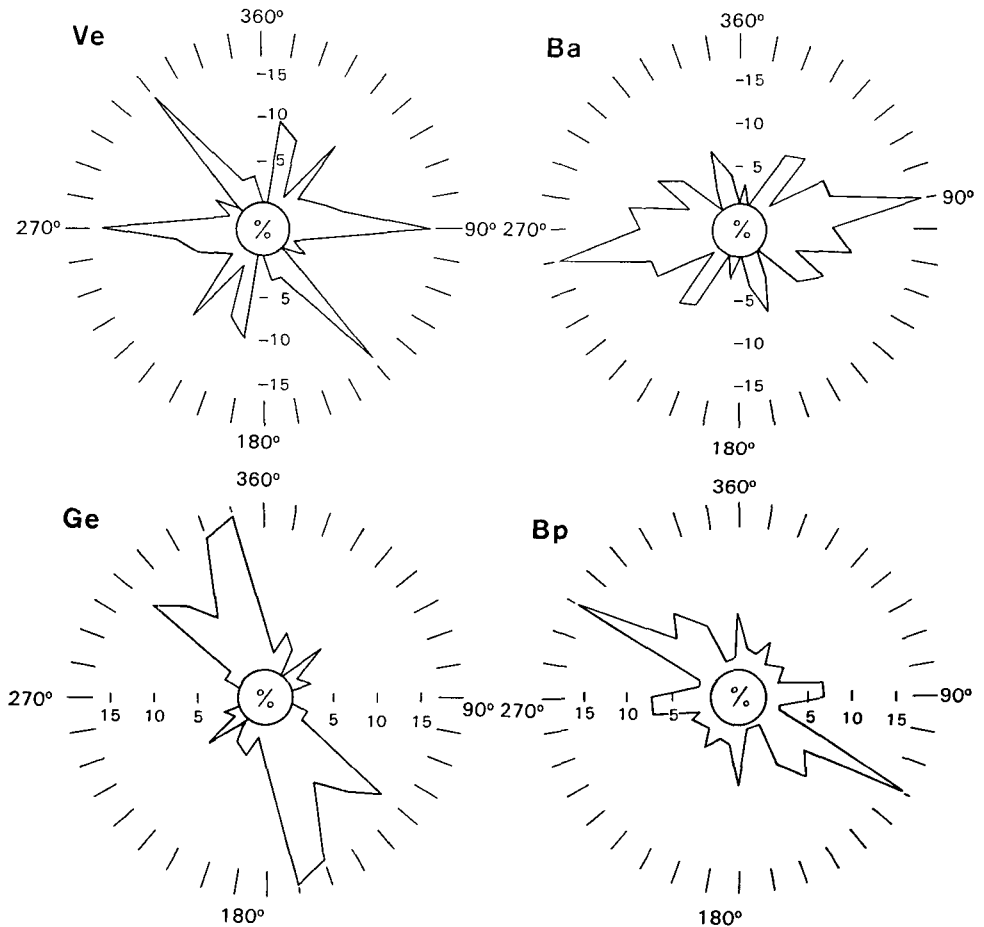
2 ábra Kordiagram a vizsgált terület valamennyi toréséről

Fig. 2 Circular diagram on all faults of the study area

Különbségek a nagyszerkezeti egységek neogén-üledéksorai között

Elsőként HÁMOR G hívta fel a figyelmet a Mecsek hegység szerkezet-földtanának tárgyalásakor a fiatal orogenezis és a neogén üledékek képződés-módja között fennálló összefüggésre (HÁMOR G 1966 203) Évekkel később, a nógrád—cserhádi területről írt beszámolójában már konkrétabb megállapításokat tett

„A legerősebb fáciesváltozások a legmobilisabb szerkezeti zónák fölött jelentkeznek, időtartamuk és nagyságrendjük egyenes arányban áll a szerkezeti elem nagyszerkezeti, mélyföldtani jelentőségével Ebből következik, hogy a különböző nagyságrendű fáciesegységek szerkezetföldtanilag preformált egységeken fejlődtek ki” (HÁMOR G 1973 250)



3 abra Kordiagramok a különböző nagyszerkezeti egységek toréshálózatáról
Ve = Velencei-hegység, Ba = a Bakony ÉK-i része, Ge = Gerecse, Bp = Budai-hegység—Pilis

Fig. 3 Circular diagrams on the faultage pattern of various major tectonic units
Ve = Velence Mountains, Ba = NE Bakony, Ge = Gerecse, Bp = Buda Mountains—Pilis

A neogén toréshálózatok tanulmányozása során sikerült azt megállapítanunk, hogy a Mecsekben és Cserhátban tett megfigyelések eredményei általánosan alkalmazhatók a Magyar-kozéphegység többi, távolabb fekvő részeiben is. HÁMOR G. megállapításait a magam részéről még a következőkkel egészíthetem ki. A szerkezetföldtani egységek időnkénti kiemelkedésekor megszakadt az uledékképződés és helyette letarolódás ment végbe. Ez az előzőleg képződött uledéksor teljes vagy részleges lepusztulását eredményezte. Az egyes tombok egymástól eltérő intenzitású és irányú mozgásokat is végezhettek, kiemelkedésük és besüllyedésük nem egyszerre ment végbe. Ez az oka, hogy a tombok határainál hirtelen megváltoznak a neogén uledéksorok.

Az elmondottak a következő példák felsorolásával bizonyíthatók. A Mátra déli töve lényegesen különbözik a Cserháttól. A Cserhátban Vanyartól Sámsonházáig húzódva, mintegy 40 km hosszú és 4–5 km széles, összefüggő területsávon a felszínen végighúzódnak a vulkanit formáció fedőjét képező szarmata és bádemi uledékek. Ezzel szemben a Mátra déli tövében a pannóniai átharántoló fúrások 75 százalékában a vulkanit formációra közvetlenül települ a pannóniai s a fúrásoknak csak mintegy 25%-a találta meg a szarmata vagy felső-bádemi uledékek csekély maradványait (JASKÓ 1985a 86). A két különböző felépítésű területet a Hasznos–Apc–Hatvan irányú fő torés választja el egymástól (1. ábra).

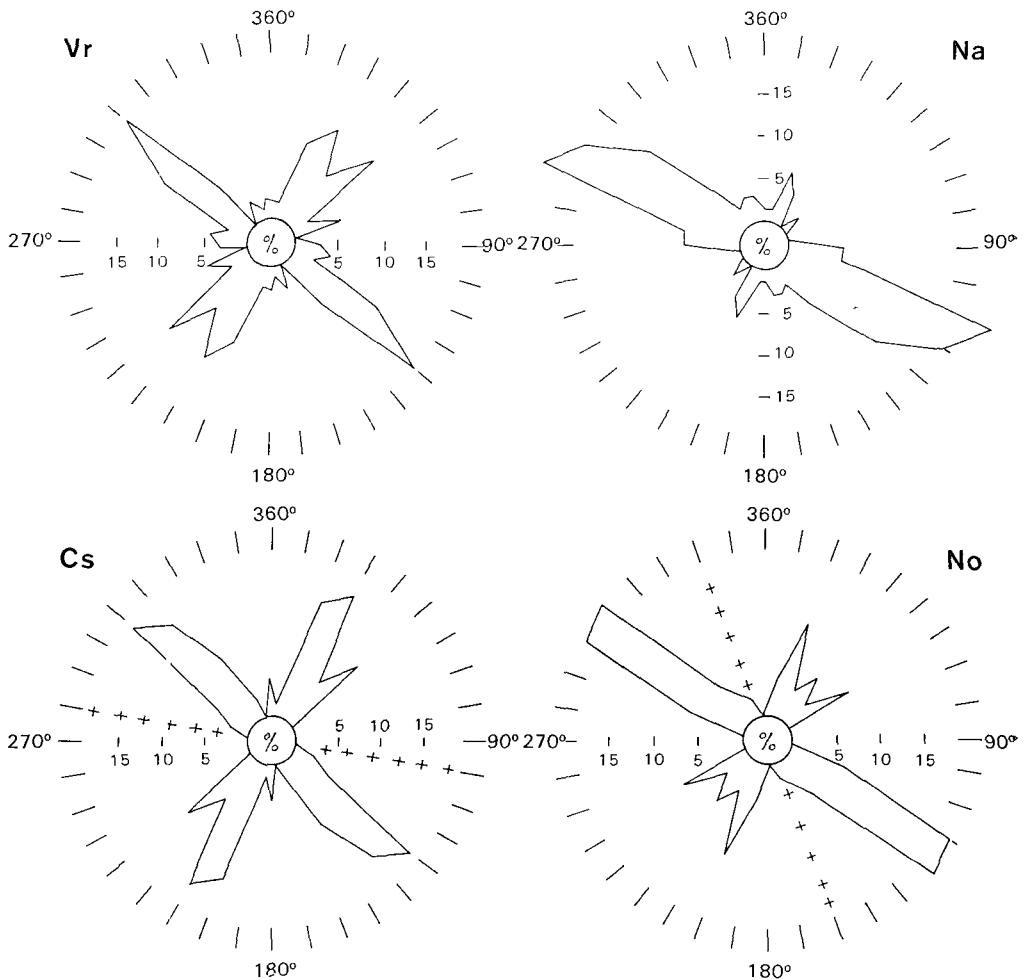
A rétegsor hirtelen megváltozására jó példát szolgáltatnak a Mátrától északra húzódó Darnó-vonal két oldalán lemélyített kutatófúrások is. A nyugati oldalon az oligocén rétegek vastagsága lényegesen nagyobb, mint a keletin. A miocén rétegek viszont a keleti oldalon fejlődtek ki tekintélyes vastagságban, a nyugati oldalon pedig teljesen hiányoznak (JASKÓ 1946 67).

Hasonló szabályszerűséget találunk a dunántúli roghegységek délkeleti tövében végighúzóódó peremsávban is. Az utóbbi helyen a felszíni kibúvások és lemélyített kutatófúrások adataiból megszerkeszthetjük a pannóniai fekvésében lévő harmadidőszaki rétegek jelenlegi elterjedésének hozzávetőleges határvonalait.

Az oligocén és bádemi uledékek Budapesttől DNy felé csak a Váli-patak völgyéig terjednek. Ez a vonal a Tatabánya–Szár fő torés csapásmenti folytatása. A szarmata tovább terjed az oligocén és középső-miocén lerakódásoknál, összefüggő sávban végigkíséri a Vértes délkeleti peremét, egészen a Bakony és a Vértes között húzódó fő torés DK-i irányú folytatásáig. Innen kezdve, vagyis a Gaja-völgy–Fehérvárcsurgó és Székesfehérvár közötti szakaszától délnyugat felé eső területén, a pannóniai uledékek gyakorta közvetlenül a mezozoos–paleozoos alaphegységre települtek.

Feltételezhető azonban, hogy ezek a határvonalak csak az utólagos denudáció során keletkeztek. A középső-miocén és szarmata uledékek eredetileg beborították területünk nagy részét, de javarészt áldozatul esett az uledékképződési folyamatot időnként megszakító denudációknak. Ezt bizonyítja, hogy még a letarolt területeken is megtalálhatók reliktumok több egymástól távol fekvő kis fölt alakjában (JASKÓ 1984 187, 188).

A Dunántúli-kozéphegység északnyugati peremét Bakonyszentkirálytól Tatáig összefüggő sávban borítják a felső-oligocén–alsó-miocén kavicsos homok lerakódások. Erre közvetlenül települ a pannóniai – alulról csonka – sorozata (JÁMBOR Á. 1980 59). Itt teljesen hiányoznak a bádemi és szarmata uledékek, de a felső-oligocén–alsó-miocén rétegsor mégsem esett áldozatul a letarolódásnak.



4 ábra Kordiagramok a különböző nagyszertekezeti egységek toreshalozatairól
 Vr = Vétes, Cs = Cserhat, Na = Naszály—Romhány, No = Nográdi-medence. A Cserhat és a Nográdi-medence kordiagramjában a keres/tek vonala az andezittelcegek csapásiányát jelöli

Fig. 4 Circular diagrams on the sets of faults of various major tectonic units
 Vr = Veres, Cs = Cserhat, Na = Naszály—Romhány, No = Nográdi-medence. The line of crosses in the circular diagram of the Cserhat and the Nográd basin indicates the strike of andesite dikes

A kiemelkedő és besülyedő elmozdulások, valamint az azokhoz igazodó üledékfelhalmozódási és letarolódási folyamatok tehát teljesen másképp történnek a Dunántúli-kozéphegység délkeleti és északnyugati széléin, amelyek egymástól különálló tektonikai tombokhoz tartoztak

Megemlíthető az is, hogy a mor—fehérvárcsurgói fő torés csapásmenti folytatása ÉNy felé Bakonysárkány és Kisbér irányában húzódik, határvonalat alkotva a Csatka- és Mányi Formáció elterjedése között (KORPÁS L 1981 3 mell.) Ehhez a vonalhoz igazodik a pannómiai üledékek obolszerű benyúlása is.

A Szécsény – Nagylóc – Mátraverebély fő torésvonal keresztben húzódik a Zagyva és az Ipoly völgyeire, vagyis nem befolyásolja a jelenlegi felszín domborzatát. Ezzel szemben lényeges szerepet játszott a földtörténeti múltban: A Cserhát hegység ősfoldrajzi térképei szerint ez a fő torés aktívan hatott az ottnangtól a szarmatáig terjedő időben, megszabta a vulkáni és uledékes képződmények keletkezési határait és a fáciesviszonyok különbségeit (HÁMOR, G. 1985 199–204, 81–86 ábra)

Összefoglalás

Az előzőekben elmondottak lényege a következőkben összegezhető a Magyar-középhegység vonulatát fő torésvonalak szabdalják szerkezeti főegységekre. Minden szerkezeti főegységnek más-más csapásirányú toréshálózata van. A toréshálózat csapásiránya a szerkezeti főegység egész területén nagyjából azonos, de a fő torésvonalaknál hirtelen megváltozik. A szerkezeti főegységek neogén uledékekkel fedett részein a neogén rétegsor kifejlődése is hirtelen változik meg a fő torésvonalak két oldalán.

A most felsorolt konkrét megállapításokon túlmenően akadnak azonban még megválaszolatlan kérdések is. Ezekre az alábbiakban csak röviden mutatok rá. Így például a neotektonikai formák létrejöttének mechanizmusára kétféle magyarázattal is próbálkozhatunk. Az egyik feltevés szerint a szerkezeti főegységek autochton helyzetűek, vagyis a neogén földtörténet során csak vertikális mozgásokat végeztek, de egymás mellett fekvésük nem változott meg. Az egyes szerkezeti főegységek egymástól függetlenül, különbözően emelkedtek ki és süllyedtek le az egyes orogén periódusok során. Így a lepusztulási és uledékképződési folyamatok más és más módon nyilvánultak meg szerkezeti egységenként. Ennek az elméletnek gyenge oldala az, hogy a kizárólag vertikális irányú mozgások aligha eredményezték volna az előzőekben ismertetett repedés-hálózatok egymástól eltérő irányú keletkezését.

Egy másik elgondolás szerint aktív és merev kratogén tektonikai folyamat ment végbe. Az egyes szerkezeti egységek a fő torések mentén egymáshoz képest elcsúsztak, összetorlódtak és szétrepedeztek. Bonyolult – és egyes részleteiben ma még nem kellően tisztázott – mozgások mentek végbe, aszimmetrikus ékek keletkeztek, torziós deformáció, parkettaszerű eltolódás és pikkelyeződés stb. jött létre (SCHMIDT E. R. 1953 191, KÓRAY J. 1968 386).

Vitatott kérdés, hogy milyen mélyszerkezetekhez kapcsolódott a miocén korú vulkáni tevékenység. Annyi mindenestre kimutatható, hogy valami összefüggésnek kell lennie a vulkáni kőzetek elterjedése és a most leírt neotektonikai fő formák létrejötté között is, ugyanis némelyik blokk területét beborítják a vulkáni képződmények, a vele szomszédos blokkokról viszont teljesen hiányoznak. Jó példa erre a Dunazug-hegység és a Budai-hegység – Pilis érintkezése az Esztergom – Szentendre fő torésvonal két oldalán. Hasonló eset a Vihorlát – Gutin vulkánvonulat hirtelen megszakadása a Nagykároly – Nagybánya – Felsőbánya fő torés mentén. Ennek a szerkezeti fővonalnak folytatása tovább követhető Debrecen és Karcag irányában, végig lehatárolva a nyírségi és hajdúsági vulkanitok mélybeli elterjedését.

Számos szerző foglalkozott a tektonikai mozgások földtörténeti korával is. Általában feltételezik, hogy a neogénben többször ismétlődő orogén események sorozatának hatására fokozatosan formálódott ki ez a szerkezet.

A többi szerzőtől eltérő álláspontot képviselt SCHMIDT E R, aki a Magyar-kozéphegység ÉK–DNY-1 és DNY–ÉK-1 irányú torésrendszerét elsősorban kréta korúnak tartotta, feltételezve, hogy ennek mentén „néha jóval később is” következtek be elmozdulások (SCHMIDT E R 1957 133, 1953 190)

KÁZMÉR M szerint a mezozoós tektonikai nagyegységek határai már nem is ismerhetők fel a neogén uledéksorok kifejlődésében (KÁZMÉR M 1986 91) Kétségtelen, hogy a mezozoós tektonikától merőben eltérő kép tükrozódik a szávai, stájer és lajtai fázis szerkezeti térképein is (CSÁSZÁR G et al 1982 10–14 melléklet) Megjegyzendő, hogy sem KÁZMÉR M, sem CSÁSZÁR G. és szerzőtársai nem foglalkoztak a Magyar-kozéphegység fiatal korú rogszerkezetével

Az én feltevésem szerint a „blokkokat” korulhatároló fő torések az oligocén–miocén határon kezdtek kialakulni, majd a miocén folyamán többször megismétlődő mozgásokkal tovább fejlődtek A blokkok területét sakktablaszerűen átjáró toréshálózat viszont valószínűleg csak jóval később, a rodáni orogenezis hatására a pannóniaiában jött létre

Kétségtelen tény, hogy csak a pannóniai folyamán és a negyedidőszakban – vagyis az Alföld nagy medencéjének besüllyedésével egyidejűleg – nyerte el mai arculatát a Magyar-kozéphegység A Budai-hegységet és a Pilst nyugartól lehatároló fő torés mellett, továbbá a Mátra nyugati szélén húzódó fő torés vonalában a pannóniai korú lerakódások észak felé messzire benyúlnak a hegyvonulat tomegébe Kiemelkedő roghegységeink felszín domborzatát is a toréshálózat mentén bevágódott volgyrendszer jellemzi

IRODALOM – REFERENCES

- BALLA Z – KÖRPÁS L 1980a A Borzsony hegység vulkáni szerkezete és fejlődéstörténete – Foldt Int Évi Jel 1978-ról 75–101
- BALLA Z – KÖRPÁS L 1980b A Dunazug-hegységi vulkanitok terkepezésének módszertani kérdései – Foldt Int Évi Jel 1978-ról 233–238
- CSÁSZÁR G – CSEREKLEI E – GYALOG L 1981 A Bakony hegység fedett földtani térképe 1 50 000 – Foldt Int kiadv
- CSÁSZÁR G – HAAS J – JOCHÁNÉ E E 1978 A Dunántúli-kozéphegység bauxitföldtani térképe 1 100 000 – Foldt Int kiadv
- CSÁSZÁR G – HAAS J – HALMAI J – HÁMOR G – KÖRPÁS L 1982 A közép és fiatal alpi tektonikai fázisok szerepe Magyarország földtani fejlődésmenetében – Foldt Int. Évi Jel 1980-ról 509–516
- CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E et al 1983 A Borzsony hegység központi területének földtani felépítése és ércesedése – Foldt Int Évi Jel 1981-ről 77–127
- CZÁKÓ T – NAGY B 1976 Fototektonikai és ércföldtani adatok korrelációja a Borzsony hegységben – Foldt Int Évi Jel 1974-ről 47–60
- FUSÁN O – IBRMAJER J – PLANČÁR J 1979 Neotectonic blocks of the West Carpathians. – In Geodynamic investigations in Czechoslovakia 187–192 Bratislava
- GÁZA B – BEINHÄUEROVA M 1977 Tektonika neogénu juhovýchodnej casti podunajskej panvy – Miner Slovaca 9 (4) 259–274
- HÁMOR G 1966 Újabb adatok a Mecsek hegység szerkezetföldtani felépítéséhez – Földt. Int Évi Jel 1964-ről 193–208.
- HÁMOR G 1972 A nógrád–cserháti terület kutatási eredményei – Foldt Int Évi Jel. 1970-ről 19–34
- HÁMOR G 1973a A nógrád–cserháti kutatási terület földtani térképe 1 50 000. – Foldt Int kiadv

- HÁMOR G 1973b Az uledékkifejlődés és a szerkezetalakulás összefüggései epirogén területeken — *Foldt Kozl* 103: 245—250
- HÁMOR G 1985 A nógrád—cserhádi kutatási terület földtani viszonyai — *Geol Hung. ser Geol* 22
- JASKÓ S 1942 Hegyszerkezeti megfigyelések Nagybánya környékén — *Besz Foldt. Int Vitaul* (2) 19—32
- JASKÓ S 1943 A Bicskei-obol fejlődéstörténete, hegyszerkezete és fúrásai — *Besz Foldt Int Vitaul* (5) 254—298
- JASKÓ S 1946 A Darnó-vonal — *Besz Foldt Int Vitaul* (8) 63—72
- JASKÓ S 1984 Neogén hegységmozgás és letarolódás a Dunántúli-kozéphegység délkeleti peremén — *Foldt Int Évi Jel* 1982-ről 185—201
- JASKÓ S 1985a A Mátra és Bükk tövének áttekintő szerkezetföldtana In *Magyarázó a Cserhát—Mátra—Bukkaljai lignitterület térképeihez* — *Foldt Int kiadv* 79—104
- JASKÓ S 1985b Neogene tectonics of the northern margin of the Pannonian Basin — VIIIth Congress of the Regional Com on Mediterranean Neogene Stratigraphy Abstracts 285—287
- JASKÓ S 1986 A Mátra, Bükk és Tokaji-hegység neotektonikája — *Foldt Kozl* 116: 147—159
- JÁMBOR Á 1980 A Dunántúli-kozéphegység pannóniai képződményei — *Foldt Int Évk* (62)
- KAKAS K — REZESSY G — SZABADVÁRI L 1985 Komplex geofizikai kutatás a Dunántúli-kozéphegységben — *Eotvos L Geofiz Int Évi Jel* 1984-ről. 13—17.
- KÁZMÉR M 1986 Tectonic units of Hungary — *Ann Univ Sci Budapestensis Sect. Geol* 26 45—120
- KÓKAY J 1956 Hegységszerkezeti mozgásvizonyok Várpalota környékén — *Foldt Kozl* 86 17—29
- KÓKAY J 1968 Hegyképződési elméletek Bakony-hegységi adatok tükrében — *Foldt Kozl* 98 380—393
- KÓKAY J 1985 Tektonikai—geomechanikai vizsgálatok a Bántapusztai-medence területén — *Foldt Int Évi Jel* 1983-ról 43—49
- KORPAS L 1981 A Dunántúli-kozéphegység oligocén—alsó-miocén képződményei — *Foldt Int Évk* 64
- KVITKOVIĆ J — PLANČAR J 1979 Recent vertical movement tendencies of the Earth's crust in the West Carpathians — In *Geodynamic investigations in Czechoslovakia*: 193—200 Bratislava
- MÉSZÁROS J 1983 A bakonyi vízszintes eltolódások szerkezeti és gazdaságföldtani jelentősége — *Foldt Int Évi Jel* 1981-ről 485—502
- MOLDVAY L 1986 Észrevételek a Magyar-kozéphegységre vonatkozó neotektonikai és fototektonikai adatokhoz — *Foldt Int Évi Jel* 1984-ről 115—126
- NAGY G 1976 A Borzsony hegység szerkezeti viszonyai — *Foldt Int Évi Jel* 1973-ról. 37—40
- ID NOSZKY J 1938 A Cserhát-hegység földtani térképe 1:75 000 — *Foldt Int kiadv.*
- ID NOSZKY J 1940 A Cserhát-hegység földtani viszonyai — *Magyar Tájak Foldt Lefr* 3
- ORAVECZ J 1981 A Magyar-kozéphegység fototektonikai vázlata — *Foldt Kozl* (111): 197—204
- PAUCA M 1954 Neogenul din basinele externe ale Muntilor Apuseni — *Ann Com. Geol* (27) 259—336
- SCHMIDT E R 1952 A Dunántúli Magyar Középhegység ÉK-1 részének hegyszerkezeti vázlata és kialakulásának geomechanikai magyarázata — *Bány Lapok* 85: 31—36
- SCHMIDT E R 1953 Geomechanikai jegyzetek a Dunazug-hegyvidék szerkezetéhez — *Bány Lapok* 86: 190—192
- SCHMIDT E R 1957 Geomechanika — Akad Kiadó Budapest
- SZÉKYNÉ F V — KOZÁK M 1984 A Nyírség mélyszerkezeti neogén vulkanizmusa — *Földt. Kozl* (114): 147—159

- SZVIRIDENKO V G 1976 A Kárpátaljai süllyedék es aljzatának földtani felepitese *vi...*
 Foldt Kozl (106) 464-475
- TAEGER H 1909 A Vertoshegyseg földtani viszonyai — Foldt Int Évk 17
- TAEGER H 1914 A Buda-Pilis-Esztergomi hegyesoport szerkezete és arculata —
 Foldt Kozl (44) 555-571
- VASS D 1985 Blocks of the West Carpathians and Neogene Molasse Basins — VIIIth
 Congress of the Regional Com on Mediterranean Neogene Stratigraphy Abstracts.,
 594 Budapest
- WEIN GY 1974a A Budai-hegység szerkezetalakulása — Foldt Kut 17 (3) 23-34
- WEIN GY 1974b A Budai-hegység földtani térképe 1:25 000 — Foldt Int kiadv
- WEIN GY 1977 A Budai-hegység tektonikája — Foldt Int kiadv
- ZELENKA T et al 1983 Mezozoos ősfoldrajzi határ-e a Darno-vonal' — Foldt Kozl.
 (113) 27-37

CONTRIBUTIONS TO THE INTERPRETATION OF THE NEOGENE STRUCTURE OF THE HUNGARIAN MID-MOUNTAINS

by

S JASKO

Hungarian Geological Institute Budapest, Nepszadion út 14
 H-1143

UDC 551 782(234 373 1/8)

Keywords tectonics, block structures, statistics, fault zones, denudation, orogeny, Pannonian, Hungarian Mid-Mountains

The Hungarian Mid-Mountains range is intersected by main faults of a spacing of 20–25 km. These main faults strike W–E from Ügöd to Várpalota, NW–SE between Esztergom and Szentendre, N–S between Hatvan and Pásztó and NE–SW from Tokaj to Sátoraljaújhely. Consequently, the main transversal faults diverge in a fan-like pattern from the centre of the Great Hungarian Plain's subsidence outwards (Fig 1). The main faults following the strike of the Hungarian Mid-Mountains are by and large normal to the former. The faults locally converge in an acute angle, in other places, however they subrectangularly intersect one another. Thus the enclosed blocks are irregular in shape, being apparently shifted with respect to one another.

The blocks bounded by the main faults are laced by a pattern of minor faults intersecting each other. The direction of these minor faults is uniform throughout the area of a block, but it changes suddenly along the main faults. Accordingly, each block has a pattern of its own different from that of the others (Fig 3 and 4).

The same rule applies to the Neogene deposits. In the Neogene-covered part of a block the stratigraphic sequence is by and large uniform, to change then suddenly on the other side of the main fault bounding it. This development feature of the Neogene beds is explained as follows. The individual blocks underwent differential movements during the individual orogenies, independently from one another. Thus the denudation and erosion processes manifested themselves differently from block to block.

The main faults appeared already in latest Oligocene time, to undergo then repeated movements in Miocene time. The checkerboard pattern of faults lacing the blocks was formed only later, in Pannonian time, as a result of the Rhodanian orogeny.

No uniformity of opinion concerning the geomechanical processes responsible for the fault systems and their different orientation has thus far been reached in the relevant geological literature.

A VÉRTES HEGYSÉGI VITÁNY-VÁR KÖRNYÉKÉNEK TEKTONIKAI ELEMZÉSE

MAROS GYULA

M. Áll Földtani Intézet Budapest, Népstadion út 14
H-1143

ETO 550 8 528(234 373 2)
551 24 551 243(234 373 2)
551 768 3(234 373 2)

T á r g y s z a v a k szerkezetföldtan, tektonikai térkép, gyűrődés, földtani modell, felső-triász, Vértes

Az ÉNy-i Vértesben, Vitány-vár környékének tektonikai céltérképezése során a felső-triász rétegsor megismétlődésére három földtani modellel lehet magyarázatot adni: normál vető, feltolódás, vízszintes elmozdulás. Ezek közül az utóbbi látszik a legvalószínűbbnek a vetőkarcok mint direkt, és egyéb megfontolások mint közvetett indokok alapján. A redők tengelyirányukat tekintve K–Ny-i csapásúak, változó dőlésszöggel. Stílusok alapján a gyűrődések három csoportba oszthatók. Ezek közül lokális, vetőhöz, vízszintes elmozduláshoz kapcsolódik, míg a harmadik a tagabb környezetben is megfigyelhető K–Ny-i tengelyű redőzottség. Valószínűleg ez utóbbi a rétegismétlődést kiváltó hatásnál idősebb. A gyenge feltartású viszonyokból, a többszori, nagymértékű lepusztulásból, valamint a terület nagyságából adódóan a szerkezeti események kora nem, csak relatív sorrendje adható meg.

A jelen következtetések munkahipotézisnek tekintendők, melyeknek megerősítését vagy cáfolatát a hegység rendszeres térképezésétől várhatjuk.

Bevezetés

A vizsgált terület az ÉNy-i Vértesben, Tatabányától D-re 6 km-re, Szarvaskút, Mátyás-kút, Vitány-vár környékén található. A közel négyzet alakú, 6,2 km² kiterjedésű területen 1:10 000 méretarányú térképezést és tektonikai felvételt végeztünk. A megoldandó feladatok a következők voltak:

– A megismétlődő, K–Ny-i csapású felső-triász rétegsort kettéosztó tektonikai vonal szerkezeti jellegének és pontos helyének megállapítása, ha lehetséges, korának behatárolása.

– A gyűrűt apti crinoideás mészkő redőinek térbeli rogzítása, a kompresszióirányok megállapítása.

– Az elmozdulásokat egyértelműen jelző és tomegesen előforduló vetőkarcok térbeli rogzítása és értelmezése.

Kutatástörténet

A teljesség igénye nélkül csak a tudománytörténetileg jelentős és fontoságukat tekintve meghatározó munkákat említjük.

1883-ban WINKLER BENŐ foglalkozott először, röviden a hegységgel. A legjelentősebb, átfogó munka TAEGER HENRIK „A Vértes-hegység földtani viszonyai” című monográfiája, amely az anyagvizsgálati és őslénytani eredményeken túl igen lelküsmertes térképfelvételt, kőzetleírást szerkezeti és fejlődéstörténeti összefoglalást tartalmaz Sömlyó-szári vetődés néven leírta a rétegmétlődést okozó szerkezeti vonalat Korát a kréta – eocén határra tette.

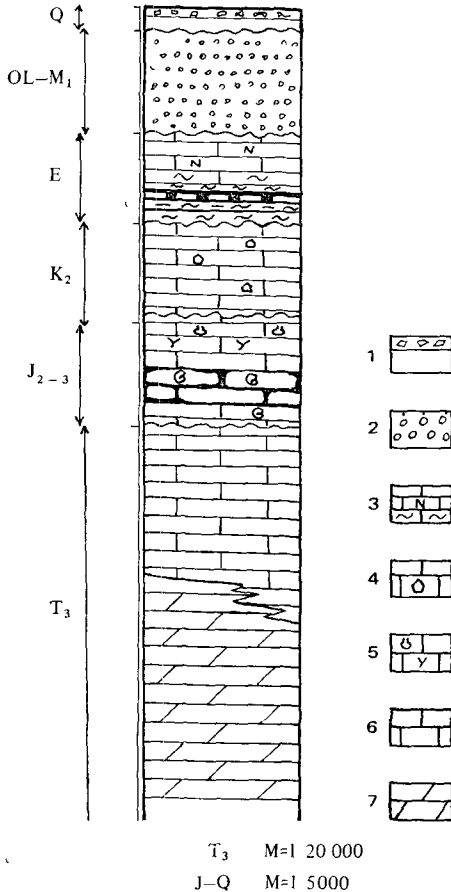
A Tatabányai Szénbányák Vállalat főgeológusaként SÓLYOM FERENC vállalt kiemelkedő szerepet a szénmedence feltárásában. Területünkön is térképezett. Térképén csak triász és eocén kibúvások szerepelnek, a rétegmétlődést azonban kitérképezte (SÓLYOM F 1950).

FULOP JÓZSEF volt az első, aki bizonyíthatóan jura időszerű rétegeket írt le Kapberekpuszta környékéről (1960). Egy fúrást is mélyített a rétegsor vastagságának és időbeli kiterjedésének megismerésére (FULOP J – KNAUER J – VÍGH G 1965).

A „Tatai mezozoos alaphegység-rokok” című munkájában részletesen foglalkozott az itt is előforduló jura és kréta képződményekkel. Szerkezetföldtani szempontból az ausztriai fázis jelentőségét hangsúlyozta, amikor az „eurázsiai és afrikai táblák első nagy közeledése lezajlott” (FULOP J 1961, 1975).

ORAVECZ J és VÉGHÉNE NEUBRANDT E a Vértes körülbelül ezer m vastag triász karbonátos rétegsorát négy tektonikai egységre osztotta, amelyek ÉK – DNy-i torésszel határoltak. Területünk a harmadik-negyedik egységbe tartozik. Ezek határát erőteljes mozgások nyomai, dorzsbreccsa és több méteres kalciterek jellemzik (ORAVECZ J – VÉGHÉNE NEUBRANDT E 1961a, b).

Fontos hivatkozásként kell megemlíteni a Dunántúli-kozéphegység 1 100 000 ma bauxitföldtani térképét, amely részletesen, ugyanakkor nagy áttekinthetőséget kínálva mutatja be a középhegységet, benne Vitány-vár környékét is. A szerzők a rétegmétlődést feltolódással magyarázzák (CSÁSZÁR G – HAAS J – JOCHÁNE EDELÉNYI E 1978).

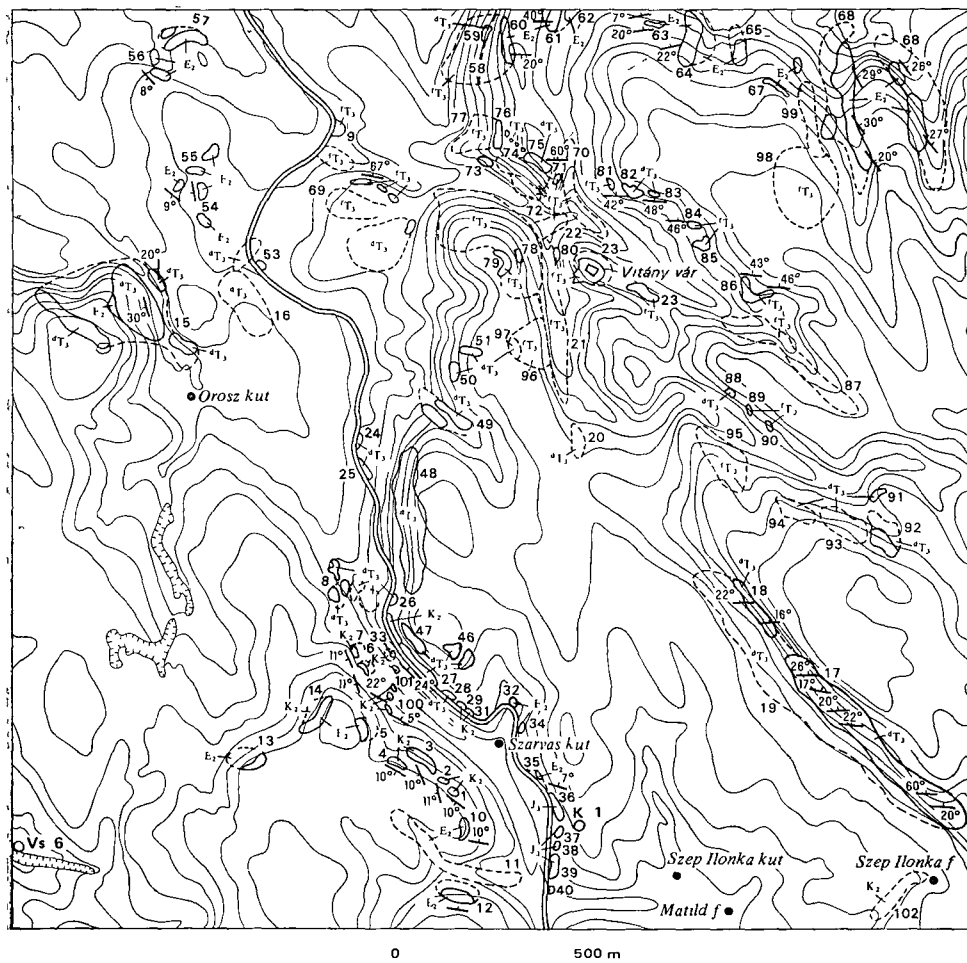


1 ábra Elvi rétegoszlop

1 Tormelkes képződmények, 2 Szatka Kavic Formáció, 3 Szóc Mésző Formáció, 4 Tata Mésző Formáció, 5 Szentivánhegyi Mésző Formáció, 6 Pálhási Mésző Formáció, 7 Földolomit Formáció

Fig 1 Idealized geological column

1 Clastics, 2 Szatka Gavel Formation, 3 Szóc Limestone Formation, 4 Tata Limestone Formation, 5 Szentivánhegy Limestone Formation, 6 Pálhási Limestone Formation, 7 Hauptdolomit Formation



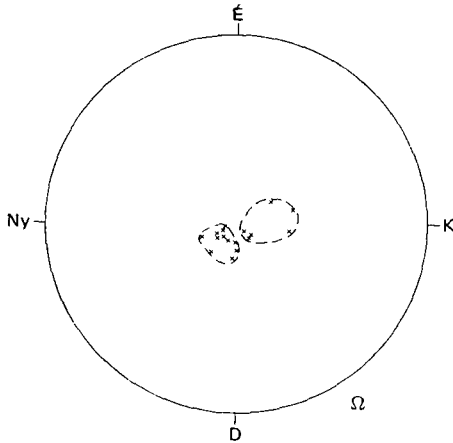
2 ábra Az eocén és annál idősebb képződmények észlelési térképe

E_2 = Szécsi Mészkö Formáció, K_2 = Tatai Mészkö Formáció, J_3 = felső-jura mészkő, T_3 = Dachsteini Mészkö Formáció, T_3 = Fődolomit Formáció

Fig 2 Documentation map of Eocene and pre-Eocene formations

E_2 = Szécs Limestone Formation, K_2 = Tata Limestone Formation, J_3 = Upper Jurassic limestone, T_3 = Dachstein Kalk Formation, T_3 = Hauptdolomit Formation

Tektonikai tárgyú dolgozatában BALÁSHÁZY L (1977) a rétegismétlődést szintén feltolódással oldotta meg Ennek korát az ausztriai fázisra tette, csapását $83 - 263^\circ$ -nak adta meg, ami párhuzamos az általa több helyen, így a Mária-volgy dachsteini mészkővében, a Csabdi melletti murvabányában és Hosszú-hegyen is látható boltozatok tengelyének csapásával Szerinte az összes szerkezeti fő irány már a triászban megvolt A feltolódással egyidőben haránt vízszintes elmozdulásokat valószínűsített



3 ábra A Tatai Mészke Formáció dőlésviszonyai a réteglapok polusának feltüntettségével

Fig 3 Dip conditions of the Tata Limestone Formation with indication of bedding plane poles

dig egynemű, vastagpados, többször karsztosodott. Mindezek ellenére a nagy területi elterjedésből adódóan a legmegbízhatóbban e képződmények dőlését lehetett megállapítani. Az azimutok északiasak, szélső értékben 306° és 4° , átlagban 344° . A dőlésérték 16° és 60° között váltakozik két gyakorisági maximummal; $40-50^\circ$ és 20° körül (átlagban 35°). A viszonylag nagy méretű 52 sz feltárásban a fentiekől eltérő eredmények adódnak, átlagban $262^\circ/23^\circ$.

A jura és berriázi képződmények dőlésviszonyait azok tormelékes feltárásai miatt nem lehetett tisztázni. Az apti Tatai Mészke Formáció dőlésadatait tartalmazza a 3. ábra. A keresztretegzettség leolvasható a két elkulonult tartományból. Az átlagok $234^\circ/10^\circ$ és $135^\circ/12^\circ$ -nak adódnak. A mérések számának határt szab, ily módon a mérések értékelhetőségét is befolyásolja a képződmény gyuredezettsége.

Az eocén képződmények dőlésviszonyai már minden bizonnyal a tatabányai és az oroszlányi vagy vértessomlói medence kialakulását is jelzik, hiszen ezek közelében, tehát területünk É-1 és ÉK-1 részén É-1, ÉK-1 döléseket mérhetünk $349^\circ/20^\circ$, $68^\circ/26^\circ$ átlaggal, míg ÉNy-on és Ny-on a Ny-DNy-1, DNy-1 dőlésértékek a jellemzők $254^\circ/17^\circ$ átlaggal.

Az oligocén és ennél fiatalabb kőzeteken dőlésadat nem mérhető a gyenge állékonyság és/vagy a rossz feltártság következtében.

Mérési eredmények, elemzések

A területen előforduló képződmények a Dunántúli-kozéphegység más részéről ismertek, ezért részletes ismeretük helyett az elvi rétegoszlopot közöljük (1. ábra). A feltárások topográfiai rogzítésén kívül a 2. ábra tartalmazza a kőzetek korát, a dőlésadatokat és a területen mélyült fúrásokat.

Településviszonyok

A triász időszaki képződményekben igen nehéz meghatározni a dölést. Egyrészt azért, mert sok lapos dőlésű torési sík szeli át a kőzetteteket, amelyeket könnyű réteglapnak vélni, másrészt a Fődolomit Formáció csekély állékonysága miatt csak kis feltárásokat képez, rendkívül toredezett, murvásodik, a Dachsteini Mészke Formáció pedig

Gyűjtemények

A Tatai Mészke Formációra korlátozódó redők három csoportba oszthatók. Az első csoportba a nem valódi redők, inkább szelektíven hajlított rétegek tartoznak. A szelektivitás úgy értendő, hogy morfológiailag csak egy bizonyos szint fölött hajlítottak a rétegek, de ezek az átlagos dőlésből 1-2 méteren

belül szinte függőlegesbe mennek át Ezt a jelenséget borzolódnak nevezhetjük (4 ábra), mely vető vagy feltolódás mentén jöhet létre Esetünkben a Dachsteini Mészköhöz képest kevésbé kompetens levett Tatai Mészkö mutatja ezt a hatást

A második csoportba (stílusa alapján) a Tatai Mészkö más helyeken (pl Vértessomlyó, Kálváriadomb) is megfigyelhető általános redőképződése tartozik (5 ábra) A 3 és 7 feltárás adataiból készült projekciós képek K–Ny-i tengelyű lapos dőlésű tengelyeket mutatnak (6 ábra) Ezen az ábrán a folytonos és pontozott vonallal húzott nyilak egy szintén ebbe a csoportba tartozó jelenséget rogzítanak A 7 ábrán látható az ún ramp Ide sorolható egy-két kis amplitúdójú feltolódás is, mint kísérőjelenség

A kovezett É–D-i út mentén elhelyezkedő 27 sz feltárásban tanulmányozható a hajlított rétegek harmadik típusa Ennek jellemzője a stílusbeli

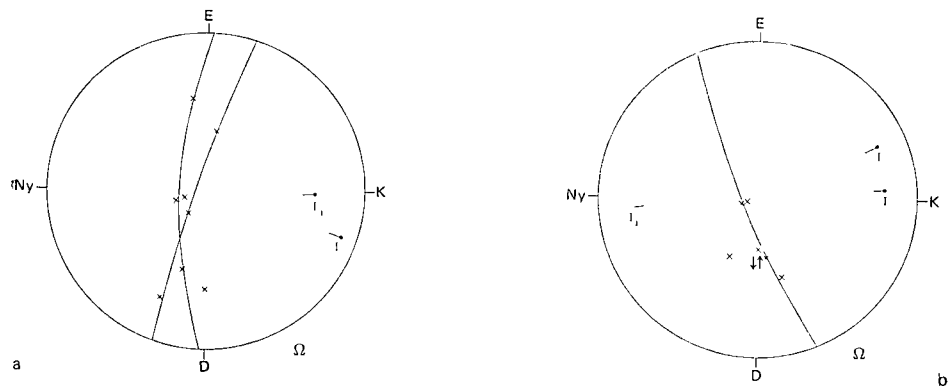


4 ábra Az ún „borzolódnak”, amely vetők vagy feltolódások zónájában jelenhet meg

Fig 4 The so-called “disheveling” appearing with normal or reverse faults



5. ábra Hajlított apti crinoideas mészkőretegek
 Fig. 5. Flexed Aptian crinoidal limestone beds



6a-b. ábra A 3. sz. feltarás gyűrődéseinek sztereografikus projekciója (a), a 7. sz. feltarásban mért (T_1 , T_2) és szerkesztett (T) írdőtengelyek, valamint a rampa sztereografikus projekciója (b)

Fig. 6a-b. Stereographic projection (a) of the fold of Exposure 3, stereographic projection (b) of measured (T_1 , T_2) and inferred (T) fold axes and of the ramp from Exposure 7



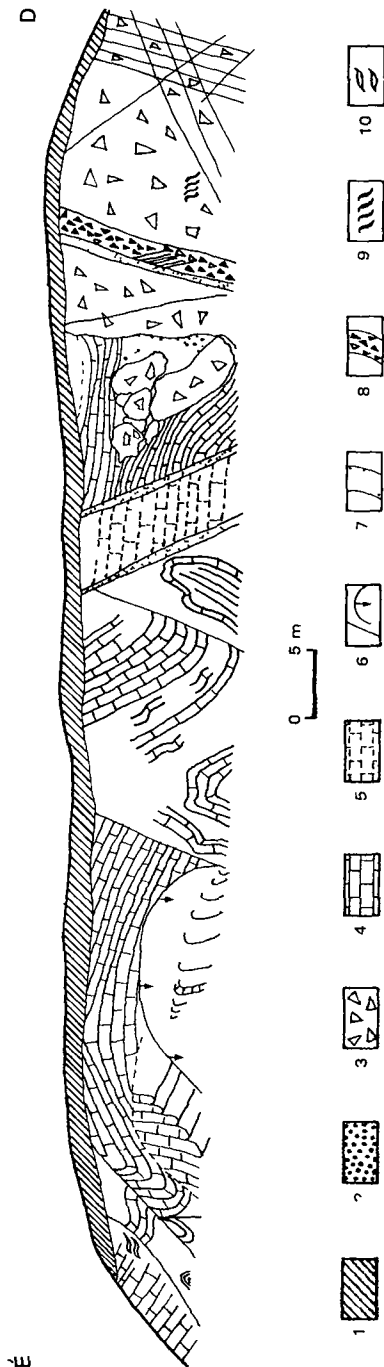
7 ábra Az ún „ramp”

Fig 7 The so-called “ramp”

változatosság, décollement felületek diszharmonikus redők, hajlított rétegek képződése szilárd akadállyal való nekinyomódás következtében. A hengeres redőkon kívül kúpos redők is előfordulnak, a redőalak szintén variálódik a hullám alakúaktól az izoklinálison keresztül a kofferredőig (8 ábra). Az említett feltárás adataiból szerkesztett redők projekcióját és a mért redőtengelyek projekcióját a 9 ábra szemlélteti. Az utóbbiakból látható, hogy a tengelyek azímutja jó egyezéssel K-Ny-i, ritkán ÉK-DNy-i, a dőlés azonban tág határok között változik. Mind a mért tengelysík, mind a redőtengelyek É-D-i kompressziót mutatnak.

Diaklázis rendszerek

A terepen rogzított torések, közetrések között túlsúlyban voltak azok, amelyekeken elmozdulást nem lehetett észlelni. Ezeket koronként és feltárásonként rendszereztük (10 ábra). A kis körökben szereplő irányok a statisztikusan nem értékelhető mennyiségű adatokat szemléltetik. Ez a térkép a földtani térkép szerkesztésénél nyújtott segítséget a torések helyének és irányának behatárolásában, egyébként nincs alapvető különbség a csapásirányokat tekintve. Ez a tény megerősíti azt az elvet, hogy lényeges információt a vetőkarcot hordozó sík szolgáltat.

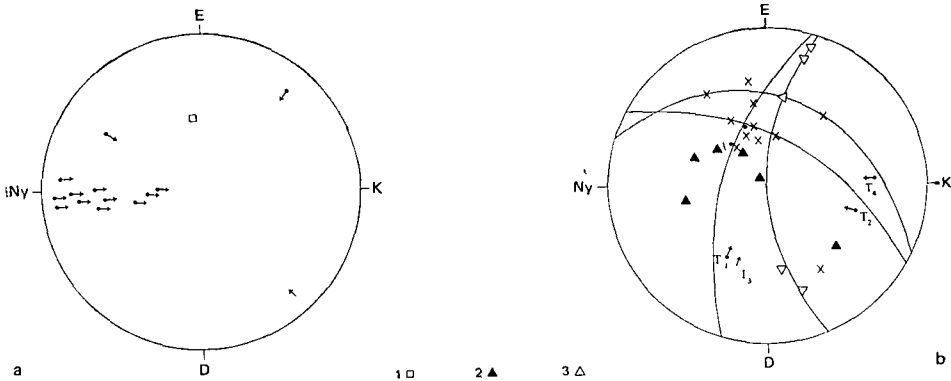


8 ábra A 27 sz feltárás szelvénye

1 Lejtőtörmelek, 2 tormelék, 3 eocén(?) E_{T_3} anyagú fanglomerátum, 4 Tatai Mészakő Formáció, 5 tőrmelekes megjelenésű Tatai Mészakő Formáció, 6 vető, litoklázis, 7 agyaggal, finomszemcsés tormelékkel kitöltött vetőzóna, 8 vetőbreccsa, 9 en échelon, 10 szigmondálisan hajlított tormelékzónák

Fig 8 Profile of Exposure 27

1. Talus, 2 clastics, 3 Eocene(?) fanglomerate consisting of E_{T_3} material, 4 Tatai Limestone Formation, 5 Tatai Limestone Formation of clastic habit, 6 normal fault, lithoclasis, 7 fault-zone filled with clay, i.e. with fine-grained clastics & fault breccia, 9 en échelon, 10 sigmoidally flexed clastic grains



9a-b ábra Mért redőtengelyek a 27 sz feltárásban, felső félgömb vetületben (a) és a szerkesztett redők sztereografikus projekciója (b)

1 A tengelysík projekciós képe, 2 koffer redő, 3 kúpos redő — $T_1=30^\circ/35^\circ$, $T_2=$ izoklinális redő tengelye $198^\circ/30^\circ$, $T_3=20^\circ/30^\circ$, $T_4=268^\circ/25^\circ$

Ftg 9a-b Measured fold axes in Exposure 27, in upper hemispherical projection (a) and stereographic projection of inferred folds (b)

1 Projection image of axial plane, 2 boxfold, 3 conical fold — $T_1=30^\circ/35^\circ$, $T_2=$ axis of isoclinal fold $198^\circ/30^\circ$, $T_3=20^\circ/30^\circ$, $T_4=268^\circ/25^\circ$

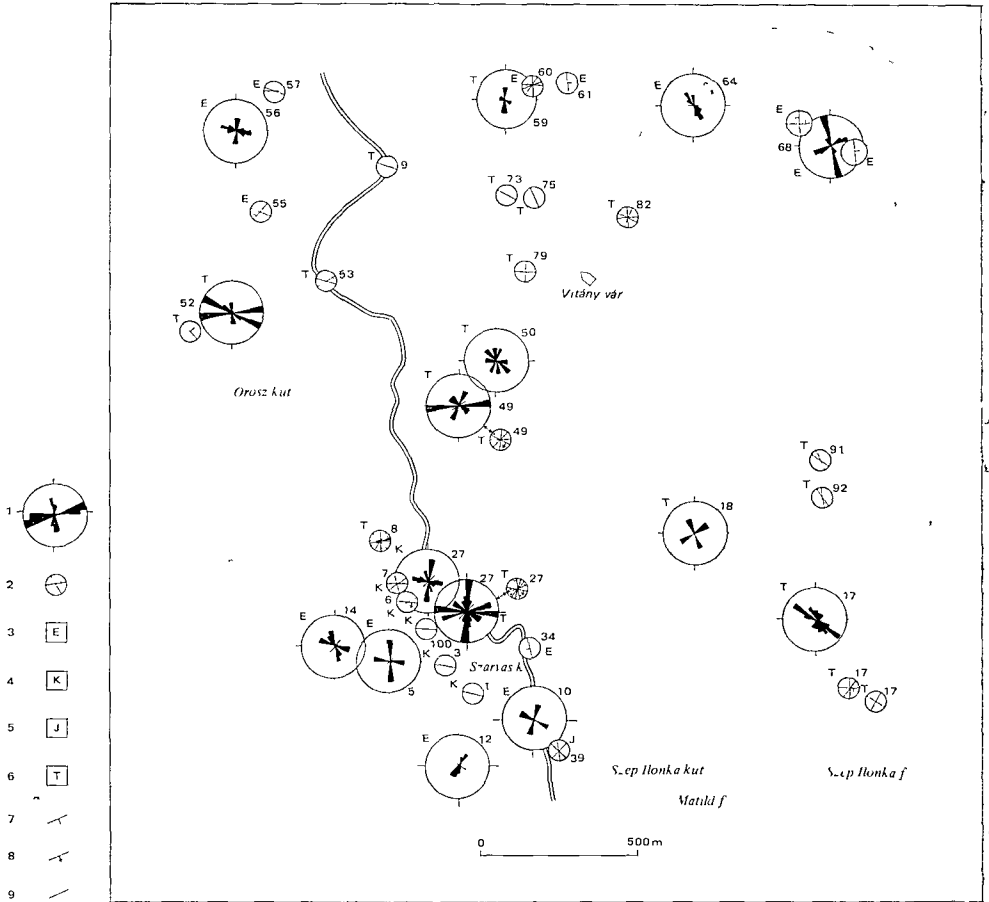
Vízszintes elmozdulási rendszerek

A vízszintes vetőkarcok értelmük szerint jobbosak és balosak lehetnek. A vetősíkon észlelhető szakadási felületek, kalcitlépcsők és sztilolitsúcsok alapján állapítható meg az elmozdulások jellege

Az adatok statisztikus kiértékelése után az eredményeket Riedel-rendszerekbe csoportosítottuk. Jobbos és balos rendszereket különböztethetünk meg. A következő négy rendszert különítettük el Ny-K-1 balos $30-210^\circ$ -os ellentett párjával, $100-280^\circ$ -os jobbos $340-160^\circ$ ellentett párjával, $160-340^\circ$, $30-210^\circ$ -os rendszer, amely az előző rendszerek ellentett felújulásából adódik. A negyedik, minden valószínűség szerint legfiatalabb vízszintes elmozdulási rendszer a $75-255^\circ$ jobbos fő síkkal jellemezhető, amelynek segítő síkja és ellentett párja is megjelenik, ezzel is bizonyítva viszonylagosan fiatal voltát. A méretarányból adódóan a 11 ábrára sok mérés nem került rá, ezeket egy-egy jellemző karccal ábrázoltuk.

Légifotó kiértékelése

A negyedidőszakú képződményekkel és az erdővel való fedettség, valamint a sűrű lombkorona miatt a kiértékelés alapjául a völgyek lefutását, az éles morfológiai határokat, ezek kovethetőségét, a kiemelkedések alakját választottuk. A legjobban és leghosszabban kovethető vonalak az É-D-1 és az ÉNy-DK-1 irányba estek. Ez alátámasztja ezek fiatal voltát, vagy a közelmúltban történt felújulást (12 ábra).



10 abra Vetők és diaklázisok

1 Statisztikus mennyiségű adat alapján készült diagram, 2 a torések csapása és dőlésiránya, 3 az eocénben mérve, 4 a krétában mérve, 5 a jurában mérve, 6 a triászban mérve, 7 normál vető, 8 inverz vető, 9 meghatározatlan értelmű vető, dőlésiránnyal

Fig 10 Faults and diaclasses

1 Diagram on a statistical number of data, 2 strike and dip directions of faults, 3 as measured within the Eocene, 4 as measured within the Cretaceous, 5 as measured within the Jurassic, 6 as measured within the Triassic, 7 normal fault, 8 reverse fault, 9 fault of undetermined sense with dip direction

Foldtani modellek

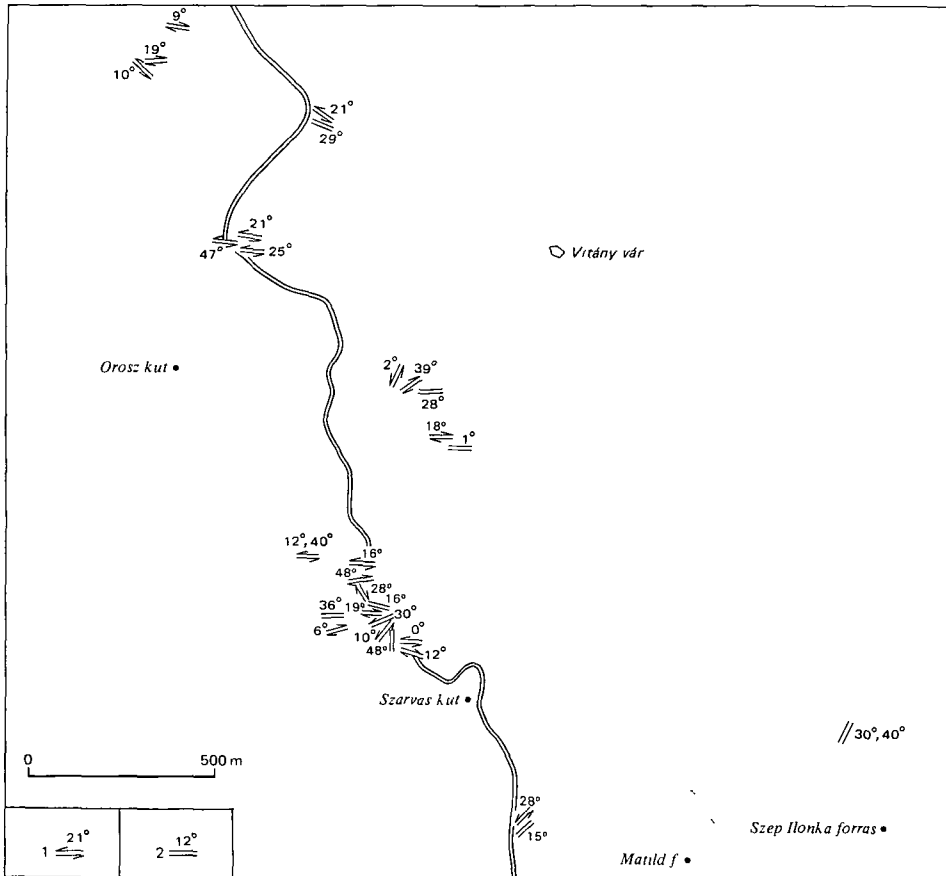
A rétegméjlődés magyarázata

A meredek É-1 dőlésű felső-triász sorozat ismétlődése háromféle foldtani modellel vetővel, feltolódással és vízszintes elmozdulással is értelmezhető (13 ábra) Teljes bizonyossággal egyelőre egyik változat sem zárható ki. Ha a vetőt választjuk, abból az következik, hogy az északi, tehát a Tatabányai-medence aljzatát részben képező blokk van kiemelt helyzetben Ennek azonban

ellentmond az a tény, hogy a tatabányai Síkvolgy-akna körül mélyített fúrások (Ta-I-IX) dachsteini mészkőben álltak le, a déli, Vértesbe tartozó blokkban azonban földolomit is van a felszínen (14 ábra)

Ennél a megoldásnál valószínűbb a jelenség feltolódással való magyarázata, hiszen kompresszióra utaló nyomok a területen is és a közelében is találhatóak, ezek azonban a rétegismétlődés vonalától esetenként kilométernyi távolságban vannak. Tekintve, hogy a rétegismétlődést okozó hatás valószínűleg fiatal a kompresszív tektonikára utaló nyomok pedig lokalitásuk miatt viszonylag idősnek látszanak, ezt a megoldást is elvethetjük. A legvalószínűbb magyarázatnak a vízszintes elmozdulást tartjuk (13 ábra). Emellett a megoldás mellett a következő érvek szólnak

– A területen nagy számban találhatóak K–Ny-i vízszintes karcok, amelyek statisztikusan velük párhuzamos csapású, akár kilométeres nagyság-

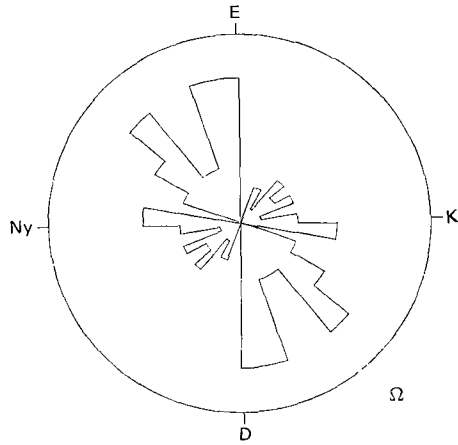


11 ábra Vízszintes elmozdulások

1 Az elmozdulás értelme a vetőkarc dőlésszögével, 2 az elmozdulás csapása a mozgás értelme nélkül

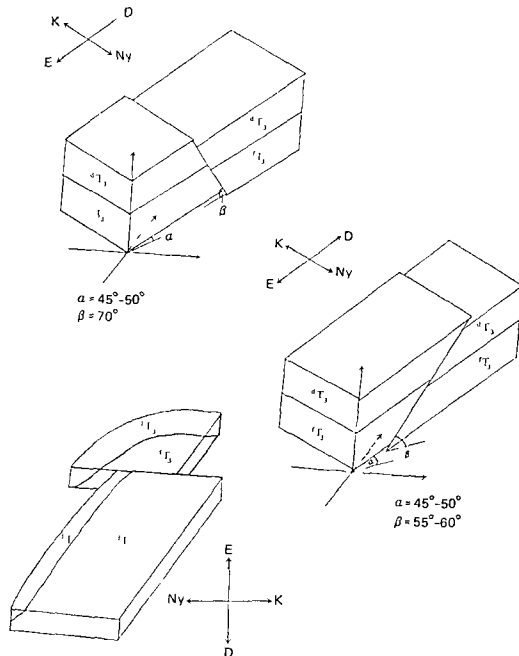
Fig 11 Strike-slip faults

1 Sense of dislocation with angle of fault striae, 2 strike of displacement, without the sense of dislocation



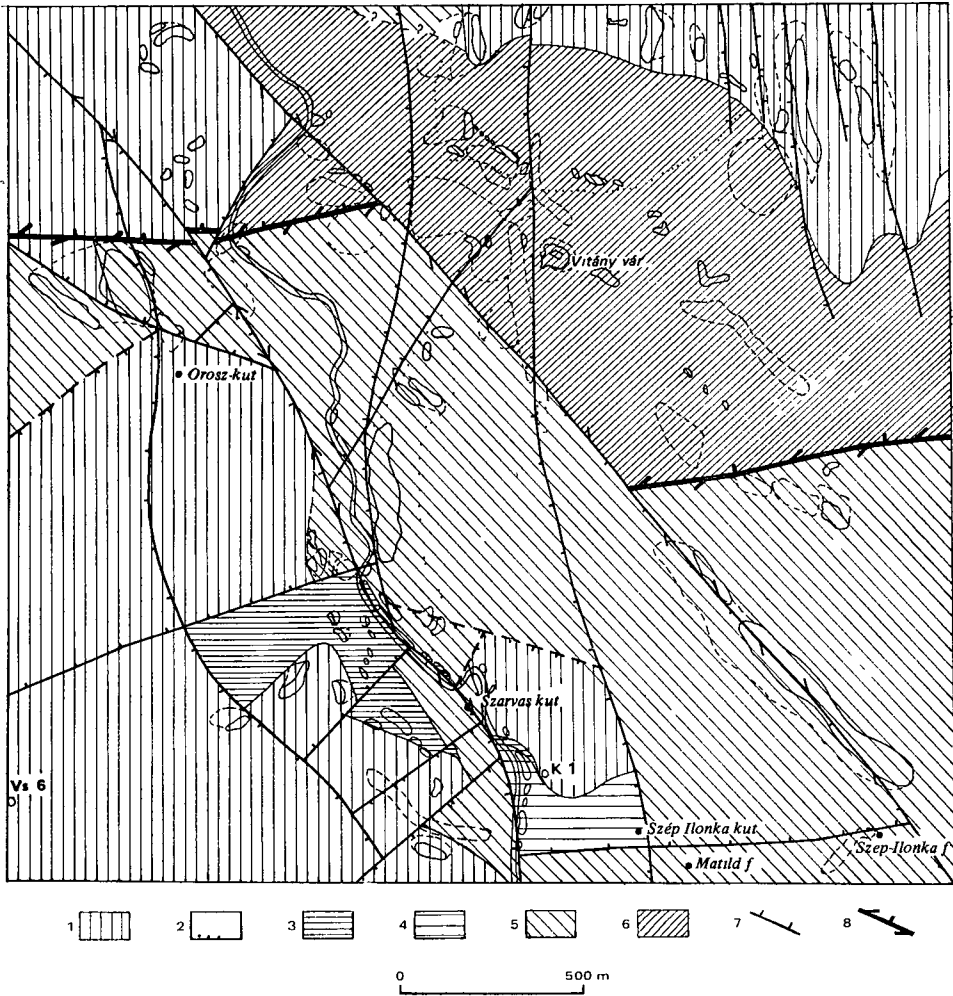
12 *abra* A torésirányok megoszlása legifotó alapján

Fig 12 Distribution of fault directions in the light of aerial photographs



13 *abra* Foldtani modellek a retégismetlődés magyarázatára
 T_3 = Dachstein Mészkö Formáció, T_3 = Földolomit Formáció

Fig 13 Geological models accounting for repetitions of strata
 T_3 = Dachstein Kalk Formation, T_3 = Hauptdolomit Formation



14 ábra Fedetlen földtani térkép az eocénnél fiatalabb képződmények elhagyásával
 1 Szécsi Mészke Formáció, 2 eocén (?) fanglomerátum, 3 Tatai Mészke Formáció, 4 felső-jura mészkő, 5 Dachsteini Mészke Formáció, 6 Fodolomit Formáció, 7 normál vető, 8 vízszintes elmozdulás

Fig 14 Subsurface geological map with the post-Eocene peeled off

1 Szécsi Limestone Formation, 2 Eocene(?) fanglomerate, 3 Tatai Limestone Formation, 4 Upper Jurassic limestone, 5 Dachstein Kalk Formation, 6 Hauptdolomit Formation, 7 normal fault, 8 strike-slip fault

rendű eltolódásokat is jelezhetnek ~A 100–280° irányban megjelenő jobbos rendszert vagy felújulásként vagy a balos rendszer rugalmas visszacsapásaként értelmezhetjük

– A Dunántúli-kozéphegység 1 100 000 ma bauxitföldtani térképén jól látható egy ilyen mozgás lehetősége Mivel itt középső-kréta képződményeket is érint a torés, kevésbé valószínű ilyen elvetési magasságú feltolódás

– BALÁSHÁZY L e terulettől K-re térképezett. VÉGHNÉ NEUBRANDT E.

szóbeli közlése alapján az azóta lemélyült fúrások nem igazolták a feltolódások létét, amelyek közül az egyik éppen a Somlyó-szári torés folytatása lenne.

— MÁRTON E és MÁRTON P (1985) szerint a Dunántúli-kozéphegység tektonikai egységként vett részt a földtani folyamatokban a karbon végétől az eocén végéig. Mi eredményezheti akkor azt a torést, ami a Bakony és a Vértes hegyvonulatának tengelyirányában mutatkozik? A paleomágneses adatok szerint ez a jelenség csak morfológiai, és nem szerkezeti jellegű lehet. A morfológiai „elfordulás”-t jól magyarázhatjuk balos vízszintes elmozdulások sorozatával, amelyek csapása K–Ny-i és ÉNy–DK-i között változhat.

Gyűrődésez tektonika

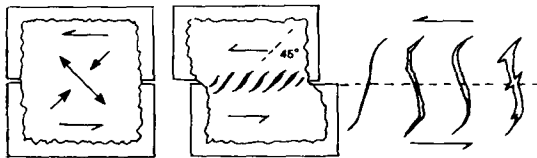
Két valódi redőképző erőteret valószínűsíthetünk

1 Minden valószínűség szerint az ausztriai fázisban kialakult K–Ny-i tengelyű, lapos tengelydőlésű redők a legidősebbek (6. ábra). A jelenlegi földrajzi helyzet szerint É–D-i kompresszív erőter adódik. A 27. sz. feltárás redőtengelyei között (9. ábra) biztosan található ehhez a fázishoz tartozó adat, de mivel a következő vízszintes elmozdulás ugyanilyen irányú tengelyeket okozott, ezek a fiatalabbaktól nem különíthetők el.

2 A második típusú redőképződés az előbb említett hajladozó torésvonal mentén jelentkezik (14. ábra), amelyen vízszintes elmozdulás is végbement. Ezt támasztja alá a 27. feltárásban látható en échelon is (8. és 15. ábra). Ez az elmozdulás több fázisú és az egyes fázisokban ellenkező értelmű lehetett, amelyek közül nem sikerült prioritást adni egyiknek sem. Az elmozduláshoz kapcsolódó redőképződés a 16. ábrán látható módon képzelhető el.

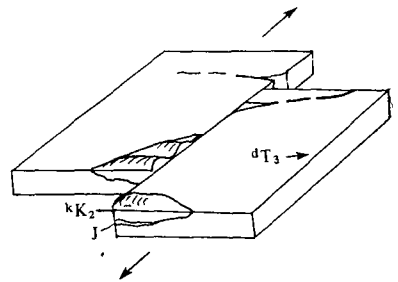
A szerkezetföldtani események sorrendje

Végezetül felvázolható a tektonikus események valószínű sorrendje, nem tagadva, hogy a terület nagysága és feltártsági viszonyai határt szabnak a következő eseménysor megbízhatóságának.



15. ábra En échelon képződése WILSON (1982) nyoman

Fig. 15 Formation of en échelon faults (after WILSON 1982)



16. ábra Az apti crinoideás meszkő gyűrődése vízszintes elmozdulás következtében

Fig. 16 Folding of Aptian crinoidal limestone as a result of strike-slip movement

A legidősebb az az ausztriai fázisra tehető esemény, amit területünkön a Tatai Mészki Formáció gyűrt jellege mutat. Ezt követte a rétegisméllődést kiváltó hatás, a balos K—Ny-1 vízszintes elmozdulás. Később alakult ki a 160—340° jobbos és a 30—210° balos elmozdulásokkal jellemezhető rendszer, amely a K—Ny-1 Somlyó-szári vetődést is elvetette mintegy 1 km-rel. Ennél fiatalabb rendszer az 55—235°-os jobbos rendszer segítő jobbos és ellentétes balos síkjával.

A legfiatalabb a mai morfológiát kialakító É—D-1, ÉK—DNy-1, ÉNy—DK-1 normál vető rendszer. E legfiatalabb és egyben legősibb síkcsaládnak a felújulásával minden későbbi fázisban számolni kell.

Figyelembe véve a feltártsági viszonyokat, a hosszú szárazföldi periódusok okozta nagy lepusztulást és a térképezett terület nagyságát, a történéseknek csak a relatív sorrendjét lehet megadni.

Ebből következően a jelen munkában dokumentált eredményeket kiindulási alapnak, munkahipotézisnek kell tekinteni, amelyeknek megerősítését, módosítását eredményezheti a térképezés folytatása és a további mérési eredmények kiértékelése.

Köszönetnyilvánítás

Ezek az eredmények 1986-ban, szakdolgozat keretében születtek, melynek elkészítéséhez nyújtott segítségükért köszönetet mondok BALLÁNÉ DUDKO ANTONYINÁNAK, CSÁSZÁR GÉZÁNAK és CSONTOS LÁSZLÓNAK.

IRODALOM — REFERENCES

- BALÁSHÁZY L 1977 Részletes tektonikai vizsgálatok az Északi-Vértes és Déli-Gerecse területén és a szerkezeti elemek vízföldtani kapcsolata — Dokt. ért. ELTE Alk. Földt. Tszk., kézirat.
- CSÁSZÁR G — HAAS J — JOCHÁNÉ EDELÉNYI E (szerk.) 1978 A Dunántúli-kozéphegység bauxitföldtani térképe M=1:100 000 — Földt. Int. kiadv.
- FULOP J 1960 A Vértes hegység juraidőszaki képződményei. — Földt. Kozl. 90 (1) 20—24.
- FULOP J 1961 Magyarország krétaidőszaki képződményei — Földt. Int. Évk. 49 (3).
- FULOP J 1975 Tatai mezozoos alaphegységrogok — Geol. Hung. ser. Geol. 16.
- FULOP J — KNAUER J — VÍGH G 1965 Teljes jura szelvény a Vértes-hegységből — Földt. Kozl. 95 (1) 54—61.
- MÁRTON E — MÁRTON P 1985 Tectonic and palaeoclimatic aspects of paleomagnetism studies in the Transdanubian Central Mountains — Acta Geol. Hung. 28 (1—2) 59—70.
- ORAVECZ J — VÉGHNE NEUBRANDT E 1961a A Gerecse- és Vértes hegységi felsőtriász dolomit és mészki összlet — Földt. Int. Évk. 49 291—294.
- ORAVECZ J — VÉGHNE NEUBRANDT E 1961b A Vértes és Bakony-hegységi triász rétegtani és szerkezeti kapcsolata — Földt. Kozl. 91 162—169.
- SÓLYOM F 1950 Az É-Vértes és a D-Gerecse földtani felvétele — Földt. Int. Évi Jel. 1950-ről 221—231.
- SÓLYOM F 1960 A tatabányai barnakőszén medence földtani felépítése és fejlődésének története — Kand. ért. Földt. Int. Konyvtár, kézirat.
- TAECER H 1909 A Vértes-hegység földtani viszonyai — Budapest.
- WILSON G 1982 Introduction to small-scale geological structures (Collab. with J. W. COSGROVE) — London.
- WINKLER B 1883 A Gerecse- és Vértes-hegység földtani viszonyai. — Földt. Kozl. 13. 13—16.

TECTONIC SURVEY IN THE VITÁNY-VÁR AREA, W HUNGARY

by

GY MAROS

Hungarian Geological Institute Budapest, Népstadion út 14
H-1143

UDC 550 8 528(234 373 2)
551 24 551 243(234 373 2)
551 763 3(234 373 2)

Key words structural geology, tectonic maps, folds, models, Upper Triassic, Vértes Mts (Hungary)

During the tectonical subject-mapping of the neighbourhood of Vitányvár in the NW Vértes, including measurements of dips, folds lithoclasts and fault surface features (tectonic striae) and their representation in a stereographic projection, three geological models accounting for the repetition of the Upper Triassic sequence were developed: normal fault, reverse fault and strike-slip fault. Of these the last item seems to be most plausible as proved directly by the fault striae observed and, indirectly, by other considerations. The folds have an E–W striking in axis, widely varying in angle of dip. Upon their style, they are to have been divided into three groups. Two of these are local ones, being associated with a normal and a strike-slip fault, whilst the third one is a fold of E–W axis observable even in a broader environment. This one probably predates the effect responsible for the repetition of strata. On account of the poor exposure, the multiple and large-scale denudation and the size of the area, the structural events cannot be dated, only their relative time sequence can be determined.

The present conclusions cannot be regarded but as a working hypothesis which may be corroborated or, for that matter, refuted by the systematic mapping of the mountains—a work still to be done.

A MAGYARORSZÁGI PANNÓNIAI (s 1) KÉPZŐDMÉNYEK ROVID FOLDTANI JELLEMZÉSE

JÁMBOR ÁRON — BALÁZS ENDRE — BALOGH KADOSA — BÉRCZI ISTVÁN —
BÓNA JÓZSEF — HORVÁTH FERENC — GAJDOS ISTVÁN — GEIGER JÁNOS —
HAJÓS MÁRTA — KORDOS LÁSZLÓ — KORECZ ANDREA — KORECZNÉ LAKY
ILONA — KORPÁSNÉ HÓDI MARGIT — KÓVÁRY JÓZSEF — MÉSZÁROS LÁSZLÓ —
NAGY ESZTER — NÉMETH GUSZTÁV — NUSSZER ANDRÁS — PAP SÁNDOR —
POGÁCSÁS GYORGY — RÉVÉSZ ISTVÁN — RUMPLER JÁNOS — SUTÓNÉ SZENTAI
MÁRIA — SZALAY ÁRPÁD — SZENTGYÖRGYI KÁROLY — SZÉLES MARGIT —
VOLGYI LÁSZLÓ

ETO 551 782 13(439)

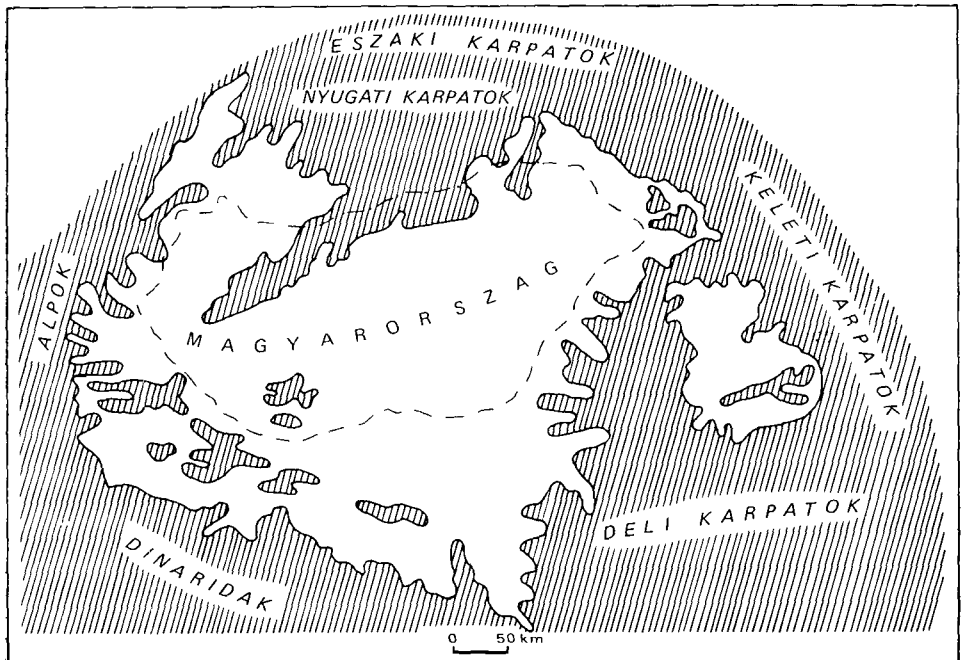
T á r g y s z a v a k fejlődéstörténet, ősfoldrajz, uledékképződés, vulkáni képződmények, asványi nyersanyagok, pannóniai, pliocén, felső-miocén, Magyarország

A dolgozat szerzői évek óta foglalkoznak a magyarországi pannóniai (s 1) képződményekkel, illetve azok egyik, vagy másik lényeges kérdésével. Ezt az összefoglalást az 1985 szeptembereben Budapesten rendezett VIII. RCMNS kongresszusra állítottak össze, hogy a hazai föld történetének ezt a sok szempontból — medencealakulás, vegleges szárazulattá válás, víz, szénhidrogének és lignit nyersanyag vagyion — döntő jelentőségű tízmillió évének képződményeit és vizsgálatuk eredményeit bemutassák, korvonalazzák a biztos ismereteket és jelezzék a meg nyitott kérdéseket is. A dolgozat elhangzott előadásként és a kongresszus anyagai közt (Foldt Int. Évkönyv 70) is megjelent.

A pannóniai képződmények a Kárpát-medencében tágabb értelemben véve a szarmata és a pleisztocén összlet között települő nagy vastagságú, uralkodóan finomtormelékes, beltengeri, csokkentsősvízi sorozat (ROTH L. 1879) Elterjedése a Paratethys tengerág középső részét alkotó Pannóniai-medencerendszerre és az Erdélyi-medencére korlátozódik (1 ábra). E medencék kitöltésének utolsó előtti földtörténeti nagy ciklusát alkotja e pannóniai összlet, amelynek fejlődése nemcsak a világtengerektől, hanem a Keleti-Paratethys tengerágtól is elkulonulva zajlott le. Eredményeként az afrikai és az eurázsiai kontinentális lemezek közötti, labilis aljzatú területen kialakult beltengeri medence (HÁMOR G. 1984) víze fokozatosan kiédesedett és az aljzat maximálisan 5000, átlagosan kb. 1300 m-es extenziós sullyedése ellenére, teljesen feltöltődött.

Az egyveretű összletnek a világtengerek sorozataival való részletes korrelációja az egy évszázad óta folyó sztratigráfiai munkálatok ellenére sem megoldott. Alsó határának 11–12 millió év közötti kora jelenleg biztosnak tűnik. Felső határát a pliocén–pleisztocén határ adja, de ennek időbeli és összleten belüli helyzete még vitatott, az 1,8 millió éves vagy a 2,4 millió éves határ elfogadásához nemzetközi megegyezés szükséges. Az összletben mindkét szint viszonylag jól kijelölhető cikluskezdettel esik egybe.

Nehezebb a helyzet a helyi rétegtani beosztás szerinti alsó–felső-pannóniai, a Paratethys regionális kronosztratigráfiai nomenklatúrája szerinti pannóniai (s str.) és a pontusi emelet elhatárolásakor. Erre a tünantúli bazaltok



1 ábra A pannóniai képződmények elterjedése a Kárpát-medencében

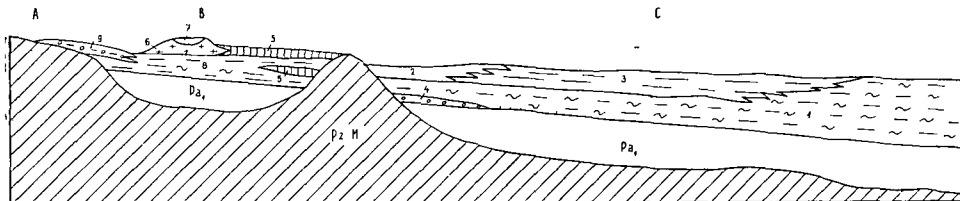
K/Ar radiometrikus méréseiből 5–6 millió év, a paleomágneses mérésekből 8 millió év, a Molluscák és a gerinces fauna alapján „importált” kor 7 millió évnek adódott

Magyarországon a pannóniai (s 1) képződmények — nagyobbrészt pleisztocén uledékekkel fedett helyzetben — az ország területének több mint háromnegyed részén (kb 75 000 km²) található meg. Csak néhány paleo—mezozoos szigethegységünk emelkedik az újkainozóos medencefelszín fölé, amelynek tengerszínhez viszonyított helyzete a pleisztocén elején lezajlott szerkezeti mozgások, az erőteljes lepusztulás és a medencefelszín azóta végbement sulylyedése következtében +79–250 m közötti. A pannóniai képződményeknek csak a medenceperemi területeken és a dunántúli dombvidéken vannak felszíni kibúvási, de ezeken kívül sokezer szénhidrogén-, víz- és egyéb ásványi nyersanyagkutató mélyfúrás rétegsorából, továbbá sokszáz korszerű szeizmikus szelvényből ismerjük kifejlődésüket.

A pannóniai (s 1) képződmények kőzettani kifejlődése egyveretű. Ezen belül is az idősebb, Peremartoni Főcsoportban és a medencebelső területen találjuk a kevésbé, a fiatalabb Dunántúli Főcsoportban, illetve a medenceperemeken az erősen változókéony rétegsorokat (2 és 3 ábra, 1. táblázat).

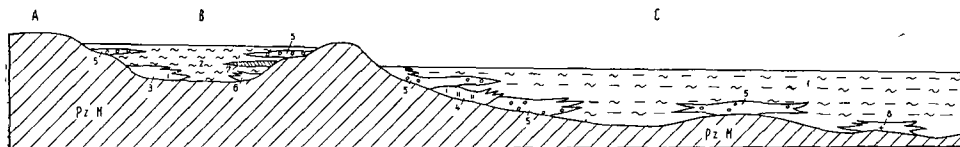
Az összlet leglényegesebb kőzetalkotó ásványai közül kőzetanyagok a kvarc, földpátok, csillámok (muszkovit, klorit, biotit), az agyagásványok (illit, klorit, szmektit), a nehézásványok (főként a metamorf eredetűek, közöttük a gránát a legjelentősebb). Autigének a kalcit, dolomit, bakteriopirit és limonit. Az összlet tehát átlagos molassz kifejlődésű.

A pannóniai (s 1) medencekitöltés vastagsága a medence kis mérete



2 ábra A Dunántúli Főcsoport fáciesegységei helyzetének elvi vázlata Szerkesztette JAMBOR Á 1984

1 Medencebelseji agyagmárga, homok, 2 hegységperemi tarka agyag, homok, 3 lignit, szenes agyag, 4 abráziós parti gyongykavics—kvarchomok, 5 édesvízi mészkő, 6 bazalttuffit, 7 alginit, 8 lagunabeli agyagmárga, homok, 9 folyóvízi tarka agyag, homok A = középhegység, B = hegységperemi laguna, C = medence, Pa₁ = Peremartoni Főcsoport



3 ábra A Peremartoni Főcsoport fáciesegységei helyzetének elvi vázlata Szerkesztette JAMBOR Á 1984

1 Nyíltvízi agyagmárga, homok, 2 lagunabeli agyagmárga, 3 hegységperemi tarka agyag, kavics, 4 medenceperemi tarka agyag, 5 abráziós parti gyongykavics, 6 lignit, szenes agyag, 7 édesvízi mészkő, 8 vulkanoszediment képződmények — A, B, C lásd a 2 ábránál P₂—M a Peremartoni Főcsoportnál idősebb képződmények

1 táblázat — Table 1

A pannoniai (s 1) képződmények közettani megoszlása (térfogat%)

Fő közettípusok	Peremartoni Főcsoport (alsó-pannoniai)	Dunántúli Főcsoport (felső-pannoniai)	Pannoniai (s 1) (95 000 km ²)
szürke agyagmárga, aleurit	70	36	58
világosszürke homok, homokkő	13	47	24
sötét- és világosszürke mészmárga, márga	8	< 1	5
sárga, zöld, szürke, tarka agyag	1	6	5
lignit, szenes agyag	1	5	3
vulkanitok (molit, dácit, trachit, bazalt, andezit)	5	< 1	3
kavics, konglomerátum	1	1	1
édesvízi mészkő	} < 1	1	} < 1
alginit (olajpala)		1	
bentonit		< 1	
diatomit		—	
dolomit	—	1	

ellenére erőteljesen-változó, a szigethegységek peremétől távolodva általában rohamosan, vagy lassan növekvő, igen változó méretű gerincekkel, hátakkal, árkokkal és süllyedékekkel erősen tagolt. A legnagyobb vastagsági értékeket az Alföld DK-i részén lévő süllyedékekben találjuk (4. ábra).

A pannóniai (s 1) összlet rétegtani fekvőjéből, a szarmata összletből általában fokozatos átmenettel fejlődik ki, de a kiemelt helyzetű területeken parakonform módon települ. A két összlet ilyenkor is azonos dőlésű, és egyaránt csokkentsósvízi — rendszerint pelites — kifejlődésű, s az uledékképződés megszakadására, vagy a szárazföldi lepusztulásra semmi jel sem utal. A részletes öslénytani vizsgálatok azonban ilyenkor a legelső biosztratigráfiai zónák hiányát bizonyítják. Ezt a településmódot egyidejű, vagy utólagos víz alatti elmosással értelmezzük. A szarmatánál idősebb képződményekre a pannóniai (s 1) összlet diszkordánsan, transzgresszíven települ. Az eddigi vizsgálatok alapján három különböző szintben és jelentős területi eltérésekkel (a Peremartoni Főcsoport középső és felső, továbbá a Dunántúli Főcsoport alsó részén) zajlott le a transzgresszió a pannóniai korban, aminek eredményeként a beltenger fokozatosan egyre nagyobb területet hódított meg.

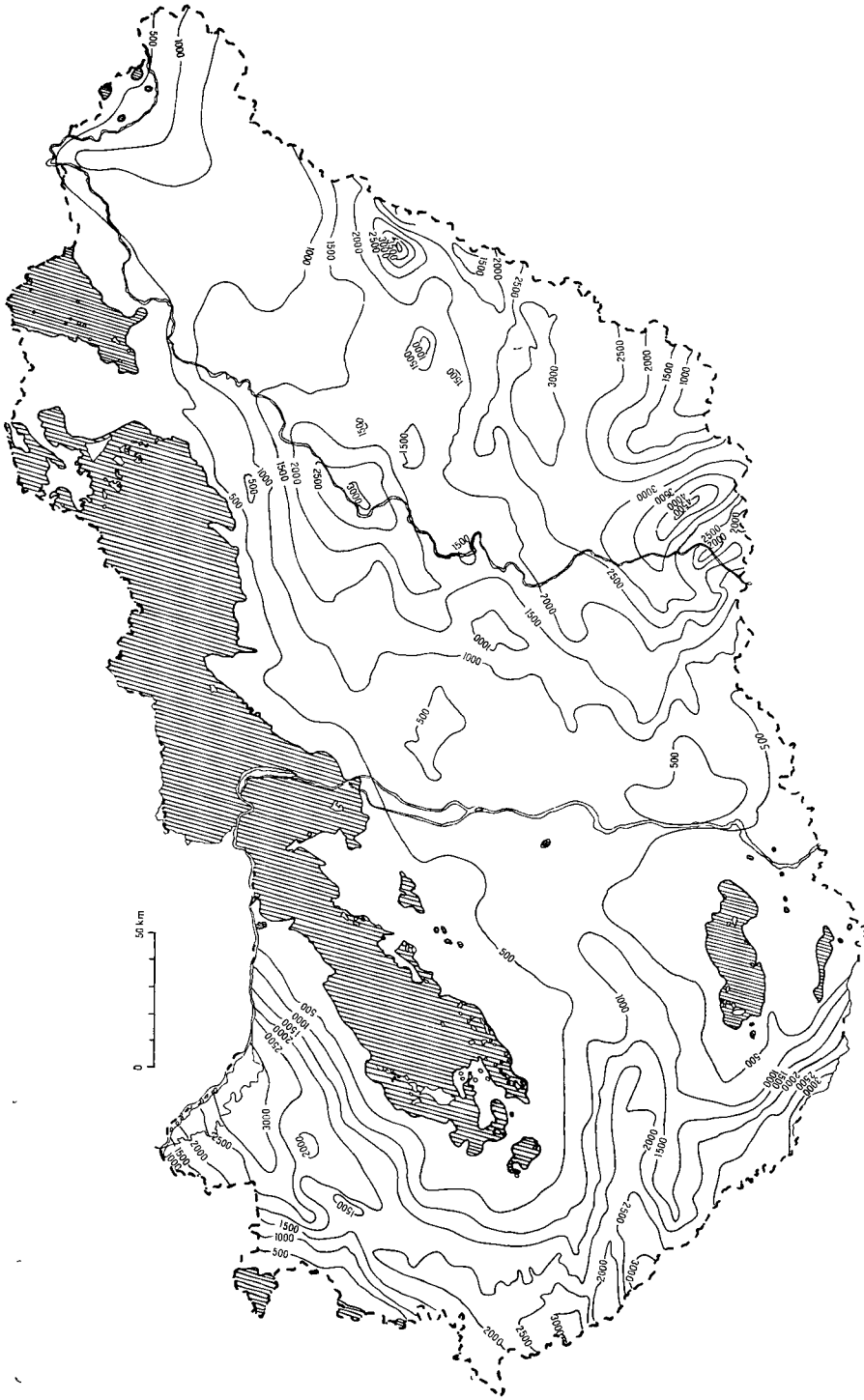
A pannóniai (s 1) összlet fedőjében, az ország területének nagyobb részén — a pannóniai végén lezajlott szerkezetalakulás, a medencekitöltés dunántúli és észak-magyarországi kiemelkedése következtében — megelőző jelentős szárazföldi lepusztulás után kissé eltérő dőléssel települ a középső- és felsőpleisztocén periglaciális sorozat (általában folyóvízi homok, kavics és losz). A mélyebb medencerészek felett a pleisztocén összlet teljes, s a pannóniaiából megszakítás (?) nélkül, azonos dőléssel és — közvetlen fekvéjéhez hasonló — fluviolakuszkus fáciesben fejlődött ki, akár a 2,4, akár az 1,8 millió éves szintet tekintjük korhatárnak.

A pannóniai (s 1) medencekitöltés kialakulásának folyamata az alábbiakban foglalható össze:

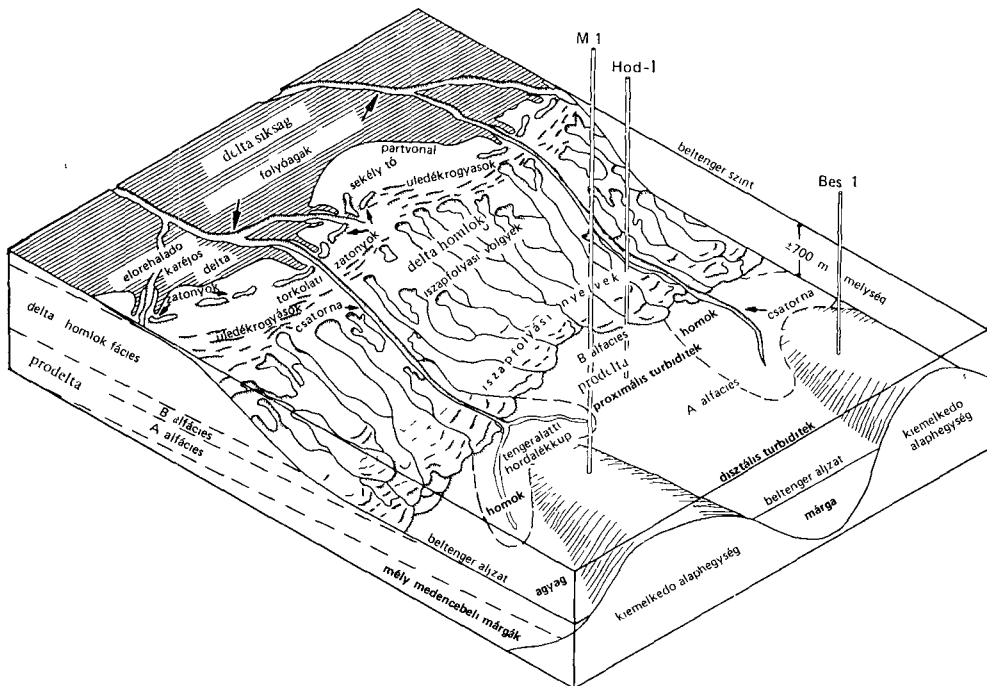
1 A szarmata végi éghajlatváltozás jelentősen átalakította a korábbi nyíltvízi pelit-medenceperemi ooidos mészkő uledékképződési rendszert. A csapadékosabbá vált időjárás tovább csökkentette a beltenger vizének sótartalmát, és mészgazdag pelites uledékképződést alakított ki az ekkor még kevésbé tagolt aljzatú medencék belsejében és a medenceperemi területeken egyaránt. Az ország ÉK-i részében újabb jelentős riolittufa kitoréssal tovább folytatódott a vulkanizmus [„legfelső riolittufa” (RADÓCZ Gy 1969)]. Ennek nyomai — vékony tufabetelepülések formájában — a Dunántúli D-i és középső részén is megvannak. A Tokaji-hegység vulkáni tomegének mélyebb részein lévő lagúnákban ekkor diatomit és bentonit rétegek alakultak ki.

2 Rövid idővel a pannóniai kezdete után végbement jelentős tektonikai változások eredményeként megélné a pannóniai medence általános, de területenként eltérő utemű süllyedése. A lepusztulási területek — az Alpok és a Ny-i Kárpátok — megemelkedtek. A nagytomegű mállási tormeléklet folyóvizek szállították a most már erősen tagolt aljzatú medencébe, s így nagy-méretű delta uledékképződési rendszer alakult ki. Észak-Magyarországon ennek megtaláljuk delta síksági kifejlődését, a medence belsejét — ahol a szeizmikus szelvények alapján a maximális vízmélység elérhette a 800–900 m-t is — a delta víz alatti részére jellemző jellemző fáciesek, a gyűjtő csatorna, a delta-lejtő, a delta előtéri turbiditék és a mélyvízi medencék uralták (5. ábra).

A tektonikai mozgásokhoz kapcsolódva a Dunántúli É-i részén trachit-, a Duna–Tisza köze D-i részén pedig bazalt vulkanizmus alakult ki, s néhány



4 ábra A pannóniai (s l) képződmények vastagsága Magyarországon Szerkesztette LENNER S 1984



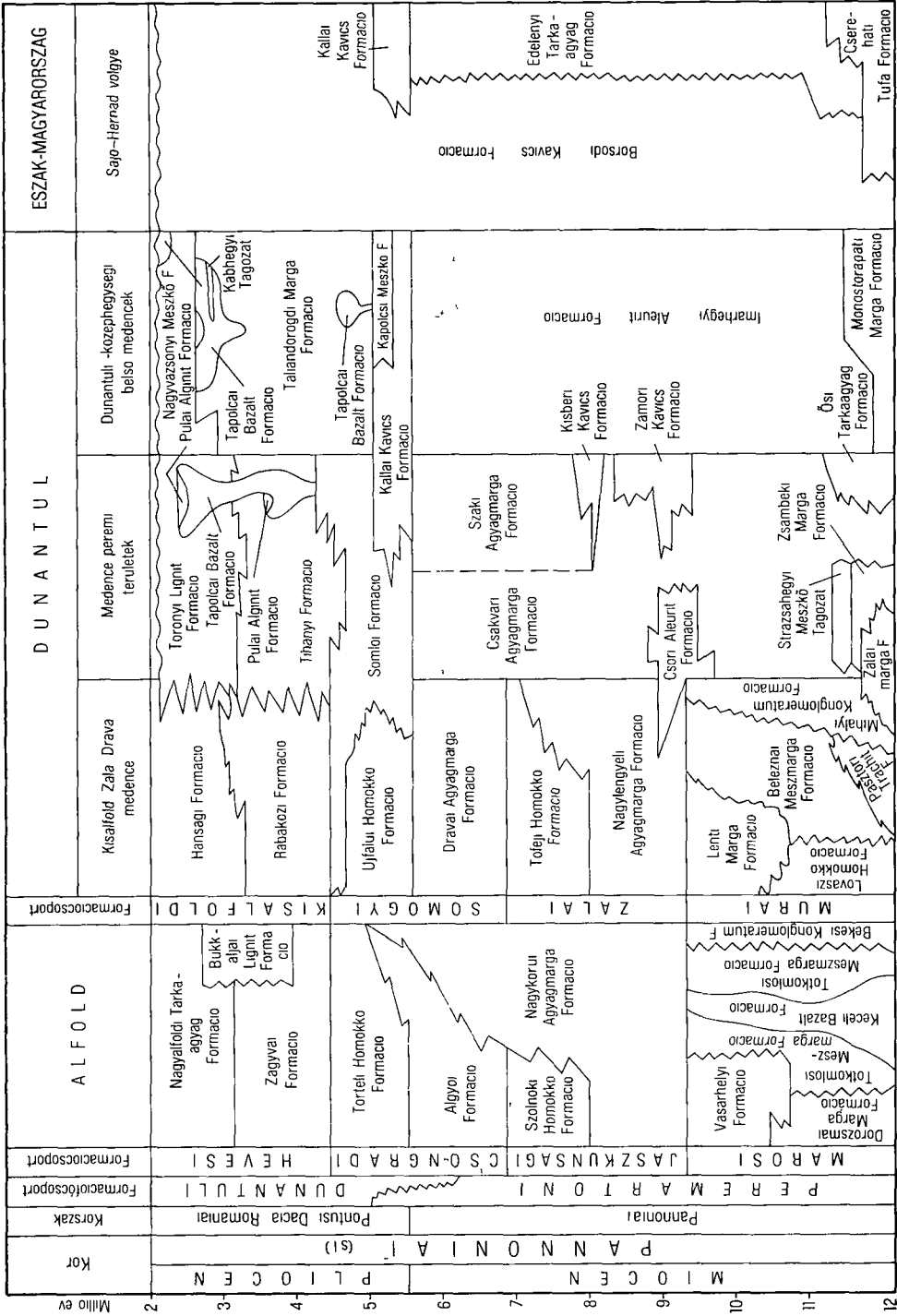
5. ábra A pannóniai (s 1) összlet általános üledékképződési rendszere Szerkesztette BÉRCZI I

km³-es tömegeket hozott létre. A medenceperemi lagúnákba és az intramontán süllyedésekbe ekkor általában még csak a lebegve szállított pelitek jutottak el, s keveredtek a speciális viszonyokat jelző biogén (diatomit, algnit) üledékekkel. Ez az üledékképződési rendszer jellemzi a Peremartomi Főcsoport felső kétharmadát.

3. A Dunántúli Főcsoport sok szempontból hasonló, de lényegesen sekélyebb vízi (200–400 m), eltérő morfológiai és éghajlati viszonyok mellett kialakult delta üledékképződési rendszer működésének eredményeként rakódott le. A medencealjzat morfológiája kiegyenlítettebbé, a lepusztulási terület tagoltabbá vált és rajta több, egyszerűsödőbbé, kevésbé agyagos málladék képződött, s így az üledékekben is megjelent a homokrétegek részaránya. A kezdetben még uralkodó delta lejtő fációs üledékeket egyre jobban kiszorították, felváltották a delta síksági, majd a szűkebb értelemben vett folyóvíz-tavi képződmények, s végül a medence feltöltődött. A delta síkságokon elsősorban a medencéből kiálló hegységek D-1 és DK-1 előterében nagyméretű mocsarak, *Taxodium* láperdők alakultak ki, ezekből képződtek a Dunántúli Főcsoport középső- és felső részére jellemző lignittelepek.

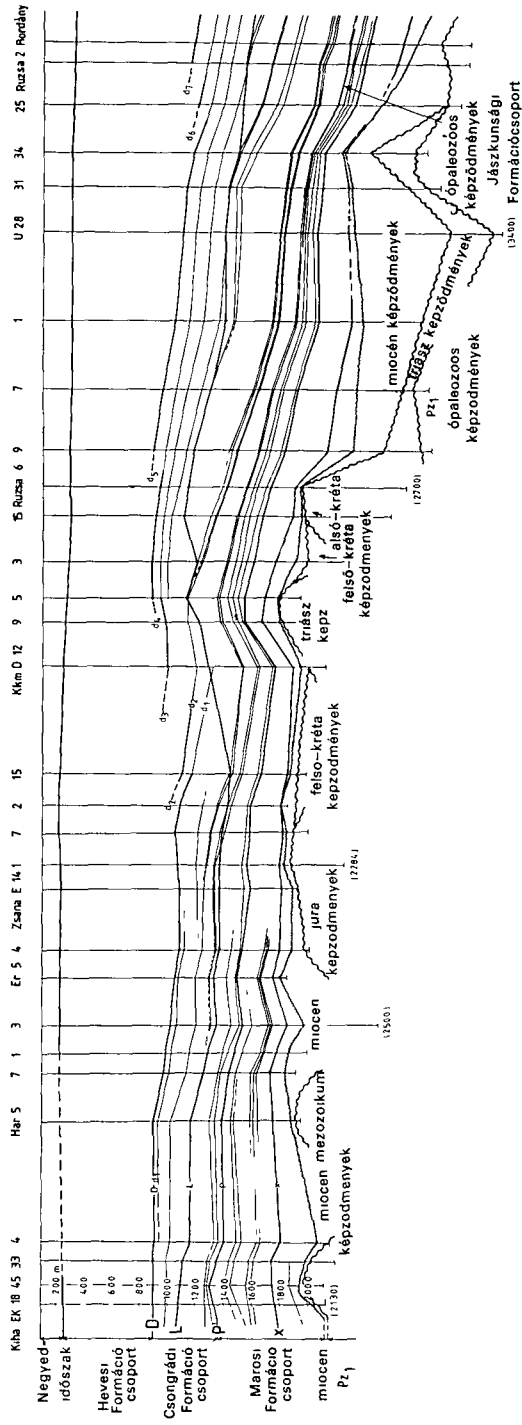
A medenceperemi területeken a Dunántúli-középhegység intramontán medencéiben a legfiatalabb pannóniai (s 1) időkben tavi–édesvízi mészkőrétegek keletkeztek.

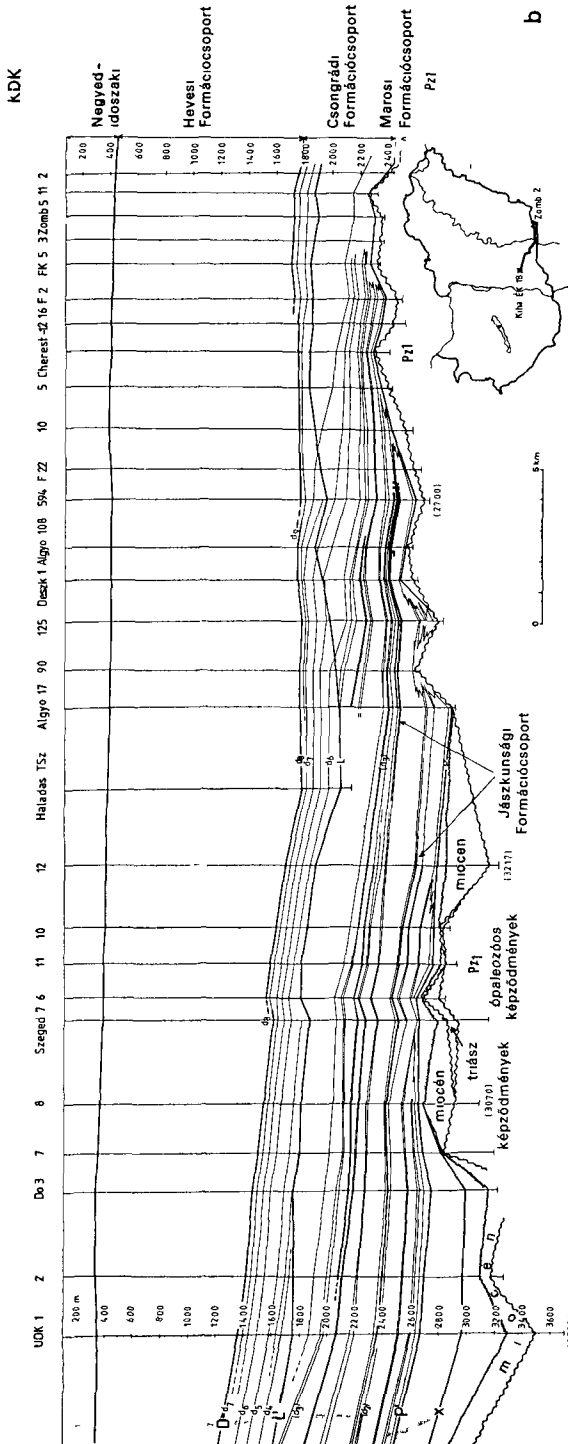
A Dunántúli Főcsoport középső- és felső szakaszának képződésével egyidejűleg a Bakonyban és a Kisalfoldon, továbbá Észak-Magyarországon több



6 ábra A magyarországi pannóniai (s l) képződmények litosztratiográfiai osztályozása (Összeállította a Magyar Rétgeológiai Bizottság Pannóniai Munkacsoportja, 1984)

NyÉNY





7a-b ábra A Duna—Tisza köze D-1 része karotlázás-sztratigráfiai szelvénye Szerkesztette GARDOS I — PAP S
 D, L, P', a = karotlázás szelvényeken jól követhető pannoniai szintek (markerek)

mint száz, onálló kitorési kozponthoz kötött, általában egyetlen kitorés eredményeként létrejött, Na-alkáli bazalttufából és rátelepülő bazaltból álló vulkáni test alakult ki. A Dunántúlon a vulkáni tevékenység uralkodóan a medence-üledékek képződésével jellemezhető területen zajlott, sőt az egyes kráterekbe benyomult tó vízében jellegzetes eutróf üledékképződés folyt és így algmit (olajpala) rétegek alakultak ki. Észak-Magyarországon a vulkáni kitorések szárazföldi lepusztulási területen zajlottak le, a pleisztocénbe is átnyúlva.

4. A pannómiai (s. 1.) üledékképződést a pleisztocén határán jelentős tektonikai mozgás szakította meg, amelynek eredményeként hegységek peremvidékek és a jelenlegi dunántúli dombvidéken lévő pannómiai képződmények kiemelkedtek, majd nagymértékű lepusztulást szenvedtek. A medence-sülyedésekben pedig tovább folyt a szárazföldi (édesvízi) üledékképződés.

A 2. és 3. pontban ismertetett két deltarendszer sok szempontból hasonló volt. A lepusztulási területeket egyaránt az Alpok, a Ny-1 Kárpátok és a K-1 Kárpátok jelentették. Az üledékanyagot innen folyóvizek szállították a medencéreszekbe, ahol a kialakult deltarendszerek É-ről, illetve ÉNy-ről fokozatosan egyre délebbre nyomultak. A fiatalabb deltarendszer a szerkezeti átrendeződések következtében sok helyen — a szeizmikus szelvényeken jól észlelhető — diszkordancia-felzárkókat vágott az idősebb pannómiai üledékekbe.

A nagytomegű, zomében az O_2-H_2S határ alatt képződött összlet sok finom eloszlású szerves anyagot tartalmaz. A medencealjazat nagymérvű süllyedését a kéreg alulról való termikus eróziója okozta. Ennek eredményeként a hőfluxus a Pannómiai-medencében az átlagos érték kétszeresére növekedett. Így a pannómiai (s. 1.) összlet már 1800–2500 m alatt a fő olajképződési zónába került, ami számos kisebb méretű földgáz- és kőolajtelep keletkezéséhez vezetett.

A pannómiai képződmények rétegtani tagolási rendszerét a 6. és a 7. ábrán mutatjuk be. Litosztratigráfiai szempontból a pannómiai összlet kettős tagolódású. Az alsó, uralkodóan pelites részt (korábban alsó-pannómiai) Peremartoni, a felsőt Dunántúli Főcsoportnak nevezzük. A Peremartoni Főcsoport alsó része márga—mészmárga, alárendelten konglomerátum és homokkő, felső része agyagmárga kifejlődésű, bár homokos és kavicsos betelepüléseket ez utóbbi is tartalmaz.

A pannómiai (s. 1.) képződmények biosztratigráfiai tagolására már a múlt század végétől a gazdag és sokszor jó megtartású Mollusca faunát használták fel, amelynek különleges pannómiai brakk jellegét a *Congeria*, *Limnocardium* és *Melanopsis* fajok uralma, továbbá a világtengerek Mollusca fauna elemeinek teljes hiánya jelenti.

Az utóbbi évtizedekben további ősmaradványcsoportok, a gerincesek, majd az Ostracodák, Thecamoebák, Diatomák, a szervesvázú mikroplankton, a Foraminiferák, a nannoplankton, a spóra—pollen, az életnyomfauna, és a szivacstú maradványok rétegtani jelentősége tisztázódott. Eközben minden egyes beltengeri csoportról kiderült, hogy egyaránt magukon hordozzák a különleges pannómiai brakk jellegét, amely általában a genusok csekély számában, de nagy egyedgazdagságban nyilvánul meg. Jelenlegi biosztratigráfiai tagolási lehetőségeinket a 8. ábrán mutatjuk be.

A Mollusca, az Ostracoda faunák és a mikroplankton flóra is — sok szempontból hasonló — négyes tagolódást mutat, amelyet egyaránt a korulmények kényszerítő hatására vezethetünk vissza.

GERINCESEK	SPÓRA-POLLEN	MOLLUSCA	THECA-MOEGA	FORA-MINI-FERA	MIKRO-PLANKTON	DIATOMAK	SZIVACSOK	ELET-NYOMOK	NANNOPLANKTON	OSTRACODA	MOLLUSCA
17											
16											
15											
14											
13											
12											
11											
10											
9											

8 ábra A pannóniai (s 1) összlet biosztratigráfiai tagolása

a) A szarmata végén — pannóniai legelején a beltenger vize sótartalmának szélsőséges, a hiperszalintól az aligsóság terjedő éles változásai rendkívül megválogatták az élővilágot Ennek következtében a pannóniai legalján fajszegény, de egyedgazdag fauna, illetve beltengeri mikroflóra alakult ki

A különleges életkorulmányokat a különböző ősmaradvány csoportok aktualisztikus jellegi alapján levonható következtetések ellentmondásai élesen jelzik A mikrop plankton flóra szubtrópusi lagúna korulmányokat, a Foraminiferák hideg vizet, az Ostracoda fauna előbb erősen változó sótartalmat, majd édesvizet, a nannoplankton, a szerves vázú mikrop plankton, a triaxon szivacsok és a Foraminiferák még mindig jelentős sótartalmú vizet, a Molluscák pedig (a szarmatához viszonyítva) a víz sótartalmának jelentős csökkenését jelzik Mindebből egy rendkívül markáns őség-hajlati eseményre következtethetünk *

b) A pannóniai legaljának e különleges élővilágát váltja fel a fajgazdag beltengeri pannóniai brakk élővilág, amelynek ősei egyrészt a K-1 Paratethysből ingredáltak és itt a pannóniai medencerendszerben elterjedve érték meg virágkorukat, másrészt túlélve a szarmatavégi jelentős változásokat, tovább gazdagították a 2 szint élővilágát

c) Az élővilág következő nagy változása többnyire egybeesik a Peremartoni és a Dunántúli Főcsoport litosztratigráfiai határával, amikor az előbbi, uralkodóan pelites uledékképződését felváltja a pelit—homok lerakódás egyensúlya Az ezzel együtt mutakkozó élővilág-változás egyértelműen a beltenger vize sótartalmának jelentős és viszonylag gyors csökkenését bizonyítja.

d) A még mindig sós vizű beltenger a lepusztulás megélénkülése következtében lényegében feltöltődött, s a csökkent sós vizű élővilágot édes vizű (taví—folyóvízi) szárazföldi élővilág váltotta fel, amely a pleisztocén élővilágától alig különbözik, biztos elhatárolásuk ezért egyelőre megoldatlan A feltöltődés medencerészenként eltérot utemben zajlott le

A medenceperemi rétegsorokban a rétegtani tagolásra a Mollusca, az Ostracoda és a mikrop plankton maradványok a legjobbakk A medencebelseji vastag rétegsorok értékelését a maradványoknak a vízmélység és a rosszabb megőrződési feltételek miatt ritkasága jelentősen nehezíti

A gerinces, a nannoplankton, a Foraminifera, a Thecamoeba, a Diatoma, spóra—pollen és életnyom maradványok sokszor nyújtanak értékes támogatást egy-egy rétegoszlet besorolásához, de alkalmazásuk a leletek egyedi előfordulása miatt nem válhat általánossá

A medencebelseji területeken a karottázis markerek, a korszerű szeizmikus szelvények és az uledékképződési trendanalízis segítségével is jól sztratigráfálható a pannóniai (s 1) osszlet Szeizmikus sztratigráfiai módszerekkel, szisztematikus reflexió végződésék alapján a pannóniai osszletben három diszkordancia felület többé-kevésbé rendszeres jelenlétét állapították meg

1 A legidősebb a pannóniai képződmények bázisán a medencealjzat kiemelt területeinek nagy részén megjelenik, akár alaphegységre, akár idősebb neogén képződményekre települ A vastagabb neogén sorozattal kitöltött mély sullyedékek (Makói-arok, Dráva-medence, Kisalföld, Derecskei-arok, Jászsági

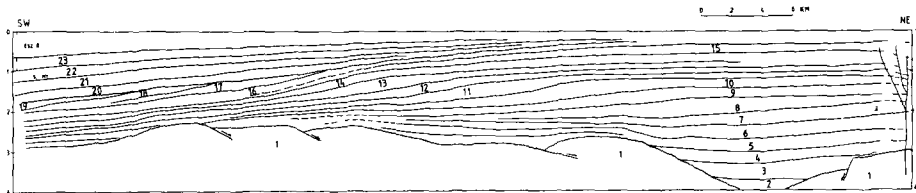
* Nyaron szélsőségesen forró es száraz, telen pedig rendkívül csapadékos éghajlat alakult ki a szarmata száraz, meleg éghajlatával szemben

sullyedék) viszont folyamatos szarmata—pannóniai uledékfelhalmozódással jellemezhető, ahol ez a felszín jól korrelálhatóan konkordáns réteghatárba megy át

2 Az előrehaladó pannóniai deltafronthoz kötődő víz alatti uledékáthalmazás, uledékeltömés eredményeként lokális, többé-kevésbé eltérő korú diszkordancia felületek jöttek létre

3 A legfiatalabb, a pannóniai (s 1) és pleisztocén összlet között, ugyancsak a kiemelt területek felett jelölhető ki, míg a sullyedékekben ez konkordáns határfelületekhez kapcsolódik

A szeizmikus reflexiós paraméterek alapján a pannóniai medencekitöltésben jól azonosíthatók a korábban földtani adatok segítségével kijelölt szintek, illetve fáciesek Az *A* szeizmikus fácies egység a bazális és a mély medence fáciest, a *B*, *C* szeizmikus egységek az elődeltát (turbidites sorozatot), a *D*₁ szeizmikus egység a delta lejtőt, a *D*₂ egység az előrehaladó delta frontot, az *E* a delta síksági, lagúna fáciest, az *F* a folyóvízi—tavi, szárazföldi fácieseket képviseli A párhuzamosítás ábrázolására mutatjuk be Kelet-Magyarország egyik jellemző szeizmikus szelvényét (9 ábra)



9 ábra A derecskei sullyedék csapásirányú szeizmikus szelvénye (BERKES Z, POGÁCSÁS GY, SZANYI B 1983 nyomán)

1 A neogén összlet fekvő képződményei, 2—23 neogén uledékképződési egységek

A pannóniai (s 1) összlet tektonikai szempontból viszonylag nyugodt A morfológiailag eredetileg is tagolt aljzat, a pelites kőzetek nagy részaránya és az összlet jelentős vastagsága következtében legjellemzőbb szerkezeti elemek a települt boltozatok, amelyek általában 5—10 km (kivételesen 35 km) hosszúak és 1—2 km, kivételesen 10 km szélesek Ezek peremi területein gyakoriak az 5—10 m-es, ritkábban 50—100 m-es elvetési magasságú vetők, amelyek alulról felfelé fokozatosan elhalnak A szeizmikus szelvények alapján ugyancsak jellemző szerkezeti elemek a medencekitöltés tomorodése következtében kialakult, az előbbieknél kisebb méretű, lefelé elhaló vetők

A Mecsek hegység D-1 és É-1 peremét lezáró feltolódási zónák a Dunántúli Főcsoport rétegeit is harántolják, itt pikkely-szerkezetek ismertek

A pannóniai (s 1) képződményeit harántoló legjelentősebb torési zóna — amely mellett elsősorban vízszintes eltolódás ment végbe — több tíz kilométer hosszan követhető az ország K-1 határától (Kismarjától) NyDNY-1 irányban

Gyűrt szerkezeti elemek jelenlétét az ország DNY-1 részén valószínűsíthetjük, ahová Jugoszláviából átnyúlnak a K—Ny-1 csapású ún Száva redők, s beleolvadnak a zala-medencei települt boltozatokba (budafai, lovászi stb. szerkezetek)

A pannóniai összlet nyersanyagkutatási szempontból az ország egyik legfontosabb képződménye. Benne található a hazai kőolaj- és földgáz-előfordulások 60%-a. Jelentős lignit, ivóvíz és hévíz tartalékaink is itt vannak. A nem érces ásványi nyersanyagok közül a kvarchomok, a bentonit, az olajpala, a kaolin, a diatomit és az építőanyag (agyag, homok, kavics) érdemel említést.

IRODALOM – REFERENCES

- ÁRVA-SOS E – BALOGH K – HAMOR G – JÁMBOR Á – RAVASZ-BARANYAI L 1983 Chronology of Miocene pyroclastics and lavas of Hungary – *Ann Inst Geol Geof* 61 353–361
- BALÁZS E et al 1981 Molasse Formation in Hungary – *Földt Int Alk Kiadv* 56–77
- BALOGH K 1973 A del-alfoldi neogen transzgressziós retegsorok üledékjegyei – *Földt Kozl* 103 251–264
- BARTHA F 1959 A Balaton környéki felsőpannóniai korú képződmények finomrétegtani vizsgálatának földtani eredményei – *Földt Kozl* 89 23–36
- BARTHA F 1971 A magyarországi pannon biosztratigráfiai vizsgálata – In A magyarországi pannonkori képződmények kutatása 9–172
- BONA J – GAL M 1985 Kalkiges Nannoplankton im Pannonien Ungarns – *Chronostratigraphie und Neostriatotypen Miozan M₆ Pannonien* 482–515
- DANK V – JÁMBOR Á 1985 Übersicht der pannonischen Ablagerungen in Ungarn – *Chronostratigraphie und Neostriatotypen Miozan M₆ Pannonien* 158–160
- ELSTON D P – HAMOR G – JÁMBOR Á – LANIÓS M – RONAI A 1985 Magnetostratigraphy of Neogene strata penetrated in two deep boreholes in the Pannonian Basin. Preliminary results – *Geofiz Közlem* 31 75–88
- GAJDOS I – PÁF S – SOMFAI A – VOLGYI L 1983 Az alföldi pannóniai (s 1) képződmények litosztratigráfiai egységei – *Földt Int Alk Kiadv*
- HAJOS M 1985 Diatomeen des Pannonien im Ungarn – *Chronostratigraphie und Neostriatotypen Miozan M₆ Pannonien* 534–585
- HALMAI J – JÁMBOR Á – RAVASZNE BARANYAI L – VETO I 1982 A Tengelec-2 sz. fúás földtani eredményei – *Földt Int Évk* 65 4–113
- HAMOR G 1984 Paleogeographic reconstruction of Neogene plate movements in the Paratethyan realm – *Acta Geol Hung* 27 (1–2) 5–21
- HAMOR G – RAVASZ-BARANYAI L – BALOGH K – ÁRVA-SOS E 1979 K-Ar dating of Miocene pyroclastic rocks in Hungary – *Ann Geol Pays Hellén, Hors Serie* 2 491–500
- HORVATH F – DOVENYI P – LIEBE P 1981 Geothermics of the Pannonian basin – *Earth Evol Sci* 1 285–391
- HORVATH F – ROYDEN L 1981 Mechanism for the formation of the intra-Carpathian basins: a review – *Earth Evol Sci* 1 (3–4) 307–316
- JASKO S 1966 A középdunai pliocen medence lignitlepeinek terbeli elterjedése és rétegtani szintezése – *Földt Kut* 9 3–9
- JÁMBOR Á 1980 A Dunántúli-középhegység pannóniai képződményei – *Földt Int Évk* 62
- JÁMBOR Á 1980 A pannóniai képződmények rétegtanának alapvonatkozásai – *Ált Földt Szemle* 14 113–124
- JÁMBOR Á 1980 Szigethegységeink és környezetük pannóniai képződményeinek facies-típusai és ősföldrajzi jelentőségük – *Földt Kozl* 110 498–511
- JÁMBOR Á – PARTENYI Z – SOLTÍ G 1981 A dunántúli bazalt vulkanitok földtani jellegei – *Földt Int Évi Jel* 1979-ről 225–239
- JÁMBOR Á – PARTENYI Z – RAVASZ-BARANYAI L – SOLTÍ G – BALOGH K 1980 K/Ar dating of basaltic rocks in Transdanubia, Hungary – *ATOMKI Közlem* 22 173–190

- KORECZ A 1971 Die Ostracodenfauna des Zsámbéker Becken — Chronostratigraphie und Neostatotypen Miozan M₆ Pannonien 173—176
- KLEB B 1973 A meeseki pannon földtana — Földt Int Évk 53 747—943
- KORPÁS-HÓDI M 1985 Die Mollusken-faunen an den Gebirgsrändern im Pannonien von Ungarn — Chronostratigraphie und Neostatotypen Miozan M₆ Pannonien 161—172
- KORPÁSNÉ HÓDI M 1986 A magyarországi fiatal neogen képződmények korrelációs lehetőségei — Geol Hung Ser Geol 69 424—435
- KÓROSSY L 1971 Melyföldtani és fejlődéstörténeti vázlatok a magyarországi pannonból — In A magyarországi pannonkori képződmények kutatásai 199—221 Budapest
- METTICK R — RUMPLER J — PHILLIPS R L 1985 Seismic stratigraphy of the Pannonian Basin in South-eastern Hungary — Geof Kozlem 31 13—54
- NAGY E — PLANDEROVA É 1985 Palynologische Auswertung der Floren des Pannonien — Chronostratigraphie und Neostatotypen Miozan M₆ Pannonien 586—615
- POGÁCSAS GY 1984 Results of Seismic stratigraphy in Hungary — Acta Geol Hung. 27 (1—2) 91—108
- POGÁCSAS GY — VOLGYI L 1982 Correlation of the E-Hungarian Pannonian Sedimentary Facies on the basis of CH-prospecting seismic and Well-log sections — 27th Int Geophys Symposium Proc A (1) Bratislava
- RADOCZ GY 1969 Elosztes jelenites a cseréhati alapfűrasok eredményeiről — Földt Int Évi Jel 1967-ről 281—283
- RÓNAI A 1981 Magnetostratigraphy of Pliocene-Quaternary sediments in the Great Hungarian Plain — Earth Evolution Sciences 1 (3—4) 265—267
- RÉVESZ I 1980 Az Algyő-2 telep földtani felépítése, uledékföldtani heterogenitása és ösföldrajzi viszonyai — Földt Kozl 110 512—539
- ROYDEN L H — HORVATH F — BURCHFIELD B C 1981 Transform faulting, extension and subduction in the Carpathian Pannonian region — Geol Soc Am Bull
- SCHREIBER O S — FUCHS R — KÓVÁRY J 1985 Die Silicoplaacentinen-Fauna des Unteren Pannonien in Mittleren Donaubecken Österreichs und Ungarns — Chronostratigraphie und Neostatotypen Miozan M₆ Pannonien 464—481
- STRAUSZ L 1941 A dunántúli pannon szintezése — Földt Kozl 71 220—235
- SUMEGHY J 1939 A győri-medence, a Dunántúl és az Alföld pannóniai uledékeinek összefoglaló ismertetése — Földt Int Évk 32 67—157
- SUTÓ-SZENTAI M 1985 Die Verbreitung organischer Mikroplankton-Vergesellschaftungen in den pannonischen Schichten Ungarns — Chronostratigraphie und Neostatotypen Miozan M₆ Pannonien 516—533
- SZADECKY-KARDOSS F 1938 Geologie der rumpfungarlandischen Kleinen Tiefebene — Mitteilungen der Berg u Hutten Abt Univ Sopron 10 (2)
- SZELES M 1971 A Nagyalföld medencebeli pannon képződményei — In A magyarországi pannonkori képződmények kutatásai Budapest 253—344
- VITALIS I 1951 Sopron környeke szarmáciai és pannóniai-pontusi uledékeinek kovuletei — Földt Int Évk 40 (1) 3—75
- VOLGYI L 1965 A Nagyalföld középső részének mélyföldtani vizsgálata — Földt Kozl 95 140—163

JAMBOR Á — HAJOS M — KORDÓS L — KORECZ A — KORECZNÉ LAKY I —
KORPÁSNÉ HÓDI M — NAGY E
M Áll Földtani Intézet Budapest, Népstadion út 14
H—1143

BALAZS E — BERCZI I — KÓVÁRY J — NUSSZER A — SZÉLES M
Magyar Szénhidrogénipari Kutató-Fejlesztő Intézet Százhalombatta, Pf 32
H—2443

BALOGH KADOSA

Magyar Tudományos Akadémia Atommag Kutató Intézete Debrecen, Bem ter 18/c
H-4026

BÓNA J —SUTÓNE SZENTAI M

Országos Földtani Kutató-Fűrő Vállalat Központi Anyagfeldolgozó Laboratóriuma
Komló, Kossuth Lajos u 1
H-7300

GAJDOS I —PAP S —SZALAY Á

Kőolajkutató Vállalat Szolnok, Mészáros Lőrinc u 2
H-5000

GEIGER J —RÉVÉSZ I

Magyar Szénhidrogénipari Kutató Fejlesztő Intézet Szeged, Pf 30
H-6701

HORVATH F

Eotvos Lorand Tudományegyetem, Geofizikai Tanszék
Budapest, Kun Bela ter 2
H-1083

MÉSZÁROS L —NÉMETH G

Kőolaj és Földgázbányászati Vállalat Nagykanizsa, Szabadság tér 22
H-8801

POGÁCSAS GY —RUMPLER J

Geofizikai Kutató Vállalat Budapest, Gorkij fasor 42
H-1068

SZENTGYÖRGYI K

Magyar Szénhidrogénipari Kutató-Fejlesztő Intézet Szolnok, Munkasőr u 43
H-5000

VOLGYI L

Országos Kőolaj és Gazipari Tröszt Budapest, Schönheiz Z u 18
H-1117GENERAL CHARACTERISTICS OF PANNONIAN (S L)
DEPOSITS IN HUNGARY

by

Á JÁMBOR—E BALÁZS—KADOSA BALOGH—I BERCZI—J BONA—F HORVATH—
I GAJDOS—J GEIGER—M HAJOS—L KORDOS—A KÖRECS—I KÖRECS-LAKY—
M KÖRPÁS-HODI—J KÖVÁRY—L Mészáros—E NAGY—G NÉMETH—
A NUSSZER—S PAP—GY POGÁCSAS—I REVÉSZ—J RUMPLER—
M SUTÓ-SZENTAI—Á SZALAY—K SZENTGYÖRGYI—M SZÉLES—L VOLGYI

UDC 551 782 13(439)

Keywords phylogeny, paleogeography, sedimentation, igneous rocks, mineral resources, Pannonian, Pliocene, Upper-Miocene, Hungary

For the English text see Ann Inst Geol Publ Hung 70 155—167

A JÁNOSHALMA Jh. 1. SZ ALAPFŰRÁS FOLDTANI ÉS VÍZFOLDTANI EREDMÉNYEI

FRANYÓ FRIGYES

M Áll Földtani Intézet Budapest, Népstadion út 14
H-1143

ETO 556 3 + 551 782 1 (439 14)

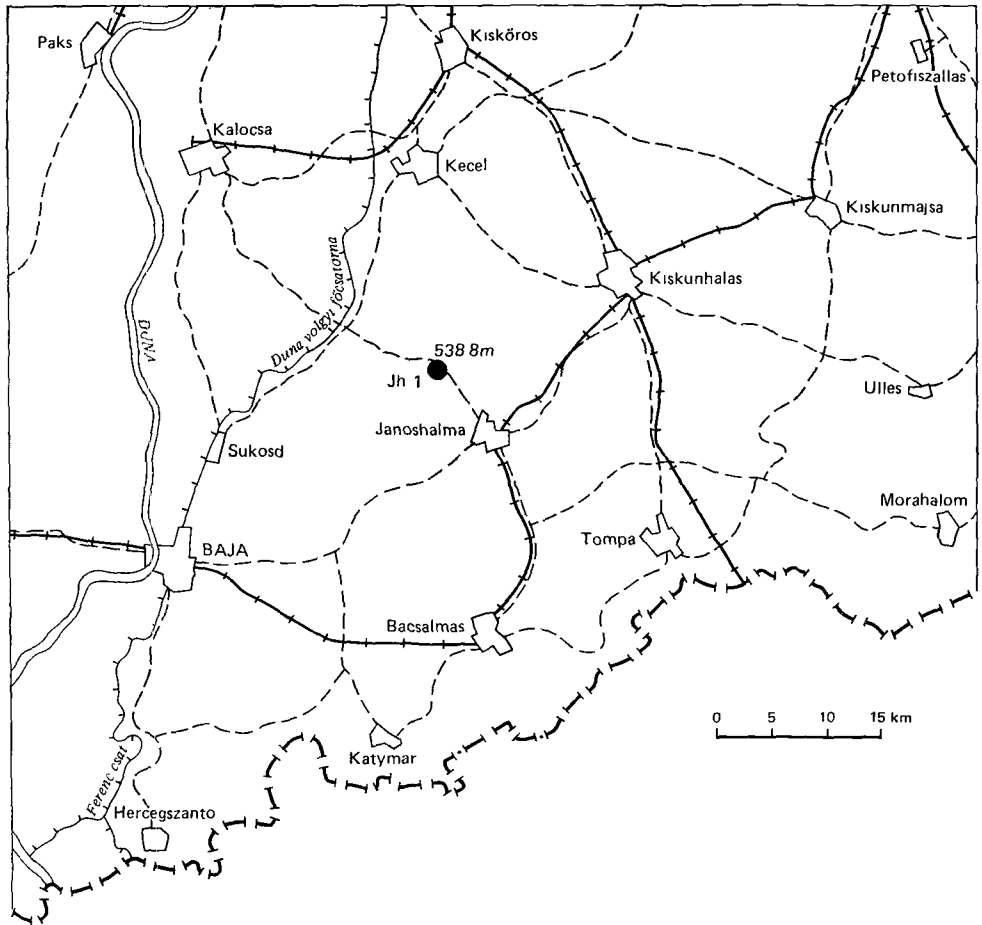
T á r g y s z a v a k uledékföldtan, őslénytani, hidrogeológia, homok,
miocén, pannóniai, fűrés, Jánoshalma, Alföld

A fűrésra az 1964-ben megkezdett részletes Alföld-kutatás mélyfűrés munkálatai kapcsán került sor 1980-ban Tervezett mélysege 800 m volt, s e mélységig remeltük elérni a kvarter, pannóniai és miocén uledéksorok alatt a mezozoós (kréta vagy triász) képződményeket A fűrés egy nagyjából Ny—K-1 irányú gravitációs maximum tetőreszehez közel jelöltük ki A mezozoós képződmények elérése nagyban novelte volna a fűrés földtani és vízföldtani értékét, ugyanis ezekre a rétegekre is terveztünk rétegvízfigyelő kutat telepíteni, hogy a bennük lejátszódó vízmozgási folyamatokat összehasonlíthassuk az alföldi laza uledékekben szamos helyen már évek óta ismert vízmozgásokkal A fűrés azonban 538,8 m-ben abbamaradt, ugyanis az alsó-pannóniai agyagmarga összlet alatt települő közép- és durvaszemű, miocénkori (szarmata) puha homokkőösszletből gázkitorés következett be és így a további fűrés munkálatokat a Szolnoki Kerületi Bányaműszaki Felügyelőség leállította A 460,8 m-ig 165 mm atmérővel már lecsovezett és palástcementezett furatot a felszínig fel kellett cementálni, s még a felsőbb szakaszokban sem engedtek meg egy-egy jó vízadó réteg jet perforálásos megnyitását hidrodinamikai kivizsgálás céljából Így lett a fűrés a miocént éppen csak elérő, 538,8 m talpmélységű

A fűrés maganyagának feldolgozása

A felszíntől 538,8 m mélységig folyamatos magvétellel mélyült fűrés kútűző, 98%-os magkihozattal szolgáltatott Az anyag feldolgozása a fűrés menetével párhuzamosan a helyszínen történt A csaknem hiánytalan magkihozattal igen részletes és folyamatos makroszkópos leírást és sokirányú uledékföldtani és őslénytani feldolgozást tett lehetővé A fűrés maganyagából elvégzett vizsgálatok

Szemcseösszetétel	571 db
CaCO ₃	571 db
pH	571 db
Mikromineralógia	51 db
Koptatottság	59 db
DTA-DTG	32 db
Színképelemzés	32 db



1 ábra A Janoshalma 1 sz. fúras helyszínrajza

Fig. 1 Location of borehole Janoshalma 1

Termikus vizsgálat	2 db
Scanning	64 db
Mollusca	47 db
Ostracoda	294 db
Palynológia	267 db
Vízelemzés	14 db
Vékonycsiszolat	1 db

E nagyszámú vizsgálat sor a harántolt osszlet pontos korbesorolását, az uledékképződési folyamatok és ösfoldrajzi viszonyok részletes megismerését és értékelését tette lehetővé

A fenti mintaanyagot részben a Síkvidéki osztály szolnoki uledékfeldtani laboratóriumában (BÁTOR J -NÉ), részben az Intézet központi laboratóriumában dolgozták fel intézeti (BODOR E, KROLOPP E, KORFÁSNÉ HÓDI M,

MIHÁLTZNÉ FARAGÓ M., RAVASZ CS., VARGÁNÉ BARNÁ ZS., VÍG A.-NÉ) és intézeten kívüli specialisták [Ostracoda-fauna (SZÉLES M. SZKFI), a homokminták scanning vizsgálatára (BORSY Z. KLTE Debrecen)]

A harántolt uledékösszlet jellemzése

Miocén (szarmata) képződmények 538,8–538,40 m (Ms)

Fúrásunk legalsó, mindössze csak 40 cm-es összelete tartozik ide. Anyaga apró-, közép- és durvaszemű homok, ill. laza homokkő. Korát egyrészt a benne talált Ostracoda fauna igazolja (5 tábl.), másrészt anyagának mikromineralógiai összetétele, amely lényegesen eltér a sokfelől megismert pannóniai és pleisztocén képződmények homokjaitól (1, 2 tábl., 2 ábra).

Alsó-pannóniai képződmények 538,39–337,00 m (Pa₁)

A miocén homokkőn eozóios diszkordanciával települnek. Anyaguk tomor, homogén agyagmárga—márga, melyet csak néhány igen vékony kőzetlisztes finomszemű homokréteg tagol. Ezeket sem a szelvény, sem a szemcsegrafikon léptékében nem ábrázolhattuk. Az összelet csak helyenként rétegzett, zömében igen finoman vagy durvábban laminált, mikro- és makrokagylós torésű. Az összelet lerakódása során mind a vízmélység, vízminőség, áramlási viszonyok, mind pedig a partok helyzete (uledékbehordódás) hosszú időn át alig változott. Ezt a nagyon egyenletes kőzetjelleg mellett a benne előforduló fossziliák igen egyenletes eloszlása is igazolja (igen finom szenesedett növényi tormelék, Mollusca toredékek, Ostracodák, halmaradványok, úszótuska, fog, csigolya és pikkelytoredékek, valamint a pollentartalom). A sok szenesedett, finom növényi tormelék mellett sok a vékony, 1–4 cm hosszúságú gyoker- vagy szármaradvány is. Többfelé jól felismerhetők az egykori iszaplakók járatnyomai.

Az összelet mésztartalma viszonylag nagy, felfelé enyhén csökkenő tendenciával, néha 30–40% fölé kiugró értékekkel. Elvértve néhány apró mészcsovány, -gob is található benne. Színe a pannóniakra jellemző középszurke, néhol sötétebb szurke (huminites szint, 2 ábra). Az egész márga-, agyagmárga összelet folyamatos, megszakítatlan uledékképződés eredménye, uledékhiány (diszkordancia) nem ismerhető fel benne.

Felső-pannóniai képződmények 337,0–165,6 m (Pa₂)

Változó, agyagos—kőzetlisztes és homokos kifejlődésű összelet. Alsó 20 m-re átmeneti uledéksor, az alsó-pannóniai márga—agyagmárga összelet fokozatosan megy át finomhomokos—agyagos—kőzetlisztes rétegekbe, amelyek mésztartalma is jelentősen csökken. Az összelet nagyobb része agyagos—kőzetlisztes rétegekből áll, melyek homoktartalma 5–25% körüli finom- és aprószemű homok.

A vastag homokrétegek anyaga finom- és aprószemű, kevés középszemcsével, a felső szakaszon középszemcséjű, kevés durvaszemű anyaggal. Jól rétegzettek, sok finom, szenesedett növényi tormeléket tartalmaznak. Anyaguk laza, széteső, esetenkénti 15–25°-os keresztarétegzési dőlések is megfigyelhetők. Általában meszesek, szórtan apró mészkonkréciókat is tartalmaznak.

A kőzetliszt- és agyagrétegekben több sötétszurke, feketésszurke mocsári

**A Jánoshalma 1 sz furás szelvényének
Micromineralogical data (heavy minerals)**

Sorszám	Mélység (m)	Kor	Nehezsávsúly (súly %)	Vizsgált frakció																
				Törmeléktes																
				hematit	magnetit ilmenit	leukoxen	rutil	gránát	cirkon	dsziten	staurolit	titánit	turmalin	epidot, pszidáot	klinozoizit	zoizit	piromonit	hiperszién	angit	egyéb piroxen
1	4,00–6,00		2,92	—	9	4	1	26	1	1	—	—	3	17	3	1	—	8	—	—
2	8,20–11,35		3,66	—	9	3	1	26	1	1	—	—	4	10	—	1	—	4	—	—
3	13,90–16,00		3,11	—	6	4	sz	39	sz	3	—	—	2	11	1	1	—	7	—	—
4	26,00–29,50		3,12	—	6	4	1	33	1	1	—	—	3	16	3	—	—	6	sz	—
5	35,00–36,88		4,08	—	4	2	—	21	sz	2	—	—	3	25	2	—	—	1	1	—
6	48,70–51,00		2,43	—	4	5	—	22	2	2	—	—	5	29	1	—	—	2	—	—
7	59,97–61,10		1,24	—	6	2	—	41	—	2	1	—	7	19	3	1	—	—	—	—
8	68,70–71,35		2,86	—	3	6	—	16	1	1	—	sz	3	16	3	sz	—	1	sz	—
9	78,40–81,70		3,4	—	12	4	—	34	—	1	—	—	3	18	—	—	—	2	—	—
10	86,53–88,60		4,18	—	8	2	1	21	—	1	1	—	2	24	2	—	—	—	—	—
11	95,00–98,11		2,32	—	6	1	—	21	—	2	—	—	1	25	3	1	—	—	—	—
12	103,10–105,90		2,13	—	8	2	—	15	—	2	—	—	7	22	3	—	—	—	—	—
13	110,00–112,73	Q _p	4,31	—	10	2	—	10	1	1	1	—	1	25	10	1	—	—	—	—
14	117,40–120,80		3,2	—	6	3	—	28	2	2	—	—	1	23	5	1	—	2	sz	—
15	121,30–124,80		1,89	—	3	5	—	35	2	1	—	—	3	24	1	1	—	2	sz	—
16	123,40–123,60		2,53	—	10	7	—	31	1	1	—	—	3	24	2	—	—	—	—	—
17	124,80–126,00		6,08	—	2	3	—	35	1	1	—	—	3	22	6	1	—	1	—	—
18	128,72–130,00		8,34	—	7	11	—	18	1	2	—	—	1	27	5	—	—	2	—	—
19	130,00–131,60		5,51	—	—	—	—	3	—	—	—	—	—	12	2	—	—	—	—	—
20	134,60–139,90		5,27	—	—	—	—	1	—	1	—	—	—	4	1	—	—	—	—	—
21	139,90–144,80		2,43	—	7	3	—	45	—	2	—	—	2	19	1	1	—	4	—	—
22	144,80–148,93		4,11	—	4	10	—	6	1	2	1	—	4	30	2	2	—	1	—	—
23	148,93–150,40		5,37	—	6	3	—	12	—	3	—	sz	6	14	1	—	—	7	—	—
24	150,40–152,40		5,33	—	4	1	—	22	—	1	—	—	2	15	2	—	—	9	—	—
25	153,00–157,30		6,92	—	7	3	—	6	—	2	—	1	2	8	3	—	—	6	2	—
26	157,30–162,80		4,83	—	6	4	—	10	—	3	—	1	2	11	1	1	—	3	—	—
27	162,80–164,00		4,67	—	3	5	—	9	—	1	—	—	1	15	—	1	—	1	—	—
28	164,00–165,38		6,15	—	6	5	—	19	sz	1	—	1	3	25	3	2	—	4	—	—

1 táblázat — Table 1

mikromineralógiai adatai (nehézasványok)
of borehole Jánoshalma 1

0,1—0,2 mm Ø														Összesen	limonitos-kovás osnadrány	Megjegyzés
antofilit	aktinolit	tremolit	zöld amfibol	oxamfibol	biotit	klorit	kloritoid	Epigen								
								apatit	barit	limonit	pirit	karbonát	dolomit			
1	—	1	3	1	—	10	—	—	sz	8	2	—	—	100	4	koptatott
2	1	1	6	—	1	23	—	—	sz	2	4	—	—	100	—	koptatott
2	1	1	4	1	2	8	—	—	—	6	1	—	—	100	2	koptatott
2	—	—	7	—	—	10	1	—	—	3	3	—	—	100	1	koptatott
2	—	1	6	—	2	21	1	—	—	3	3	—	—	100	—	éles + koptatott szemcsék
2	—	1	3	—	1	16	—	—	—	5	—	—	—	100	—	éles + koptatott szemcsék
sz	—	1	9	1	—	3	sz	—	—	1	3	—	—	100	1	kisse szilánkosabb
1	1	2	6	1	1	27	—	—	—	10	1	—	—	100	—	erősebben koptatott
2	—	2	4	—	2	12	—	—	—	3	1	—	—	100	—	mállott, koptatott
3	—	3	4	—	2	19	—	—	—	3	4	—	—	100	6	szilánkos és koptatott szemcsék
2	2	—	11	—	1	18	—	—	—	3	3	—	—	100	—	szilánkos és koptatott szemcsék
4	4	2	8	—	3	11	—	—	—	6	3	—	—	100	—	szilánkos es koptatott szemcsék
5	1	2	10	—	—	11	1	1	—	5	2	—	—	100	1	szilánkos és koptatott szemcsék
3	1	2	8	2	—	5	—	—	—	4	2	—	—	100	—	szilánkos és koptatott szemcsék
2	—	1	4	—	—	13	—	—	—	3	—	—	—	100	—	szilánkos es koptatott szemcsék
3	—	—	4	—	—	5	—	—	—	8	1	—	—	100	—	erősebben koptatott szemcsék
1	—	2	5	1	—	9	—	1	—	4	2	sz	—	100	—	gyengén koptatott
1	1	2	7	1	1	5	—	—	—	1	1	6	—	100	—	mállott ásványok
—	—	—	4	—	sz	19	—	—	—	—	—	60	sz	100	—	mállott ásványok
—	—	—	1	—	5	56	—	—	—	—	—	31	—	100	—	mállott ásványok
3	—	1	5	sz	—	3	1	—	—	3	—	—	—	100	—	szilánkos es koptatott
5	2	—	6	2	—	13	—	—	—	7	2	—	—	100	—	szilánkos és gyengébben koptatott
6	3	1	13	3	—	17	1	—	—	1	3	—	—	100	—	erosen korrodált
1	—	3	6	sz	1	27	—	—	—	4	2	—	—	100	—	erősen korrodált
1	—	—	7	—	—	43	—	—	sz	2	7	—	—	100	—	erősen korrodált
2	—	2	12	—	1	28	—	—	—	2	11	—	—	100	—	eles szemek
2	—	1	22	—	1	31	—	—	—	1	6	—	—	100	—	tört szemcsék
1	—	—	7	1	1	14	—	—	—	3	4	—	—	100	—	korrodált, koptatott + ude, éles kristályok

Sorszám	Melység (m)	Kör	Nehézsúly (súly %)	Vizsgált frakció															
				Törmelék															
				hematit	magnetit-ilmenit	leukoxen	rutil	granát	curkon	diszten	staurolit	titanit	turmalin	epidot, pizit ut	klinozoit	zoizit	pienontit	hipersztén	augit
29	177,95-178,30		4,89	—	4	4	—	16	2	2	—	1	3	26	8	2	—	—	—
30	181,71-182,33		1,56	—	1	1	—	1	—	1	—	—	1	10	3	—	—	—	—
31	185,71-187,70		1,89	—	2	1	—	1	—	1	—	—	2	6	3	1	—	—	—
32	195,71-187,70		2,27	—	4	7	—	5	sz	4	—	—	2	26	7	2	—	—	—
33	201,71-205,50		1,63	—	2	5	—	1	—	1	—	1	2	10	2	2	—	—	—
34	205,72-210,40		6,51	—	5	9	—	16	1	1	—	—	1	23	1	—	—	—	—
35	212,00-214,93		4,43	—	4	3	—	8	—	1	—	—	—	21	2	—	—	—	I
36	221,52-222,10	P ₂	0,66	—	2	4	—	4	—	1	—	—	1	4	—	—	—	—	—
37	226,75-227,70		3,31	—	3	5	—	16	sz	3	5	—	1	51	1	—	—	—	—
38	227,70-229,29		4,85	—	7	4	—	10	—	3	—	—	3	33	5	2	—	—	—
39	235,96-236,45		0,5	—	6	3	—	2	—	sz	—	—	3	12	3	—	—	—	—
40	249,90-250,94		5,07	—	7	9	—	8	—	2	—	—	1	30	4	—	—	—	—
41	259,89-260,79		0,55	—	4*	1	1	1	1	1	—	1	1	10	2	—	—	—	—
42	266,52-267,41		2,21	—	1	10	—	1	—	2	—	—	2	7	—	—	—	—	—
43	274,40-274,80		1,0	—	3	6	—	5	—	2	—	—	7	16	5	2	1	—	—
44	276,21-277,00		0,78	1	2	10	—	2	—	2	—	—	3	17	4	1	1	—	—
45	279,00-284,70		4,99	—	1	2	—	2	—	—	—	—	—	2	—	—	—	—	—
46	287,50-293,00		2,7	—	1	2	—	—	—	—	—	—	1	8	—	—	—	—	—
47	297,60-303,00		6,69	—	—	2	—	—	1	—	—	—	1	1	—	—	—	—	—
48	303,00-307,40		2,25	—	2	6	—	4	1	1	—	—	2	7	2	—	—	—	—
49	307,40-313,00		0,59	—	3	3	—	—	—	1	—	—	3	4	2	1	—	—	—
50	314,73-316,82		2,27	—	2	1	—	5	—	—	—	—	2	5	—	—	—	—	—
51	538,39-538,80	M _s	7,31	—	6	1	—	51	sz*	1*	—	—	19	—	—	—	—	—	—

1 táblázat folytatása

0,1—0,2 mm Ø														Összesen	limonites-kovás oszmaradvány	Megjegyzés
								Eggen								
antofillit	aktinolit	tremolit	völd amfibol	oxiamfibol	baszalt	klorit	klortoid	apatit	barit	limonit	pirit	karbonát	dolomit			
—	—	1	6	—	—	14	—	—	—	1	10	—	—	100	2	korrodált, koptatott+ ude, éles kristályok
1	—	—	2	—	—	61	—	—	—	1	17	—	—	100		toredekek
1	2	—	3	—	6	32	—	1	—	1	37	—	—	100		toredékek
—	2	—	3	—	—	28	—	—	—	1	9	—	—	100		korrodált, mállott kristály-toredékek
sz	2	2	2	—	—	39	—	—	—	1	28	—	—	100		korrodált, mállott kristály-toredékek
—	1	—	5	—	—	23	—	—	—	—	14	—	—	100		korrodált, mállott kristály-toredékek
1	1	1	3	2	3	28	—	—	—	—	21	—	—	100		korrodált, mállott, ude+ gyengen koptatott toredék
—	1	—	1	—	5	73	—	—	—	—	4	—	—	100		korrodált, mállott, ude+ gyengen koptatott toredék
1	4	—	9	—	—	5	—	—	—	1	—	—	—	100		gyengen koptatott és korrodált+ ude
2	3	2	8	—	—	13	—	—	—	3	2	—	—	100		gyengen korrodált, toredékes
4	2	2	6	sz	4	50	—	—	—	1	2	—	—	100		gyengén korrodált, toredékes
3	1	2	5	—	—	22	—	—	—	3	3	—	—	100		toredékes
1	4	2	1	1*	6	50	—	—	—	1	11	—	—	100		toredekes (* = koptatott)
1	2	—	3	—	10	58	—	—	—	1	2	—	—	100		toredekek
1	2	3	2	—	—	41	—	—	—	1	3	—	—	100		toredekek
2	—	3	6	—	—	43	—	—	—	1	2	—	—	100		toredekek
—	—	1	—	—	16	72	—	—	—	—	4	—	—	100		toredekek
—	1	—	3	—	9	44	—	—	—	—	31	—	—	100		eles, tort szemcsék
—	—	—	sz	—	11	77	—	—	—	—	7	—	—	100		eles, tort szemcsék
1	6	1	11	—	—	52	—	—	—	1	—	2	1	100		korrodált, szögletes szemcsék
1	—	—	2	—	2	73	—	—	—	—	4	1	—	100	toredékes	
sz	1	—	3	—	13	63	—	—	—	—	5	—	—	100	toredekes	
—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	21	—	—	100	toredékes (* = koptatott), korrodált	

A Jánoshalma 1. sz. fúrás szelvényének mikromineralógiai adatai (konnúásványok)
 Micromineralogical data (light minerals) of borehole Jánoshalma I

Sorszám	Mélység (m)	Kör	Vízgait rakoó 0,1—0,2 mm Ø										Összesen	Megjegyzés															
			kvarc-kvarcit	kalcidon	opál	horzako	kozéüveg	káüoldópát	mikrokin	albit	ohgoklasz	egyéb plagioklasz			muskovit szercit	agrtásványo- sodott szemse	kozéüformelek												
1	4,00—6,00		72	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100	Koptatott, kevés metamorf							
2	8,20—11,35		60	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100	Koptatott, gyengen szercites					
3	13,90—16,00		78	sz	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100	Koptatott, gyengen szercites				
4	26,00—29,50		69	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100	Koptatott, gyengen szercites			
5	35,00—36,88		38	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100	Szogletes, sankos szemcsék		
6	48,70—51,00		65	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100	Szogletes, saját alakú osmaradvány		
7	59,97—61,10		57	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100	Szogletes osmaradvány	
8	68,70—71,35		60	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100	Gyengen koptatott	
9	78,40—81,70		61	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100	Gyengen koptatott és éles szemcsék	
10	86,53—88,60	Q _p	62	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100	Szogletes szemek, osmaradvány	
11	95,00—98,11		68	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100	Gyengen koptatott és éles szemcsék
12	103,10—105,90		41	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100	Metamorf közzetoredekék
13	110,00—112,73		74	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100	Éles szemcsék
14	117,40—120,80		62	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100	Gyengen koptatott
15	121,30—124,80		67	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100	Tulnyomon koptatott
16	123,40—123,60		71	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100	Tulnyomon koptatott
17	124,80—126,00		66	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100	Éles szemcsék korrodált * karbonát

18	128,72—130,00	75	—	—	—	—	—	—	—	1	4	1	5	5*	100	Sok metamorf korrodált * karbonát
19	130,00—131,60	71	—	—	—	—	—	—	—	—	3	3	7	7*	100	Vulkanikus alapanyag torlemek zónás plagioklász * karbonát
20	134,60—139,90	57	—	—	—	—	15	1	2	1	4	4	10	6*	100	Korrodált (* karbonátos)
21	139,90—144,80	68	1	—	—	—	11	2	2	1	3	3	4	5	100	Éles és gyengén koptatott, korrodált—osmaradvány
22	144,80—148,93	67	2	—	—	—	9	1	2	1	2	4	7	5	100	Éles, korrodált
23	148,93—150,40	68	4	—	—	—	10	1	—	—	4	2	8	3	100	Éles, korrodált
24	150,40—152,40	54	1	—	—	sz	11	3	4	2	5	4	11	5	100	Koptatott, korrodált
25	153,00—157,30	66	—	—	—	—	5	2	2	—	4	9	8	4	100	Korrodált
26	157,30—162,80	68	—	—	—	—	6	1	2	1	3	9	7	3	100	Éles és gyengén koptatott szemcsék
27	162,80—164,00	67	—	—	—	—	8	2	1	—	5	6	8	3	100	Éles szemcsék
28	164,00—165,38	63	1	—	—	—	9	22	1	—	4	3	13	4	100	Éles és gyengén koptatott— osmaradvány
29	177,95—178,30	70	—	—	—	—	8	—	2	1	4	5	8	2	100	Szilankos
30	181,71—182,33	58	—	—	—	—	11	2	3	1	6	9	7	3	100	Szilankos, mikrografikus ásv
31	185,71—187,70	44	—	—	—	2	9	—	1	—	7	26	8	3	100	Szilankos és lemezes
32	195,10—200,17	57	—	—	—	—	11	1	1	—	3	11	12	4	100	Szilankos, korrodált földpát
33	201,71—205,50	76	—	—	—	—	6	—	2	—	3	4	6	3	100	Éles, toredékes alak
34	205,72—210,40	68	—	—	—	—	9	—	1	2	4	4	6	5	100	Éles, toredékes alak
35	212,00—214,93	59	—	—	—	1	14	1	1	1	5	8	6	4	100	Éles, toredékes alak
36	221,52—222,10	13	—	—	—	—	3	—	—	—	2	76	4	2	100	Lemezes
37	226,75—227,70	60	—	—	—	—	13	—	1	—	2	9	11	4	100	Gyengén koptatott
38	227,70—229,29	66	—	—	—	—	12	1	2	1	4	2	8	4	100	Gyengén koptatott
39	235,96—236,45	49	1	—	—	—	11	—	1	—	3	23	7	5	100	Toredékes, földpát szennyez
40	249,90—250,94	62	—	—	—	—	14	—	1	2	5	8	5	3	100	Toredékes
41	259,89—260,79	31	—	—	—	—	5	—	—	—	2	54	6	2	100	Toredékes
42	266,52—267,41	41	—	—	—	—	15	1	2	—	5	28	5	3	100	Toredékes
43	274,40—274,80	58	—	—	—	—	10	1	2	—	4	11	10	4	100	Éles, mikrografikus ásvány

2 táblázat folytatása

Sorszám	Mennyiség (m)	Kor	Vizsgált frakció 0,1–0,2 mm Ø											Összesen	Megjegyzés					
			Kvarc-kvarcit	kalciton	opit	horzsko	kovtvég	kátholdpat	mikrokin	albit	oligoklasz	egyéb plagoklasz	muszkovit szegit			agrázaskvanyo- sodott szemcsé	kozformoték			
44	276,21–277,00		35	1	—	—	—	—	—	—	5	2	3	—	4	12	13	6	100	Éles, mikrografikus asvány
45	279,00–284,70		35	1	—	—	—	—	—	—	15	1	—	—	4	31	8	5	100	Toredékes, lemez
46	287,50–293,00		49	—	—	—	s/	—	—	—	10	2	1	—	4	24	7	3	100	Toredékes, gyengen mállott
47	297,60–303,00		26	—	—	—	—	—	—	—	8	1	—	—	2	58	4	1	100	Toredékes, gyengen mállott
48	303,00–307,40	Pa ₂	69	—	—	—	—	—	—	—	8	1	1	1	7	1	10	3	100	Toredékes, gyengen mállott, mikrografikus
49	307,40–313,00		50	—	—	—	—	—	—	—	14	—	1	1	4	16	11	3	100	Gyengen koplatott
50	314,73–316,82		32	—	—	—	—	—	—	—	10	1	2	—	4	41	8	2	100	Lemez és éles
51	538,39–538,80	M ₅	27	—	—	—	—	—	—	—	7	—	—	2	8	17	36	2	100	Mállott, korrodált, toredékes

szint is települ (0,5—2,0 m), alattuk diagenetikus mészkőcsapódás nyomaival, ami egész sekély vízborítást, vagy időszakos kiszáradást igazol. Helyenként kisebb-nagyobb rozsdafoltok találhatóak a rétegekben (tarka agyag jelleg). Az egész felső-pannóniai összlet szakaszossága, üledékeinek gyakran változó kifejlődése az alsó-pannóniához képest eltérő ősfoldrajzi körülményekre utal [a parttól való távolság változása, a vízborítás eltérő volta és áramlásviszonyai, a folyóvízi tevékenység megnövekedése (2 ábra)].

Az üledéksor folyamatos és teljes A gyéi őslénytani adatsor alapján az oszcillációs szakasz felső részét képviseli. A rétegösszlet színe általában a pannóniára jellemző középszurke, enyhén kékesszurke, néhol sötétszurke (mocsári szintek), másutt apró rozsdafoltokkal, -erekkel tarkított (felszíni hatások).

Negyedidőszaki képződmények 165,6—0,0 m

Fúrásunk felső, közel 166 m-es szakaszát építik fel negyedidőszaki üledékek. Eróziós diszkordanciával települnek az agyagos—homokos kifejlődésű felső-pannóniai üledéksorra. Az egész összlet típusos folyóvízi hordalékkúp üledéksor, mely nagyszámú, változó minőségű és vastagságú, durvább és finomabb szemcseösszetételű, különböző és átmeneti genetikájú rétegből, kisebb-nagyobb üledékciklusból épül fel. Az egész összlet egyetlen nagy, felfelé finomodó üledékciklus. Diszkordanciák, üledékhátusok nem mutathatók ki az összletben, bár nagyon valószínű, hogy egyes időszakokban nem volt folyamatos az üledékképződés, az a hordalékkúp-épülés menetéből adódott. Több kavicsos szint tagolja, melyek a folyó megnövekedett víz- és hordalékszállítását bizonyítják. Alsó és felső szakasza jóval homokosabb kifejlődésű, míg középső harmada finomabb szemcseösszetételű, sok kőzetlisztet és finom homokot tartalmazó rétegből áll, bár durvaszemű homokrétegek és kavicszinórok itt is előfordulnak.

A kőzetanyag jellege és színe alapján két szakaszra különül a 165,6—130,6 m közötti része kékesszurke színű, éles szemcséjű, erősen csillámos, kavicszinóros homokrétegekből áll. Ez az összlet legdurvább szemcseösszetételű szakasza, az alján 2—4 cm átméretű kavicsokkal, felfelé már csak 0,5—1,5 cm-es szemcsék települnek a homokrétegekbe, zsinórok vagy szórványkavicsok formájában.

A rétegsor aljáról (165,38—165,61 m) egy db 23 cm-es amfibolandezit magot hozott fel a fúró, melyet egy nagyobb tombból (hompolyból) vágott ki. Ez a legalább 30 kg-os andezittomb nem folyóvízi gorgetéssel került a helyére, hanem jégtáblába ágyazódva úszott ide és került a felső-pannóniai rétegekre diszkordánsan települő 2—4 cm-es kavicsos pleisztocén folyóvízi üledéksorba. A magdarabot RAVASZ Cs. makroszkóposan és vékonycsiszolatban is részletesen megvizsgálta. Véleménye szerint igazoltan dunakanyari anyag, mely a Duna alsó-pleisztocén kori átfolyását és egyúttal első megjelenését is igazolja a Visegrádi-szorosban.

A kőzet mikroholokisztályos porfiroz szövetű amfibolandezit kissé oxidálódott állapotú. Fenokristályai átlag 2 mm (max 4—5 mm) méretű, hipidiomorf kifejlődésű zomok, táblás átmetszetű, intermedier plagioklász és lamprobolitnak megfelelő összetételű, oszlopos habitusú, barna amfibol kristályok, továbbá kisszámú opacitosodott hipersztén. Alapanyagának kisebb hányada izotróp, nagyobb része rekristallizálódott, halványbarna színű kőzetüveg. Az alapanyag kb 1/4-e plagioklász mikroholitokból, erősen opacitoso-

dott barna amfibolból, többé-kevésbé oxidálódott magnetit kristályokból és kristálykezdeményekből áll

A leírt mintának fejlődéstörténeti—ősfoldrajzi szempontból is nagy a jelentősége. Bizonyos, hogy csak a Dunakanyarból érkezhettek az alsó-pleisztocénbe. Az alföldi fúrások pleisztocén osszleteiből ilyen eddig még nem került elő.

A negyedidőszaki uledékanyag 130,6 m-től felfelé megváltozik. Színe általában fakósárga, szemcseösszetétele finomabb, változatosabb, sok losz- és loszok—homokos réteg települ közbe, melyek vastagsága néhány dm-től 2—3 m-ig terjed. Anyaguk tomor rétegzetlen, de igen porózus szerkezetű, a 0,06 mm átmérőnél finomabb frakció aránya 30—70% közötti, helyenként sok a középszemű homok is. Ezek a hordalékkúposzlet kétségtelenül eolikus uledékek, amikor a folyóvízi árterek szakaszosan szárazzá váltak, a szél mozgatta a lerakott folyóvízi anyagot, szelektálta és a megfelelő klimatikus és térszíni adottságok mellett losz, loszos homok rétegek halmozódtak fel.

Az egész osszlet alapanyaga azonban folyóvízi eredetű, amit a kavicszsinórok és a viszonylag nagy finom anyag tartalom is bizonyít (agyag és közetliszt 10—20%). Az anyag jelentős részét a Dunántúlról érkező kisebb vízfolyások halmozták fel, amit sok réteg osztályozatlansága, zagyárszerű anyaga mellett ásványtani összetétele is bizonyít. Ez lényegesen eltér a Duna—Tisza köze középső és északi részének dunai eredetű anyagától, és a mezőföldi homokokkal mutat nagyobb hasonlóságot.

E terület tehát része volt a Dunántúlnak, amelyet a Duna a felső-pleisztocénban vágott át és alakította ki mai völgyisíkját. A felszíni futóhomokréteg a mai Duna-völgyből került a területre.

A folyóvízi homokos osszletet tagoló losz, homokos losz és loszos homok rétegek a folyóvízekről elhagyott ártereken és magasabb térszíneken halmozódtak fel. Szerkezetük eléggé porózus, laza, színük fakósárga.

Holocén uledéksor (Qh)

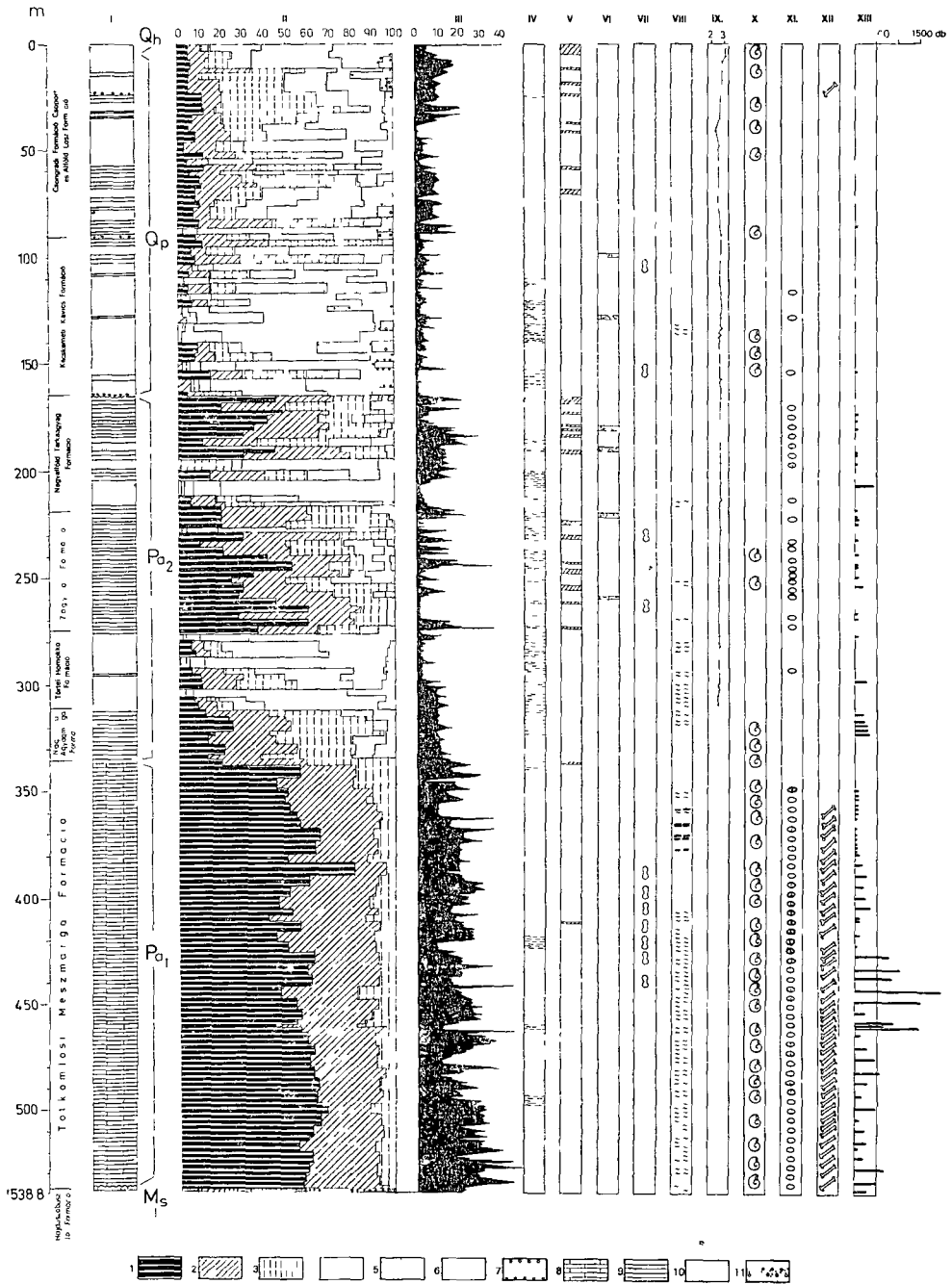
A felszín alatti 3—4 m-nyi, több rétegből álló, de kisebb-nagyobb mértékben áthumuszosodott—talajosodott képződménysor képviseli a holocént. Nagyobb részét nem a szél halmozta fel, hanem a környező lapos homokdombokról mosta össze a csapadékvíz, tehát zömében deluviális eredetű uledékanyag. Színe barnássárga, sárgásbarna, szerkezete laza.

2 ábra A Janoshalma 1 sz. fúrás szelvénye

I Rétegoszlop, *II* szemcseösszetétel (súly%), *III* CaCO₃ (%), *IV* rétegzettség, *V* huminites- és talajszintek, *VI* tarka agyag, *VII* kongreációs szintek, *VIII* növényi törmelék, *IX* homok koptatottság, *X* Mollusca fauna, *XI* mikrofauna, *XII* gerinces fauna, *XIII* pollentartalom — Szemcseösszetétel: *1* agyag (< 0,005 mm), *2* finom közetliszt (0,005—0,02 mm), *3* durva közetliszt (0,02—0,06 mm), *4* finomszemű homok (0,06—0,1 mm), *5* aprószemű homok (0,1—0,2 mm), *6* közép- és durvaszemű homok (0,2—2,0 mm), *7* murva és kavics (> 2,0 mm). Közettani jelleg: *8* agyagmárga, *9* közetliszt és agyag, *10* homok, *11* kavicsos homok, homokos kavics.

Fig. 2 Profile of borehole Janoshalma 1

I Geological column, *II* grain composition (weight %), *III* CaCO₃ (%), *IV* stratification, *V* huminitic and soil horizons, *VI* variegated clay, *VII* concretionary horizons, *VIII* vegetal detritus, *IX* roundness of sand grains, *X* Mollusca fauna, *XI* microfauna, *XII* vertebrate fauna, *XIII* pollen content — Grain composition: *1* clay (< 0.005 mm), *2* fine silt (0.005—0.02 mm), *3* coarse silt (0.02—0.06 mm), *4* fine-grained 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), *7* granula and gravel (> 2.0 mm). Lithological character: *8* claymarl, *9* silt and clay, *10* sand, *11* gravelly sand, sandy gravel.



Uledékfoldtani és őslénytani vizsgálati eredmények

Uledékfoldtani vizsgálatok

Az uledék-felhalmozódás a rétegsor egyes szakaszában igen eltérő minőségű és utemű volt, amit számos helyi és távolabbi tényező befolyásolt (vízmélység, áramlási viszonyok parttávolság, folyók vízjárása eróziós, klimatikus és tektonikus-hatások stb.) Minden egyes szakasznak megvan a maga sajátos jellege, a miocén vegyesszemcséjű laza homokkőösszlet partközeli kifejlődést és gyors szedimentációt igazol. Az alsó-pannóniai agyagmárga összlet hosszú időn át tartó, azonos jellegű szedimentációs körülményeket tükröz (nagyobb vízmélység, gyengébb áramlási viszonyok, nagyobb parttávolság). A felső-pannóniai rétegek már sokkal változatosabb felhalmozódási körülményeket mutatnak (gyakori vízszint és partvonal változások, erősödő és gyengülő folyótevékenység, delta-épülés). A negyedidőszaki rétegsor karaktere ismét más. Az előzőknél sokkal durvább és változatosabb szemcseösszetételű folyóvízi uledékesor, melyben már az eolikus hatások — loszfajták és futóhomokrétegek kialakulása — is szerepet kaptak.

Az egész feltárt összletre a ciklusos (= ritmusos) kifejlődés a jellemző, ami kisebb-nagyobb vastagságú, hirtelen vagy lassan változó, eltérő szemcseösszetételű rétegekben, rétegsorokban nyilvánul meg. Vastagságuk 3–5 m-től 30–50 m-ig terjed (2. ábra). A ciklusok többfélék, szabályos (teljes) ha durva anyagból indulva kifinomodik, majd ugyanígy lassan visszadurvul az uledékanyag. Vannak szabálytalan — fél- vagy megtört — ciklusok, melyek valamilyen hatásra nem alakulhattak teljessé (a lehordási terület gyors megváltozása, folyóirány-változások, eróziós tevékenység esetleg tektonika vagy klimatikus hatások miatt), csontok maradtak. Egyes szakaszok aciklikusak, melyek az igen sűrűn és gyorsan változó felszíni hatások eredményei.

Az 538,8 m-ig feltárt uledékanyag származási helyére, az egykori lehordási területek és az ősi vízfolyás-irányok felderítésére, a homokrétegek leülepedési körülményeire a mikromineralógiai vizsgálatok nyújtottak nagyon fontos, mással nem pótolható adatokat. E vizsgálatokat ELEK I végezte, eredményei összhangban állnak a makroszkópos rétegleírással és az egyéb vizsgálati eredményekkel. Véleménye szerint a fúrás alján néhány dm vastagságban feltárt miocénkori vegyesszemcséjű laza homokkő ásványspektruma alapvetően különbözik minden eddig ismert pliocén és negyedidőszaki homok-uledék jellegétől (1. 2. tábl. 51. sz. minta).

A 317,0–166,0 m közötti összlet homokrétegeinek ásványos összetétele nagyon jól azonosítható az alföldi és dunántúli felső-pannóniai uledéksorokkal.

A 166,0–124,0 közötti szakasz — bár elut az előzőtől — a pliocénhez és a pleisztocénhez is sorolható, de onálló szakaszként (átmenet) is értékelhető (1. 2. tábl.).

A felszínig tartó szakasz homokanyaga negyedidőszaki, a habitus, szín, szemcseösszetétel és a koptatottsági jelleg alapján BORSY Z (1974) zomében dunántúli származásúnak tartja ezt az összletet, melyet kisebb, időnként zagyárszerű vízfolyások halmoztak fel a Sió–Sárvíz és a Mecsek közti területéről érkezve. ELEK I szintén megfigyelte a homokanyagoknak a mezőföldi-vel való hasonlóságát szemcseösszetétel és koptatottsági vonatkozásban egyaránt. Természetesen a dunai származású anyagok is megjelennek ebben a felső 124 m-es összletben (1. 2. tábl.).

A homokrétegek szemcseanyagán elvégzett koptatottsági vizsgálatok egyértelműen igazolják a homokrétegek döntő többségének folyóvízi eredetét, jellegét. A Miháltz-féle módszerrel a 0,1–0,2 mm átmérőjű szemcséken végzett szemcsealak-meghatározások szerint a homokrétegek anyagának zöme 26,–28 koptatottsági értékű, s csak néhány helyen kisebb (2,3–2,4), vagy nagyobb (2,9–3,1) értékű. A scanning vizsgálatok tucatjaiból előkerült néhány jól gombolyított szemcse is, melyeken a tartós eolikus megmunkáltság nyomai jól felismerhetők.

Az agyag- és kőzetliszt rétegek anyagából készült színképelemzéseket a 3 sz. táblázat mutatja. Ezek az egyéb alföldi fúrások pliocén és pleisztocén rétegein végzett hasonló vizsgálatokkal nagy egyezést mutatnak.

Őslénytani vizsgálatok

A pliocén képződmények Mollusca faunáját KÖRPAŠNÉ HÓDI M. és SZÉLES M., a negyedidőszakit KROLOPP E. vizsgálta. A miocén (szarmata) laza homokkőből nem került elő puhatestű makrofauna maradvány.

A pliocén rétegoszletet KÖRPAŠNÉ HÓDI M. három szakaszra osztja.

1. A fúrás talpától kb. 400 m-ig a *Paradacna abichi*–*Congeria zagrabiensis*-es Mollusca együttes. Nyugodt, csendesvízi, oxigénben szegény, a hullámbázis szintje körül lévő mezohalin sekélyvízi fácies jellemző.

2. A *Congeria rhomboidea*–*Limnocardium chartaceum*-os puhatestű együttes kb. 335 m-ig tart (alsó–felső-pannóniai határ¹), mely két különböző fácies igényű fajegyüttesből áll, de amelyek ökológiai igényei éppen hogy fedik egymást.

a) A *Paradacna*-k (*abichi*, *retowski ossornae*), *Kaladacna steindachneri*, *Limnocardium chartaceum*, *Limnocardium prionophorum*.

b) *Hydrobia syrmica*, *Limnocardium pelzelni*, *Limnocardium ochetophorum*, *Dreissena serbica*.

A faunaegyüttes a hullámbázis szintje fölött lévő, gyengén, legfeljebb nagyobb viharok idején erősen mozgatott mezo–miohalin környezetet jelez.

3. A *Hydrobia syrmica*–*Limnocardium ochetophorum*-os faunaegyüttes kb. 300 m-ig tart, mellettük *Limnocardium simplex*, *Dreissena sabbae* és néhány *Prosadacna* sp. fordul még elő. Ez a hullámbázis szintje fölötti, erősen mozgatott, oxigénben gazdag, sekélyvízi miohalin környezetet jelez (4. tábl.).

A felsőbb uledékszakaszok igen szegényes és toredékes Mollusca anyaga nem értékelhető.

A negyedidőszaki képződményekből – a szórványok és toredékek mellett – két szint adott gazdagabb faunaegyüttest. A 152,4–150,4 m közötti réteg faunájában a vízi fajok uralkodnak. A szárazföldi kísérőfauna fajának egy része melegényes, a maihoz hasonló, esetleg melegebb és szárazabb éghajlatra utal. KROLOPP E. szerint a „*Viviparus bockii* szint”-et képviseli, bár a *Viviparus* fajt csak valószínűsíthetően lehet a toredékekből. A 6,0–4,0 m közötti rétegből előkerült puhatestűek zöme szárazföldi faj, a maián hűvösebb éghajlatra és fűféle vegetációval borított környezetre utal. Az uledék valószínűleg a wurm végén képződött (4. tábl.).

A mikrofauna (Ostracoda) vizsgálatokat SZÉLES M. végezte, eredményei a következők (5. tábl.).

1. A fúrás alján néhány dm vastagságban feltárt laza homokkő a benne talált Ostracodák alapján kétségtelenül szarmata korú.

A Jánoshalma 1 sz fúrás szelvényének szinképelemzése
Analytical results from clay and silt

Sorszám	Mélység m	Kőzetnev	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
			Ag	As	B	Ba	Be	B ₁	Co	Cr	Cu	Ga
1.	12,33— 13,70	homokos agyagos kőzetliszt	0,6	< 400	100	250	< 6	< 16	10	40	40	16
2	23,82— 24,38	agyagos-homokos kőzetliszt	1		100	250			16	60	60	10
3	56,50— 58,15	agyagos-homokos kőzetliszt	< 0,4		160	250			16	60	40	16
4.	63,10— 65,50	agyagos-homokos kőzetliszt	< 0,4		160	250			16	40	25	16
5	82,54— 83,60	agyagos kőzetliszt	< 0,4		160	400			16	100	40	10
6	91,46— 93,92	agyagos kőzetliszt			40	250			10	25	25	10
7.	107,58— 108,30	homokos kőzetliszt			40	250			10	25	25	10
8	115,52— 115,77	homokos kőzetliszt			40	250			16	25	25	10
9	128,34— 128,72	homokos kőzetliszt			100	250			10	16	40	10
10	165,61— 166,71	agyagos kőzetliszt			25	160			6	< 10	25	4
11	178,77— 179,81	agyagos kőzetliszt			40	250			6	10	25	4
12	183,90— 185,71	agyagos kőzetliszt			40	160			10	16	25	10
13	190,32— 192,27	agyagos kőzetliszt			40	250			16	25	25	6
14	219,52— 221,14	agyagos kőzetliszt			100	160			16	10	40	16
15.	241,80— 242,08	kőzetlisztes agyag			40	250			16	25	40	10
16	248,97— 249,70	agyagos kőzetliszt			60	250			10	25	25	6

3. táblázat — Table 3

eredményei agyag és kőzetliszt rétegekből
layers from borehole Jánoshalma 1

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	Kor
La	Mo	Mn	Ni	Pb	Sb	Sn	Sr	Ti	V	W	Y	Zn	Zr	
	< 10	1000	25	600	< 100	< 10	600	2500	160	< 100	160	4000	600	Pleistocén
		1000	60	600			400	2500	160		100	6000	1000	
		600	40	160			400	2500	160		< 100	250	600	
		600	40	25			400	2500	160		100	< 100	1000	
		400	60	25			250	2500	160		160	160	1600	
		400	40	40			600	1600	100		< 100	< 100	600	
		250	25	40			600	1600	60				600	
		400	25	25			1000	1000	60				400	
		400	40	25			600	1000	60				400	
		250	16	16			600	1000	25				400	
		400	16	16			1000	1600	60				400	
		600	40	16			1000	1600	60				160	
		400	40	16			1000	1600	60			< 100	400	
		400	40	25			600	1000	60			100	< 100	
		400	40	16			1000	1600	100			< 100	400	
		400	25	10			600	1600	100				400	

Sorszám	Melység m	Közöttük	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
			Ag	As	B	Ba	Be	Bt	Co	Cr	Cu	Ga
17	264,00— 266,5	kozettisztos agyag			60	250			16	25	40	10
18	275,59— 276,21	agyagos kozettiszt			100	400			10	16	40	10
19	295,58— 296,10	homokos kozettiszt			100	250			6	16	25	6
20	318,20— 323,70	agyagos kozettiszt			40	400			6	40	40	6
21	344,80— 350,40	agyagmarga			100	250			10	25	40	10
22	361,00— 364,72	agyagmarga			160	100			6	16	40	10
23	375,40— 381,00	agyagmarga			160	160			16	25	40	10
24	391,30— 396,50	agyagmarga			100	250			16	40	40	10
25	412,70— 417,90	agyagmarga	< 0,4	< 400	25	100	< 6	< 16	< 6	< 10	10	< 1
26	428,50— 434,20	agyagmarga	< 0,4	< 400	100	250	< 6	< 16	16	40	40	6
27	444,40— 450,00	agyagmarga			100	250			6	25	40	10
28	458,76— 460,90	agyagmarga			160	250			6	16	40	16
29	472,00— 477,50	agyagmarga			160	250			16	25	60	16
30	494,80— 500,00	agyagmarga			160	160			16	25	40	16
31	511,80— 516,10	agyagmarga			160	160			16	25	60	16
32	528,70— 533,90	agyagmarga	< 0,4	< 400	100	250	< 6	< 16	10	16	60	10

3 táblázat folytatása

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	Kör
La	Mo	Mn	Ni	Pb	Sb	Sn	Sr	Tl	V	W	Y	Zn	Zr	
		400	40	16			600	2500	100				600	Felső-pannóniai
		400	40	16			400	1600	100				250	
		600	25	10			600	2500	60				400	
		600	25	10			600	2500	100				160	
		600	40	10			600	2500	160				< 100	
		600	40	16			400	1600	60				< 100	
		600	40	16			400	1600	100				100	
		600	40	16			600	1600	100				160	
	10	160	2	6	< 100	< 10	400	600	6	< 100	< 100	< 100	< 100	Alsó-pannóniai
	10	400	40	16	< 100	< 10	600	2500	160	< 100	< 100	< 100	250	
		400	40	10			1000	2500	160				160	
		400	40	10			600	2500	100				< 100	
		600	60	40			400	1600	100				< 100	
		400	60	25			400	1600	100				< 100	
		600	60	40			400	1600	160				< 100	
	10	400	40	16	< 100	< 10	600	1600	100	< 100	< 100	< 100	< 100	

Mélyseg (m)	Negyedidoszaki																									
	<i>Candona compressa</i> KOCH	<i>Candona neglecta</i> G O SARS	<i>Candona parvifera</i> G W MULLER	<i>Candona rosatiata</i> BRADY --NORMAN	<i>Cypis pubera</i> O F MULLER	<i>Cyclopypris</i> sp	<i>Cyclopypris laevis</i> TRIEBEL	<i>Cyclopypris laevis</i> O F MULLER	<i>Cyclopypris laevis</i> ex <i>gibba</i> RAMDOHR	<i>Cythereissa laevis</i> G O SARS	<i>Ilyocypris</i> sp	<i>Ilyocypris</i> ex <i>gf. gibba</i> RAMDOHR	<i>Lamocythere inopinata</i> BAIRD	<i>Lamocythere sanctipatrucci</i> BRADY --ROB	<i>Lamocythere strouvi</i> VAVRA	<i>Amplopypris</i> sp	<i>Amplopypris reticulata</i> ZALANYI	<i>Amplopypris cf. reticulata</i> ZALANYI	<i>Amplopypris</i> cf. <i>sinuosa</i> ZALANYI	<i>Bacarella abazaca</i> VEKUA	<i>Bacarella dorsoai</i> cuata ZALANYI	<i>Candona</i> sp	<i>Candona (Cuspiocypris) labiata</i> ZALANYI	<i>Candona (Cuspiocypris) cf. labiata</i> ZALANYI	<i>Candona (Camtoocypris) lobata</i> ZALANYI	<i>Candona (Camtoocypris) senista</i> ZALANYI
0-110*																										
110-120	2	3	1																							
120-130	1	1	1								1	1	1	1												
130-140																										
140-150																										
150-160	1	3	1	1									1	2												
160-170		2	3					3	2																	
170-180	1	3	4	1	1			1	1		1	1														
180-190		2	2																							
190-200	2	3	4	4					1		1	2	1	1												
200-210																										
210-220				1	1	1					1	1									1					
220-230		3	4				4																			
230-240			1	1			3	1			1															
240-250																										
250-260	1	3																								
260-270																										
270-280																										
280-290																										
290-300																										
300-310					1																					
310-320																										
320-330																										
330-340																										
340-350																										
350-360																										
360-370																2	2		1	4	3	1				
370-380																					1					
380-390																					1					
390-400																1	1	1	1	1	1					
400-410																1	1	1	1	1	1					
410-420																1	1	1	1	1	1					
420-430																1	1	1	1	1	1					
430-440																										
440-450																										
450-460																	1	1	1	1	1					
460-470																										
470-480																1	1	1	1	1	1					
480-490																										
490-500																										
500-510																										
510-520																	1	1	1	1	1					
520-530																1	1	1	1	1	1					
530-538,8															2	2	2	2	1	2	1	1				

1=1-5, 2=6-10, 3=11-20, 4=21-50, 5=51-100, 6=100 példányszám fölött

* Megjegyzés 0-110 m-ig 19 db mintát vizsgáltunk, ezek üresek voltak

2 Az alsó-pannóniai — felső-pannóniai határ vizsgálatai szerint megegyezik a kőzettani határral (2 ábra 5 tábl)

3 Vizsgálatai alapján azonban lényeges eltérés mutatkozik a felső-pannóniai — negyedidőszaki (pliocén — pleisztocén) határ megvonásában. A litosztratigráfiai határ 165,6 m mélységben eróziós diszkordanciával, élesen elutó jelleggel mutatkozik meg. SZÉLES M viszont a pliocén — pleisztocén határt biosztratigráfiai alapon 253 m-ben húzta meg, mert szerinte eddig a mélységig az Ostracoda faunaegyüttes még negyedidőszaki jellegzetességeket mutat. Igen sok *Candona parallela* G. W. MULLER, *Candona neglecta* G. O. SARS, *Candona rostrata* BRADY-NORMAN, *Cycloocypris hucker* TRIEBEL, kisebb számban *Congeria compressa* KOCH, *Cycloocypris laevis* O. F. MULLER, *Cycloocypris laevis ex gibba* RAMDOHR, *Ilyocypris* sp., *Limnocythere inopinata* BAIRD és *Limnocythere sanctipatricii* BRADY-ROB került elő ebből a mélységközből, így ezt a mélységközt SZÉLES M még a pleisztocénbe sorolja. Ezt a kőzettani jelleg egyáltalán nem igazolja. Ennek magyarázata az lehet, hogy e területen az élettér már akkor olyan volt, hogy e fajok megjelenhettek, de igazán csak a pleisztocénben váltak uralkodóvá. Ilyen „kettős-határ” már több alföldi mélyfúrásunkban is megfigyelhető volt, nemcsak az Ostracodák, hanem a Molluscák vonatkozásában is. A kőzettani határ tehát nem egyezik a biológiai határral. Ezek átmenő fajok, melyek a teljesen kiédesedett fluvio-lakusztikus környezetben már a pliocén végén is éltek.

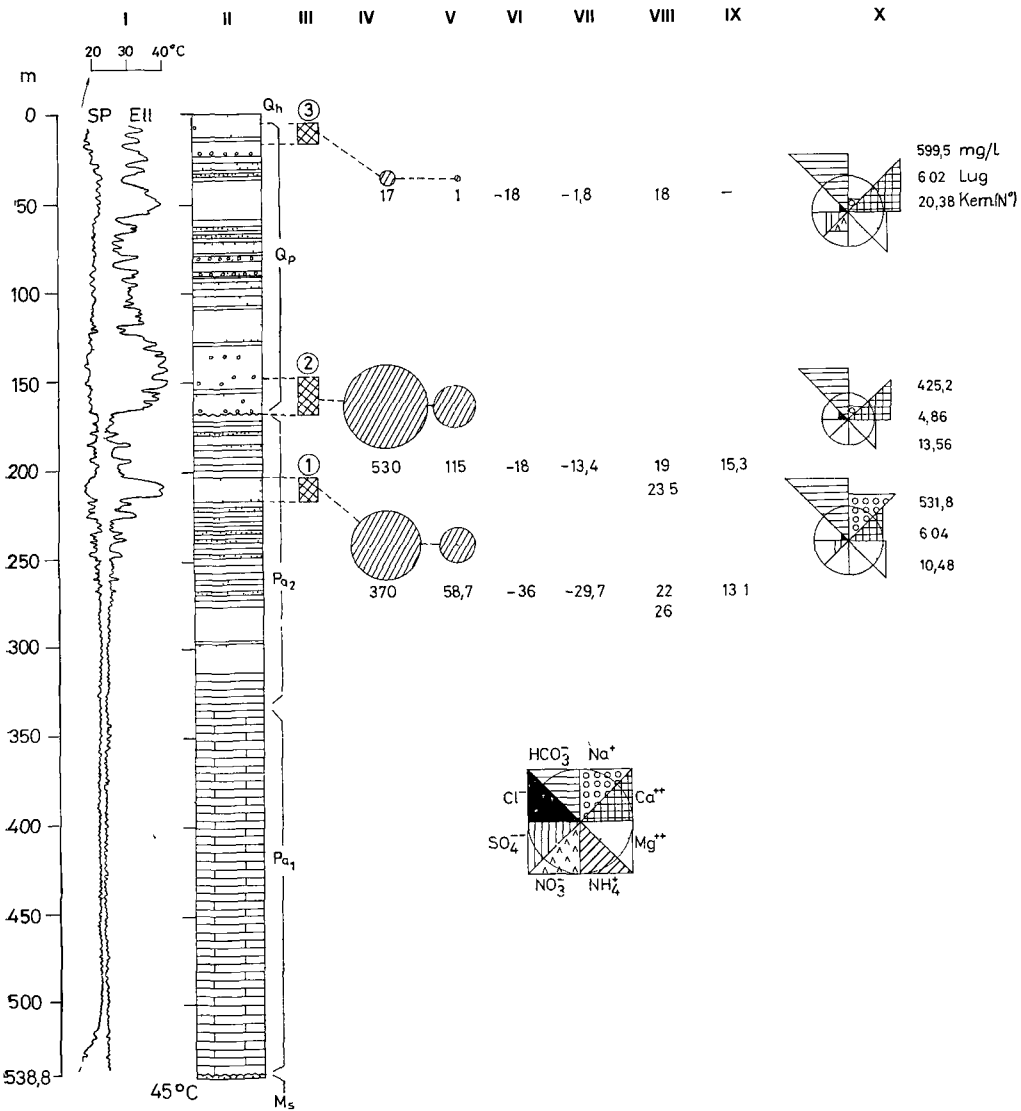
A fúrásanyag palynológiai mintáit MIHÁLTZSNÉ FARAGÓ M. és BODOR E vizsgálta meg. A pollentartalom igen egyenetlen eloszlású, a negyedidőszaki összlet igen szegényes, folyamatos értékelhető képet nem ad. Viszonylag egyenetlen eloszlású, de kevés pollen szemcsét tartalmaz a felső-pannóniai összlet. A leggazdagabb és jól értékelhető pollenspektrumot az alsó-pannóniai agyagmarga összlet adta. Az eredményeket BODOR E foglalta össze és publikálta (1983).

Gerinces leletek csak az alsó-pannóniai agyagmargából kerültek elő (SZÉLES M.), de ezek mind halmaradványok (úszótuske, fog, csigolyatorodékek és pikkelyek (2 ábra).

Hidrodinamikai vizsgálatok, vízföldtani eredmények

Kutatásaink másik fő célja a vízföldtani viszonyok jobb megismerése volt. Az 538,8 m-es talpmélységnél bekövetkezett gázkitorés miatt a fúrást leállították, réteget nyitni azonban nem lehetett még a furat felső szakaszában sem, mivel a lyukat a Szolnoki Kerületi Bányaműszaki Felügyelőség utasítására a terepszintig fel kellett cementezni, pedig a furat a felszíntől 460,8 m-ig 165 mm átmérőjű acél béléscsővel csövezve és palástcementezve volt. Így mellette 5–5 m távolságra három kisebb mélységű (232,1, 180,2 és 22,8 m), teljesszelvényű fúrást mélyítettünk az ismert rétegsor alapján, és a furatokban egy-egy vízadó réteg teljes hidrológiai — hidrodinamikai kivizsgálását is elvégeztük, majd utána ezeket megfigyelő kutakká építettük ki. Mindhárom kút vízszintváltozásait 1980 ősze óta folyamatosan észleljük.

A lyukgeofizikai vizsgálatokat (SP, ellenállás, mikroszelvényezés, természetes gamma, neutron-gamma, gamma-gamma, lyukbőrség, lyukferdeség és hőszelvényezés) még a lecsovezés előtt 460,8 m-ig elvégeztettük. Ezek igen értékes adatokat szolgáltatnak a harántolt rétegoszletről. Egyrészt azt, hogy



3 ábra A Jánoshalma 1 sz. fúrás hidrodinamikailag vizsgált rétegeinek vízföldtani adatai
 I Geofizikai vizsgálatok, II rétegoszlop, III szűrött szakaszok, IV maximum vízhozam (l/p), V fajlagos vízhozam (l/p/m) VI üzemi vízszint (m), VII nyugalmi vízszint (m), VIII kifolyó és mélysegi hofok (°C), IX geotermikus gradiens (m/l °C), X vegyi jelleg (Than-f ee %)

Fig 3 Hydrogeological data of hydrodynamically tested layers in borehole Jánoshalma 1
 I Geophysical measurements, II columnar section III filtered intervals, IV maximum water yield (l/min), V specific yield (l/min /m), VI production water level (m), VII hydrostatic level (m), VIII temperature of water (°C) at effluence and underground, IX geothermal gradient (m/l °C), X chemical character (Than's equivalence %)

a hőmérséklet a mélység felé nem egyenletesen nő, hanem az alsó–felső-pannóniai határon és a negyedidőszaki képződményekben is egy-egy helyen viszonylag erőteljesebben emelkedik. Ez a kőzetviszonyok következménye (szemcseszervezet és kompaktió). A másik érdekesség, hogy a felső-pannóniai összlet also szakaszának vastag homokrétegei a lyukgeofizikai szelvényeken nem jelentkeznek, a kőzetlisztes–agyagos–márgás rétegektől nem különíthetők el, ami a fúrás közben létrejött nagyarányú kavernásodás után fúrószappal történt kitöltés következménye (2, 3 ábra).

A 232,1 m-es talpmélységű kút hidrodinamikai vizsgálata

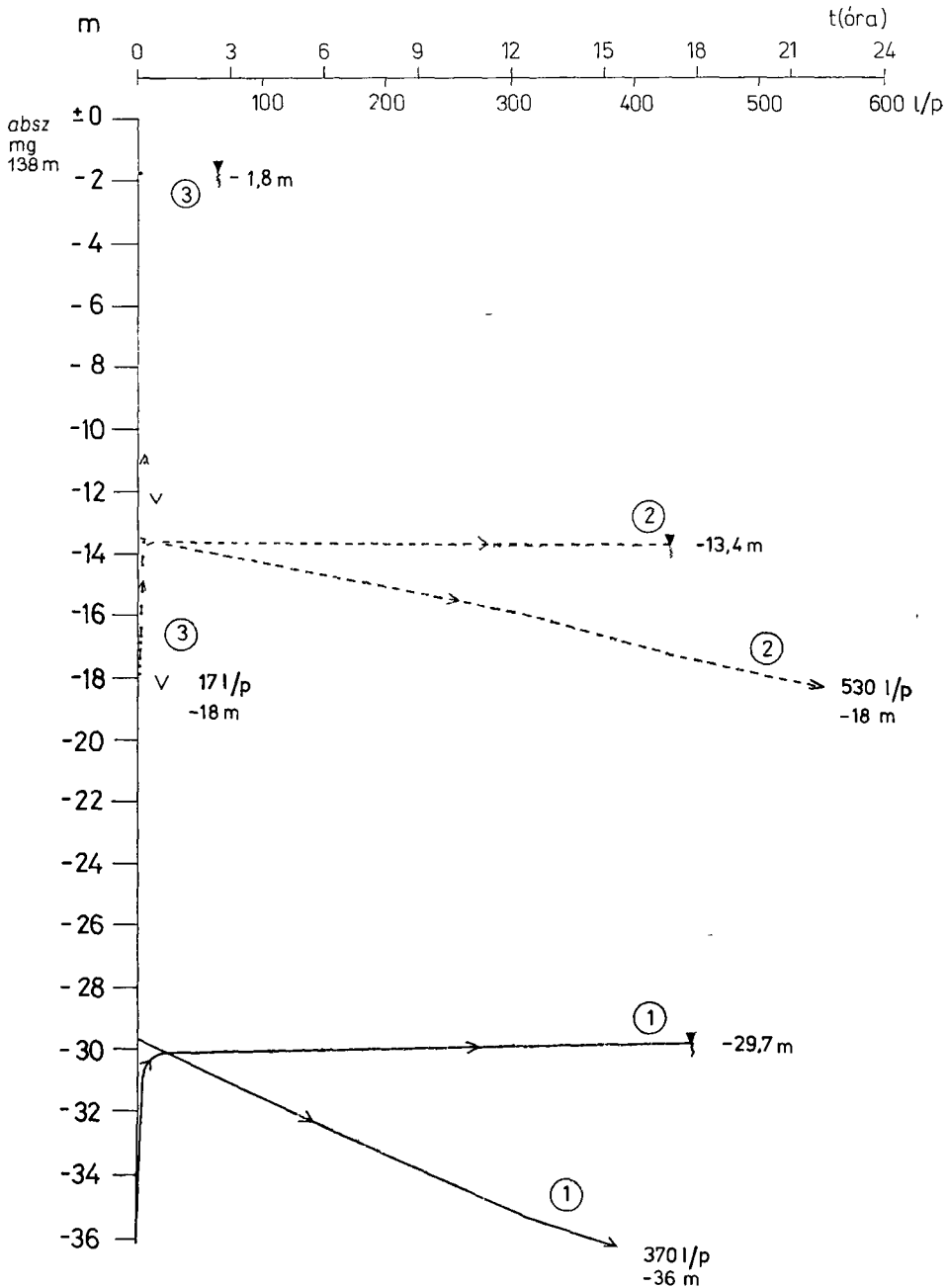
Beszűrőzött rétege felső-pannóniai középszemű homok. A 32-es bronz szitaszovettel ellátott 108 mm átmérőjű perforált szűrőcső 206,2–216,4 m mélységközben helyezkedik el. A réteg tisztító kompresszorozása több napon át tartott, kezdetben iszapos–opálos színű kis vízhozamot (100–175 l/p) szolgáltatott, majd folyamatosan tisztulva nőtt a vízhozam 370 l/p maximumig, amelynél az üzemi vízszint –36,0 m volt a terepszint alatt. A kifolyó víz hőfoka 22 °C volt. A termeltetés folyamán a kútból többször vettünk vízmintát vegyelemzésre. A maximális vízhozam melletti tartós uzemeltetés leállása után feltöltődés-mérést végeztünk. A vízszint az első percben igen gyorsan emelkedett, majd uteme lelassult, egy óra múlva –30,37 m-en állt. A további emelkedés még lassúbb volt és csak 24 óra után érte el a terepszinttől mért –29,70 m-es nyugalmi szintet. Ez az érték alföldi vonatkozásban igen alacsonynak számít, de ez a terület földtani és geomorfológiai helyzetéből adódik. A vizek lefelé szivárognak, a nyomásgradiens erősen negatív. Ha ezt az értéket levonjuk a 138 m tengerszint feletti magasságból, akkor 108,3 m-es abszolút vízszintnívót kapunk, ami még mindig magasabb az Alföld 80–95 m magasságú térszínein fúrt hasonló mélységű vagy mélyebb artézi kutak +6,0 +10,0, sőt még a +15,0 m-es nyugalmi vízszintjeinél is.

A hidrodinamikai vizsgálatok befejező fázisaként reométerezést, mélységi vízmintavételt, gázmintavételt és talphőmérséklet mérést végeztünk a kútban (3, 4 ábra).

A 180,2 m-es talpmélységű kút hidrodinamikai vizsgálata

Az alsó- vagy középső-pleisztocén kavicszinóros közép- és durvaszemű homokösszletet megcsapoló szűrőzött szakasz 148,7–164,4 m között helyezkedik el, szitaszovete 32-es bronz, a termelőcső átmérője 108 mm. Egy napig tartó alapos szűrőmosás után indult meg a réteg lassú termeltetése. A víz hamar letisztult, hozama gyorsan nőtt az 530 l/p-es maximumra. Üzemi vízszintje –18,0 m-en állt be a terepszint alatt, a kifolyó víz hőfoka 19 °C volt. A napokig tartó maximális hozammal történő uzemeltetés után feltöltődés-mérést végeztünk nagy pontossággal. Az első percben az emelkedés itt is igen nagymervű volt, majd egyre lassulva másnapra érte el a –13,43 m-es terep alatti nyugalmi helyzetet. Ez a nyugalmi vízszint abszolút értékben 124,57 m-t jelent a tengerszint felett, ami a fentebb említett alföldi 80–95 m-es térszíneken mélyített sokkal mélyebb artézi kutak magas pozitív nyugalmi vízszintjeinél (+10, +20 m) is jóval magasabb helyzetű, de még mindig negatív nyomásállapotú rétegvíz emeletről van szó (2, 3 ábra). E kútból is több vízmintát vettünk a termeltetés során, de vegyi összetételük teljesen megegyezett.

A mérések befejezése után reométerezés, mélységi vízmintavétel, gázmintavétel és talphőmérséklet mérés történt e kútban is.



4 abra A Janoshalma I sz fúrás hidrodinamikailag vizsgált rétegenek vízhozam (leszívás)- és feltöltődes-gorbái

Fig 4 Water yield (depression) and recharge curves of hydrodynamically tested layers from borehole Jánoshalma I

A Jánosalmi Jh 2 és -3 sz megfigyelő kútban beszűrőzött rétegek vizének
gázösszetétele
Gas composition of the water from the filtered layers in checkwells Jh 2 and -3 at
Jánosalma

Gázösszetétel (nyomatott)						
180,2 m-es furás (2 sz kút)			232,1 m es furas (1 sz kút)			
Gázalkotók	tűfogató%					
	minta	levegőmentes	minta	levegőmentes		
Metán	0,74	1,51	—	—		
Nitrogén	87,89	97,39	79,11	80,82		
Oxigen	10,82	—	17,90	—		
Szén-dioxid	0,54	1,10	3,19	19,18		
Összesen	99,99	100,00	100,00	100,00		

Gázösszetétel (vízben oldott)						
180,2 m-es furás (2 sz kút)			232,1 m es furas (1 sz kút)			
Gázalkotók	minta	CO ₂ mentes	levegőmentes	minta	CO ₂ mentes	levegőmentes
Metán	1,07	1,92	1,29	4,23	9,60	4,74
Nitrogen	48,88	87,70	45,15	36,29	82,28	32,64
Oxigen	5,78	10,38	—	3,58	8,12	—
Szen-dioxid	44,27	—	53,56	55,89	—	62,62
Összesen	100,00	100,00	100,00	99,99	100,00	100,00

A 22,8 m-es talpmélységű kút hidrodinamikai vizsgálata

Kútsorozatunk legsekélyebb tagja az előzőekkel szemben nem mélyégi, hanem talajvízszint-észlelő kút. Szűrőzött szakasza 8,2–15,5 m-ig tart, anyaga felső-pleisztocén korú közép- és durvaszemű homok, egy-két aprókavics zsinórral, -kavicszórvánnyal. Szítaszöve 40/45-os bronz, átmérője 165 mm. A réteg maximális vízhozama 17 l/p volt –18,0 m-es üzemi vízszintnél, a kifolyó víz hőfoka pedig 18 °C (!) volt. Ez az érték jóval magasabb, mint a beszűrőzött réteg hőfoka, ennek magyarázata az, hogy a kompresszor meleg levegője gyorsan felfűtötte a kis vízmennyiséget. Minél mélyebb egy kút (így a víze is melegebb) és minél nagyobb a vízhozama, illetve a kiemelt víz tömege, a kompresszor meleg levegőjének hatása annál kisebb, sőt egy bizonyos mélység (hőmérsékleti) határon túl már hűtő hatást gyakorol.

A termeltetés leállítását követően 10 perc alatt közel 10 m-t emelkedett a vízszint, a következő fél órában újabb 6 m-t. A következő két órában már csak 20 cm-t, és így érte el a –1,8 m-es terep alatti nyugalmi szintet. A kút viszonylagos vízbősége a felső néhány tíz méteres rétegösszlet hidrodinamikailag homogén kifejlődését, nagyfokú porozitását és igen jó áteresztő képességét (gyors, közel vízszintes néhány vízmozgás) igazolja.

A két mélyebb (rétegvíz) kútból gázmintavétel is történt, elemzési ered-

ményeit a 6 sz táblázat mutatja be E mélységekben a gáz jelenléte és összetétele gyenge szénhidrogén-nyomos területre utal, amit az 538,8 m-ből beko-
vetkezett gázkitorés is igazol Erre utal a kiemelt szerkezeti helyzet és a szer-
kezeti feldaraboltság is A geofizikai lyukszelvénytérképek eredményei is ezt
támasztják alá

IRODALOM — REFERENCES

- BODOR E 1983 A Jánoshalmi I sz alapfúrás palynológiai vizsgálata — Acta Geol
21 135—159 Debrecen
- BORSY Z 1974 Folyóvízi homok vagy futóhomok? — Foldr Közlem 21 (1) 1—13
- BULLA B 1934 A magyarországi loszok és folyótérasszok problémái — Foldr Közlem.
53 136
- BULLA B 1951 A Kiskunság kialakulása és felszíni formái — Foldr Konyv- és Terképtár
Ért 2 (10—12) 101
- CHOLNOKY J 1910 Az Alföld felszíne — Foldr Közlem 38 413—436
- FRANYÓ F 1980 Újabb felszínfejlődés történeti és vízföldtani eredmények a Duna—
Tisza közti kutatófúrássok alapján — Foldr Ért 29 (4) 409—443
- HALAVATS GY 1896 Az Alföld Duna—Tisza közötti részének földtani viszonyai —
Foldt Int Évk 11 (1) 116—174
- HALMAI J — JÁMBOR Á — RAVASZNÉ BARANYAI L — VETŐ I 1982 A Tengelic 2 sz fúrás
földtani eredményei — Foldt Int Évk 65
- KÖROSSY L 1963 Magyarország medenceterületeinek összehasonlító földtani szerkezete.
— Foldt Kozl 93 (2) 153—172
- KRETZOI M 1953 A negyedkor taglalása gerinces fauna alapján — Alföldi Kongr.
MTA kiadv (8) 89—97
- KRIVAN P 1953 A pleisztocén földtörténeti ritmusai Az új szintézis — Alföldi Kongr.
MTA kiadv (8) 97—105
- MIHÁLTZ I 1953 A Duna—Tisza köze déli részének földtani felvétele — Foldt Int.
Évi Jel 1950-ről 113—139
- MIHÁLTZ I 1953 Az Alföld negyedkori üledékének tagolódása — Alföldi Kongr MTA
kiadv (8) 106—117
- MOLNÁR B 1965 Adatok a Duna—Tisza köze fiatal harmadidőszaki és negyedkori
rétegeknek tagolásához nehezsárvány-összetétel alapján — Foldt Kozl (95 (2)).
217—225
- MOLNAR B 1966 Pliocén és pleisztocén lehordási területváltozások az Alföldön —
Foldt Kozl 96 (4) 403—413
- PÉCSI M 1959 A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalaktana — Foldr
Monogr 3 Akad Kiadó, Budapest
- PÉCSI M 1960 A Duna—Tisza köze geomorfológiai problémái — Foldr Közlem 8.
23—29
- RÓNAI A 1956 A magyar medencék talajvíze Az országos talajvíz térképező munka
eredményei — Foldt Int Évk 46 (1)
- RÓNAI A 1972 Negyedkori üledékképződés és éghajlattörténet az Alföld medencéjében.
— Foldt Int Évk 61 (1)
- SOMOGYI S 1961 Hazánk folyóhálózatának fejlődéstörténeti vázlata — Foldr Közlem
9 (1) 25—50
- SUMECHY J 1951 A Duna—Tisza közének földtani vázlata — Foldr Konyv- és Terkép-
tar Ért 2 (10—12) 75
- SUMECHY J 1953 Medencénk pliocén és pleisztocén rétegtani kérdései — Foldt Int
Évi Jel 1951-ről 83—109
- URBANCSÉK J 1963 Jánoshalma környékének földtani és felszínalaktana — Foldr.
Ért 12 (1) 1—34
- URBANCSÉK J 1964—79 Magyarország mélyfúrású kútjainak katasztere I—IX —
VITUKI kiadv

GEOLOGICAL AND HYDROGEOLOGICAL RESULTS OF KEY DRILLING JÁNOSHALMA Jh 1

by

F FRANYO

Hungarian Geological Institute Budapest, Nepstadion út 14
H-1143

UDC 556.3+551.782.1(439.14)

Key words sedimentology, paleontology, hydrogeology, sand, Miocene, Pannonian, borehole, Janoshalma (Great Hungarian Plain)

The borehole was drilled in 1980 under the auspices of the Large-Scale Great Hungarian Plain Drilling Project launched in 1964. Its planned depth was 800 m—depth that was hoped to be enough for reaching, beneath the Quaternary, Pannonian and Miocene sequences, the Mesozoic (Cretaceous or Triassic) formations. The site for the borehole was located near the top of a gravimetric high of roughly W—E direction. Had the Mesozoic been reached, so the geological and hydrogeological value of the borehole would have been greatly enhanced. Notably, a piezometric checkwell for observation of subsurface waters within the Mesozoic had been envisaged, in order to compare the hydrodynamic processes therein with the groundwater flow movements that had been well-known for years in a number of places in the unconsolidated Great Plain sediments. Because of an outburst of natural gas from the soft, medium to coarse-grained Miocene (Sarmatian) sands underlying the Lower Pannonian claymarl sequence however, the drilling had to be stopped upon decision taken by the District Mining-Engineering Authority of Szolnok. Provided with a tubing 165 mm in \varnothing and cement-encased down to a depth of 460.8 m, the borehole had to be cemented up to the surface, and not even in the higher intervals did the Authority allow the perforation of selected high-transmissivity layers for hydrodynamic testing. Thus the resulting borehole has a bottom depth of 538.8 m just reaching Miocene.

KISALFOLDI LAZA ULEDÉKES KÖZETEK PÁSZTÁZÓ ELEKTRONMIKROSKÓPOS (PEM) MORFOMETRIAI VIZSGÁLATA

RISCHÁK GEZA

M Áll Földtani Intezet Budapest, Népstadion út 14
H-1143

ETO 552 51 086(439 Kisalfold)

T a r t a l o k uledékes kőzetek, homokszemcse, pásztázó elektronmikroszkópos módszer, Kisalfold

A homokszemcsek felületen nyomot hagynak a szállítás során ható, nem rendszeres, durva vonzó- és utközési hatások, vagy a környezet kémiai átalakító hatása, sőt nem ritkán megjelennek az ezt követő ún. másodlagos sérülések is. A laza uledékek vizsgálatára szolgáló, eddig ismert PEM technika továbbfejlesztésével és a felvételék szamszerű értékelésével kidolgoztuk a pásztázó elektronmikroszkópos morfológiai szemcsevizsgálatot (RISCHÁK G. 1987). Itt részletesen ismertetjük a módszert, beleértve az értékelés rendszerét és ennek matematikai hátterét is.

Ebben a közleményben 11 kisalföldi sekélyfúrás anyagát vizsgáltuk meg az előzőleg kidolgozott morfológiai módszerrel. A kiválasztott minták torban és helyzetben eltérő felszíni formákat, nagy kiterjedésű köpződményeket jellemeznek. A mintaveteli helyek topográfiai vázlatát a 21. ábrán mutatjuk be.

A vizsgálati eredmények bemutatása és értékelése

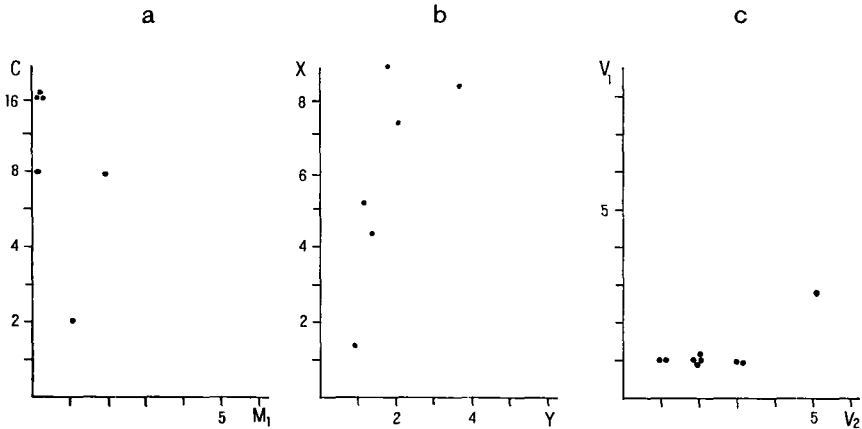
A vizsgálati eredményeket grafikusan ábrázoltuk és az 1–20. ábrák, b és c diagramján mutatjuk be. Az összetartozó részabrák értékelése az 1985. Évi Jelentésben megjelent cikk (RISCHÁK G. 1987) 3., 4. és 5. ábrájával való összevetés alapján történt.

Bábolna 1 sz. feltárás

1,9–2,1 m-es minta (jele: Babilónia 1/4)

Amint az az 1a. ábrán látható, egyes szemcséket közepesen erős elsődleges vonzó- és utközési sérülések értek. A szemcsék korvonalakódja 2 és 16 között elszórtan helyezkedik el. Az 1b. diagram szerint a mechanikai koptató munka 2–9 kJ/mol között, a szemcséket még alakító kémiai munka pedig 1–4 kJ/mol között változik. Nyilvánvaló összefüggés van a kémiai és a mechanikai munka között. Az 1c. diagram megmutatja, hogy a kémiai munka döntően oldásból és kisebb mértékben kémiai bevonat képzésből áll.

A vizsgált minta különbozóképpen megmunkált fluvio-areális uledék, amely leülepedés után a talajban tovább oldódott és esetenként bekéregződött a talajvízből kivált szilikátvegyületekkel.



1 ábra A Babilónia 1 sz feltarás, 1/4 jelu mintájának C—M₁, X—Y és V₁—V₂ diagramja
a= a vizsgált szemcsehalmaz korvonal (C) és mechanikai sérülések kódjainak összefüggése, *b*= a vizsgált szemcsehalmazra ható mechanikai (X) és kémiai munkák (Y) mérőszámainak összefüggése, *c*= a vizsgált szemcsehalmazt ért kémiai építő (V₁) és a szemcséket oldó kémiai munkák (V₂) összefüggése

Fig 1 C—M₁, X—Y and V₁—V₂ diagrams of sample 1/4 from exposure Babilónia 1
a= relationship between the outline of studied grain aggregate (C) and the codes of mechanical injuries, *b*= relationship of mechanical (X) and chemical impacts (Y) upon the studied grain aggregate, *c*= relationship between constructive impact (V₁) and dissolving chemical impact (V₂) upon the studied grain aggregate

2,4—2,6 m-es minta (jеле Babilónia 1/5)

A 2a diagram tanúsága szerint ezek a szemcsék mentesek az elsődleges és a másodlagos mechanikai sérülési nyomoktól. A szemcsék közepes és erős kopását a 8—16-os korvonal kód fejezi ki. A 2b diagram alapján két típusú szemcséből alakult ki az üledék. Az egyik típuson 8 kJ/mol, a másik típuson 5,5 kJ/mol koptató munka hatott. A kémiai átalakító munka mindkét típusnál 2 kJ/mol körül van. A kémiai oldás és a bekérgezés közelítőleg azonos intenzitású volt (lásd 3c diagram).

A minta különböző módon megmunkált fluvialis eredetű futóhomok, határozottan két különböző szállítási móddal. A kémiai átalakítás egyértelműen azonos tartalmú és intenzitású talajkemizmust tételez fel.

8,9—9,1 m-es minta (jеле Babilónia 1/14)

Ez a minta minden tekintetben hasonló az előzőhöz.

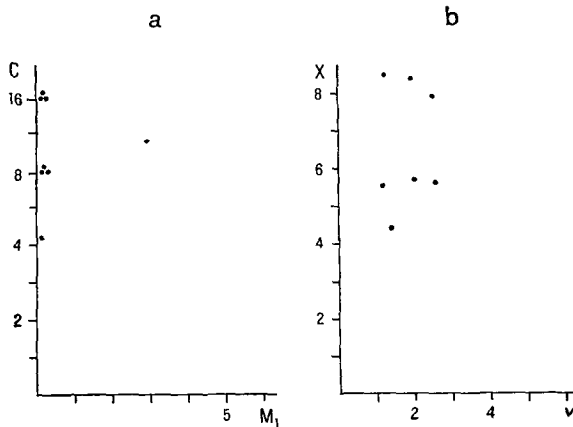
9,9—10,1 m-es minta (jеле Babilónia 1/15)

A 4a diagram azt mutatja, hogy egyenletesen kerekített szemcsékből áll ez a minta. A megmunkálási energiák diagramja a 4b viszont arról tanúskodik, hogy az egynemű kerekítettség nemcsak a koptatás eredménye, hanem jelentős része van benne a kémiai munkának is. A mechanikai és a kémiai munka lineáris összefüggése folyóvízi szállításra is utal. A 4c diagram szerint a kémiai hatás változó mértékű oldásban és minden szemcsét közel azonos mértékben érintő bekérgezésben nyilvánul meg.

A minta fluvialis eredetű futóhomok, amelyet hasonló intenzitású vízi és levegőbeni szállítás jellemez. A talajban nyugodt, enyhén telített sótartalmú talajvíz hatott rá.

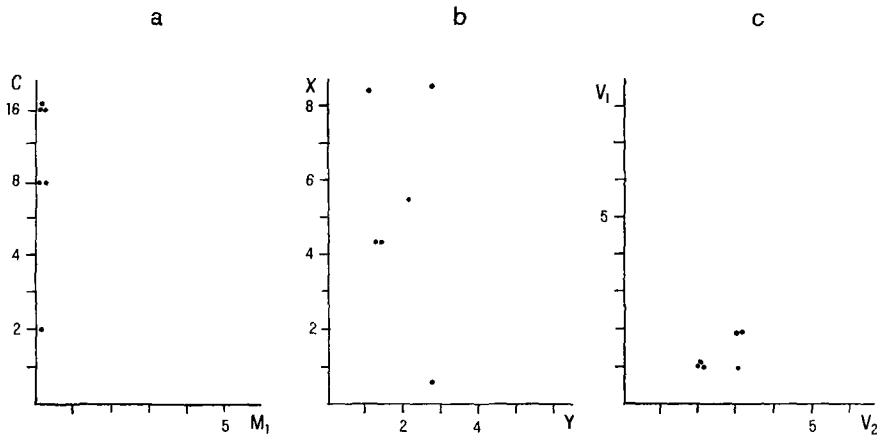
10,5–10,7 m-es minta (jele Babilónia 1/18)

Az 5a diagram szerint gombolyítottsága a középestől az erősig terjed, de egyes szemcséken erős elsődleges sérülési nyomok is vannak, tehát nagy impulzus-energiájú, nagy utkozési szabad úthosszú környezetben is mozgott az adott szemcse. Az 5b diagram szerint széles határok között változik a szemcsék mechanikai megmunkálási munkája, sőt lineáris összefüggést mutat a kémiai munkával. Az 5c diagram rámutat arra, hogy a szemcsék egy része igen aktív



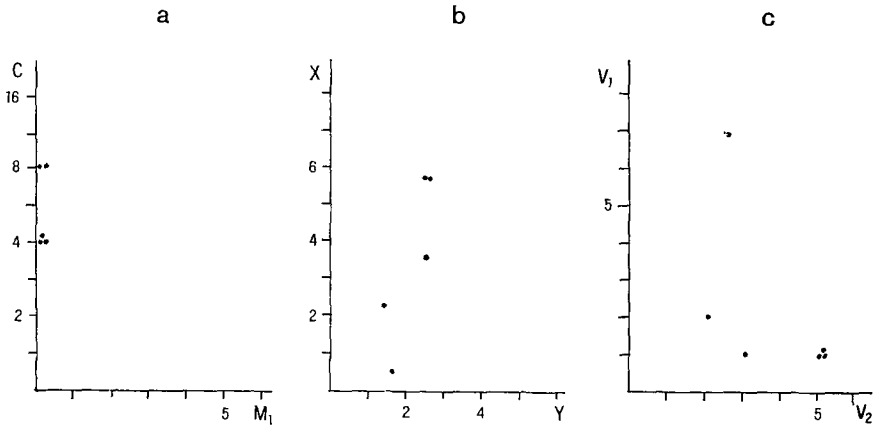
2 ábra A Babilónia 1/5 jelű minta C–M₁ és X–Y diagramja
A jelmagyarázatot 1 az 1 ábránál

Fig 2 C–M₁ and X–Y diagrams of sample Babilónia 1/5
For the legend, see Fig 1



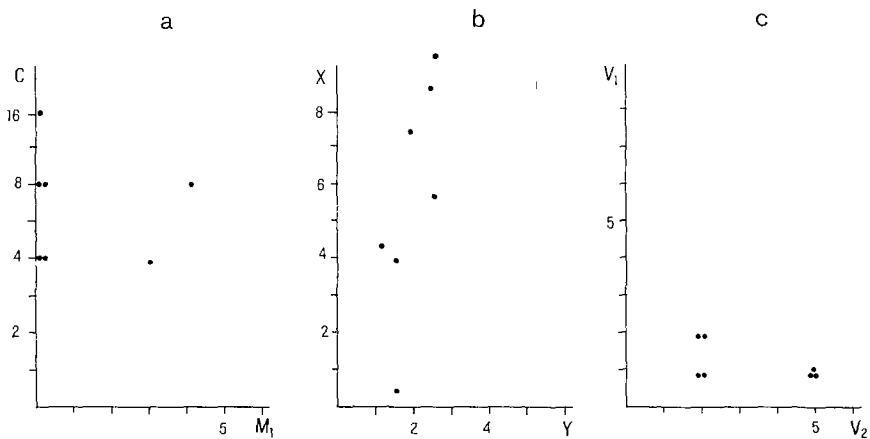
3 ábra A Babilónia 1/14 jelű minta C–M₁, X–Y és V₁–V₂ diagramja
A jelmagyarázatot 1 az 1 ábránál

Fig 3 C–M₁, X–Y and V₁–V₂ diagrams of sample Babilónia 1/14.
For the legend, see Fig 1



4 ábra A Babilónia 1/15 jelű minta C—M₁, X—Y és V₁—V₂ diagramja
A jelmagyarázatot 1 az 1 ábránál

Fig 4 C—M₁, X—Y and V₁—V₂ diagrams of sample Babilónia 1/15
For the legend, see Fig 1



5 ábra A Babilónia 1/18 jelű minta C—M₁, X—Y és V₁—V₂ diagramja
A jelmagyarázatot 1 az 1 ábránál

Fig 5 C—M₁, X—Y and V₁—V₂ diagrams of sample Babilonia 1/18
For the legend, see Fig 1

telítetlen vizes környezetben, más része viszont kis oldóképességű vizes környezetben szállítódott, sőt ezeknek a szemcséknek egy része telítettebb talaj-vizes környezetben tartózkodott

Ez a minta kétféle módon vízben szállított homok, esetleg később futóhomokká is vált — erre utal a nagy korvonal kód —, de a szemcsék egy része egyszer már volt talaj, erre utal a magasabb V₁ érték, tehát az anyag legalább egyszer áthalmozott

10,7–11,0 m-es minta (jele Babilónia 1/19)

Ez a minta hasonlít abban a tekintetben az előzőhöz, hogy ezen is kimutathatók az elsődleges mechanikai sérülési nyomok. A koptatási mechanikai munka közepes és nagy értékek körül tomorul. A kémiai átalakítási munka kis értékei fordulnak elő. A 6c diagram is azt mutatja, hogy ezeknél a mintáknál a kémiai aktivitás valóban csekély, az oldás és a kiválás közelítőleg azonos szinten van.

Ez a minta kétféle módon szállított folyami homok. A szemcsék egyik része tomény vizes szuszpenzióban, a másik része viszont hígabbban mozgott. A szemcsék magas korvonalokódja azt jelzi, hogy el nem hanyagolható volt a légi szállítás sem. Végül is a mintát fluvialis eredetű futóhomoknak kell tekinteni.

A babilóniai mintaanyag folyómederből, folyó ártérből kifújtt futóhomok és egy folyó hordalékteraszának a keveréke. A szemcsék között egyet sem találtunk olyant, amelynél a másodlagos sérülések nyomát, mint az áthalmozódás kétségtelen bizonyítékát megtaláltuk volna. Ennek ellenére, az egyéb tényezők arra utalnak, hogy a szemcseanyag áthalmozódott még a futóhomok jellegén belül is.

Mecsér 2 sz fúrás

7,9–8,1 m-es minta (jele Meccsér 2/12)

A 7a diagram szerint a szemcsék gombolyítettsége az alacsonyabb korvonalokód tartományban szóródik. Nem lehetett megfigyelni elsődleges sérülési nyomokat, de másodlagos sérülési nyomok is csak egy szemcsén jelentek meg. A 7b diagram azt mutatja, hogy a kémiai megmunkálás 2,2 kJ/mol energiája mentén sorakozik, a mechanikai munka 1,8–5,8 kJ/mol értékű, ami azt jelenti, hogy a szállítás során nem, vagy alig hatott a szemcsékre kémiai erő. Az 7c diagramon kirajzolódik, hogy a szemcsék egy része alig volt kémiai behatás alatt — vagy lekopott róla a kémiai megmunkálás nyoma —, a másik részénél gyenge bekérgezési nyomok mellett erős oldás nyomait találjuk.

A minta folyami homok, de az eolikus szállítást nem lehet kizárni. A szemcséken észlelt kémiai hatásnyomok a talajban végbemenő oldás és bekérgezés eredményei. A szemcseanyag legalább egyszeri áthalmozódást mutat úgy, hogy az egyszer már talajjá vált kőzet mobilizálódott ismét.

10,1–10,3 m-es minta (jele Meccsa 2/16)

Feltűnően kis megmunkáltságú szemcsék halmaza. Majdnem jellegtelen a szállítás mikéntjét illetően. Egyedül a 8b diagram utal arra, hogy vízi szállítású mintáról van szó.

A minta folyami hordalékterasz anyaga, döntően ártéri jelleggel.

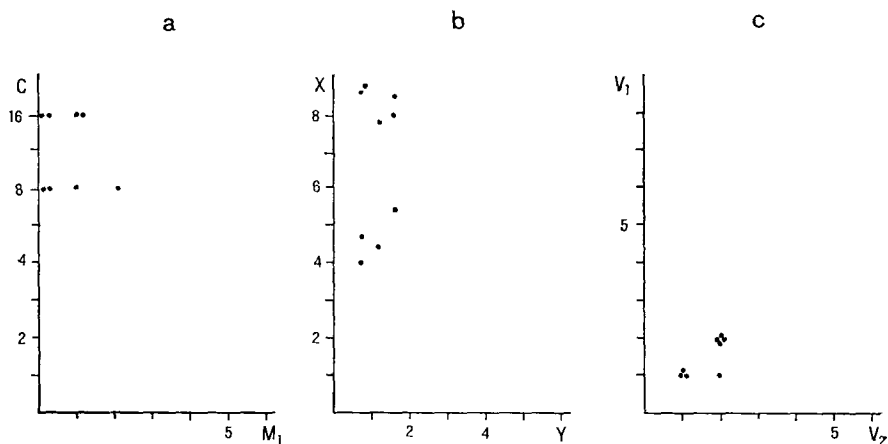
Fenyőfő 1 sz feltárás

0,4–0,6 m-es minta (jele Fenyőfő 1/3)

A 9a diagram azt mutatja, hogy ezek a szemcsék mentesek az elsődleges mechanikai sérülési nyomoktól és a gombolyítettséget jellemző korvonalokód széles határok között változik. A 9b diagramon jól látszik, hogy a szemcséket ért kémiai hatás energiája szűk határok közötti állandó érték, de a mechanikai koptató munka egy közepes és egy nagy érték körül csoportosul. Meg kell jegyezni, hogy néhány szemcsén gyenge másodlagos mechanikai sérülési nyo-

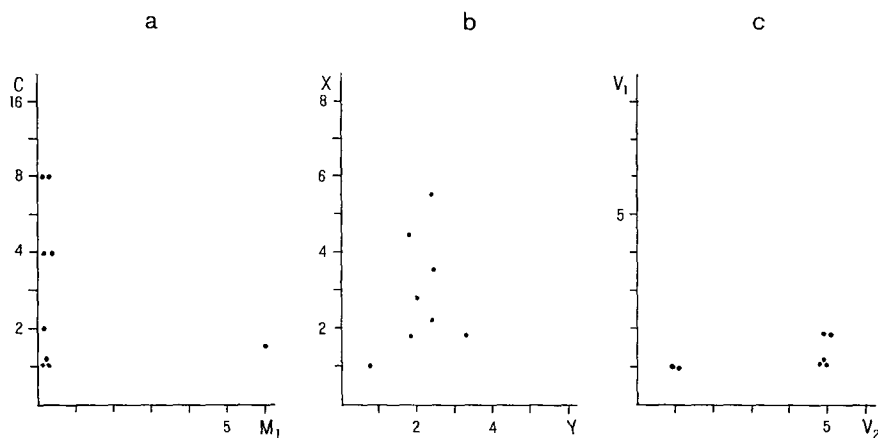
mot lehetett megfigyelni, azaz az üledék legalább részben biztosan áthalmozott. A 9c diagram szerint mindenütt megjelenik a szemcséken egy vékony bekérgezés egy közepes és erős kémiai oldási hatás kíséretében.

Ez a szemcsehalmaz legalább egyszer áthalmozott fluvio-lakusztis futóhomok

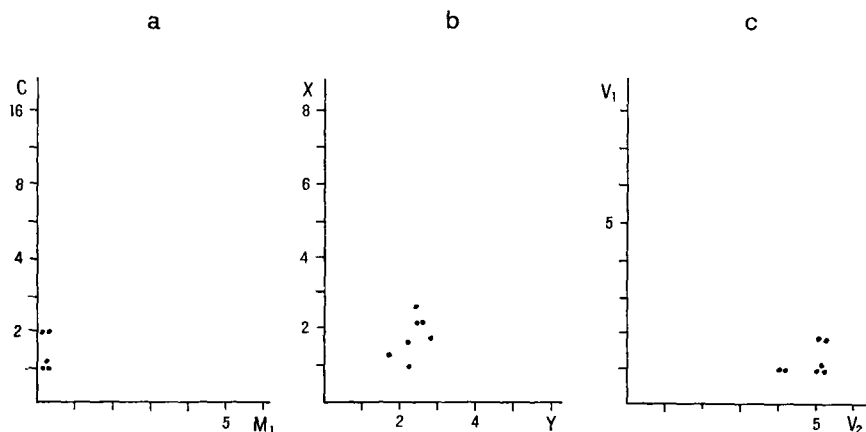


6 ábra A Babilónia 1/19 jelű minta C-M₁, X-Y és V₁-V₂ diagramja
A jelmagyarázatot 1 az 1 ábránál

Fig 6 C-M₁, X-Y and V₁-V₂ diagrams of sample Babilónia 1/19
For the legend, see Fig 1

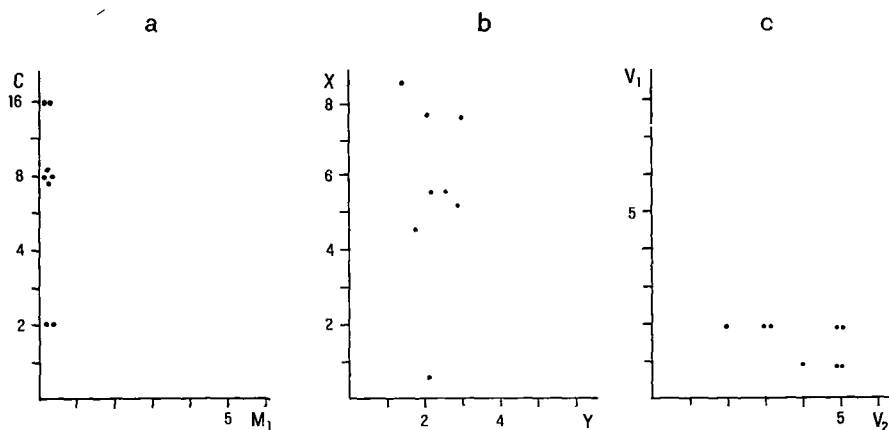


7 ábra A Mecser 2 sz fúrás 2/12 jelű minta C-M₁, X-Y és V₁-V₂ diagramja
Fig 7 C-M₁, X-Y and V₁-V₂ diagrams of sample 2/12 from borehole Mecser 2



8 ábra A Mecsér 2/16 jelű minta C-M₁, X-Y és V₁-V₂ diagramja

Fig 8 C-M₁, X-Y and V₁-V₂ diagrams of sample Mecsér 2/16



9 ábra A Fenyőfő 1 sz. feltárás 1/3 jelű minta C-M₁, X-Y és V₁-V₂ diagramja

Fig 9 C-M₁, X-Y and V₁-V₂ diagrams of sample 1/3 from borehole Fenyőfő 1

3,9–4,1 m-es minta (jele Fenyőfő 1/8)

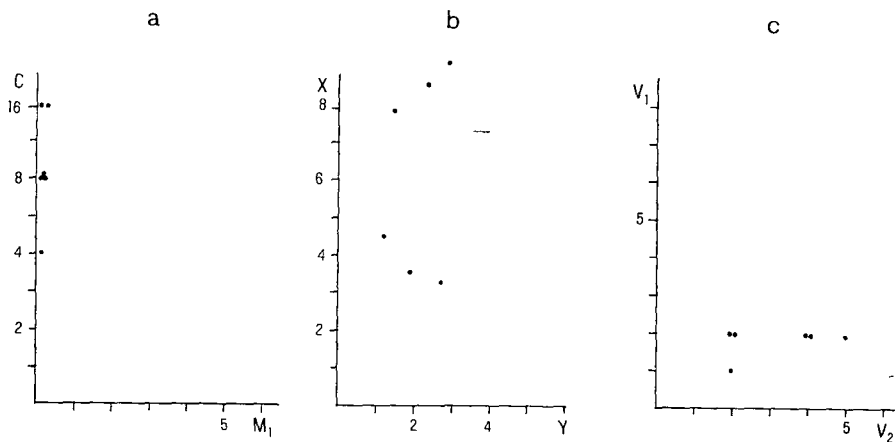
A 10a. diagram szerint nincs a szemcséken elsődleges sérülési nyom, és a gombolyítotttságot jellemző C kód értékei inkább magasak, mint alacsonyak. A mechanikai és a kémiai munkák jellege és eloszlása hasonló az előző mintához. A kémiai hatást az jellemzi, hogy erősebb volt az oldott sókra a bekérgező hatás telített vizes közegben, mint az előző esetben. Az oldási nyomok hasonlóképpen széles tartományt ölelnek fel. Előfordulnak másodlagos sérülési nyomokat mutató szemcsék is, ami az áthalmozódás biztos jele.

Ez a mintaanyag legalább egyszer áthalmozott futóhomok, amely eredetét tekintve folyami-ártéri hordalék.

4,9–5,1 m-es minta (jele Fenyőfő 1/9)

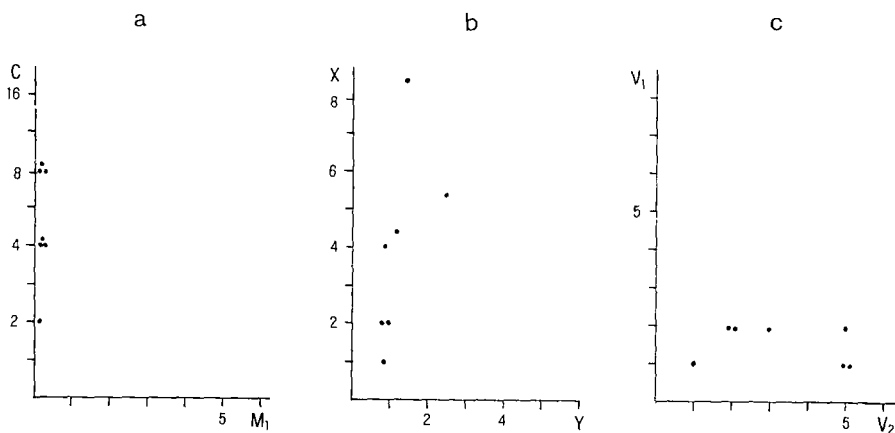
Ezen a mintaanyagon nem látszik másodlagos sérülési nyom, de a 11a diagram szerint elsődleges sem A korvonalakód értékei a közepes tartományba esnek A 11b diagram azt mutatja, hogy a kémiai hatások alacsony szintje mellett a szemcséket széles határok között mozgó mechanikai koptató munka alakította

A mintaanyag csak kíméletesen és rövid ideig szállított fluviális eredetű fótóhomok



10 ábra A Fenyőfő 1/8 jelű minta C- M_1 , X-Y és V_1 - V_2 diagramja

Fig. 10 C- M_1 , X-Y and V_1 - V_2 diagrams of sample Fenyőfő 1/8



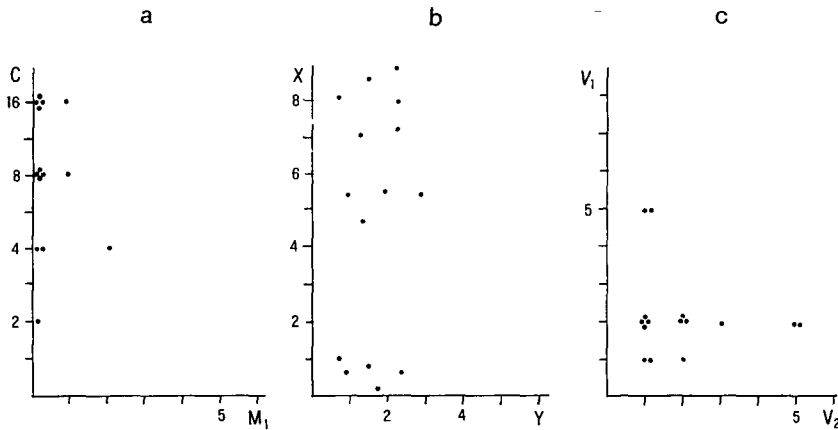
11 ábra A Fenyőfő 1/9 jelű minta C- M_1 , X-Y és V_1 - V_2 diagramja

Fig. 11 C- M_1 , X-Y and V_1 - V_2 diagrams of sample Fenyőfő 1/9

Mezőors 1 sz fúrás

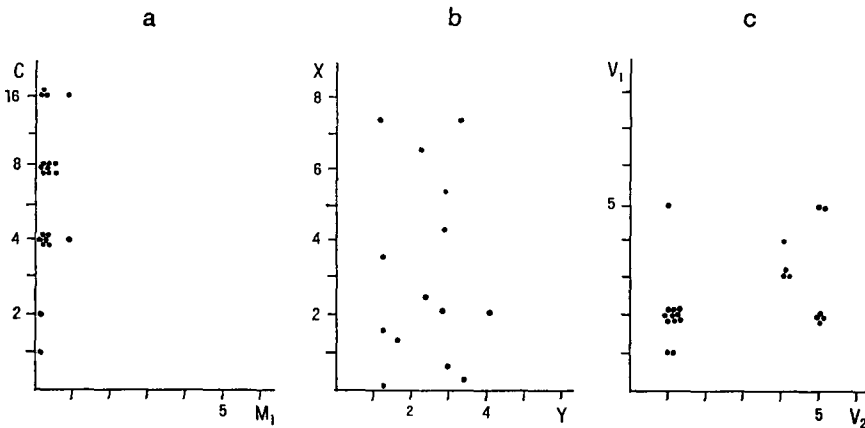
2,9–3,1 m-es minta (jelic 403-24-F-1-7)

A 12a diagram szerint néhány szemcsén gyenge és közepesen erős elsődleges sérülési nyomok láthatók. A szemcsehalmazt a magasfokú gömbölyítettség, nagy C kódszámok jellemzik. A 12b diagram azt mutatja, hogy a kémiai munka kis és közepes nagyságú, de a mechanikai koptató munka három erősségi szinten tomorul. A 12c diagram megmutatja, hogy a kémiai munka is tagozódik. Van egy gyenge oldással és gyenge bekérgezéssel, egy



12. ábra A Mezőors 1 sz fúrás 403-24-F-1-7 jelű minta C–M₁, X–Y és V₁–V₂ diagramja

Fig. 12 C–M₁, X–Y and V₁–V₂ diagrams of sample 403-24-F-1-7 from borehole Mezőors 1



13. ábra A Tárkány 3 sz fúrás 403-24-F-3-7 jelű minta C–M₁, X–Y és V₁–V₂ diagramja

Fig. 13 C–M₁, X–Y and V₁–V₂ diagrams of sample 403-24-F-3-7 from borehole Tárkány 3

gyenge oldással és erős bekérgezéssel, valamint erős oldással és egy kicsit erősebb bekérgezéssel jellemzett szemcsecsoport Minden paraméter három szemcsegenerációra utal

A mintaanyag különböző eredetű fluviális uledék Bár másodlagos sérülési nyom nem látható, a kémiai munka idézett megoszlása arra utal, hogy az uledékanyag többször áthalmozott folyami hordalékból kifűjt futóhomok

Tárkány D 3 sz fűrés

2,9—3,1 m-es minta (jelo 403-24-F-3-7)

A 13a diagram szerint néhány szemcsén gyenge elsődleges sérülési nyom látható A szemcsék gombolyítottságát kifejező korvonal kód számai kifejezetten a közepes értékeknél halmozódnak A mechanikai koptató és a kémiai munka véletlenszerű, egyenletes szórás képet mutat (13b diagram) A kémiai munkák megoszlását kifejező 13c diagram szerint a szemcsék két csoportra oszlanak Az egyik csoportban a kis aktivitású oldásnak és bekérgezésnek váltakozva kitett szemcsék, a másikban a nagy aktivitású oldásnak és bekérgezésnek kitett szemcsék halmozódnak Meg kell jegyezni, hogy néhány szemcse esetében gyenge másodlagos mechanikai sérülési nyomokat lehetett látni

A mintaanyag mérsékelt utkozési szabad úthosszt biztosító közegben, azaz lassú folyású folyóban, ártéri fáciesben, eléggé tomény szuszpenzióban szállítódott A hordalék többször volt talaj, amelyre a váltakozó kémiai hatások utalnak Ebből az állapotból légi szállítással áthalmozódott Mindez azonban csak közepes intenzitással és energiával történt Sok szemcséből álló halmazon végzett mérés alapján a kémiai és a mechanikai munkák nagyságának véletlenszerű szórása tobbirányú szállításra utal

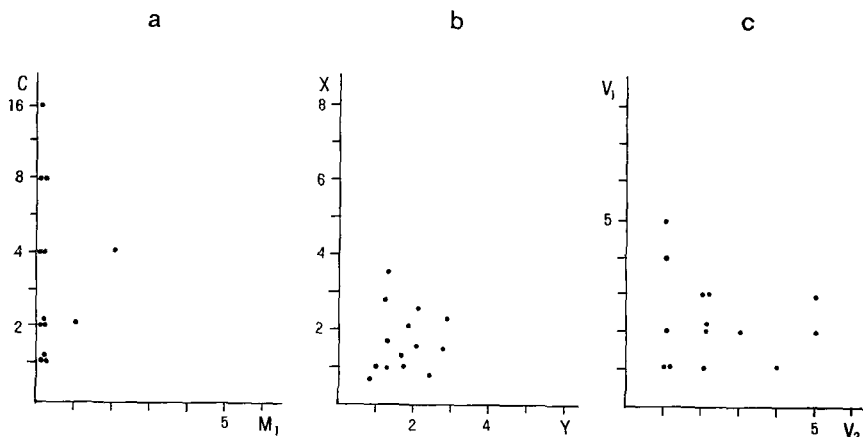
1,9—2,1 m-es minta (jelo 403-24-F-4 6)

A 14a diagram alapján a minta gombolyítottsága széles határok között változik, de az erősen gombolyított szemcsék részaránya kisebb, mint a közepeseké Néhány szemcsén gyenge és közepesen erős elsődleges sérülési nyom látható, de másodlagos sérülésnek nincs nyoma A 14b diagram szerint a kifejtett mechanikai és kémiai munka, laza összefügéssel, arányos egymással Feltűnő, hogy a mechanikai és a kémiai megmunkálás energiája nagyjából azonos (A mechanikai energia tobbnyire kétszer-háromszor nagyobb a kémiaiánál) A 14c ábra megmutatja, hogy a kémiai munka nagyon szélsőségesen áll össze oldó és bekérgező hatásból A szemcsék zoménél egyenlő arányú a két hatás, de előfordulnak erősen oldott, vagy erősen bekérgezett szemcsék is

Ez a minta gyors és lassú folyású vízben, folyómederben és ártérben szállított fluviális eredetű szemcsék halmaza, amely váltakozva pangó vizes és aktív agresszív vizes környezetben tartózkodott, azaz talajjá változott A szemcsék egy része ebből a talajból eolikus szállítással áthalmozódott, de ez a légi szállítás rövid ideig tartott és energiája is mérsékelt volt

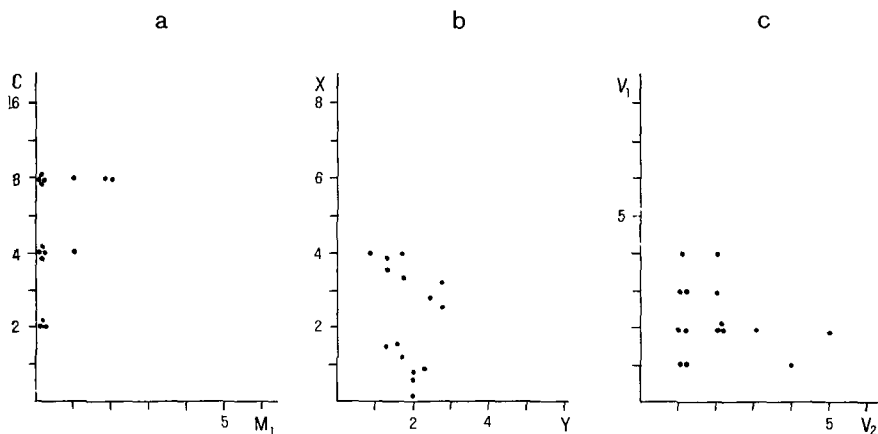
2,9—3,1 m-es minta (jelo 403-24-F-4-7)

Ez a minta hasonló jellegű, mint az előző, de lényeges különbség az, hogy tobb az elsődleges sérülési nyomot felmutató szemcse és a sérülések is mélyebbek, amint ezt a 15a diagram mutatja A 15b diagramon határozottan szétválk a nagyjából azonos kémiai munkával megtámadott szemcsék két



14 ábra A Tárkány 3 sz fúras 403-24-F-4-6 jelű mintájának C— M_1 , X—Y és V_1 — V_2 diagramja

Fig 14 C— M_1 , X—Y and V_1 — V_2 diagrams of sample 403-24-F-4-6 from borehole Tárkány 3



15 ábra A Tárkány 3 sz fúras 403-24-F-4-7 jelű mintájának C— M_1 , X—Y és V_1 — V_2 diagramja

Fig 15 C— M_1 , X—Y and V_1 — V_2 diagrams of sample 403-24-F-4-7 from borehole Tárkány 3

csoportja. Az egyik csoport kis mechanikai, a másik közepes mechanikai megmunkálási energiával jellemezhető. A kémiai hatások energiaeloszlása lényegében megfelel az előző mintáénak. Van egy lényeges különbség, mégpedig az, hogy gyakrabban jelenik meg rajtuk gyenge másodlagos sérülési nyom.

Ez a minta kétféle vízi úton összehordott szemcsék halmaza. Az egyik vízfolyást egészen kis kinetikai energia, nagy zagykoncentráció (erősen agyagos—iszapos víz), a másikat kisebb zagykoncentráció és nagy utkozési szabad

úthossz jellemzi. Az összes szemcsén megjelenik a légi szállítás nyoma, de ez nem játszott meghatározó szerepet. A leülepedés körülményei megfelelnek egy ontéses terület fizikai és kémiai viszonyainak. A megfigyelhető másodlagos sérülések bizonyossá teszik az áthalmazást, ami meg is magyarázza az egyes paraméterek csoportosulását a megfelelő diagramokon.

A tárkányi fúrásanyag összefoglaló értékelése

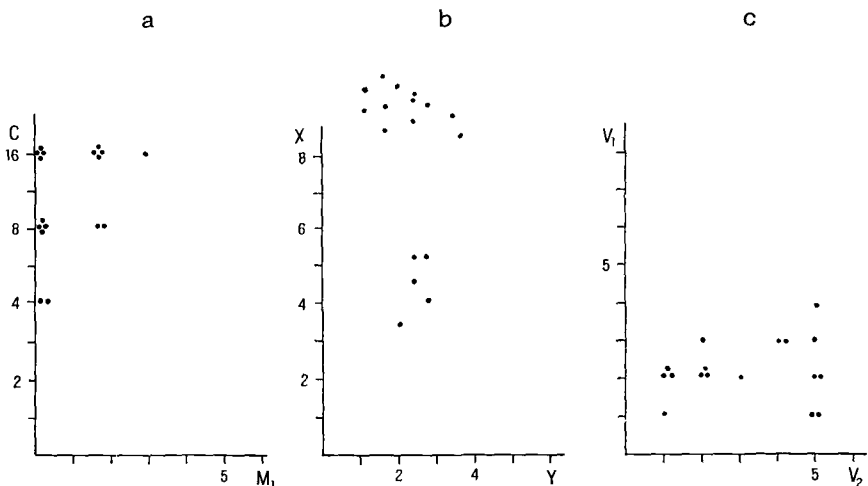
A vizsgált minták fluvialis—lakusztis eredetű uledékek, amelyek időnként kiszáradtak és a szél futóhomokként szállította őket. Talajjá válva periodikusan ki voltak téve erősen oldó, agresszív és oldott sókra telített pangó talajvíz kölcsönhatásának.

Mezőors 6 sz. fúrás

1,9—2,1 m-es minta (jele 403-24-F-6-6)

A mintaanyag erősen gombolyított és elsődleges sérülésektől megviselt szemcsékből áll (16a diagram). A mechanikai és kémiai munkák diagramja azt mutatja, hogy a szemcsék nagyobbik része erősen koptatott és erősen oldott (16b, c diagram). A szemcsék egy kisebb hányadát csak közepesen erős mechanikai és kémiai munka formálta. A szemcsék egy részén gyenge másodlagos sérülési nyom is van, de meg kell jegyezni, hogy 10 kJ/mol-nál nagyobb koptató munka mellett nem lehet kizárni olyan egyenletes koptató hatást, ami lecsiszolhatja a bekérgezési felületen keletkezett vonsozósi—utkozási sérülési nyomokat. Jogosan lehet azt is feltételezni, hogy a szemcsék jelentős részét a látható $M_2 = 1$ -nél jóval erősebb sérülések is érthették.

A szemcsék egy része kíméletes vízi szállítással, a másik része levegőbeni



16. ábra A Mezőors 6 sz. fúrás 403-24-F-6-6 jelű mintájának C— M_1 , X—Y és V_1 — V_2 diagramja

Fig. 16 C— M_1 , X—Y and V_1 — V_2 diagrams of sample 403-24-F-6-6 from borehole Mezőors 6

szállítással került a mintavételi fúrási szintbe. Nem kétséges, hogy az üledék legalább egyszer áthalmozott futóhomok, sőt a kozbelső tartózkodási helyén a talajvíz kevésbé agresszív, mint itt a jelenlegi helyen.

A mezőrsi fúrásminták összefoglaló értékelése

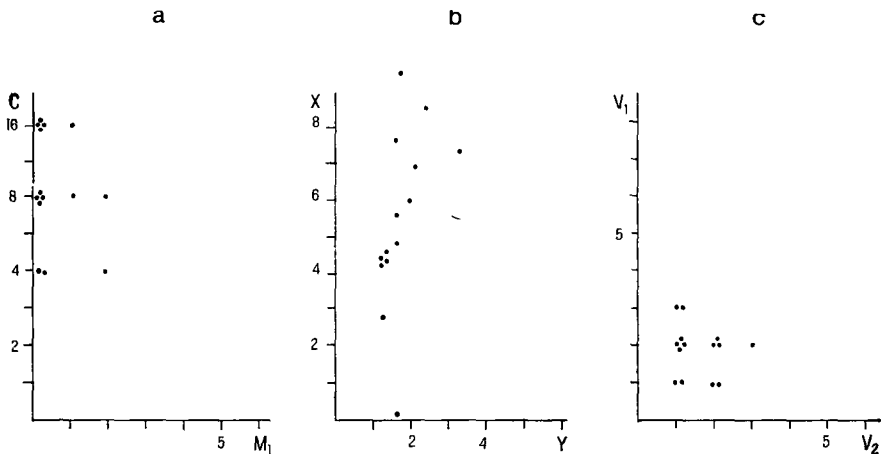
Határozottan különböző eredetű fluvialis üledékből keletkezett futóhomok. Ennek figyelembevételével is kifejezetten áthalmozott üledékek. Az áthalmozás előtti üledékgyűjtőben a talajvíz aktivitása sokkal kisebb volt, mint a jelenlegi helyen, ahol kifejezetten agresszív.

Bársonyos 9 sz. fúrás

3,9–4,1 m-es minta (jelo 403-24-F-9-8)

A 17a diagram szerint a minta közepestől erősig gombolyított szemcsék halmaza. A szemcsék egy részén a gombolyítottság fokával fordított arányban növekvő erősségű elsődleges sérülések láthatók. A 17d diagram szerint a mechanikai megmunkálás és a kémiai felületalakító munka egymással összefügg. A mechanikai munka széles határok között szóródik. A 17c diagram azt mutatja, hogy a szűk határok között mozgó kémiai munka kb. azonos intenzitással oldásból és bekérgezésből tevődik össze. Néhány szemcsén közepesen erős másodlagos sérülési nyomokat is lehetett látni.

A mintaanyag nagy kinetikus energiájú folyóvízi üledékből kifújott futóhomok. A diagramok arra utalnak, hogy a vízi szállítás során egymástól nagyon különböző méretű szemek sodródtak együtt, ami gyorsfolyású patakokra jellemző. Az M_2 kód megjelenése kétségtelenné teszi az üledék áthalmozott jellegét.



17 ábra A Bársonyos 9 sz. fúrás 403-24-F-9-8 jelű mintájának C— M_1 , X—Y és V_1 — V_2 diagramja

Fig. 17 C— M_1 , X—Y and V_1 — V_2 diagrams of sample 403-24-F-9-8 from borehole Bársonyos 9

Keréktelki 15 sz fúrás

1,9–2,1 m-es minta (jеле 403-24-F-15-6)

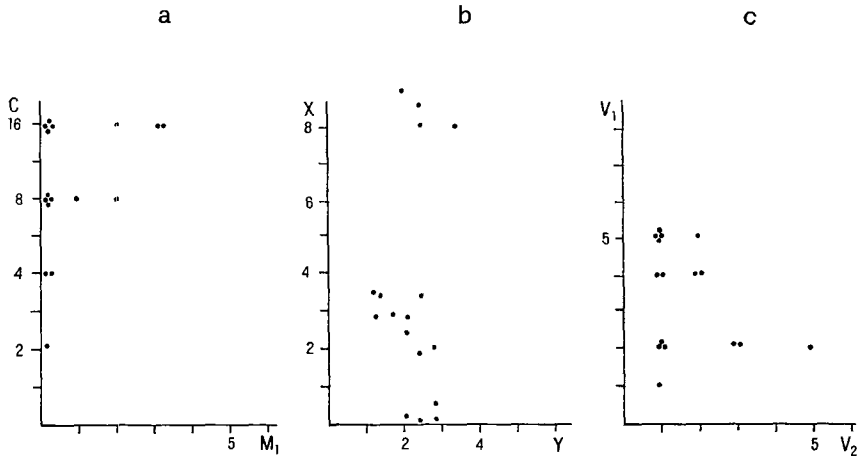
Ez a muntaanyag, a szélsőséges gombolyítettség mellett, a nagy C kód-számokhoz csatlakozva gyenge—kozepes és erős sérülési nyomokat mutat (18a diagram) A 18b diagramon jól látható, hogy a szemcsék egy része nagyon kis (0,5 kJ/mol-nál kisebb) koptatási munkát szenvedett, azaz glaciális jellegű A másik része 3 kJ/mol körül közepes, a harmadik pedig kifejezetten erős koptatási munkát vett fel, tehát legalább háromféle úton és módon szállított szemcsékből áll a halmaz Amint a 18c diagram mutatja, az egységes eredő kémiai munkatartományon belül is megjelenik az oldási és bekérgezési részmunkák hármas tagozódása Feltűnik, hogy ennyire jellegzetes elsődleges bélyegek ellenére sem találtunk másodlagos sérülési bélyegeket Ennek oka az, hogy a szemcsék többsége legalább háromszor áthalmozott, és az utolsó tartózkodási hely annyira aktív vizes környezet, hogy ez az előző nyomokat teljesen elfedi, vagy leoldja

A minta többszoroson áthalmozott folyami uledék, amely eközben levegőben is szállítódott A szemcsék egy része futóhomok, más része alig megdolgozott glaciális szemcse, harmadik része pedig köztes állapotot tükröz A kémiai környezet agresszív talajvizet takar

Bana 2 sz fúrás

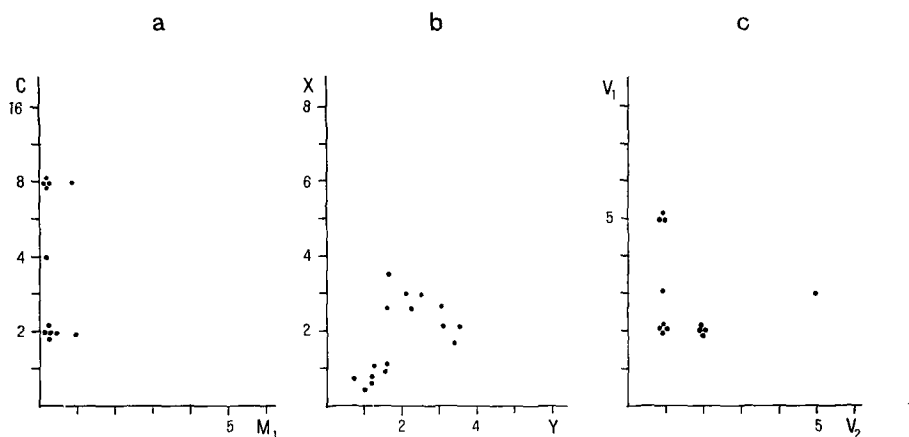
1,9–2,1 m-es minta (jеле 403-22-F-2-6)

Amint a 19a diagram mutatja, a szemcsék egy része csak kissé gombolyított, a másik pedig közepesen erősen A 19b diagramon ábrázolt mechanikai és kémiai munka összefüggésében a szemcsék két csoportra oszlanak Ettől függetlenül lineáris összefüggés látszik a kétféle munka között A kémiai munka alapvetően bekérgezésből származik A szemcséken egyáltalán nem láttunk áthalmozódásra utaló másodlagos sérülési nyomokat



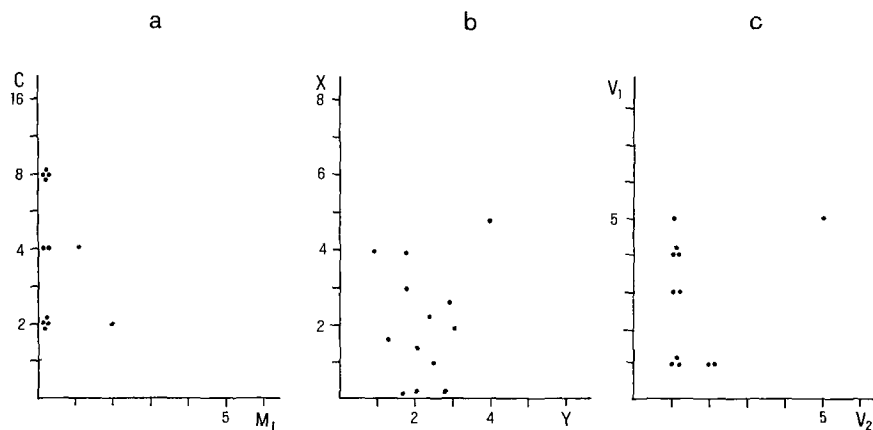
18 abra A Keréktelki 15 sz fúrás 403-24-F-15-6 jelű mintájának C— M_1 , X—Y és V_1 — V_2 diagramja

Fig 18 C— M_1 , X—Y and V_1 — V_2 diagrams of sample 403-24-F-15-6 from borehole Keréktelki 15



19 ábra A Bana 2 sz fúrás 403-22-F-2-6 jelű mintájának $C-M_1$, $X-Y$ és V_1-V_2 diagramja

Fig 19 $C-M_1$, $X-Y$ and V_1-V_2 diagrams of sample 403-22-F-2-6 from borehole Bana 2



20 ábra A Pannonhalma 15 sz fúrás 403-23-F-15-6 jelű mintájának $C-M_1$, $X-Y$ és V_1-V_2 diagramja

Fig 20 $C-M_1$, $X-Y$ and V_1-V_2 diagrams of sample 403-23-F-15-6 from borehole Pannonhalma 15

Ez a mintaanyag kétféle módon szállított, folyami meder, ill ártéri üledék, de nem lehet kizárni egy rovid ideig tartó kéméletes légszállítást sem

Pannonhalma 15 sz fúrás

1,9–2,1 m-es minta (jele 403-23-F-15-6)

A 20a diagram nagyfokú hasonlóságot mutat az előző minta 19a diagramjával. Az elsődleges sérülési nyomok gyakoribbak a kevésbé gombolyított szemcséken. A 20b diagram szerint mind a kémiai, mind a mechanikai munka

2–3 kJ/mol, azaz közepes tartományban szóródik. A kémiai munkát inkább az oldott sókkal telített talajvíz bekérgező reakciója, mintsem a talajvíz agresszív oldó hatása jellemzi. Egyetlen szemcsén lehetett közepesen erős másodlagos sérülési nyomokat találni.

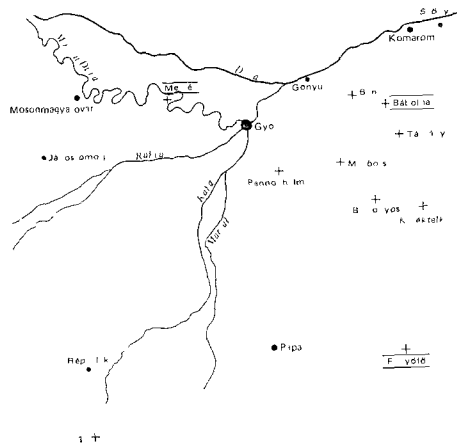
Ez a mintaanyag lassú vízfolyásban kíméletesen szállított homok, amely a folyó vízben normálisan oldódott és leülepedése után kissé ingadozó pangó talajvízzel került kapcsolathoz.

A morfológiai vizsgálatok földtani értelmezése

A földtani viszonyok áttekintése

A Kisalföld fő vízgyűjtő folyója a Duna, ÉK–DNy-i tengelyében a Marcal, a Rába és a Rábca a három mellékvízgyűjtő. A terület keleti részén a Cúha–Bakony-ér és a Concó-patak vezet a Dunába a Bakonyból északra lefolyó vizeket (22. ábra). Az 1764–87 között készült első katonai felmérés a nagy vízszabályozások előtti ósvízrajzi viszonyokat tükrözi. Ez a kép sokkal változatosabb mint a mai, és jól tükrözi azt a szövevényes vízjárást és ehhez kapcsolódó hordalék-lerakást, amelyet a földtani feltárások is igazolnak. Nagyon kis területen is igen változékony a függőleges rétegsor, a váltakozó hordalékteraszok egymásra és egymásba rétegződése miatt.

BALOGH J et al (1983) úgy jellemzik a Kisalföldet, mint gyenge relief-energiájú, alföld jellegű síkságot. Ez azonban csak a medence közepére és csak a földtani közelmúltja igaz. A medence DK-i peremén a Bakonyból lefutó patakok mentén viszonylag magas a reliefenergia, ami közrejátszott a nagy kiterjedésű Csatkai Formáció áthalmozódásában. Ezt tükrözik a medence DK-i középső részén feltárt durva homok és finom kavics rétegek is. A vízfolyások szeszélyes változásai miatt egymás fölött jelennek meg a hordalékkúp és

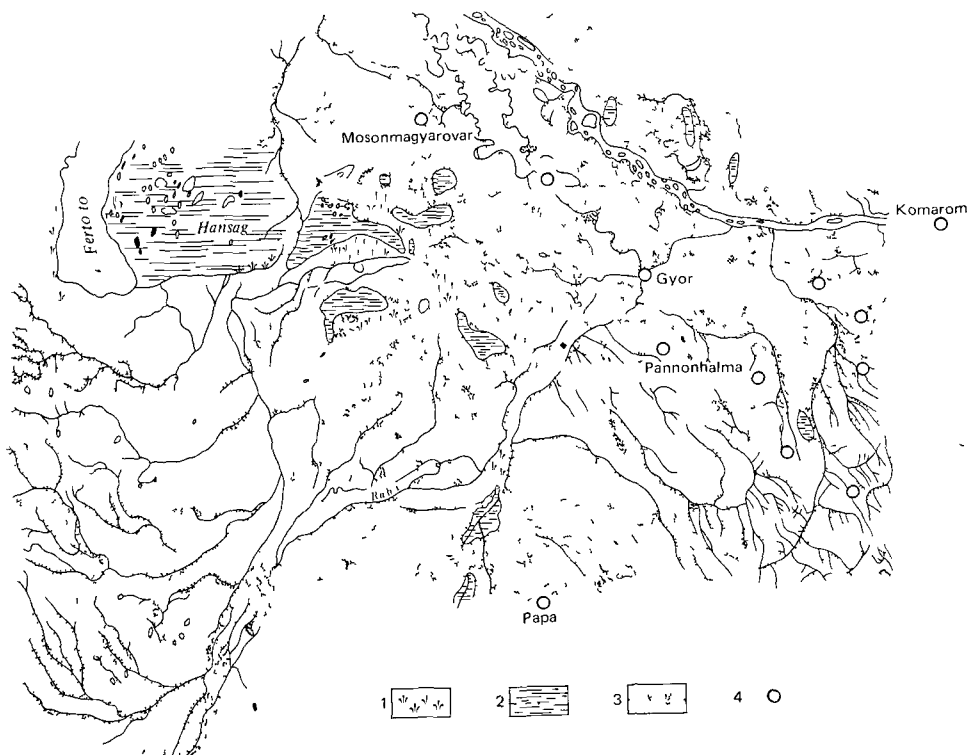


21. ábra. Mintavételi vázlat

1. Mintavételi helyek

Fig. 21. Sampling sketch

1. Sampling points



22 ábra A Kisalföld ősvízrajzi térképe

1 Láp, mocsár, 2 időszakosan vízzel borított területek, 3 árvízi elöntéses alluviumi területek, 4 mintavételi helyek

Fig 22 Paleohydrographic map of the Little Hungarian Plain

1 Marsh, swamp, 2 periodically waterlogged areas, 3 alluvial areas flooded at high water stage, 4 sampling points

tavi—mocsári fácieset jelző rétegek A vízfolyások gyakori változása bonyolult helyi üledékképződéshez vezetett

A 23 ábrán jól kirajzolódik, hogy a kisalföldi folyók és patakok miként vágták be magukat a kőzet aljzatba és megelőző üledékekbe és miként építették saját hordalékkúpjukat Kirajzolódik továbbá a loszszerű képződmények ÉNy—DK-1 tengelye is, ami összhangban van a Kisalföld uralkodó, a Bécsi-medence felől fújó szél irányával

Az üledékközzetani viszonyokat tovább bonyolítják a felszínmorfológiai viszonyok A 23 ábráról leolvasható, hogy a Kisalfoldon négy nagy üledék-szállítási irány van

- a Duna völgye,
- a Marcal—Rába völgye,
- a Rábca völgye,
- a medence keleti oldala, ahol erős erózióval—derázióval kísérve közvetlenül a Dunába sodródik a hordalék

A morfolometriai vizsgálatok értelmezése

A megvizsgált fúrások, a Mecsér 2 sz kivételével, a Kisalföldnek a Duna, Rába és a Bakony ÉNY-i lába által határolt keleti felére esnek. A morfolometriai vizsgálatok során kialakult kép összhangban van az előző fejezetben leírt nagyon változó földtani és földrajzi környezettel. Eddig is tudtuk, hogy ez a terület eróziós—deráziós, fluvialis-areális üledékekből épül fel a felszínközeli rétegekben. Azt azonban nem tudtuk, hogy az egyes szerzőknél futóhomoknak, másoknál homokos-agyagos losznak, vagy ezek egyéenként változó kombinációjának tartott földtani képződmények igen finom részfolyamatok során alakultak egymáshoz hasonló arealitatúakká. Az ilyen üledék olyan folyami üledék, amely esetenként meder-, vagy zátony anyag, más esetben ártéri, tavi-mocsári képződmény, de fontos esemény a fejlődésükben, hogy többször kiszáradtak és hosszabb-rovidebb ideig talajként éltek. Az ilyen időszakokban a talajvízjárás hatására, ismétlődően oldó—bekérgező felületi kémiai átalakuláson — málláson — mentek keresztül. Ez az ingatag talajállapot gyakran meg is szakadt azáltal, hogy a kellőképpen nem stabilizálódott talaj finom szemcsefrakciója erős szélben tovaszállt. Leulepedve pedig bekeveredett más folyami üledékbe és új életet kezdett. Meg lehet figyelni ennek a folyamatnak néhány állomását és a morfolometria módszerével rögzíteni lehet jellemzőit.

Ezek után felmerül a kérdés, hogy ez az anyag futóhomok, losz vagy fosszilis talaj. Nyilvánvaló, hogy sem ez, sem az, hanem részben, frakcióiban ez is, az is és mindez együtt. Aligha lehet losznak nevezni azt a 0,1—0,2 mm-es homokfrakciót, amelyen éppúgy megfigyelhetők azok a $C \cdot M_1 M_2 \cdot V_1 V_2$ kóddal jelzett jegyek mint a 0,06—0,1 mm-es szemcsékben (Kisebbséket is nem vizsgáltunk). De futóhomok-e az olyan homok amelyen 1—10 μm vastag kémiai bevonat képződött? És éppen ez az, ami ezeket a kisalföldi üledékeket jellemzi a megvizsgált területen. Nemcsak arról van szó tehát, hogy különböző szemcseméret-eloszlású rétegek váltják egymást, hanem, hogy a hasonló granulometriai tulajdonságú szemcsék morfolometriailag is hasonlóak, azaz a vízfolyások kanyargása ellenére is, a közetszállítás mechanizmusa hosszú időn keresztül csak a helyi tényezők hatására változott. A felső 10—11 méteren belül alig függ a különbség attól, hogy honnan veszünk mintát. Mindegyik

→

23 *abra* A Kisalföld felszíni képződményeinek kőzetgeológiai térképe [JAKUCS L. et al (1982) 8. ábrájának változatlan átvetele]

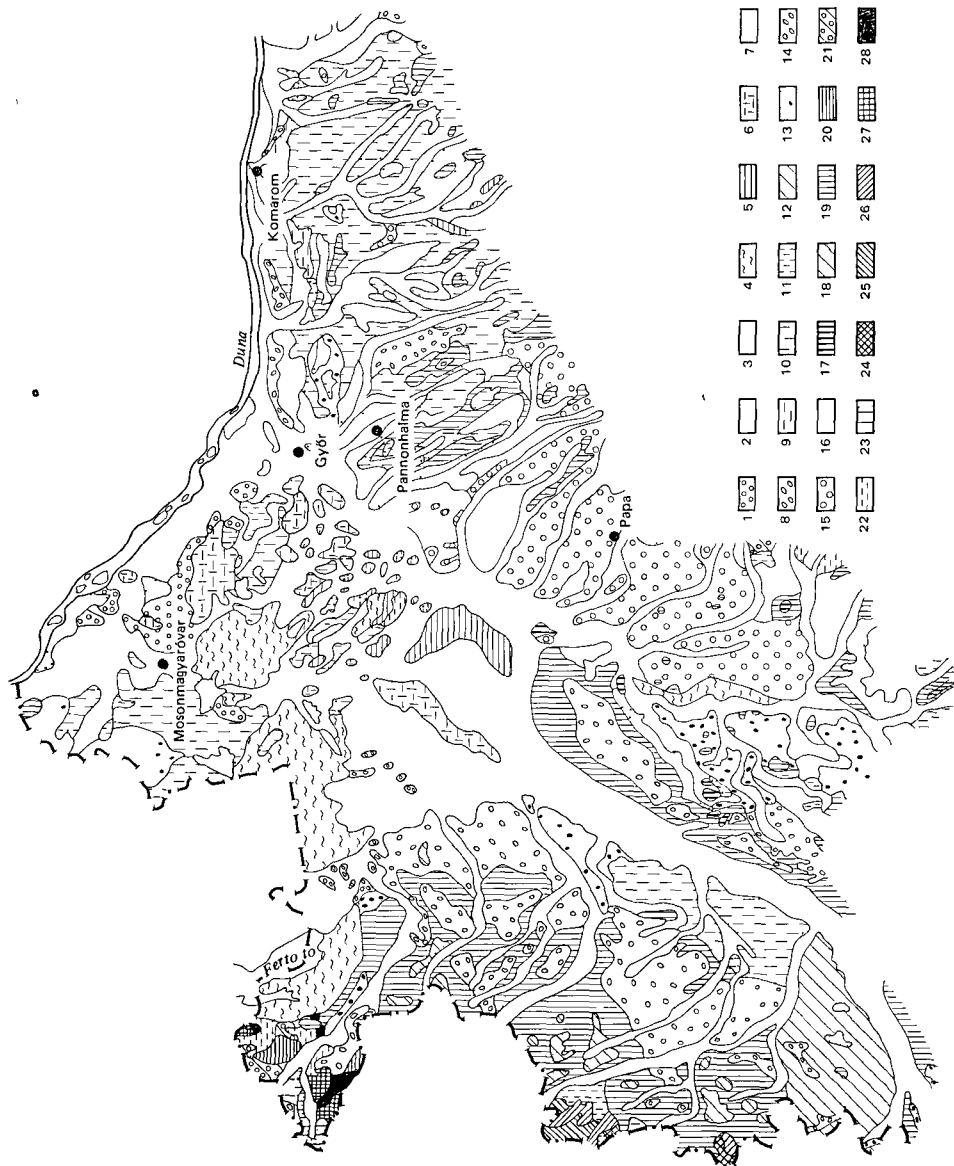
Holocén 1 Folyami kavics, 2 folyami homok, 3 futóhomok, kotott homok, 4 tozeg, tozgarsar, 5 réti agyag, 6 loszos iszap, 7 ontoshomok, -iszap, -agyag Felső-pleisztocén 8 kavics, 9 folyami homok, 10 homokos losz, loszos homok, 11 losz, sargaöld, 12 barna- és vörösföld Középső-pleisztocén 13 kavics Alsó-pleisztocén 14 homokos kavics 15 kavics, 16 homok Pliocén 17 bazalttufa, 18 homok, homokos, edesvízi mészkő, 19 agyag, homok, barnaköszentelep, 20 homok agyag, kavics Szarmata 21 kavics, homok, agyag Tortonai 22 lajtamcszko, homok, agyag Helveti 23 konglomerátum, kavics, homok Ópaleozoikum 24 zoldpala, 25 kvarccsilámpala, 26 meszesilámpala Precambrium 27 csillámpala, kvarcit, leukofilit, 28 gneisz

Fig 23 Surface geological map of the Little Hungarian Plain (borrowed as unchanged from L. JAKUCS et al 1982 Fig 8)

Holocene 1 Fluvialite gravel, 2 fluvialite sand, 3 wind-blown sand, more coherent sand, 4 peat, peaty mud, 5 meadow clay, 6 loessic mud, 7 alluvial sand, mud and clay Upper Pleistocene 8 gravel, 9 fluvialite sand, 10 sandy loess, loessic sand, 11 loess, yellow-earth 12 brown- and red-earth Middle Pleistocene 13 gravel Lower Pleistocene 14 sandy gravel, 15 gravel, 16 sand Pliocene 17 basalt tuff, 18 sand, sandstone, freshwater limestone, 19 clay, sand, browncoal seam, 20 sand, clay, gravel Sarmatian 21 gravel, sand, clay, Tortoman 22 Lethakalk, sand and clay Helvetian 23 conglomerate, gravel, sand Lower Paleozoic 24 Greenschist, 25 quartz-micaschist, 26 calc-micaschist Precambrian 27 micaschist, quartzite, leucophyllite, 28 gneiss

a fluvio—areális—fosszilis talaj fácieskomplexum valamilyen változatát jelent. Ebben az értelemben bizonytalanná válik a 23. ábra loszos—homokos képződményeinek tagolása, mert vagy finomabb különbséget kellene tenni, vagy pedig össze kellene vonni őket. Mindezek figyelembevételével három finoman elkülönülő formáció rajzolódik ki:

— Nagyigmánd—(Bábolna—Tárkány)—Mezőors—Pannonhalma irányában elnyúló nagy kémiai aktivitású talajvíz—kőzet kölcsönhatási zóna. Ez



kifejezetten recens jelenség, mivel az ebben a zónában vizsgált szemcsék áthalmazódás előtt sokkal kisebb aktivitású vízzel voltak kapcsolatban

— A Kisalfold keleti peremén kevésbé megmunkált uledékek, — amelyek a PEM szemcsemorfológiával foglalkozó irodalom (KRINSLEY 1971, 1973) szerint glaciális megmunkáltságúak — képződmények jelennek meg, de ezek sem mentesek a levegőben szállított részecskéktől

— A medence középvonalától, széles sávban ingadozva megjelenik a Duna és a mellékfolyók kevert hordaléka, egyre inkább futóhomok jellegű bekeveredéssel

A szélben szállított szemcsék megjelenése a domborzati viszonyok figyelembevételével azt sugallja, hogy a Bakonyból, a folyók által lehordott anyagból a finom frakciót az ÉNy-i szél állandóan visszafújja. Ez kézenfekvő magyarázat arra, hogy miért jelenik meg minden mintában a csak kevésbé, vagy csak közepesen gombolyított szemcsehalmaz mellett $C=8-16$ kódszámú szemcsék sokasága is. Ugyanakkor az elsődleges sérülési nyomok kódja M_1 csak 1–2 fokozatú. Ha ugyanis vízben koptak volna a $C=16$ gombolyítottságú szemcsék, akkor M_1 -nek 3–5-nek kellene lennie.

Topografiaiul külön áll a két mecseri minta, amely morfológiai paramétereiket tekintve tökéletesen megfelel a folyam középszakaszához tartozó ártéri fáciesnek.

Osszefoglalás

PEM morfológiai módszerrel megvizsgáltam 11 kisalföldi sekélyfúrás, ill. feltárás laza uledékanyagát és megállapítottam, hogy ezek az uledékek egy fluvio—areális—fosszilis talaj fácies variációi. A megfigyelt eltérések főleg helyi tényezőktől függenek. Az egyik általánosan ható tényező a terület eróziós gradiense és ennek iránya. A másik tényező az uralkodó széljárás, ami ÉNy—DK-i irányú. Ez visszafújja és továbbcsiszolja a folyók által lehordott és felaprított tormelékot. Ez a szélirány hosszú ideje állandó, de az uledék-képzéshez viszonyítva változó intenzitású, és egymáshoz viszonyítva ciklikus. Ennek következtében az uledék időszakosan talajjává válik. Ebben a szakaszban a talajvízzel való kölcsönhatás eredményeként a szemcsék felületén kémiai elváltozást szenved. A fluvio—ciklus ciklus periódicitásától függően kismértékben változik az uledék morfológiai jellege.

IRODALOM — REFERENCES

- BALOGH J — LOVASZ GY — RINGER Á 1983 Magyarazó a Kapuvár 402 geomorfológiai térképéhez 1:100 000 — Földt. Int. Adattár T 12 384, kézirat
- JAKUCS L — ANDO M — FEHER J — KEVEI F. — NÉ — TOTTH J — MEZŐSI G 1982 Jelentes a „Magyarország természeti erőforrásainak műholdas kutatása” c. tema 1981-es ötödik évi munkafizetésének teljesítéséről (V) A Kisalfoldról készült Landsat felvetelek földtudományi értékelése — Földt. Int. Adattár T 12 961, kézirat
- KRINSLEY D H — MARGOLIS S V 1971 Grain surface textures. In *Procedures in Sedimentary Petrology* — Wiley Inter-Science 151—180 New York
- KRINSLEY D H — BISCAYE P R — TUREKIAN K K 1973 Argentine basin sediment sources as indicated by quartz surface textures — *J. Sed. Petrology* 43 251—257.
- KRINSLEY D H — DOORNKAMP J C 1973 *Atlas of quartz sand surface textures* — Cambridge Univ. Press London
- RISCHAK G 1987 Laza uledékek pasztázó elektronmikroszkópos morfológiai vizsgálata — Földt. Int. Évi Jel. 1985-ről 499—524

SCANNING ELECTRON MICROSCOPIC (SEM) MORPHOMETRIC
STUDY OF UNCONSOLIDATED SEDIMENTARY ROCKS FROM
THE LITTLE HUNGARIAN PLAIN

by

G RÍSCHÁK

Hungarian Geological Institute Budapest, Népstadion út 14
H-1143

UDC 552.51.086(439) Kisalföld

Keywords sedimentary rocks, sand, grains, scanning method, electron microscopy data, Little Hungarian Plain

Non-regular, heavy drag and collision impacts during transport or the chemical altering effects of the environment are apt to leave traces on the surface of sand grains. Moreover, postdepositional, so-called secondary, injuries on them appear not infrequently, too. By adding new dimensions to the SEM techniques serving the study of unconsolidated sediments and by a quantitative evaluation of the results, the author developed a scanning electron microscopic morphometric grain analysis technique (G RÍSCHÁK 1987). The method, including its system of evaluation and its mathematical background, is described in detail.

In this context, the material from 11 shallow boreholes from the Little Plain has been studied by the morphometric method previously developed. The selected samples are representatives of surface landforms, vast formations, differing in spatial position. The topographic sketch of the sampling points is given in Fig. 21.

AZ EGYHÁZASKESZŐI TUFAKRÁTERBEN TELEPULÓ BENTONIT ÉS ALGINIT TELEP

SOLTI GÁBOR

M Áll Földtani Intézet Budapest, Népstadion út 14
H-1143

ETO 553 984(439 Kisalföld)

T á r g y s z a v a k maari, tufakráter, bentonit, alginít, talajjavítás, Egyházaskesző (Kisalföld)

A Magyar Állami Földtani Intézet alginít és bazaltbentonit kutatási programja keretében 1986-ban a Kémenesháton, Egyházaskeszőtől DNy-ra felfedeztük Magyarország negyedik olyan, maari jellegű bazalttufa kráterét, melyet bazaltbentonit és alginít nyersanyag tölt ki

A tufagyűrűt az a Rába tektonikai vonal menti, felső-pannóniai korú finalis bazalt vulkáni működés hozta létre, amely során keletkezett a gércei, sitkei és várkeszői maari tufakráter is. Az egyházaskeszői tufakráter genetikailag azonos a tőle alig pár száz méterre levő ismert várkeszői gyűrűvel, a bennük települő nyersanyagok minőségileg hasonlóak

Az Ekt 5 számú fúrás közvetlen a talajtakaró alatt 0,4–37,0 m között 36,6 m vastag bazaltbentonit összletet és alatta 4,0 m vastag alginítet tartalmaz. A kb 0,63 km² felszíni területű kettős telepben hozzávetőlegesen 15 millió tonna bentonit és 2,5 millió tonna alginít vagyonnal számolhatunk

A bazaltbentonit az eddigi, derivatográfias vizsgálatok alapján 51–95% montmorillonit csoportba (szmektitek) tartozó agyagásvány-tartalmú. Az előzetes ipari minősítő vizsgálatok eredményei alapján nedves nyomószilárdsága és gazaleresztő képessége jó, elsősorban ontodei felhasználás során nedves formázási kölőanyagként jöhet számításba. Váihatón a várkeszői bentonit-hoz hasonlóan vaseic pelletezésre is megfelelő lesz

Az alginít a pulai és gércei alginitekhez hasonlóan mint talajjavító anyag hasznosítható

A pulai felső-pannóniai maari bazalttufa-kráterben települő alginíttelep 1973 évi felfedezése után irányult a figyelem a hasonló vulkanológiai szerkezetek felé. A következő év a gércei alginíttelep felfedezését eredményezte, majd 1975-ben — a terület perspektívitásának kijelölése után — BENCE G. fúrással tárta fel a várkeszői bentonit + alginít kettős nyersanyagtelepet (1 ábra)

Az ezt követő években még számos tufagyűrűt, ill gyűrűs vulkanológiai szerkezetet mutattak ki

A Kárpát-medencében a gyűrűs vulkanológiai szerkezetek száma mintegy 30, ebből az erdélyi Szent Anna-tóval, a felvidéki, várgedei maari gyűrűvel, a Stájer-medencei 8 db maarral (A WINKLER HERMADEN 1957) együtt összesen 17 db bizonyított maari tufagyűrű. Ezek közül azonban nyersanyag, alginít, és fedőjében bentonit csak a három tufakráterben volt ismert (A sitkeiben egykor megvolt, az erózió azonban kimosta az uledékek jelentős részét, így ma már csak a nyersanyagösszlet fekuje van meg benne)

Az 1982-ben az Eotvos Loránd Geofizikai Intézet rendelkezésünkre bocsátotta azt az izovonalas, totális mágneses tér-intenzitás térképet, amely alapján újra el kellett végeznünk Egyházaskesző környékének komplex földtani — geofizikai — topográfiai kiértékelését

Ennek eredményeképpen az ismét Egyházaskesző — Várkesző közötti alginít + bentonit kettős nyersanyagtelepet tartalmazó tufakráter közvetlen közelében, avval érintkezve, DNY-1 irányban kirajzolódott egy feltételezett maar kráter korvonalá. Ez alapján készítettünk el egy kutatási tervet az Egyházaskeszőtől DNY-ra eső területre (SOLTI G 1984e)

A terület fejlődéstörténetét ill földtani felépítését a szomszédos kráter kutatása során szerzett jelentős ismeretesség alapján adhatjuk meg. Annál is inkább, mivel a maar tufagyűitük közismerten gyakran szorosan egymás mellett helyezkednek el, egyidőben keletkeztek, azonos körülmények között (Eifel-hegységi maar mező tihanyi Kulső- és Belső-tó, Gércse — Sitke). Az egyiknél szerzett ismervek tehát megbízhatóan adaptálhatók a szomszédos szerkezetre is.

A terület földtani felépítése

Itt most nem térünk ki a paleozóos — mezozóos képződményekből felépített mélyfeku vagy felette települő miocén és uledékes pannóniai képződmények ismertetésére. Ez részletesen megtalálható BENCE G et al (1979) és SOLTI G (1984d) munkáiban. A bazaltbentonit és alginittelpek keletkezése szempontjából a felső-pannóniai kor, és az akkor lejátszódó finális bazaltvulkanizmus a meghatározó.

A felső-pannóniai végén már a feltöltődés stádiumában lévő kiédesedett tórendszer területén az Alpokat és Kárpát-medencét elválasztó, mélyföldtani elválasztó határu szolgáló „Rába vonal” nagytektonikai szerkezet mentén Egyházaskesző és Malomsok között igen intenzív finális bazaltvulkánosság játszódott le. Az alginít-kutatófúrások, valamint a Szany-1 jelű szénhidrogén-kutató fúrás tanúsága szerint ez a bazaltvulkáni terület a legnagyobb a Kisalföld peremi és kemenesháti hasonló bazaltos területek közül. A gyenge tufaszórást produkáló erupeiók után bazaltláva omlott a felszínre. A várkeszői, marcaltói, malomsoki fúrásokban a bazalt legfelső szakasza kigázosodott, hólyagos megjelenésű, s ez a víz alatt történt kiomlást kizárja. A lávaomlást a területtel foglalkozó kutatók (JÁMBOR Á — BENCE G — PARTÉNYI Z — SOLTI G) egybehangzóan több kisebb kitorési centrumból tételezik fel. Erre utal a kúpszerű tanúhegy-jellegű vulkáni formák hiánya és a bazalt lepényszerű elterjedése, hozzávetőlegesen 20 — 25 km²-nyi területen. A vulkanizmussal egyidőben a Várkeszőtől É-ra lévő térszín erőteljes sullyedésével kell számolni, mivel a Szany-1 jelű fúrásban VÁNDORFFY R leírása szerint 300 m-ig uledékes rétegek váltakoznak bazalttufa betelepülésekkel.

Ugyanakkor a térségben egy-egy gyengébb energiájú kitorési centrum körül vízben dús zagyarak piroklastikumból keresztregzett szabálytalan gyűrű alakú maar jellegű tufasáncokat építettek fel, melynek pereme valószínűleg már kiállhatott a vízből. A gyorsan lejátszódó kitorés után a centrum berogyott, és mint Pulán és Gércén is, itt több tíz méter mély krátertő képződött. A tápanyagban dús, a bazalttufa mállásából keletkezett gazdag mikroelemtartalmú csendes medencében tomegesen elszaporodó Botryococcus algák tomegéből megindult az alginít rétegek lerakódása. A feltöltődés végén Pulán

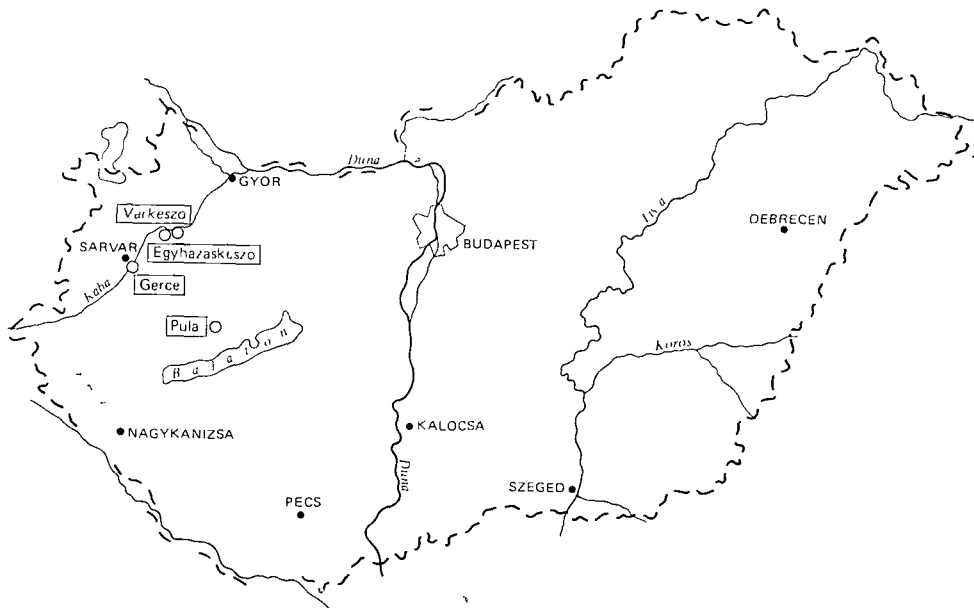
is Gércén is vékony max néhány méter vastag bentonitréteg keletkezett a bemosódó, esetleg távolabbról jövő tufából. Az Egyházaskesző környéki tufagyűrűben ezeknél jóval nagyobb, 40 m-t is elérő vastagságú bentonittelep feltehetően nem csak a kráterperemről bemosódó, hanem valószínűleg a gyűrűtől keletre lévő újabb kitorési centrumból is nagy mennyiségű, igen finomszemű, csaknem teljes egészében vulkáni uvegből álló portufa anyag „terítette” be a krátertavakat. A vízbe hullott tufából az uveganyag gyors mállása révén bazaltbentonit képződött. Ez a bentonit nemcsak a tufakráterben, de a Marcaltó – Malomsok – Rábaszentandrás térségében lévő lávatakaró mélységeiben is megvan.

A vulkanizmus elcsendesedése után a terület a Kisalföld leggyorsabban süllyedő, legmélyebb térszínévé változott. A kráteruledékekre ópleisztocén folyóvízi üledékek rakódtak. Ugyanakkor Egyházaskeszőtől DNy-ra nem szűntek meg a gyenge erupciók és valószínűleg még az alsó-pleisztocénben is volt tufaszórás. Ezek a tufarétegek már az ős-Rába legidősebb kavicslerakódásai közé települtek a magyargencsi Mgt 1 sz. fúrás tanúsága szerint.

A pleisztocén fejlődéstörténete közül területünkön az egyik legjellegzetesebb deflációs hatást említjük meg, mely Egyházaskeszőtől D-re a tufaterületek között kibukkanó puha pannóniai fekképződmények erodálása révén álgűrű formájú morfológiát eredményezett.

Az alginit és bazaltbentonit telepek keletkezésének idejét a feku bazaltok K/Ar módszerrel meghatározott korával, ill. a bentonit telep legfelső szakaszából előkelült korjelző emlécsontmaradványokkal adhatjuk meg.

Üledékes és vulkanosztatográfiai ismereteink szerint az Egyházaskesző



1 ábra Magyarország alginit telepei

Fig. 1 Oil shale deposits of Hungary

kornyéki bazaltvulkanizmus, így a maarok keletkezése is a felső-pannóniai alemelet felső részére tehető, a bennük keletkezett nyersanyagtelepek a felső-pannóniai legfelső szintjét jelentik. Fedőjében pleisztocén uledékek települnek.

A terület hét fúrásából készült K/Ar módszerrel kormeghatározás és ezzel összhangban ásványos összetétel vizsgálat. A radiometrikus kor BALOGH KADOSA mérései szerint $4,15 \pm 0,34$ millió év. A kráteruledék legfelső bentonit-rétegéből gyűjtött emlőscsont-maradványok vizsgálata, különösen egy *Miomys silasensis* – *postsilasensis* foglelet alapján, KORDOS L. a bentonittelep legfelső 1–5 m közötti szakaszát középső – felső-phocénnek, kb. 3 millió évesnek tartja, ami az ősgérinces szárazföldi sztratigráfia szerint az estramontium – ruscicum – csarnotanium szakaszokat foglalja magába. A fentiek alapján a bentonitok képződése 3–4 millió év közöttire tehető.

Koncepciókat sikerült bizonyítani, mivel a faluba vivő műúttól D-re lévő erdő K–Ny-1 nyiladékába telepített Ekt-3 és Ekt-4 jelű fúrások közvetlenül a talajtakaró alatt bazalttufa mállásából keletkezett bentonitot tártak fel. Ezek a kis mélységű fúrások csak viszonylag vékony, bazalttufa-kozbe-településsel bentonit-rétegeket harántoltak, feltehetően a kráter pereme közelében mélyültek. A MÁFI-ban elvégzett röntgen (RISCHÁK G.) és derivatográfiai (BARNA ZS.) vizsgálatok bizonyították a képződmény bentonit voltát (1 táblázat).

RISCHÁK G. (1985) az adatok kiértékelése során az alábbi eredményekről számol be: „A vizsgálati minták fázisanalitikai módszer számára problematikusnak bizonyultak. A két módszer szerinti mennyiségi meghatározás eredménye a meghatározások hibáit meghaladó mértékben különbözött. A röntgendiffrakciós úton meghatározott agyagásványok mennyisége mintegy fele a derivatográfiasnak. A nagy különbség arra utal, hogy lennie kell a mintában olyan ásványi fázisnak, amelyet a derivatográfia észlel, a röntgendiffrakció pedig nem. Ilyen fázis csak röntgenamorf lehet. Ez lehet üveg, vagy üvegszerűen rendezetlen szerkezetű kristálycsírák halmaza. A minták eredete, földtani környezete mindkettőt lehetővé teszi. A bazalttufa esetleges pangó vizes közegben történő mállása labilis összetételű és rosszul kristályosodott agyagásvány kristallitok másodlagos képződéséhez vezethet.

Az 1. táblázatban foglaltuk össze a hagyományos diffraktometriás, az amorf fázis meghatározással kiegészített diffraktometriás, és a röntgendiffrakciós információval támogatott derivatográfias vizsgálatok eredményét. A montmorillonit úgy kell tekinteni, mint a kevert szerkezetű szmektit duzzadó részét, az illitet, mint ennek nem duzzadó részét és a kis mennyiségben onállóan is megjelenő illit összegét. A derivatográfia ennek birtokában tudta szétosztani az agyagásványok összegét a megadott határok közé. Az amorf fázis és az agyagásványok összege már erősen megközelíti a derivatográfiasan meghatározott agyagásványok összegét. A kombinált röntgendiffrakciós és a derivatográfiasan meghatározott értékek ± 10 rel % hibahatáron belül egyeznek.

Az amorf fázis meghatározási módszer megengedi, hogy következtessünk az amorf fázis jellegére is. Eszerint az amorf fázis nagyobb része üveg, a megdermedt folyadékokhoz hasonló ún. teljesen rendezetlen szerkezettel. A kisebb rész, kb. 40%, igen rosszul kristályosodott kristallitok halmaza. Ezekből, valamint a derivatográfias vizsgálatból következik, hogy van egy magas víztartalmú üveg fázis és van egy rendeződő szerkezetű kvázi kristályos fázis. Ennek összevetése a diffrakciós meghatározással, arra enged következtetni,

1 táblázat — Table 1

Az egyházaskeszői maar kráterben települő bentonitok rontgen- és termikus derivatográfiai vizsgálata

X-ray and thermal derivatographic analyses of bentonites set in the maar crater of Egyházaskesző

Fúrás száma	Mélység (m)	Montmorillonit + Illit		Montmorillonit		Illit		Amorf anyag		Kvarc	Káulföldpát		Plagióklász	Kalot		Dolomit	Limonit
		Rontgen	Termikus	Rontgen	Termikus	Rontgen	Termikus	Rontgen	Termikus		Rontgen	Termikus		Rontgen	Termikus		
		%															
Ekt 3	1,5	29	76	50-57		26	36	2	17	+		1	15	18-19	2-3		
Ekt 3	8,0	27	88	70-75		18	46	1	9	+		14	3	2-3			
Ekt 3	11,5	33	84	67-72		14	42	2	18			3	2	1-2			
Ekt 4	5,5	14	56	30-37		26	35	2	43		2	4					
Ekt 4	7,6	20	62	36-43		26	35	2	39			4					2-4
Ekt 5	11,0-11,4			48					14		2	4	32				
Ekt 5	13,0-13,5			73		3		4	12		2	6					
Ekt 5	16,0-16,5			89		5		3	3								
Ekt 5	19,0-19,4			79		4		3	4				11				
Ekt 5	22,0-22,4			90				3	4				3				
Ekt 5	26,0-26,4			75		3		7	15								
Ekt 5	30,0-30,4			81		7		7	5								
Ekt 5	32,0-32,4			83		7		3	7								

A rontgenmerések relatív hibája $\pm 10\%$

Elemzők termikus BARNÁ ZS 1984 dec 10
 rontgen RISHÁK G 1984 dec 10 (Ekt 3-4)
 JUHÁSZ I-né 1986 okt 16 (Ekt 5)

hogy ez az anyagrész képezi az agyagásvány frakció legkezdetlegesebb, in situ képződő részét

Amennyiben ez a munkahipotézis helyes, úgy ezeknek a mintáknak a szokásosnál nagyobb adszorpciós- és ioncsere képességgel kell rendelkezniük. Továbbmenőleg, K és egyéb nehézfémet kationok és egyes szerves amino vegyületek hatására a kevert agyagásvány szerkezetnek rogzitódni kell és így ez az anyag ionszelektív derítőföldként viselkedhet. Ha ez további vizsgálatokkal igazolható lesz, akkor ez az anyag igen értékes ipari nyersanyag, amely tőkés importot válthat ki.

Osszehasonlításként megadjuk a szomszédos kráter bentonittelepét harántoló Ekb 20 sz. fúrás mintáinak rontgen és derivatográfiai vizsgálati eredményét (2 táblázat).

Ezek az eredmények alátámasztották a terület bentonitra történő perspektivikusságát, a megkutatás fontosságát.

2 táblázat — Table 2

A várkeszűi maar kráterben mélyült Egyházaskesző Ekb 20 sz fúrás bazaltbentonit mintáinak röntgen- és derivatográfiai vizsgálati eredményei
 X-ray and derivatographic analyses of basalt bentonite samples from borehole Ekb 20 put down into the maar crater of Egyházaskesző

Mélyiség (m)	Montmorillonit + illit		Illit		Amorf anyag	Kaolinit + klorit	Kvarc	Kátfolyt plagioklasz	Kalcit		Dolomit	Szerit	Szeres anyag	Duzzado réteg koncentrációja
	Röntgen	Röntgen	Röntgen	Röntgen					Röntgen	Röntgen				
4,0—4,5	11	39	66	10	2	11	2	14	8	9	5 ₆ R 4 ₇ R		1	
5,0—5,5	12	41	75	9	1	13	3	10	8	4			1	
6,0—6,5	16	50	90	10	2	16	2	4	2	2				
7,0—7,5	15	52	90	8	2	17	1	7	1	ny				
8,0—8,5	15	52	95	8		19	1	5	2	ny				
9,0—9,5	15	32	86	7		30	2	12	2					
10,0—10,5	16	47	85	10	8	21		6						
11,0—11,5	16	51	85	10	10	18	1	4						
13,0—13,5	13	42	76	9	12	26		10	ny	1				
14,0—14,5	13	36	74	10	7	22	2	15	2	ny				
15,0—15,5	15	24	66	10	15	33	2	16	ny	ny				
16,0—16,5	18	31	68	15	19	25	2	9						
17,0—17,7	17	20	67	11	18	30	2	10	2					70—90
19,0—19,5	16	35	82	14	3	23	2	10						
20,0—20,5	15	35	81	13	6	26		11						
21,0—21,5	14	38	76	12	9	23	2	11		1 [?]				

A kutatás lehetőségét meggyorsította, hogy az Országos Érc- és Ásványbányák 1986 elején érdeklődést mutatott az ország legnagyobb bentonittelepe iránt. A MÁFI lehetőséget nyújtott, hogy az 1985 telén mélyült Ekb 19, -20, -21, -22 sz. fúrásokat az OÉÁ szakemberei megtekintsék, sőt, a fúrásokból méterenként kigyűjtött, összesen mintegy 135 db mintát rendelkezésükre bocsátotta a technológiai vizsgálatok számára. Az OÉÁ Egeri Központi Laboratóriumának elemzései alátámasztották a tíz évvel ezelőtti, JUHÁSZ Z. által tett megállapítást, miszerint a vizsgált bazaltbentonit rendkívül jó minőségű ontodei bentonitként vehető számításba (3–4 táblázat). Ennek eredménye alapján az OÉÁ 1986–91 között felderítő–előzetes–részletes fázisú fúrásos kutatást tervezett és kezdett el 1986-ban az Egyházaskesző–Várkesző közötti területen (A kutatás meggyorsulását alátámasztotta egy svéd érdeklődés is, mely alacsony SiO_2 alkálitartalmű bentonitot – ilyen Magyarországon csak a bazaltbentonit – igényelne pelletezés céljára).

Az 1986 augusztus 3-án megindult Ekt 5 sz. fúrás 36,6 m összefüggő bentonitosodott bazalttufát és bazaltbentonitot harántolt közvetlenül a talajtakaró alatt. Ugyanígy az Ekt 6 és -8 sz. fúrás is harántolta a talajt és a bazalttufa között a bentonitosodott tufa rétegeket.

Ekt 5 sz. fúrás 11,0–32,5 m közötti szakaszából vett 8 db minta SASS PÁL (OÉÁ Egeri Központi Laboratóriuma) értékelése szerint „ontodei bentonitkénti felhasználhatóság tekintetében elsősorban nedves formázási kötőanyagként jöhet szóba (a felhasználói igény ebből a fajtából nagyobb is).

3 táblázat – Table 3

A várkeszői bentonit-előfordulás típusmintái
Type samples from the bentonite deposit of Várkesző

Típus jele	Fúrás száma	Mélység (m)	Minosegi jellemzők (számitott átlagos érték)				
			nyomószilárdság 3% nedves-ségtartalommal (KN/m ²)	latszólólagos viszkozitás 6%-os szuszpenzióknál (m Pa s)	peptizációs szám (%)	iszapolt is maradék (DIN 100) (%)	CO ₂ (%)
EKb–I típus	Ekb 20	2,0–6,0	53,6	12,5	70,5	13,4	5,57
EKb–II típus	Ekb 20	6,0–10,0	72,2	12,8	88,2	2,3	0,55
	Ekb 19	6,0–10,0					
EKb–III típus	Ekb 19	10,0–25,8	75,0	5,7	74,5	3,5	1,63
	Ekb 19	26,0–34,0					
	Ekb 20	10,0–22,0					
	Ekb 20	22,0–42,0					
	Ekb 21	1,8–12,8					
	Ekb 21	28,0–33,0					
EKb–IV típus	Ekb 21	12,8–28,0	89,5	3,7	70,3	3,2	0,47
	Ekb 22	11,0–23,0					

4 táblázat — Table 4

A várkeszői bentonit-előfordulás mintáinak típusokba sorolása
Classification of samples from the Várkesző bentonite deposit

Fúrás száma	Mélység (m)	Minőségi jellemzők					Típus
		Nyomószilárdság 3% nedves-tartalomnál (KN/m ²)	Látszólagos viszkozitás 6%-os szuszpenzióval (m Pa s)	Peptizációs szám (%)	Iszapolási maradék DIN 100-as szűtőn (%)	CO ₂ tartalom (%)	
Ekb 20	2,0—6,0	53,6	12,5	70,5	13,4	5,57	I.
	6,0—10,0	75,2	11,9	91,0	1,5	0,57	II
	10,0—22,0	80,6	6,0	75,8	1,5	0,86	III
	22,0—42,0	83,3	3,9	74,1	1,8	2,16	III
Ekb. 19	6,0—10,0	69,3	13,7	85,5	3,13	0,52	II
	10,0—25,8	57,9	6,3	67,0	8,6	2,11	III
	6,0—34,8	71,6	5,9	71,9	3,6	1,35	III
Ekb 21	1,8—12,8	76,4	7,9	84,5	2,8	1,31	III.
	12,8—28,0	89,9	3,6	72,4	2,9	0,59	IV.
	28,0—33,0	75,4	3,6	75,6	2,0	2,49	III
Ekb 22	5,0—11,0	82,8	6,7	77,6	2,0	0,47	III.
	11,0—23,0	89,0	3,9	67,6	3,55	0,31	IV.

Nedves nyomószilárdsága és gázáteresztő képessége jó” Az értékelést a 6. táblázatban foglalt adatok támasztják alá. A vizsgált minták általában hasonlóak a szomszédos várkeszői kráterben települő bentonit-hoz. Az ott el-kulonított négyféle típus közül a II típusal mutatja a legnagyobb hasonlóságot (pl az Ekb 20 sz fúrás 6,0—10,0 m-es szakasza).

A várkeszői bazaltbentonit telep különböző típusok szerinti szintjeit az 5 ábrán mutatjuk be, megjegyezve, ezek nem jelentenek szigorúan vett éles minőségi határokat. A minősítő vizsgálatok alapján történő különböző telep-szakaszok elkülönítése nincs összhangban a telep makroszkópos közettani jel-lemzésével. Ennél kb 22 m koruli mélységben van egy jól látható színhatár. E felett világosabb tónusú a bentonit, nagyobb montmorillonit-tartalommal, míg alatta nagyobb szervesanyag-tartalmából adódóan sötétebb szürke színű. Itt — a derivatográfiai vizsgálatok alapján — már kissé lecsökken az agyag-ásványtartalom. Ezt támasztották alá a MÁFI-ban elvégzett röntgen- és termikus vizsgálatok eredményei is. Ezek alapján indokolt a kráter fúrásos megkutatása, a nyersanyag részletes, ipari — mezőgazdasági célú hasznosításá-nak tisztázása.

Már az eddigi kutatások bizonyították, hogy Egyházaskeszőtől DNy-ra egy újabb, olyan bazalttufával harántolt szerkezet mutatható ki, melyben jelentős vastagságú bazaltbentonit települ (2—4 ábra). A krátert alkotó tufa egykori tufabányákban a helyenként 5—6 m magas falban van feltárva.

Egyházaskeszőtől D-re a Kápolna-dűlő déli részén két nagyobb kőfejtő tárja fel a bazalttufát. Az uralkodó közettípus a lapillus tufa.

Az egyházaskeszői Ekt. 5. sz. furás bentonit mintáinak minősítő vizsgálata
Quality testing of bentonite samples from borehole Ekt. 5 at Egyházaskesző

Mélység (m)	Izapo- lási maradék (DIN 100/%)	Viszkózitás		Tixotrópis (N/m ²)	Vízle- adás (ml/30)	Izapo- hozam (m ³ /t)	Pepti- zációs szám (%)	Duzzadó képes- ség (ml/2g)	CO ₂ (%)
		latsz (mPa s)	plaszt (mPa s)						
11,0—11,4	22,6	7,00	3,0	1,92	23,5	9,71	43,36	15,0	4,0
13,0—13,5	12,0	10,50	4,0	6,24	22,5	13,88	65,91	18,0	3,99
16,0—16,5	1,4	14,75	4,5	10,56	20,0	16,39	85,14	21,5	0,52
19,0—19,4	7,4	13,25	4,0	3,84	21,5	14,92	84,90	19,0	4,24
22,0—22,4	0,4	12,00	5,0	2,88	20,5	12,50	80,53	19,5	0,26
26,0—26,4	3,6	9,50	4,0	5,76	25,0	12,19	79,07	18,0	0,39
30,0—30,4	0,3	10,25	5,0	8,40	21,0	9,01	80,59	18,0	0,07
32,0—32,4	0,8	15,50	6,0	12,40	19,5	16,95	84,75	22,2	0,31

Ontoder bentonit vizsgálata

Testing of bentonite for use in foundries

Mélység (m)	Bentonit nedvesség (%)	Forma- keverék nedvesség- tartalom (%)	Turfgat- súly (kg/m ³)	Nedves nyomo- szilárdság (KN/m ²)	Száraz nyomo- szilárdság (KN/m ²)	Nedves nyiró- szilárdság (KN/m ²)	Gazat- ereszto képesség (cm ³ /cm ³ / perc)	Vízrzé- kenység
11,0—11,4	7,65	3,0	1514	38,7		10,3	164	1,41
		5,0	1584	27,5	898,8	6,9	130	
13,0—13,5	10,55	3,2	1490	57,4		14,7	185	1,45
		5,1	1578	38,2	882,4	11,2	137	
16,0—16,5	12,62	3,1	1477	85,5		21,4	184	1,98
		5,0	1532	44,5	578,8	13,7	164	
19,0—19,4	11,42	3,0	1481	83,2		20,2	182	1,53
		5,0	1534	54,1	592,7	13,9	168	
22,0—22,4	12,74	3,0	1477	76,9		19,6	198	1,61
		5,0	1548	47,7	897,8	14,5	156	
26,0—26,4	11,37	3,1	1484	69,6		18,2	178	1,50
		4,9	1539	42,6	829,9	11,6	163	
30,0—30,4	11,90	3,0	1479	79,9		22,6	182	1,69
		5,0	1537	47,1	803,7	12,3	157	
32,0—32,4	11,77	3,1	1487	68,7		18,4	174	1,32
		5,0	1536	52,6	810,9	13,1	163	

A sötétszürke lapillik rendszerint a rétegzettséggel párhuzamos helyzetűek, maximális átmérőjük 0,5 cm, szürkésbarna, aprószemű, tomor szövetű, meszes alapanyagban ulnek. A rétegek gyakran limonittól sárgafoltosak, aminek képződése a kőzet színeselegrészei Fe-tartalmának oxidálódására vezethető vissza. Ez a limonit gyakran bekéregzi a szemcsék felületét, de apró csomók

6 táblázat — Table 6

Az egyházaskeszői és várkeszői bazaltbentonitok értékelése ontodei felhasználhatóság szempontjából
(Sass P adatainak felhasználásával)

Assessment of basalt bentonites from Egyházaskesző and Várkesző in terms of possible use in foundries
(based on P. Sass' data)

	Nedves nyomószilárdság	Száraz nyomószilárdság	Gázáteresztő képeség		Vízszekenyveg	
	KN/m ²		cm ³ /cm ³ /p			
Öntodei bentonitok						
Nedves formázásnál I o	min 70	400—600	min 150		max 1,4	
II o	60—70	400—600	min 150		max 1,4	
Száraz formázásnál						
	min 30	min 800	—		—	
Egyházaskeszői telep						
Ekt 5 sz	38,7—85,5	579—899	164—198		1,32—1,98	
fúrás	átlag 70	átlag 787	átlag 181		átlag 1,56	
Várkeszői telep		min—max átlag	min—max átlag		min—max átlag	
I típus	53,6	884—1199 1042	135—146 140		1,65—3,79 2,72	
II típus	72,2	860—1045 952,5	146—172 159		1,62—1,75 1,88	
III típus	75,0	819—930 885	148—172 159		1,69—1,88 1,75	
IV. típus	89,5	766—795 780	152—161 156		2,28—1,77 2,02	

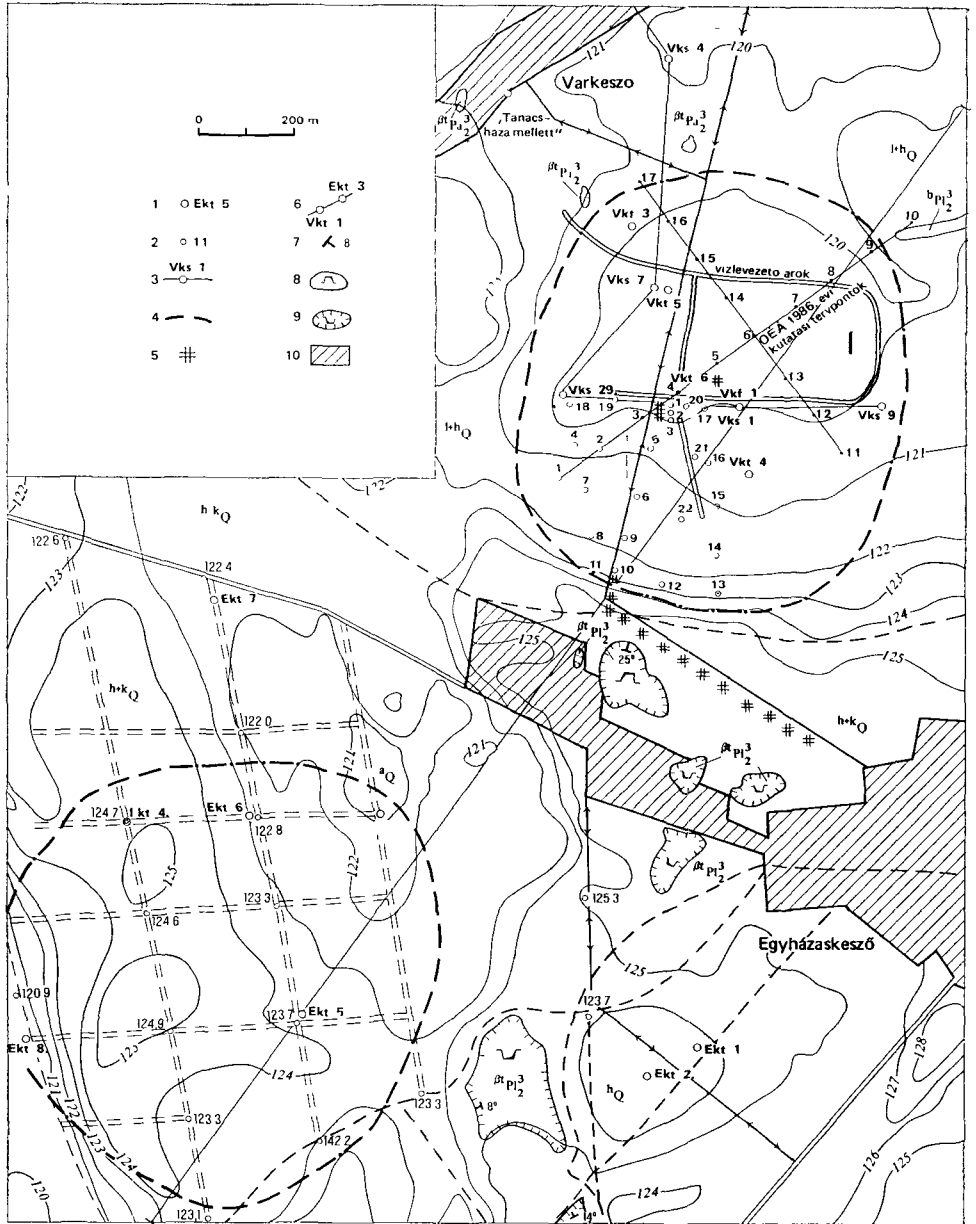
Megj. Az ontodei bentonitokra vonatkozó kondíciók jelenleg ásványos szabványban vagy más hivatalos minőségi előírásokban nem rögzítettek, csupán az értékesítési és felhasználói tapasztalat szerint alakultak (SASS P)

és pizolitok alakjában is megjelenik. A vékony lemezes portufa kozbetelepedések ezekben a fejtőkben is megfigyelhetők. A tufa települési viszonyai eltérőek a korszaktól északra tapasztaltaktól.

A feltárások legfelső 1,5—2,0 m-e gyakran litoklázisokkal sűrűn átjárt, összetoredezett rétegezetlen helyenként gömbhéjas elválású, kemény lapillis kőzettípus. Ez alatt helyezkedik, települ, éles átmenettel a rétegzett megjelenésű puhább bazalttufa.

Az erdő melletti fejtőgödörben jól rétegzett tufa és tufit keresztarétegzéshez hasonló megjelenése figyelhető meg. Ugyancsak ebben a feltárásban 50—80 cm átmérőjű kékeszürke bazaltláva tombok hevernek halomba hordva. Eredetüket tekintve a tufarétegben helyenként megfigyelhető bombákkal azonosíthatók. Jelenlegi helyükre a felszántott területről hordták össze. A bombák felülete gyakran salakos jellegű, a gázhólyagok szabálytalan alakúak, 4—5 mm átmérőjűek. Folyásirányban való rendezettség és ásványos bekéregzés nem tapasztalható rajtuk, ami szintén a „bomba genetika” mellett szól.

A bazalttufakrátért alkotó vulkanogén összlet fekszik az „Unio wetzleri”

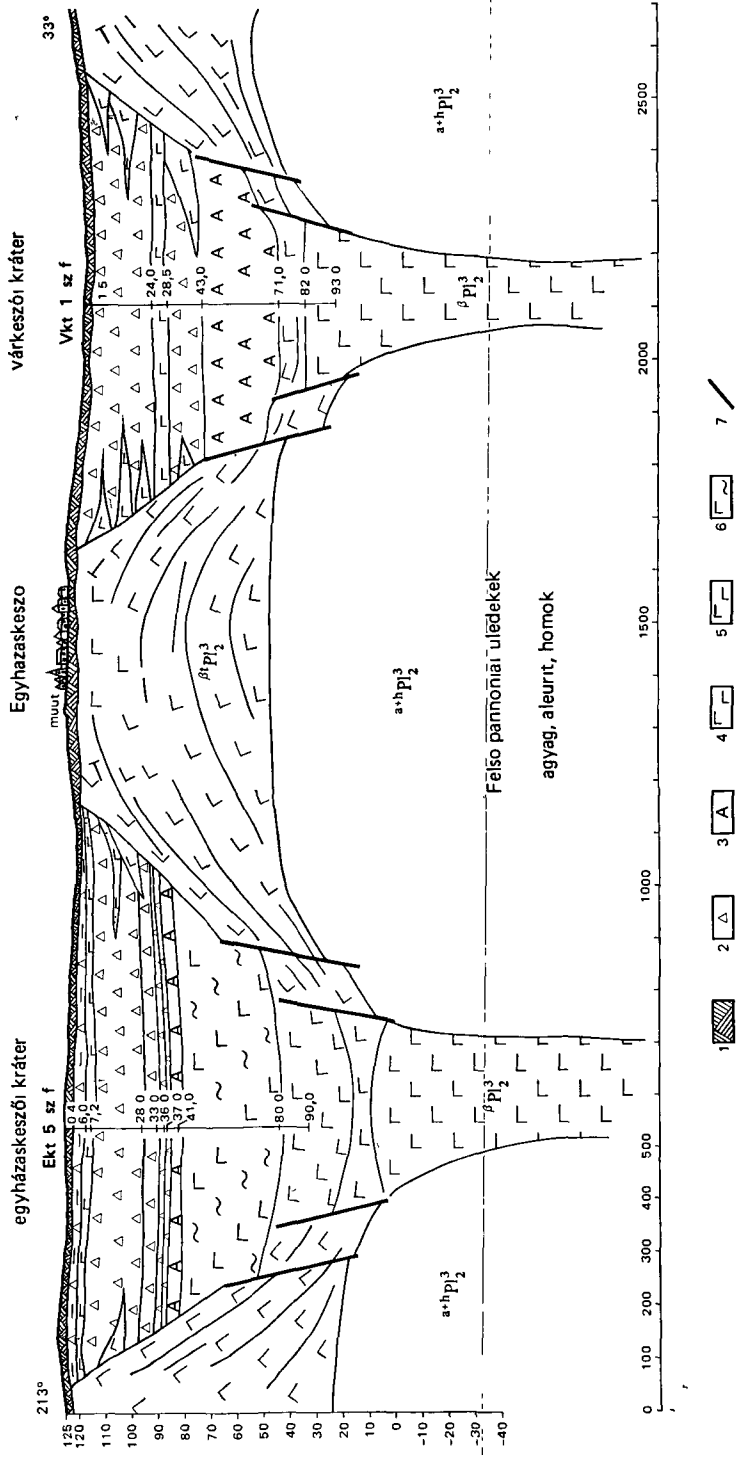


2 abra Az egyházaskeszői bentonit és alginit telepek földtani térképe

1 Furás, 2 Ekb jelű bentonitkutató furás, 3 geofizikai szelvény mérési ponttal, 4 a telepek feltételezett határa, 5 bazalttufa-kutató árok, 6 földtani szelvény, 7 a bazalttufa dőlése, 8 működő tufabánya, 9 felhagyott tufabánya, 10 település — $\beta tPl_{\frac{3}{2}}$ = bazalttufa, $bPl_{\frac{3}{2}}$ = bentonitos agyag, $l+hQ$ = löszös homok, $h+kQ$ = homokos kavics, hQ = homok, aQ = alluvium

Füq 2 Geological map of the bentonite and oil shale deposits of Egyházaskesző

1 Borehole, 2 bentonite exploratory borehole Ekb, 3 geophysical log with point of measurement, 4 supposed boundary of deposit, 5 exploratory trench for basalt tuff, 7 dip of basalt tuff, 8 tuff quarry in operation, 9. abandoned tuff quarry, 10 settlement — $\beta tPl_{\frac{3}{2}}$ = basalt tuff, $bPl_{\frac{3}{2}}$ = bentonitic clay, $l+hQ$ = loessic sand, $h+kQ$ = sandy gravel, hQ = sand, aQ = alluvium

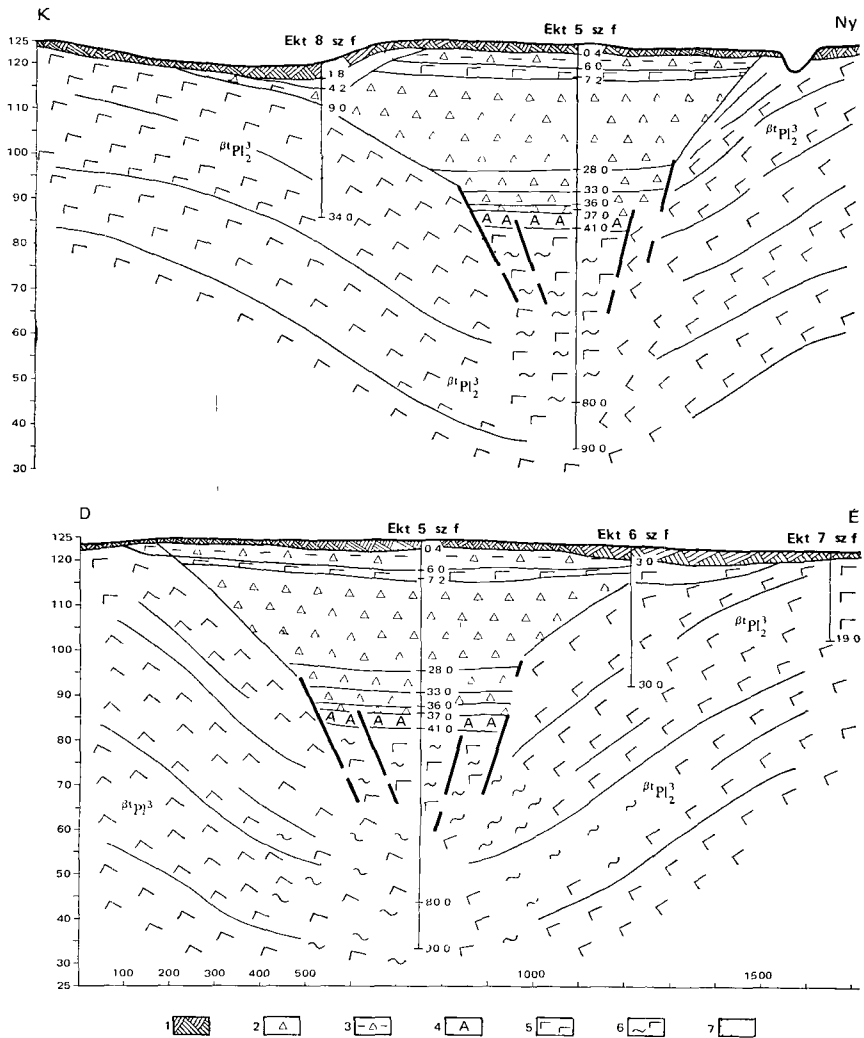


3 ábra Földtani szelvény az egyházasraskeszi maar tufakrátereken keresztül

1 Talaj, 2 bentonit, 3 algint, 4 bazalt, 5 bazalttufa, 6 bazalttuff, 7 törésvonal

Fig 3 Geological section across the maar tuff crater at Egyházasraskeszi

1 Soil, 2 bentonite, 3 oil shale, 4 basalt, 5 basalt tuff, 6 basalt tuffite, 7. fault



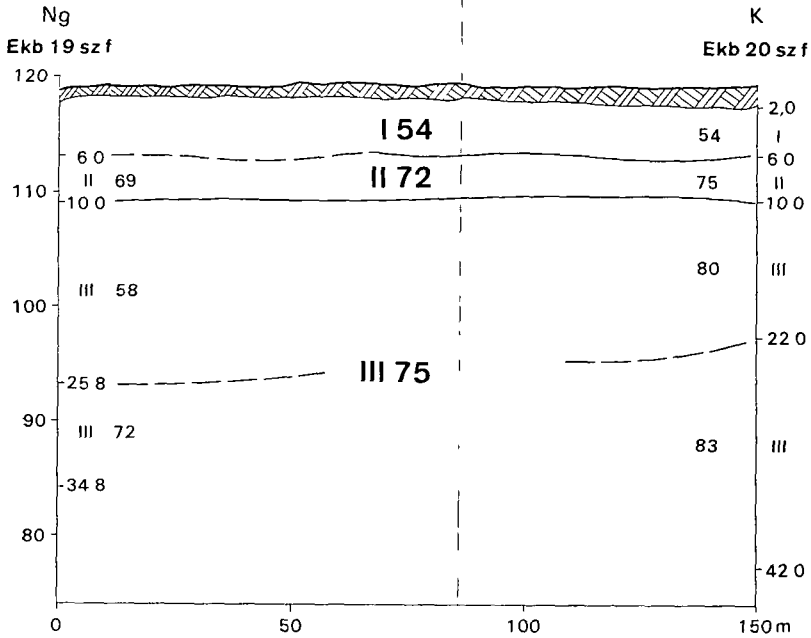
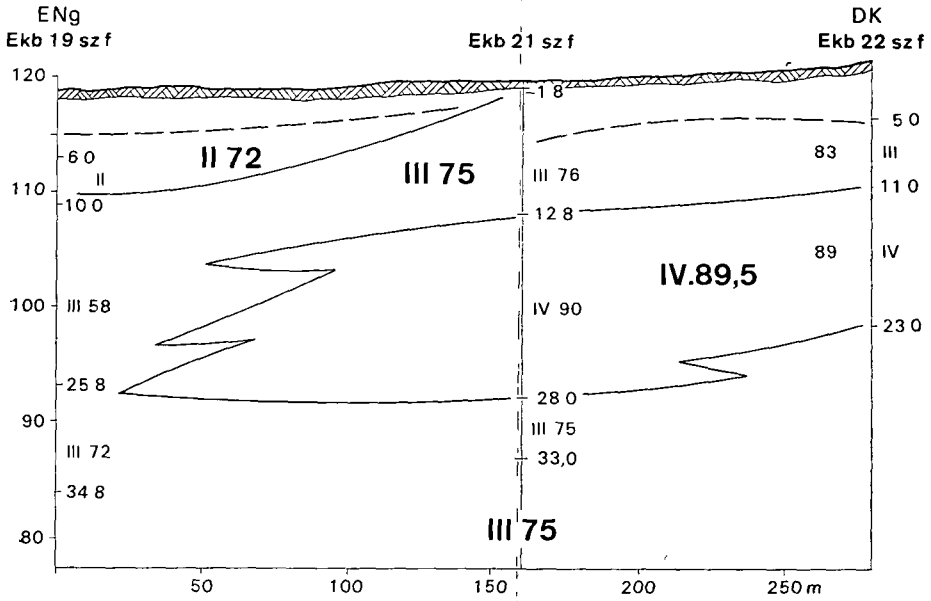
4 ábra Földtani szelvények az egyhazaskeszői kráteren keresztül
1 Talaj, 2 bentonit, 3 bentonitos agyag, 4 algumt, 5 bazalttufa, 6 bazalttuffit, 7 homok

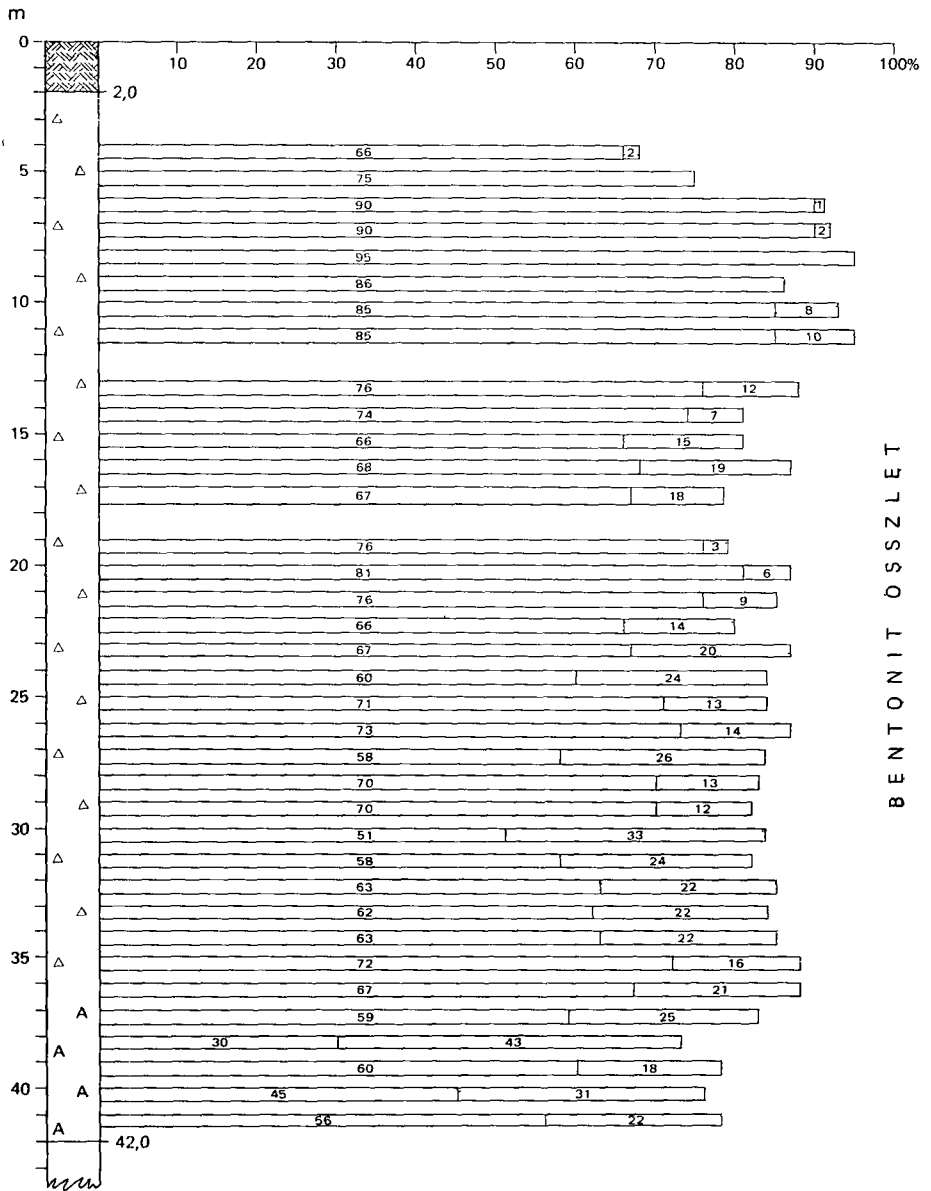
Fig 4 Geological sections across the crater of Egyhazaskesző
1 Soil, 2 bentonite, 3 bentonitic clay, 4 oil shale, 5 basalt tuff, 6 basalt tuffite, 7 sand

5 ábra A várkeszői bazaltbentonit telep szetvalasztása minőségi típusonként (SASS P adatai alapján, az átlagos, nedves nyomószilárdság értékek feltüntetésevel)

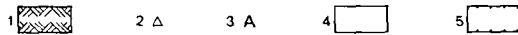
Fig 5 Classification of the basalt bentonite deposits of Várkesző according to qualitative types (based on P SASS' data with indication of the average wet compression strength values)

1 Soil





BENTONIT ÖSSZLET



6 ábra Az Ekb 20 sz fúrás bazaltbentonit mintáinak montmorillonit- és illittartalma (Elemző BARNA ZS)

1 Talaj, 2 bentonit, 3 alginit, 4 montmorillonit, 5 illit

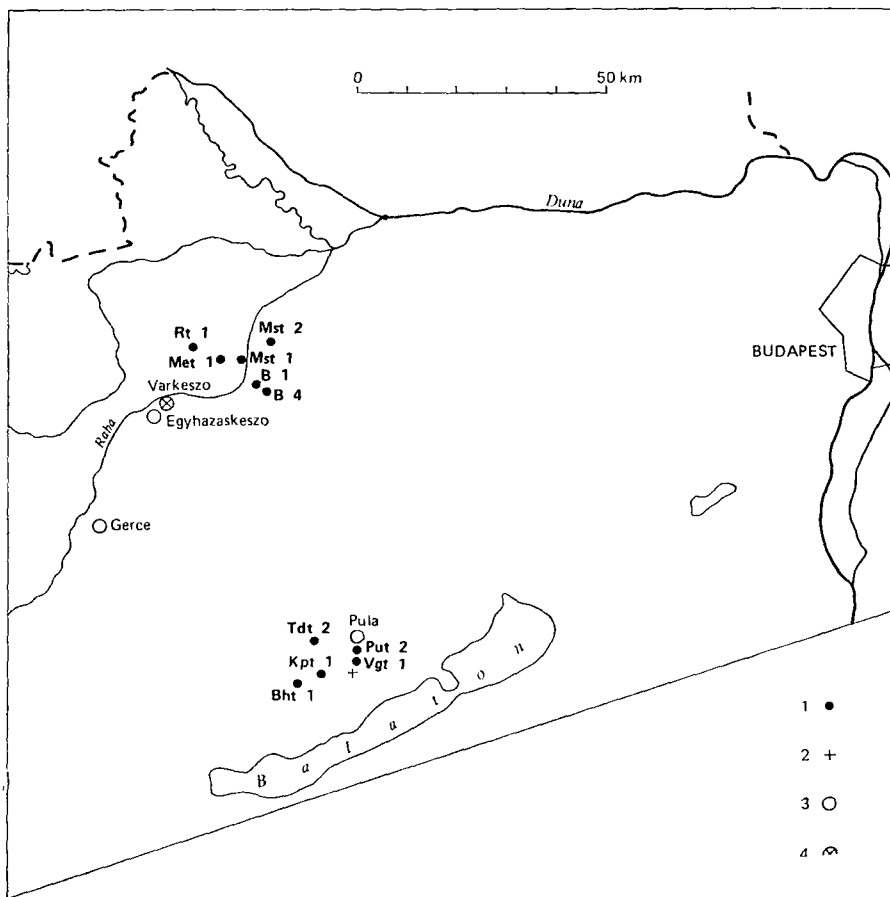
Fig 6 Montmorillonite and illite content of basalt bentonite samples from borehole Ekb 20 (Analyst ZS BARNA)

1 Soil, 2 bentonite, 3 oil shale, 4 montmorillonite, 5 illite

szint (Toronyi Lignit Formáció) homok, homokkő, aleuritós agyag és agyagmárga képződményei

Területükhöz legközelebb az Ekv 1 és 2 sz fúrás 50, ill. 108,0 m-ig tárt fel e szintbe tartozó uledékes képződményeket

A teljes perspektivikus terület 8–900 m átmérőjű, hozzávetőlegesen 0,63 km²-re tehető. Ezen belül átlag 24 m vastagsággal számolva „D” készlet-számítási kategóriába sorolható ($\pm 50\%$ hibalehetőség) 15 millió tonna, jó bányászati körülményekkel rendelkező bazaltbentonit vagyon települ. A szomszédos tufakráterben is mintegy 15 millió tonna, földtani készletbe tartozó bentonitvagyon található. A jelenlegi megítélésünk szerint az ország összes földtani bentonitvagyonának (14 millió tonna) közel duplája, mintegy 30 millió tonna, Egyházaskesző határában, maar jellegű tufakráterekben települve



7 ábra Magyarország bazaltbentonit előfordulása

1 Bazaltbentonit indikáció fúrásban, 2 bazaltbentonit indikáció a felszínen, 3 maar kráter bazaltbentonittal, 4 bazaltbentonit telep

Fig 7 Basalt bentonite occurrences in Hungary

1 Basalt bentonite indication in borehole, 2 basalt bentonite indication in outcrop, 3 maar crater with basalt bentonite, 4 basalt bentonite deposit

található Kutatásaink alapján felfedeztük az ország és jelenlegi ismereteink alapján a világ negyedik, nyersanyaggal kitöltött maar bazalttufa-kráterét (2, 3, 4 ábra) A bazaltbentonitok után — speciális összetételük alapján — egyre nagyobb az igény Magyarország bazaltbentonit telepért, indikációt az 5 ábrán tüntetett fel A Földtani Intézet kutatóinak további feladata a perspektivikusnak jelölt terület részletes földtani felvétele, komplex geofizikai kutatással kijelölendő a tufagyűrű pereme és mélysége, fúrásokkal feltárandó a telep szelvénye, a kikerült magminták alapján tisztázandó az ipari-mezőgazdasági hasznosítás lehetősége Ezt követően mielőbb dönteni kell a bentonitvagyion népgazdasági hasznosításáról, oly módon, hogy megmaradjon a termelés és értékesítés során is a Földtani Intézet erkölcsi és anyagi érdekessége

Meggyőződésem — melyet az egyházaskeszői telep felfedezésével bizonyítottunk —, hogy kellő szakmai felkészültséggel gonddal és intuícióval elvégzett földtani, geomorfológiai, vulkanológiai és geofizikai reambulálás után még található a térségben gyűrűs szerkezet, jó esetben alginít és bentonit nyersanyaggal kitöltve

IRODALOM — REFERENCES

- BARLAI J 1979 Várkeszői olajpala vizsgálata — Foldt Int Adattar, Ter 8216, kézirat
- BENCE G — JAMBOR Á — PARTENYI Z 1977 Jelentes a Magyargencs — Varkeszó — Malomsok környeken 1975 — 76-ban végzett olajpala kutatásról — Foldt Int Adattar, Ter 7811, kézirat
- BENCE G — JAMBOR Á — PARTENYI Z 1979 A Várkesző és Malomsok környéki alginít (olajpala) és bentonitkutatások eredményeiről — Foldt Int Évi Jel 1977-ről 257 — 267
- CSEH E — FARKAS J 1985 Az egyházaskeszői bentonit és alginites bentonit mezőgazdasági hasznosítási lehetőségeinek vizsgálata — NYÁGSZA-Foldt Int Adattar, Ter 13 504, kézirat
- HAJOS M 1977 A várkeszői Vkt 1 sz fúras Diatoma vizsgálata — Foldt Int Adattar, 1864/1, kézirat
- HAMAR D — TARCSAY Gy — TOTTH Cs 1978 Kráterek magneses kimutathatóságainak vizsgálata és a legmagneses mercek feldolgozása — ELGI Adattar, kézirat
- JAMBOR Á — SOLTI G 1976 A Balatonfelvidéken és a Kemenesháton felkutatott felsőpannoniai olajpala előfordulás földtani körülményei — Foldt Int Évi Jel 1974-101 193 — 219
- JAMBOR Á — SOLTI G 1980 A magyarországi olajpala kutatások eredményei — Foldt Kut 23 (4) 5 — 8
- JAMBOR Á — PARTENYI Z — SOLTI G 1981 A dunántúli bazalt vulkánitok földtani jellegei — Foldt Int Évi Jel 1979-101 225 — 239
- JUHÁSZ Z 1977 A várkeszői bentonit technológiai vizsgálatának eredményei — BME — Foldt Int Adattar, ter 5743, kézirat
- Kőolajtermékek utofommitásaira és regenerálására alkalmas adszorbensek — 174 345 sz Magyar Szabadalom
- SOLTI G 1983 A kemenesháti bentonit prognózis javaslat (tanulmány) — Foldt Int Adattái, Ter 12 332, kézirat
- SOLTI G 1984b Az egyházaskeszői bentonit hasznosítási programja (Tervtanulmány) — NOVOTRADE — Adattái
- SOLTI G 1984c Kutatási terv az egyházaskeszői bentonitbánya részletes fázisú kutatásához — NOVOTRADE — Adattar
- SOLTI G 1984d Összefoglaló földtani és készletszámítási jelentés az egyházaskeszői bazalttufa kutatásról — Foldt Int Adattar Kd T F Sz 805, kézirat

- SOLTI G 1984e Kutatási javaslat vulkáni kráterben keletkezett alginit + bentonit telep kimutatására Egyházaskeszőtől DNy-ra — Foldt Int Adattár, Ter 12 956, kézirat
- SOLTI G — SZABÓ V 1985 Az egyházaskeszői alginites-bentonit talajtani vizsgálata — Foldt Kut 28 (1-2) 95-111
- SZABÓ V 1983 Jelentés a várkeszői bentonittal végzett talajtani vizsgálatok és természeti kísérletek eredményeiről — Ny-Dunantúli Á G Szakszolg Áll adattára, kézirat
- SZABÓ V 1984 Hazai alginitek, alginites bentonitok és bentonitok mezőgazdasági hasznosítási lehetőségeinek vizsgálata — Ny-Dunantúli Á G Szakszolg Áll adattára, kézirat
- WINKLER HERMADEN A 1957 Geologisches Kraftesspiel und Landformung — Springer Verlag, Wien

BENTONITE AND OIL SHALE DEPOSITS IN THE TUFF CRATER OF EGYHÁZASKESZŐ

by

G SOLTI

Hungarian Geological Institute Budapest, Népstadion út 14
H-1143

UDC 553 984(439 Kiszfold)

Key words maars, tuff, craters, bentonite, oil shale, soil treatment, Egyházaskesző (Little Hungarian Plain)

Within the frame of the Hungarian Geological Institute's oil shale and Basalt Exploration Program, in 1986, on the Kemeneshát Ridge SW of Egyházaskesző village, a maar-type tuff crater filled with basalt and oil shale, the fourth of its kind ever found in this country, was discovered

The tuff-ring was brought about by the final basaltic volcanism that took place along the Rába Lineament in Late Pannonian time and that was responsible for the birth of the maar craters of Gércse, Sitke and Várkesző, too. The tuff crater of Egyházaskesző is genetically identical with the Várkesző ring, scarcely a couple of hundred m away from it, the mineral deposits within them being qualitatively similar

Borehole Ekt 5 intersected a 36.5-m-thick basalt bentonite sequence under the soil cover in the 0.4-37.0 m depth interval and a 40 m thick oil shale deposit underneath. Covering a surface area of about 0.63 km², the double deposit is estimated to include approximately 15 million MT of bentonite and 2.5 million MT of oil shale

As shown by the derivatographic results available, the basalt bentonite has a montmorillonite-group (smectite) clay mineral content of 51-95%. On the basis of preliminary industrial quality testing its compression strength (in wet condition) and gas-permeability are good, being suitable primarily for being used in foundries as a wet moulding matrix. In addition, as with the case of the bentonite of Várkesző, it may be suitable for being used for iron pelletizing as well

The oil shale of Egyházaskesző, like its counterparts of Pula and Gércse, may be used for soil amelioration purposes

A VITRINITREFLEXIÓ-MÉRÉSEK MAGYARORSZÁGI FOLDTANI VONATKOZÁSAI

LACZO ILONA—JAMBOR ÁRON

M Áll Földtani Intézet Budapest, Népstadion út 14
H-1143

ETO 549 086 553 98(439)

T á r g y s z a v a k szénhidrogén-kutatás, vitrinitreflexió, szerves anyag érettsége, intruzív magmas test

A dolgozat bemutatja a MÁFI-ban 1976 óta végrehajtott vitrinitreflexiós mérések földtani vonatkozású eredményeit. A nagyszámú mérés és irodalmi adatok alapján a módszer néhány hazai földtani alkalmazási lehetőségét ismertetik a szerzők.

Az eltelt időben mintegy 3000, gyakorlatilag Magyarország területének majdnem teljes földtörténetét átfordító mintasorozat mérése készült el. A legtöbb adat a neogén medencékben folyó szénhidrogén-kutatás folyamán született.

Bevezetés

Régóta ismeretes, hogy az idős kőszemek általában jobb minőségűek a fiatalabbaknál. E szabály alól a XIX. század óta ismerünk kivételt, mivel a szénülés a megfigyelések szerint a szerkezetileg aktív orogén ovekben sokkal gyorsabban ment végbe, mint a stabil táblaterületeken. Kezdetben ezt az orogén ovekben lévő nagyobb nyomásviszonyok következményének vélték és a hőmérsékletnek csupán másodlagos szerepet tulajdonítottak. Később KARWEIL (1956), LOPATIN (1971) és mások kimutatták, hogy a szénülés hőérési folyamatnak felel meg. A szerves anyag szénülését és éréseinek fokát a teljes betemetődés során hatott hőmérséklet határozza meg.

A mikroszkópos vizsgálatok során megállapították, hogy a kis szemcse-nagyságú (1–1000 μm) diszperz szerves anyag rendszerint majdnem minden uledékes kőzetben gyakori. A szerves anyag szénülésfoka a vitrinitreflexiójával meghatározható, a tőzegtől az antracitig terjedő szénülés tartományában (TEICHMULLER—TEICHMULLER 1950). Az elsődleges vitrinit (= huminit) reflexiója kezdetben kb. 0,2% de a betemetődés során több százalékra megnövekedhet. A növény tormelékanyaga a medenceüledékbe bekerülve a medencefejlődés törvényszerűsége alapján egyre mélyebbre és egyre magasabb hőmérsékletű régiókba süllyed. Fényvisszaverő képessége ennek megfelelően fokozatosan növekszik. Ha a süllyedés, azaz az érettség előrehaladásának folyamata a szerkezetfejlődés következtében megáll, majd az uledéktömeg esetleg jelentős hegységképződési mozgások után kiemelkedik, a vitrinitreflexió értékek gyakorlatilag „befagynak”. A kiemelkedés következtében az uledéktömeg hide-

gebb környezetbe kerül és az érés alig észlelhető mértékben folytatódik tovább egészen addig, amíg az uledékes összlet ismét el nem éri a korábbi érettségi állapotnak megfelelő hőmérsékleti szintet

A Magyar Állami Földtani Intézetben 1976-ban a magyarországi paleogén, majd a liász kőszenek reflexiós vizsgálatával kezdődött e munka, és csak ezután került sor az uledékes kőzetek szórt szerves anyaga átalakultsági fokának rendszeres meghatározására. Az eltelt időben mintegy 3000 db, gyakorlatilag Magyarország területének majdnem teljes földtörténetét átfogó mintasorozat mérése készült el (1. táblázat, LACZÓ I 1982, 1984). A legtöbb adat a neogén medencékben folyó szénhidrogén-kutatás és a Mecsek hegységi kőszenek kutatás folyamán születt.

A nagyszámú mérés és irodalmi adatok alapján az alábbiakban a módszer néhány hazai földtani alkalmazási lehetőségét ismertetjük.

A magyarországi vitrintreflexió adatok

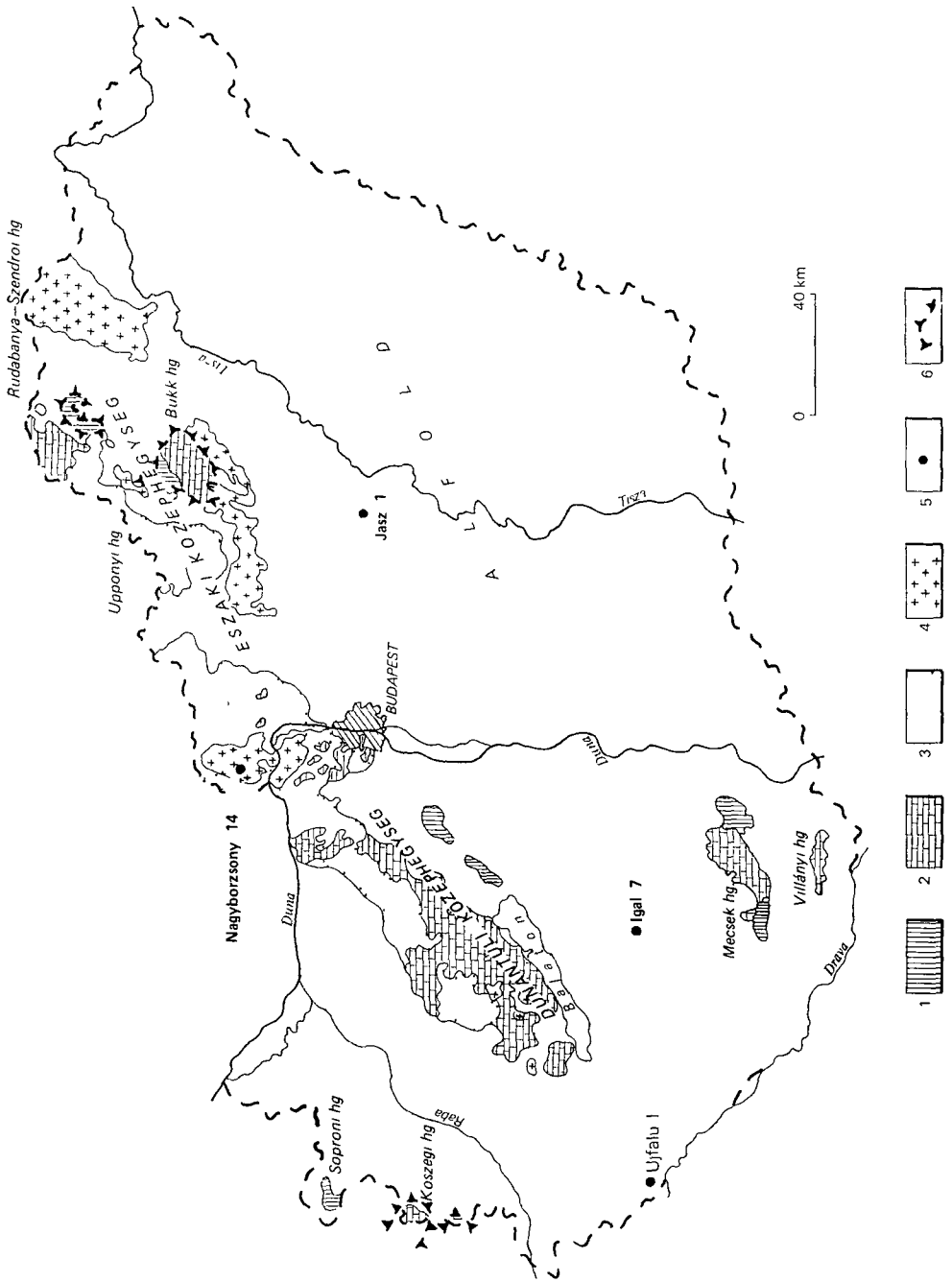
A szórt szerves anyag érésének folyamata visszafordíthatatlan folyamat. Ennek következtében a vitrintreflexió adatok viszonylag jól behatárolt „genetikai egységként” jellemzik az egyes szerkezeti emeletekhez tartozó formációkat. Elsősorban természetesen azért, mert minél nagyobb vitrintértéket értek el a szemcsék, azok érettsége lényegesen kisebb hőmérsékleti környezetbe kerülésük (az orogenezist követő kiemelkedés) után időben előrehaladva is lényegében változatlan marad, mindaddig, amíg környezetük hőmérséklete megközelítőleg olyan magas nem lesz, mint amilyen azt megelőzően volt (WAPLES 1980, HORVÁTH F — DOVÉNYI P 1983).

Az 1. táblázat és az 1. ábra az általunk mért vitrintreflexiós adatok összefoglalását adja. Az adatokat koronként és területenként csoportosítottuk. A táblázat az egyes adatsorozatokon belüli maximális és minimális vitrintreflexiós értékeket mutatja be, valamint az egyes mintáknak a felszín alatti maximális és minimális mélységét. Általában a legnagyobb vitrintértékek a legnagyobb mélységeknek felelnek meg, a legkisebb értékek pedig a legkisebb mélységeknek. Van azonban néhány kivétel is. Így az anchimetamorf ópaleozoos — karbon kori képződmények mindenütt nagy érettséggel jellemezhetők, vitrintreflexiós értékeik 2,9–4,9% közöttiek. Kivétel a fülkei karbon 0,7% R_0 értéke.

A perm — mezozoos összletben már érvényesül az egykor „megjárt” mélységek hatása, minél idősebb egy-egy formáció, annál nagyobb a reflexióképessége. Ez az összlet 0,41–4,55% közötti R_0 értékekkel jellemezhető. A paleogén medenceuledékek vitrintreflexió értékei 0,4–0,6% — az észak-magyarországi nagy mélységekből még nincsenek adataink —, a neogéneké 0,2–2,5% között változik. Az utóbbi rendkívül magas érték az Alföld mély medencekitöltésében volt mérhető. Rendellenesen magas R_0 értékeket (2,31–4,50%) adtak a Bukk — Uppony — Szendrő — Rudabányai-hegységgel képviselt „Bukkidák” triász, jura (ÁRKAI P et al 1981), valamint a Kőszegi-hegység jelenleg felszínén lévő jura, alsó-kréta időszakai képződményei (4,6–4,9%). Mindkét egység a maiól lényegesen eltérő szerkezeti helyzetben nyerte el nagyfokú érettségét. Becslések alapján kimutatható, hogy a szerves anyag a mért érettségét 7 km-nél nagyobb mélységben érte el. Ennek alapján a korábban rátalálódott és ma már lepusztult takaró vastagságára vonatkozóan is kapunk becslési értékeket.

I táblázat — Table I
R₀ átlagok földtani koronként és területenként a minimum-maximális mélység feltüntetésével
R₀ averages in rocks of different age and in different regions with indication of minimum-maximum depths

Földtani kor	Sopron-Közérsi hegység	Zala-menedence	Dunántúli-középhegység	Mécses hegység	Észak-Magyarország	Alföld	
Pa			0,30 0,54	23,7 599,0	0,23 0,61	50,6 2860,0	0,29 2,79
M		0,51 1,80	0,54 0,55	630,0 642,9	0,25 0,42	50,0 2000,0	0,37 2,97
Ol			0,48	50,0 120,0	0,26 0,60	33,1 633,0	
E		0,59 0,60	0,40 0,53	148,0 497,0	0,63 0,69	220,0 382,0	
K		0,47 1,99	0,41 0,65	150,0 848,5			1,06
J	4,62 4,90	0,85			0,81 1,27	56,3 1262,0	
T		0,69 1,36	0,50 1,36	29,8 1416,0	1,03 1,54	61,3 1835,0	1,22 1,40
P		1,83 1,95	1,85	1249,0 1509,0	2,23 2,94	87,0 1448,1	
C		2,91 4,55	0,70 3,61	133,5 398,8	3,60 4,34	38,0 621,8	
Ópal	4,77 4,90		4,39 4,82	11,0 990,0	4,65	911,7 916,0	4,66 4,82
							3740,0 3800,0



1 abra Terkepvezlat a vitrinitreflexiós mérési helyek feltüntetésével

1 Paleozóos kőzetek, 2 mezozoos kőzetek, 3 paleogén kőzetek, 4 miocén vulkanitok 5 furásokból készült vitrinitreflexiós mérési hely, 6 tektonikai ablakokból készült vitrinitreflexió-mérések helye

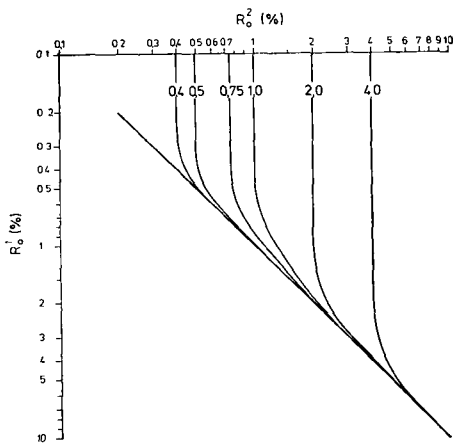
Fig 1 Chart showing the vitrinite reflection measurement points

1 Paleozoic, 2 Mesozoic, 3 Paleogene, 4 Miocene volcanics 5 boreholes from which were measured for vitrinite reflectance, 6 location of vitrinite reflection measurements of samples deriving from tectonic windows

Az áthalmazott vitrinit szemcsék kérdése

Az idős uledékes kőzetek lepusztulása során rendszerint a magasabb reflexióértékű vitrinit szemcsék is átkerülnek egy fiatalabb uledékgyűjtőbe. Ezek az áthalmazott vitrinit szemcsék az uledékes kőzetekben gyakoriak, az általunk vizsgált közel 1000 neogén minta szinte mindegyikében felismerhetők. Az elsődleges vitrinit csoportok mellett, több magasabb reflexióképességű vitrinit populáció is jelen van. Ezek értékelése több elméleti és gyakorlati problémát vet fel.

Tudjuk, hogy a magasabb reflexiójú vitrinit csoportok idősebb, tehát már bizonyos mértékig érett kőzetek lepusztulása során hordódnak be az uledékbe. Amennyiben az uledékes medence lehordási területén jellegzetes reflexiójú képződmények találhatóak, felmerül a forrásanyag azonosításának és a behordási utem megbecsülésének lehetősége. Ennek a lehetőségnek a kihasználását azonban számos körülmény nehezíti. Nem elegendő ugyanis a potenciális anyakőzet mai reflexióját ismerni, hanem annak akkori — azaz az uledékképződéssel egykorú — értékét kell tudnunk. További bonyolító körülmény az, hogy még azonos képződmény esetén is a lepusztulás előrehaladásával egyre mélyebb, azaz egyre érettebb kőzetek kerülnek a felszínre, majd jutnak be az uledékgyűjtőbe. Alapvető kérdés az, hogy a behordott szerves anyag milyen változást szenved a befogadó uledék betemetődése és lesüllyedése során. Vagyis hogyan viszonyul egymáshoz a primer és a behordott szerves anyag érettségének változása? Erre a kérdésre elméleti megfontolás alapján pontos választ tudunk adni. Kiszámítható ugyanis, hogy adott érettségű áthalmazott vitrinit milyen mértékű változást szenved, miközben a befogadó uledék az idő és a hőmérséklet előrehaladtával fokozatosan érik. A számítások eredményét a 2. ábra mutatja (WAPLES 1980). Látható, hogy a behordott szerves anyag érettsége eleinte gyakorlatilag nem változik. Az állandó R_0 értékű mélységszakasz annál hosszabb, minél magasabb a behordott vitrinit eredeti érettsége. Ha azonban az uledékes kőzet már annyi időt töltött megfelelően magas hőmérsékleten, hogy a primer szerves anyag érettsége megközelíti az áthalmazott anyagét, az utóbbi érték is növekedik. Ennek uteme azonban lassabb, mint a primer szerves anyag esetén, így magasabb R_0 értékek felé haladva a két görbe gyorsan közelít egymáshoz. Ebben a tartományban tehát az áthalmazott szerves anyag vitrinitreflexiója alapján már nem különíthető el. A Jász I. sz. fúrás (KÁRPÁTINÉ RADÓ D. 1983) erre a folyamatra jó példát szolgáltat (3. ábra). A 35 különböző mélységből származó mag- és furadékminta R_0 vizsgálata alapján három áthalmazott populáció volt megkülönböztethető. Minden egyes



2. ábra Az eredeti és áthalmazott vitrinit-populáció együttes érésének diagramja (WAPLES 1980)

Fig. 2 Diagram of joint maturation of original and redeposited vitrinite populations (WAPLES 1980)

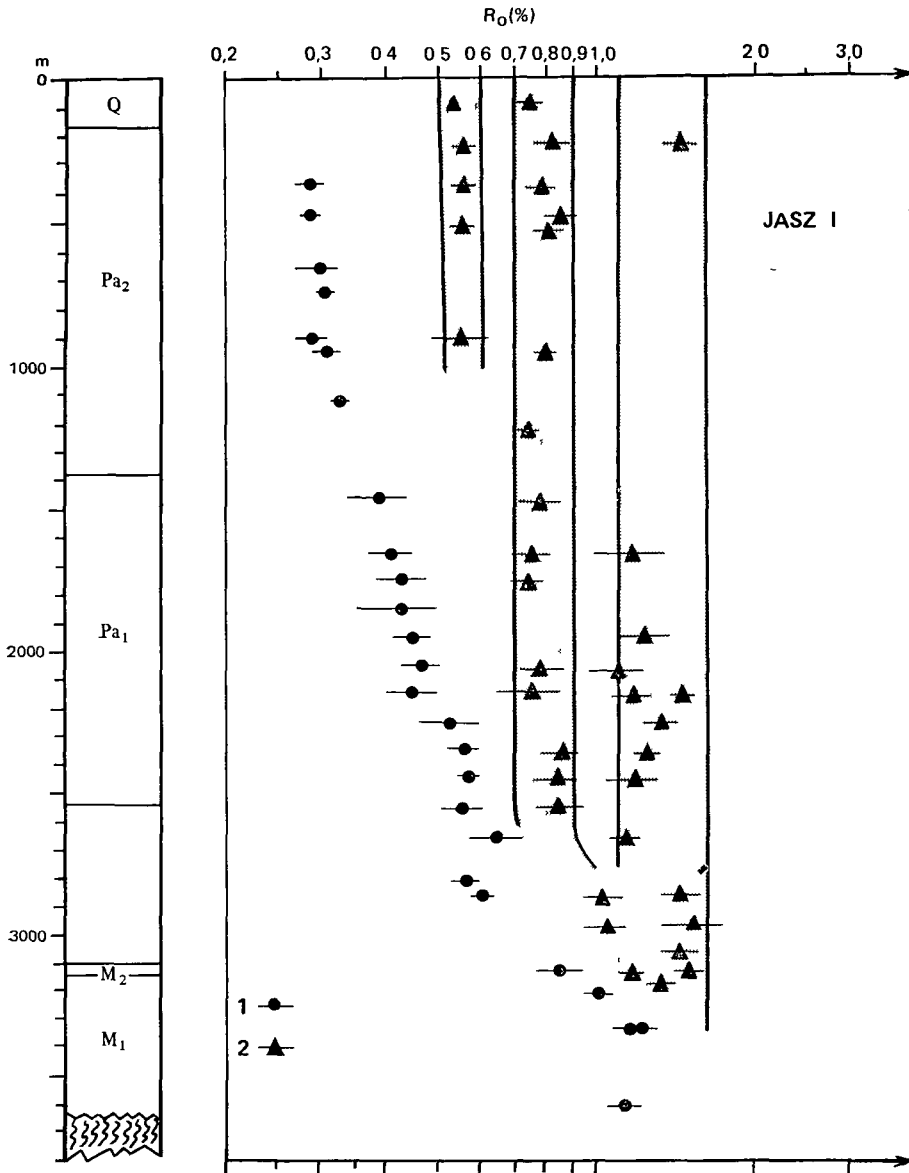
esetben az áthalmazott populációk vitrinitreflexiója a mélység változásával változatlan marad ahol az elsődleges vitrinit értéke jóval alatta marad az áthalmazott vitrinitének 3 km alatt azonban az áthalmazott vitrinit az elsődleges vitrinittől már megkülönböztethetetlené válik, érése újból beindul

Elfogadva HORVÁTH Z. A. véleményét, további problémákat okozhat az értékelésnél az uledékekkel egyidős, szemifuzinit tormelék jelenléte, amelyből ugyancsak érettebb uledékek lepusztulására, áthalmazására következtethetünk

A szerkezeti elemenkénti megoszlás elemzése hazánkban eddig még kellőképpen ki nem használt lehetőséget rejt magában. Egy-egy fiatalabb összletben jelenlevő érettebb, azaz idősebb szerves anyag frakciókból az ásványi összetétel nyújtotta lehetőségeken túl, vagy azokkal éppen ellentétben alkalom nyílik a lepusztulási területet alkotó uledékes képződmény(ek) meghatározására. Így ma már egyértelműen TELEGGDI-ROTH K. (1929) álláspontját támasztják alá, aki felvetette, hogy a kárpáti flis ov volt az egyik fő lepusztulási területe a neogén medencekitöltésnek. A kárpáti flis ov felső-kréta, oligocén korú uledékes kőzetekből épül fel, amelyek az oligocén—alsó-miocén folyamán szerkezeti igénybevétel (gyűrődést és rátolódásos igénybevételt) szenvedtek, kiemelkedtek, majd ennek következtében jelentős lepusztulást szenvedtek. Ez a folyamat egészen a legújabb időkig lehordási területet és anyagutánpótlást biztosított a neogén medencék számára. A tormelékanyag-szállítást elsősorban a folyók és másodsorban, a pleisztocénben a szél munkája biztosította.

Tapasztalataink szerint az áthalmazott szemcsék és frakciók száma a harmad- és negyedidőszaki képződmények korával általában fordítva arányos. Továbbá minél fiatalabb egy képződmény, annál több benne az igen magas ($4\% <$) R_0 értékű áthalmazott vitrinit. Összhangban áll ez a földtani tényekkel, miszerint az eocéntől kezdve egyre idősebb uledékes képződmények pusztultak le a Kárpát-medencében. Noveli ezt a látszatot a kisebb vitrinitreflexió-értékű szemcsék mállással szembeni kisebb ellenállóképessége is, amely következtében az ismétlődő áthalmazás egyértelműen növeli az érettebb szemcsék részarányát az újra lerakódó uledékanyagban.

A nagyszámú minta vizsgálati tapasztalata alapján a mélyfúrású szelvényekből származó minták közelítő korának becslésére is lehetőséget biztosít ez a módszer. A medenceösszlet alatti alaphegységi képződmény hovatartozását ősmaradványok hiányában sokszor alig lehet megközelíteni. A vitrinitreflexió-adatok e tekintetben is igénybe vehető segítséget jelenthetnek. Természetesen óvatosan kell bánni a módszer nyújtotta lehetőségekkel, mert az uledékes kőzetek nagyobb részében nemcsak egy, hanem több frakcióhoz tartozó, különböző eredetű vitrinit szemcsék vannak. Mindig a jelenlevő legalacsonyabb frakció tekinthető a kőzettel egyidősnek. Ha ez valamilyen okból azonban az adott csiszolatból hiányzik, akkor a kőzetet esetleg egy szerkezeti emelettel, vagy alemelettel idősebbnek határozzuk. Ez annál is inkább megtörténhet, mivel az esetleges utólagos oxidációs hatásokra (korai felszíni diagenezis, utólagos hidrotermális hatások stb.) elsősorban a legfiatalabb vitrinit frakció bomlik el, illetve alakul át, lévén kémiaiag a legkevésbé ellenálló.



3 ábra Vitrinitreflexiós adatok a Jász-I sz. fúrásból. A három áthalmazott, másodlagos vitrinit populáció érettségi pályái a 2 ábrán előre jelzettekkel egyeznek. Vitrinit 1 eredeti, 2 áthalmazott.

Fig. 3 Vitrinite reflectance data from borehole Jász-I. The paths of maturity of the three redeposited secondary vitrinite populations coincide with those forecasted in Fig. 2. Vitrinite 1 original, 2 redeposited.

A szénhidrogén-képződés és a vitrinitreflexió

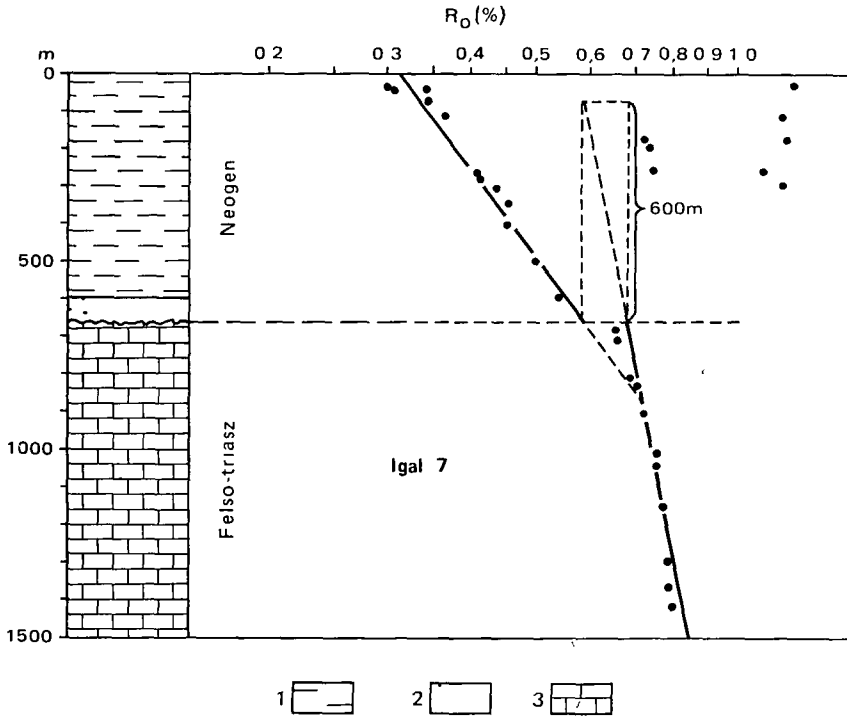
A szénhidrogének megfelelő anyakőzetből a medenceuledékekben akkor keletkeznek, amikor a diszperz szerves anyagban lévő kerogén termikus átalakuláson megy keresztül. A kőolajképződési ablak a 0,6–1,2% közötti vitrinitreflexiós értéktartományban helyezkedik el (D. W. WAPLES 1980). A mérési módszer kiválóan alkalmas a három zóna elkülönítésére, azaz szelvényyszerűen annak az uledéktomegnek a meghatározására, amely már áthaladt, illetve amelyik még éppen a szénhidrogén (olaj-) képződés fő zónájában van (TISSOT—WELTE 1978, J. HUNT 1979, J. DURAND 1980). Egy medence morfológiai egységeiben lemért több szelvény segítségével az egész uledéktomeg szénhidrogén-genetikai minősítése elvégezhető, mint azt HORVÁTH I. és szerzőtársai (1981, 1982) a Dunántúli-kozéphegység, a Mecsek hegység és környékén, valamint SZALAY Á. (1982) felhasználva méréseinket, a DK-Alföldön tették. Ilyen módon vitrinitreflexió-adatok alapján, kiegészítve azokat természetesen szerves-geokémiai (mint szervesszén-tartalom, szerves anyag típus és eloszlás) kőzetfizikai (porozitás, áteresztőképesség) és földtani (szerkezeti és fejlődéstörténeti elemzés) vizsgálatokkal egy-egy jelentős méretű medence szénhidrogén-generáló képességét és kutatási lehetőségeit viszonylag nagy pontossággal meg lehet ítélni.

Egy-egy medence szelvényében lefelé haladva a vitrinitreflexió-értékek fokozatos emelkedése törvényszerű jelenség. Az emelkedés mértéke a sullyedés sebességétől és a Földből felfelé áramló hő viszonylagos mennyiségétől függ. A sullyedés sebességét a medencealjzat tényleges lefelé mozgásának és a rétegtomorodásnak a gyorsasága, illetve mértéke határozza meg. Ez nem kevesebbet, mint a Földből felfelé áramló hőmennyiség időbeli változásainak ellenőrzési lehetőségét jelenti. Természetesen csak akkor, ha az egyes rétegtani szintek időbeli helyzete és a rétegtomorodás mértéke megfelelő pontossággal ismert. Így természetesen a tektonikai nagy egységek földtani felépítésének eltérő, vagy azonos volta is viszonylag jó közelítéssel következtethetünk, ha a fedő medenceuledéksorozat egészéről van vitrinitreflexió szelvényünk.

Magyarországon STEGENA L. és szerzőtársai (1981), HORVÁTH I. és szerzőtársai (1981, 1982), továbbá HORVÁTH F. és DOVÉNYI P. (1983) alkalmaztak új módszereket azzal a céllal, hogy egy-egy medenceterület uledékes összletének érettségi alakulását és hő-történetét rekonstruálják. Munkájukhoz HORVÁTH Z. A. (ÁRKAI P.—HORVÁTH Z. A.—TÓTH M. 1981) és IHAROSNÉ LACZÓ I. R_0 mérési adatait, valamint a hazai abszolút kormeghatározások (HÁMOR G. et al 1979 és BALOGH KADOSA et al 1983) adatait használták fel. Mindhárom vizsgálat a hőfluxus neogénbeli viszonylagos állandóságát és hasonlóságát bizonyította.

A vitrinitreflexió alakulása eróziós diszkordanciák esetében

Amikor uledéksorokon belül jelentősebb eróziós diszkordanciák lépnek fel, az elmondottak alapján a mért vitrinitreflexió-értékekben is folytonossági hiány jelentkezik. Az esetek nagy részében a lepusztulási zóna alatt nem csak a vitrinitreflexió nagysága, hanem gradiense is megváltozik. Az R_0 adatok ismeretében, a majdnem mindig vitatható eredményt adó földtani módszerekhez képest Dow (1977) módszerével megbecsülhető az uledékből lepusztult



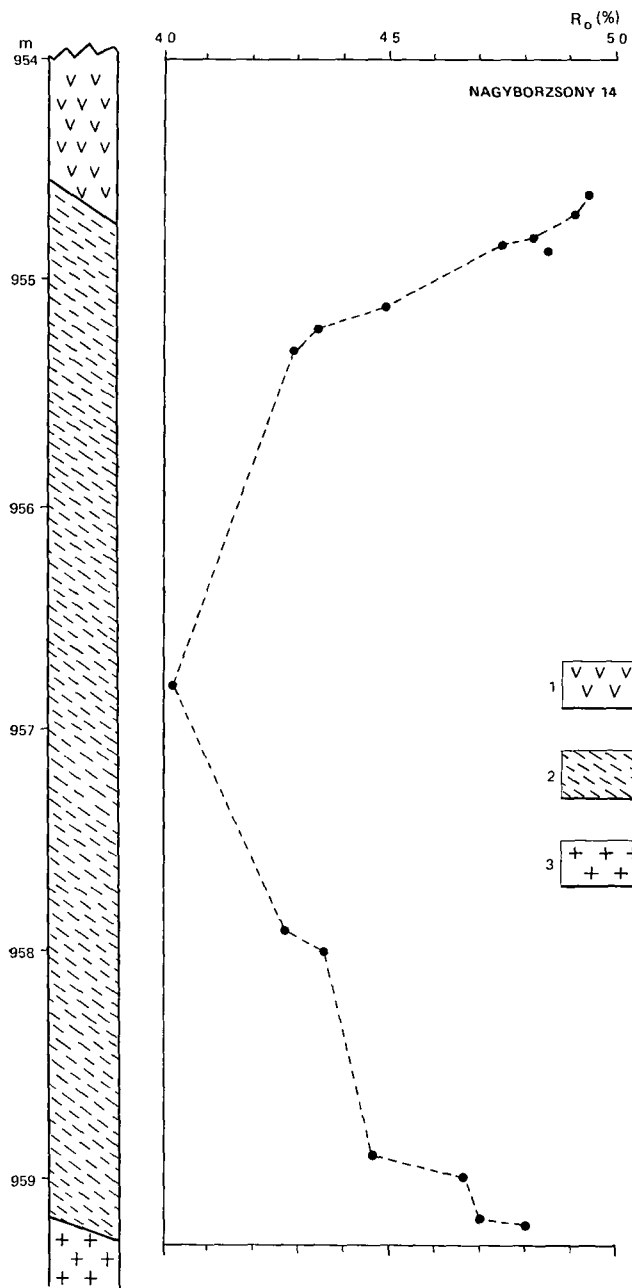
4 ábra A vitrinitreflexió változása a mélység függvényében az Igal 7 sz. fúrásban. A hiányzó összletvastagság Dow (1977) módszere alapján 600 m
1 Agyagmárgás aleurit, 2 homokkő, 3 mészkő

Fig 4 Variation in vitrinite reflections as a function of depth in borehole Igal 7. The missing thickness, as determined by the Dow (1977) method, is 600 m
1 Silt with claymarl, 2 sandstone, 3 limestone

sorozat vastagsága Pl az Igal 7 sz. fúrásban a neogén medenceüledékek a felső-triász karni—nóri képződményekre diszkordanciával települnek (4 ábra). A fúrásban a felső-triász dolomitra eredetileg a fiatalabb mezozóos tagok is rátelepültek, amelyek azonban a felső-kréta—paleogén időszakban bekövetkezett kiemelkedés során lepusztultak. Dow (1977) becslési módszere alapján az Igal 7 sz. fúrásban a lepusztult fiatalabb mezozóos összlet 600 m vastagságú volt.

A becslési módszer biztonsága azonban a földtörténetben visszafelé haladva egyre csökken. Megbízható alkalmazásának előfeltétele a reflexió növekedési gradiensének megfelelő ismerete és a hőfluxus változatlansága. Ez utóbbi egy-egy földtani egység vizsgálatának kezdeti szakaszában pedig inkább csak feltételezés, mint ellenőrzött tény.

A vitrinitreflexió-értékekből így biztonsággal megállapíthatók más vizsgálattal alig, vagy csak sokkal pontatlanabban kideríthető fejlődéstörténeti tények. Korábban a Dunántúli-középhegység ősföldrajzilag teljesen idegen újpaleozóos—mezozóos összletének jelenlegi helyzetét bonyolult szerkezeti feltételezésekkel kísérelték megmagyarázni. Feltételezték a Mecsek—Villányi



5 ábra Nehány vitrinreflexió adat a Nagyborzsony 14 sz. fúrásból
 1 Andezit, 2 argillit, 3 dácit

Fig 5 Some vitrinite reflection data from borehole Nagyborzsony 14
 1 Andezit, 2 argillite, 3 dacite

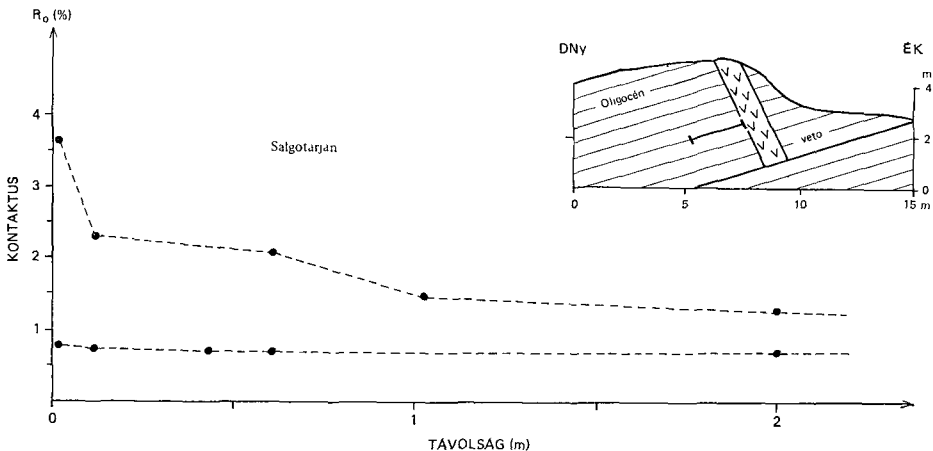
egységnek a Dunántúli-középhegység feletti, illetve fordítva történt áttolódását. Az alacsony vitrinitreflexió-értékek (LACZÓ I. 1982) mindkét feltételezést cáfolták.

Egy adott medencében néhány szelvény ismerete alapján a vitrinitreflexió növekedési gradienséből viszonylag jó közelítéssel következtethetünk a medence aljzatának helyzetére is. Minél magasabb helyzetű az aljzat, a gradiens annál nagyobb. A magasabb helyzetű medencealjzat feletti megnövekedett geotermikus gradiens az aljzat jobb hővezető képességének a következménye. A számszerű összefüggést azonban minden földtani egységre külön-külön kell meghatározni.

Magmás testek hatása

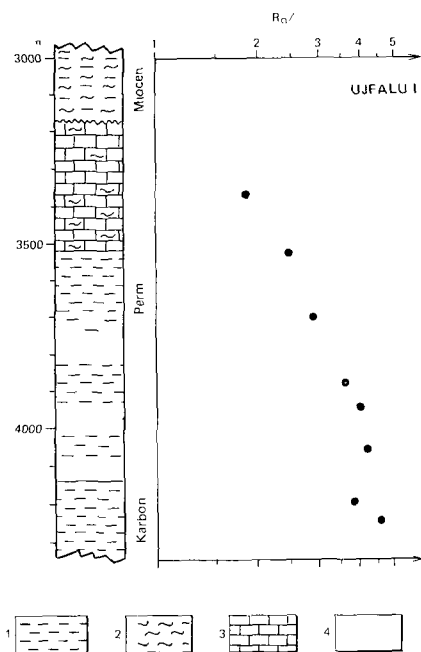
A vitrinit, magmás intrúziók okozta helyi felmelegedésre is érzékenyen reagál. Forró magmás testek benyomulása ugyanis nagymértékben megnöveli a mellékkőzet hőmérsékletét, és a magmás test körül megemelkedett érettségű „udvar” hoz létre. Az uledékek érettsége az intrúzió közelében megnő. Ez eltér a rétegvulkánok és egyéb extruzív lávaárak esetétől, amelyeket az uledékanyag csupán lehűlésük után temetett be. A magmás testek feletti és alatti szerves anyag érettségével kapcsolatos megfigyelések tehát segíthetnek bennünket abban, hogy megkülönböztessük egymástól az intruzív és extruzív kőzeteket, amennyiben ez egyébként nem tisztázható.

A Borzsony hegységi Nagyborzsony 14. sz. fúrásból származó adatok igen magas (4,8–5,0%) vitrinitreflexió-értékeket mutatnak az intruzív kőzetekkel tőszomszédságában (5. ábra). A vitrinitreflexió-értékek ezeknek az uledékeknek a magmás testekkel való érintkezése felé megnőnek, jelezvén, hogy a mélyebb helyzetű dácit benyomult az uledékes kőzetbe és felmelegítette azt. Reflexió vizsgálatokat végeztünk néhány észak-magyarországi vulkánit



6. ábra A vitrinitreflexió alakulása a bazalttélér kontaktusától számított távolság függvényében Salgótarjántól É-ra

Fig. 6 Vitrinite reflection versus distance from basalt dyke contact N of Salgótarján



7 ábra A vitrinitreflexió szokatlanul gyors emelkedése az Újfalu 1 sz. fúrás által harántolt alaphegységi kőzetekben

1 Agyagos aleurit, 2 márga, 3 meszko, 4 homokkő

Fig 7 Unusually rapid increase of vitrinite reflection in bedrocks drilled by borehole Újfalu 1

1 Clayey silt, 2 marl, 3 limestone, 4 sandstone

gradiens kb 0,27%/100 m. Úgy gondoljuk, hogy ezt a jelenséget egy, a fúrás-talp alatt elhelyezkedő vulkáni test okozza. Ha ez így van, akkor a közeli fúrásokban is hasonlóan magas vitrinitgradiensnek kell jelentkeznie. A vitrinit adatok felhasználásával tehát előre jelezhető a fúrás által nem határolt intruzív magmás testek létezése és helye.

IRODALOM — REFERENCES

- ÁRKAI P — HORVÁTH Z A — TOTTH M 1981 Transitional very low and low-grade regional metamorphism of the Paleozoic formations, Uppony Mountains, NE Hungary. mineral assemblages, illite-crystallinity, -b₀ and vitrinite reflectance data — *Acta Geol Hung* 24 265—294
- BALOGH KADOSA et al 1983 A dunántúli bazaltok K/Ar radiometrikus kora — *Földt. Int. Évi Jel* 1982-ről 243—260
- CONNAN J 1974 Time-temperature relation in oil genesis — *A A P G Bull* 58 2516—2521
- DOW W 1977 Kerogen studies and geological interpretations — *J Geochem Explor* : 79—99

kontaktusán, melyek jelentős mennyiségű hőtobletukkel nagymértékben előrevitették az oligocén és miocén üledékes képződmények érési folyamatát. Ezekre vonatkozóan HORVÁTH F és szerzőtársai (1986) modellszámításokat végeztek. Az itt bemutatott szelvény Salgótarjától É-ra található, ahol az 5 m hosszú telér tektonikusan lehatárolt tombje látható a felső-oligocén homokkőben. A kontaktuson és közelében végzett méréseik kimutatták, hogy az egyik vitrinit csoport a kontaktus közelében igen magas R_0 értéket adott, majd a kontaktustól távolodva ez az érték csökkent (6 ábra). Ugyanebben a mintasorozatban egy másik vitrinit csoport azonban nem reagált a magmás felmelegedés hatására. Így alacsony és állandó vitrinitreflexió értékek is megfigyelhetők. Elképzelésünk szerint ez a másodlagos, áthalmazott vitrinit jelenlétével hozható összefüggésbe, amely a magmás test okozta gyors hőmérséklet emelkedésre, majd az azt követő hőmérséklet csökkenésre sem reagált érzékenyebben. Egy másik példát szolgáltat az Újfalu 1 sz. szénhidrogénkutató fúrás (THAMÓNÉ BOZSÓ E 1982). Ez közel 1000 m vastag neogén rétegsort harántolt és alatta az alaphegységben állt le (7 ábra). Ebben az újpaleozóos szelvényben rendellenesen gyorsan emelkedik az érettség a mélység függvényében 2,25%-ról 4–55%-ra, míg az átlagos neogén

- DURAND B 1980 Kerogen — Technique Paris
- HOOD A et al 1975 Organic metamorphism and the generation of petroleum — A A P G Bull 59 (6) 986—996
- HAMOR G et al 1979 K/Ar dating of miocene pyroclastic rocks in Hungary — Ann Geol des pays Hell 49—500
- HORVÁTH I et al 1981 A Dunantúli-kozéphegység és környéke szénhidrogén-földtani vizsgálata — Földt Int Évi Jel 1979-ről 268—281
- HORVÁTH I et al 1982 A Mecsek—Villanyi-hegység es környéke szenhidrogén-földtani értékelése — Földt Int Évi Jel 1980-ról 229—242
- HORVÁTH F—DOVÉNYI P 1983 A Szirak 2 sz fúras neogén rétegsora, érettsége es geo-termikus viszonyainak egyuttes értékelése — Földt Int Szenhidrogén Prognózis osztaly adattara, kézirat
- HORVÁTH F et al 1986 Geothermal effect of magmatizm and its contribution to the maturation of organic matter in sedimentary basins — Paleogeothermics 5. 173—193
- HUNT J M 1979 Petroleum geochemistry and geology — San Francisco
- KARWEIL J 1956 Die Metamorphose der Kohlen vom Standpunkt der physikalischen Chemie — Z Deutsch Geol Ges 107
- KARPÁTINE RADÓ D 1983 A Jászladányi Jász I sz fúras vizsgalati eredményeinek értékelése — Földt Int Szenhidrogen Prognózis osztály adattára, kézirat
- LACZO J 1982 Magyarországi vitrinitreflexio adatok földtani értékelése — Földt Int Évi Jel 1980-rol 417—434
- LACZO J 1984 A magyarországi triasz képződmények R_0 értékei es földtani jelentőségük — Földt Int Évi Jel 1982-ről 404—415
- LOPATIN N V 1971 Temperature and geologic time as factors in coalification — Akad Nauk SSSR ser Geol 3 95—106
- PRICE L C 1983 Geologic time as a parameter in organic metamorphism and vitrinit-reflectance as absolute paleogeothermometer — Journ Petr Geol 6 (1)
- STEGENA L et al 1981 Determination of paleotemperature by vitrinite reflectance data — Earth Evol Sci 3—4 292—300
- SZALAY Á 1982 Geológiai, geokémiai rekonstrukció szerepe szénhidrogenperspektívák előrejelzésében — MTA X Oszt Közlem 15 (34) 305—329
- TELEGDY-ROTH K 1929 Magyarország geológiai I — Tud Gyűjt 104 1—170
- TEICHMULLER M—TEICHMULLER R 1950 Das Inkohlungs bild des Niedersachsischen Wealden-Beckens — Z Deutsch Geol Ges 100 498—517
- THAMONE BOZSO E 1982 Az Újfalu I sz fúras vizsgalati eredményeinek földtani értékelése — Földt Int Szenhidrogen Prognózis osztaly adattara, kézirat
- TISSOT B P—WELTE D H 1978 Petroleum formation and occurrence — Springer Verlag, Berlin—Heidelberg—New York
- WAPLES D W 1980 Time and temperature in petroleum formation Application of Lopatin's method to petroleum exploration — A A P G Bull 64 916—926

VITRINITE REFLECTANCE MEASUREMENTS IMPLICATIONS
FOR HUNGARIAN GEOLOGY

by

I LACZO and Á JAMBOR

Hungarian Geological Institute Budapest, Nepstadion út 14
H-1143

UDC 549 086 553 98(439)

Key words hydrocarbons, research, vitrinite, reflection, erosional unconformities, maturity, organic materials, intrusive igneous rocks

The geological implications of vitrinite reflectance measurements carried out since 1976 at the Hungarian Geological Institute are presented

During this span of time about 3000 serial samples encompassing practically the whole area of Hungary were measured. The greatest number of data resulted from hydrocarbon exploration in the Neogene basins. In the light of a high number of measurements and the relevant literature, a few possible Hungarian applications of the method are outlined. Table I and Fig. 1 show a synthesis of the Hungarian vitrinite reflectance measurements done by the authors. Next to follow is a discussion of the problem of redeposited vitrinite grains. In a rather young sedimentary basin, along with the primary vitrinite groups, several redeposited vitrinite populations of higher reflectivity are also present. The evaluation of these poses several problems, both theoretical and practical.

The connection between hydrocarbon generation and the reflectivity of vitrinite is now well-known to hydrocarbon prospectors. Notably, the results of measurements, when complemented with results of other methods, provide clues to a relatively high-precision assessment of the hydrocarbon-generating capacities and explorations prospects of particular basins of considerable size.

The study deals with a variation in vitrinite reflectivity data in the case of recordable erosional unconformities. When erosional unconformities within a sedimentary sequence occur, they will be accompanied by a gap in reflectivity values measured, too. The thickness of sediment lost to erosion can be assessed by the method proposed by Dow (1977). A prerequisite for the reliable use of the estimation method, however, is the knowledge of the gradient of growth in reflectance and the invariability of the heat flux.

Finally, the authors examined the effect magmatic bodies may have on vitrinite. Observations concerning the maturity of organic matter above and under igneous bodies enable to distinguish between intrusive and extrusive rocks, inasmuch as the distinction by other methods is unfeasible. Using reflectivity data of vitrinite, one can forecast the existence and location of intrusive igneous bodies not yet intersected by a borehole. There are vitrinite groups that do not react to the warming effect of an igneous body, nor to a subsequent drop in temperature. To clear the problem remains for further studies.

ULEDÉKES PIRITEK GENETIKÁJA ÉS FÁCIESANALÍZIS A TISZAPALKONYA I. SZ FŰRÁS FELSŐ-PANNÓNIAI KÉPZŐDMÉNYEINEK VIZSGÁLATA ALAPJÁN

HAMOR TAMAS

M Áll Földtani Intézet Budapest, Népstadion út 14
H-1143

ETO 551 782 13(439 14)

T a r g y s z a v a k uledékes pirit, kémiai elemzés, faciesanalitika, agyagmárga, aleurit, felső-pannóniai, Tiszapalkonya

A cikk a Tiszapalkonya I sz szerkezetkutató alapfűrés felső-pannóniai képződményeiben vizsgálja a pirit makro- és mikroszkópos megjelenési formait és a kémiai elemzések kiértékelésével új faciesanalitikai lehetőségeket mutat be

A 96 db minta elemzési adatait BERNER—RAISWELL (1984) C/S módszerrel kiértékelve a vizsgált összlet edesvízi—csokkentsósvízi, maximum 14%-os sótartalmú közegben képződhetett

A terepi megfigyelések alapján — RHOADS—MORSE (1971) és THOMPSON et al (1985) modelljét továbbfejlesztve — a piritkiválás a 0,1—0,3 ml/l oldott oxigéntartalmú cső alakú feregnyomokkal jellemzett dysaerob zónában a leggyakoribb. Ide tartoznak a vizsgált összlet alsó harmadában települő, szublitóralis mélységben képződött sötetszürke, lemezes—kagylós elválású agyagmárgák és agyagos aleurolitok

A fűrés szelvényében a felső-pannóniai idején a F_{ep} , C_{org} , DOP és S_p/ST geokémiai paraméterek melység szerinti változása alapján három zónaszellőzött, anoxikus szakasz volt kijelölhető

Az elektronmikroszkóppal vizsgált mintákban framboidális és euhedralis piriteket sikerült azonosítani. A tapasztalatok RAISWELL (1982) megállapítását igazolták, mely szerint a framboidális pirit képződése időben megelőzi az euhedralis pirit kiválását

Bevezetés

Az uledékes pirit az átlagos és nagy szervesanyag-tartalmú finomszemű tormelékés uledékek és uledékes kőzetek közonséges autigén ásványa. Képződéséről részletes ismeretek állnak rendelkezésünkre, mivel az 1960-as évek eleje óta főleg kulfoldon, a témával foglalkozó cikkek száma ugrásszerűen megnőtt.

Ezt elsősorban azok a felismerések magyarázzák, hogy az uledékes pirit képződésének fontos szerepe van az atmoszféra oxigénszintjének (GARRELS—PERRY 1974), az óceán szulfátkoncentrációjának (HOLLAND 1978) változásában, és kiválóan alkalmas a redukzív, anoxikus uledékképződési környezetek jelzésére. Az uledékes kőzetek pirit- és szervesanyag-tartalmának szoros kapcsolata (BERNER 1970) választ adhat szénhidrogénföldtani kérdésekre, sőt következtetni lehet az egykori uledékgyűjtő vízének sótartalmára is (BERNER—RAISWELL 1984).

A téma magyar földtani szakirodalmában csak néhány cikkre terjed (VINCZE J — FAZEKAS V 1979, BRUKNERNÉ WEIN A et al 1985, SZAKÁLL S 1986), ezért a dolgozat megkísérli röviden összefoglalni az uledékes pirit képződéséről eddig felhalmozódott ismereteket és a Tiszapalkonya I sz alapfúrás példáján bemutatni annak földtani—módszertani jelentőségét

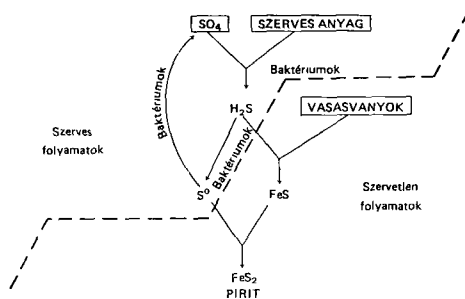
Az uledékes pirit képződése

Genetika

Az uledékes pirit (a magyar szakirodalomban „gombpirit”, „bakteriopirit” „bakteriomarkazit”) a korai diagenézis során, anoxikus viszonyok között az uledék pórussterében képződik, ahol elegendő bomlékony szerves anyag, oldott szulfat és reaktív vasásvány van jelen (BERNER 1981) (1 ábra) Ezen feltételek változatos uledékképződési környezetekben teljesülnek sekélytengeri—partszegélyi ov (BERNER 1970, JORGENSEN 1977), nyíltvízi óceán (MITCHELL—PORTER 1985), euxin és szemi-euxin medencék (RAISWELL—BERNER 1985), sómocsár és esztuárium (LORD—CHURCH 1983), édesvízi—csokkentsósvízi mocsár és delta (POSTMA 1982), édesvízű tavak (GORHAM et al 1974)

A piritképződés első és legrészletesebben tanulmányozott lépcsőfoka a bakteriális szulfátredukció, amely kb 2,4 milliárd évvel ezelőtt kezdődött meg a Földön. A szulfátredukció a szerves anyag lebontásának egyik utolsó folyamata (1 táblázat), mely során mikroorganizmusok gondoskodnak a biopolimerek egyszerűbb molekulákka való alakításáról és ezek továbboxidálásáról (2 ábra)

A bakteriális szulfátredukció döntően a pórusvízben, az ulepítő közeg és az uledék határfelülete alatt kb 10—40 cm-re (max több tíz m-re) megy végbe. Az euxin medencékben azonban a szulfátredukció és a piritképződés már a vízoszlopban is lezajlik (SWEENEY—KAPLAN 1980), így például a Fekete-tengerben, ahol a H_2S/O_2 határfelület a vízfelszín alatt jelenleg kb 150—200 m-re húzódik. Régebben feltételezték, hogy a kén-hidrogén a bomló szerves anyag kén-tartalmából származik, azonban az ily módon optimális esetben keletkező



1 ábra A tengeri piritképződés vázlatja (BERNER 1981 nyomán)

Fig 1 An outline of marine pyrite formation (after BERNER 1981)

pirit mennyisége is sokkal kevesebb a ténylegesen tapasztaltnál (KAPLAN et al 1963). A keletkezett kén-hidrogénnek kb 10%-ából képződik csak pirit, mivel a legnagyobb része az oxidatív közegbe felmigrálva vissza-oxidálódik szulfáttá (JORGENSEN 1978, WESTRICH 1983). A szulfátredukció mértékét (mM/év) befolyásolja a hőmérséklet (JORGENSEN 1977, ALLER—YINGST 1980, WESTRICH 1983), a nyomás (GOLDHABER—KAPLAN 1975) a szerves anyag mennyisége és minősége (GOLDHABER—KAPLAN 1975, WESTRICH—BERNER 1984), a pórusvíz oldott szulfáttartal-

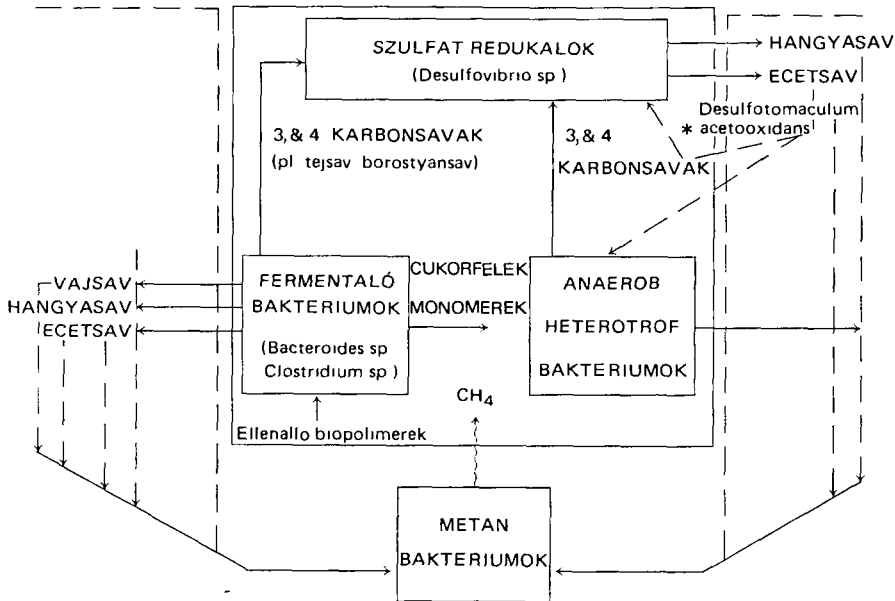
1 táblázat — Table 1

A szerves anyag bomlási reakciói a csökkenő energiatermelés sorrendjében
(Berner 1981 nyomán)

Organic matter decomposition reactions in the order of succession
decreasing energy production (after Berner 1981)

A folyamat		ΔG^0 (kJ mol ⁻¹)
megnevezése	egyenlete	
oxigénredukció	$\text{CH}_2\text{O} + \text{O}_2 \rightarrow \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$	-475
nitrátredukció	$5 \text{CH}_2\text{O} + 4 \text{NO}_3^- \rightarrow 2 \text{N}_2 + 4 \text{HCO}_3^- + \text{CO}_2 + 3 \text{H}_2\text{O}$	-448
mangánredukció	$\text{CH}_2\text{O} + 3 \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} + 2 \text{MnO}_2 \rightarrow 2 \text{Mn}^{++} + 4 \text{HCO}_3^-$	-349
vasredukció	$\text{CH}_2\text{O} + 7 \text{CO}_2 + 4 \text{Fe}(\text{OH})_3 \rightarrow$ $\rightarrow 4 \text{Fe}^{++} + 8 \text{HCO}_3^- + 3 \text{H}_2\text{O}$	-114
→ szulfátredukció	$2 \text{CH}_2\text{O} + \text{SO}_4^{--} \rightarrow \text{H}_2\text{S} + 2 \text{HCO}_3^-$	-77 ←
fermentáció	$2 \text{CH}_2\text{O} \rightarrow \text{CH}_4 + \text{CO}_2$	-58

„CH₂O” jelképezi a szerves anyagot,
„ΔG⁰” a szabad energia



2 ábra A szulfátredukció feltételezett ökológiai rendszere (M J BARCELONA 1980)

Fig 2 The supposed ecological regime of sulphate reduction (M J BARCELONA 1980)

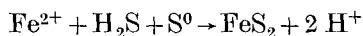
ma, és mindezekkel összefüggésben az uledékképződés sebessége (BERNER 1978), valamint a bioturbáció (BERNER—WESTRICH 1985)

A legfontosabb tényező az uledék szervesanyag-tartalma, mely egymagában képes létrehozni anoxikus viszonyokat. A szerves anyag aerob oxidációja-akor a pórusterbe hullámozás, bioturbáció vagy molekuláris diffúzió által be-migráló oldott oxigénből széndioxid keletkezik (ALLER—YINGST 1980). WESTRICH (1983) szemléletes kísérlettel bizonyította, hogy igen lényeges a szerves anyag minősége is. Ugyanazon uledékben szárított, illetve friss, élő plankton hozzáadása után a szulfátredukció mértéke az utóbbi esetben többszorosra volt az előzőnek.

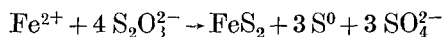
A bakteriális szulfátredukció második legfontosabb tényezője az uledék közeg szulfáttartalma. A pórusterbe zárt normál sótartalmú tengervíz egyszerű redukciója révén maximálisan keletkező pirít ként csak kb. 0,3%-nyi (BERNER 1970), ezért elégedhetetlenül szükséges a szulfátnak az uledékbe történő diffúziója, melyet KAPLAN et al. (1963) kén izotóp adatokkal támasztottak alá. A tengervíz átlagos szulfáttartalma kb. 28 mM/l, melynek kb. 10%-a (3 mM/l) az a mérésekkel és számításokkal bizonyított határérték, ami alatt a szulfátredukció sebessége erősen koncentrációfüggő (RAMN—BELLA 1974). A szulfáttartalom ezért az édesvízi uledékek esetében korlátozza a pirít koradiagenetikus képződését, mivel a folyóvizek és tavak szulfáttartalma a tenger vizének átlagosan csak század része.

Az uledékes pirítképződés másik eleme a szerves anyag bomlásakor keletkező kén-hidrogén és a reaktív vastartalmú ásványok, illetve oldott vasionok egyesülése, mely során fekete, metastabilis vasmonoszulfidok keletkeznek. Ezek a tetragonális mackinawite ($\text{FeS}_{0,975}$), a hexaédres greigite (Fe_3S_4) és az amorf FeS. A régebben „hydrotroilit” összefoglaló néven ismert ásványok oldódnak a forró telített sósavban. A pirítképződés e szakaszában az uledékgyűjtőbe szállított vasásványok minőségének döntő szerepe van. A legreakcióképesebbek a kolloidális vashidroxidok (goethit, limonit), kevésbé az agyagásványok, legkevésbé a biotit, piroxén, amfibol stb. (ROZANOV et al. 1974). A partközeli, sekélytengeri, illetve tavi uledékgyűjtőbe elegendő bomlékony vasfázisokat tartalmazó terrigén anyag szállítódik, ezért a pirít mennyiségére általában nincs döntő hatással. Ezzel szemben az európai medencékben gyakran csakis a vastartalomtól függ a keletkező pirít mennyisége (RAISWELL—BERNER 1985).

A pirítképződés utolsó, és talán legvitatottabb fejezete a vasmonoszulfidok lassú átalakulása diszulfiddá. A folyamat éveket vesz igénybe, de speciális esetben 1 nap alatt is lejátszódhat [pl. sósmocsárban (HOWARTH—JORGENSEN 1984)]. Az átalakulás elvi egyenlete ÖSTROUMOV (1953) szerint $\text{FeS} + \text{S}^0 \rightarrow \text{FeS}_2$, ALLEN et al. (1912) alacsony hőmérsékleten ($< 100^\circ\text{C}$) vizes oldatból kétféle módon állítottak elő finomszemcsés pirítet, oldott ferrovas, kén-hidrogén és elemi kén egymásrahatásából:

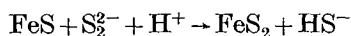
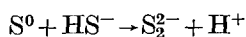


valamint oldott ferrovas és tioszulfát reakciójából



Framboidális (gomb alakú) pirítet szintetikus úton előállítani elsőként BERNER-nek sikerült 1969-ben, aki az uledékes viszonyokra jellemzőbb semleges pH mellett (pH 6,9—7,9), 65°C -on, elegendő szilárd elemi kén jelenlétében,

szervetlen úton két hét alatt hozott létre mikroszkóppal is jól azonosítható pirítgombokot. A pirítképződés általa kidolgozott kétlépcsős mechanizmusa



A fentiekből is látható, hogy a vasmonoszulfidok az elemi kénből képződő polyszulfid (S_2^{2-} , S_3^{2-} , S_4^{2-} , S_5^{2-}) ionokkal lépnek reakcióba, melyek képződését BERNER a kísérlet során igazolta.

Az elemi kén — a monoszulfidok egyetlen lehetséges oxidálószer — rendkívül labilis fázis az uledékekben. Oxigén jelenlétében könnyen szulfáttá vagy tioszulfáttá oxidálódik, anoxikus környezetben vas- és nitrátredukáló baktériumok oxidálják, redukálódhat oldható szulfidokká és az oldható szulfidokkal való reakciójából polyszulfidok képződhetnek (HOWARTH—JORGENSEN 1984). Az elemi kén képződhet a kén-hidrogén és a vasmonoszulfidok oxidációjából, amit mikroorganizmusok irányítanak [*Thiobacillus* sp. (THIMANN 1963)], de végbemehet szervetlen úton is. Anaerób körülmények között az elemi kén közvetlenül bakteriális hatásra keletkezik (VOLKOV 1961).

Alaktani kérdések

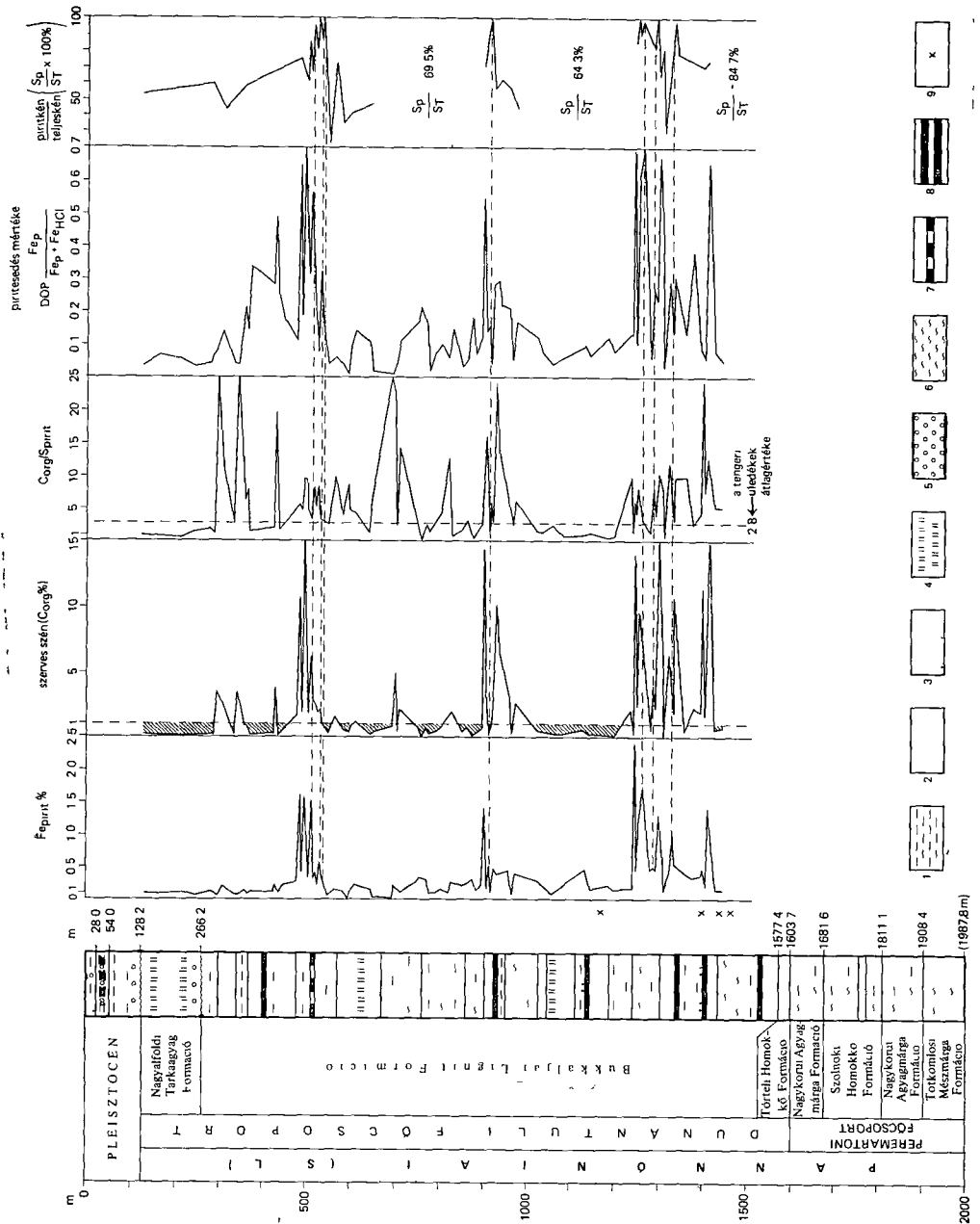
Az uledékes piritek lényegesen kevesebb kristályformával jellemezhetők, mint a hidrotermális geofázisban keletkezettek. Két leggyakoribb változatuk a gombpirit vagy framboidális pirit és a saját alakú pirit egykristály, vagy euhedrális pirit. Keletkezésükről sok, merőben ellentétes elmélet született (LOVE—AMSTUTZ 1966, RICKARD 1975), a legújabb és feltehetően legjobb RAISWELL (1982) nevéhez fűződik, aki az anghai liász Jet Rock Formáció pirittartalmú mészkonkrécióit vizsgálta. Megállapítása szerint a negatívabb $\delta^{34}S$ -el jellemezhető framboidális pirit gyorsabban, egy még nyitott, elegendő szerves anyagot, szulfátot és ferrivast (Fe^{3+}) tartalmazó rendszerben képződött koradiagenetikusan, míg a kevésbé negatív $\delta^{34}S$ -el jellemezhető euhedrális pirit később, az egyre jobban záródó rendszerbe kívülről migráló oldott ferrovast (Fe^{2+}) és kén-hidrogén reakciója révén késődiagenetikusan jött létre.

Az uledékes pirit más, jóval ritkábban előforduló formáit HUDSON (1982) foglalta össze.

A Tiszapalkonya I. sz. fúrás felső-pannóniai képződményeinek vizsgálata

Földtani felépítés

A Tiszapalkonya I. sz. szerkezetkutató alapfúrás az Alföld északkeleti szegélyén mélyült (3. ábra), és 128,2—1987,8 m között harántolta a „Sajókapu”-tól délre hirtelen mélyülő pannóniai előtérdepresszió uledékait. JÁMBOR Á. terepi leírása szerint az alsó-pannóniai agyagmárgák, aleurolitok (Nagykorui és Tótkomlói Agyagmárga Formáció) és homokkővek (Szolnoki Homokkő Formáció) felett a felső-pannóniai Torteli Homokkő Formáció, majd az eddig megismert legnagyobb vastagságban (1311,2 m) a Bukkai Lignit Formáció települt, amelyet a Nagyalföldi Tarkaagyag Formáció fedett. A pleisztocén kavics és agyag az előbbi felett uledékhézaggal következik. Vizsgálataimat



3 abra A Tiszapalkonya I sz fúvas vázlatos földtani szelvényo (JAMBOR Á — TANÁCS J 1985) es egyes geokémiai paraméterek változása a mélység függvényében

1 Aggyag, 2 aleurit, 3 homok, 4 tarka aggyag, 5 kavics, 6 márga, 7 aggyagos lignit, 8 lignit, 9 az elektronmikroszkópos vizsgálatok mintaveteli helyei

Fig 3 Schematic geological profile of borehole Tiszapalkonya I (Á JAMBOR—J TANÁCS 1985) and variation of the individual geochemical parameters in dependence on depth

1 Clay, 2 silt, 3 sand, 4 variegated clay, 5 gravel, 6 marl, 7 clayey lignite, 8 lignite, 9 points of sampling for electron microscopic studies

kisebb részben a Nagyalfoldi Formáció, döntően a Bukkaljai Lignit Formáció képződményem végeztem

A Bukkaljai Lignit Formációt homok, agyagos aleurit, huminites agyag és lignit rétegek többnyire szabályos, ciklikus váltakozása jellemzi helyenként agyagmárga rétegekkel, két szintben tarka agyag betelepüléssel

Mintavétel, vizsgálata módszerek

A pirit vizsgálata szabad szemmel, pásztázó elektronmikroszkóppal és nedves kémiai módszerekkel történt. Négy mintát vizsgáltunk az alábbi mélységekből: 1172,0 m, 1406,3 m, 1442,1 m és 1458,6 méter. A megfelelően kemény, friss torési felületű kőzetminta darabokat aranyfusttel való bevonás után kb. (0,007 μm) TAKÁCS B-né közreműködésével vizsgáltuk a Magyar Állami Földtani Intézetben. A 96 db huminites agyag, aleuritos agyag, ritkábban homok és lignites agyag minták kémiai elemzését SOHA I.-NÉ irányításával a MÁFI laboratóriumában végezték.

A 0,5 grammra bemért anyagot kénsavas és fluorhidrogénes kezelés után nátrium-hidrokarbonátos telített borsav oldattal szulfátmentesítették, a maradékot kiegészítették, majd kálium-piroszulfáttal feltárták. A feltárt anyagból készített torzsoldatból vett aliquot-ból spektrofotometrikus módszerrel határozták meg a piritvasat (Fe_p) és ebből számították a piritkenet (S_p). Meghatározták még a teljes vastartalmat (Fe_T), a sósavban oldható vastartalmat (Fe_{HCL}) és néhány mintában a teljes kénartalmat (S_T) is. A kémiai vizsgálatok kloroformmal kizextrahált mintákon történtek.

A C_{org} -tartalmat a Szénhidrogénipari Kutató és Fejlesztő Intézetben határozták meg. Karbonát-mentesítés után a folos sósavat elfüstölték és az égetést automatikus LECO berendezésben végezték.

A több mint 900 elemzési alapadat és a belőlük számított hányadosok átlag-, és szélsőértékeit és eloszlását a 4. ábra foglalja össze, néhány fontosabb mutató mélységszerinti változása a 3. ábrán tanulmányozható. Ezek a szervesszén-tartalom (C_{org}), a szerves szén és a piritkén-tartalom hányadosából képzett érték ($\text{C}_{\text{org}}/\text{S}_p$), mely az uledékekben képződött egységnyi pirit-tartalom mellett megőrződött szerves anyag mennyiségét fejezi ki, a piritesezés mértéke (DOP), mely az uledék piritképződésre alkalmas vastartalmához viszonyítja a ténylegesen képződött piritvas mennyiségét $\left(\frac{\text{Fe}_p}{\text{Fe}_p + \text{Fe}_{\text{HCL}}}\right)$, valamint a piritkén és teljes kénartalom hányadosa (S_p/S_T).

A pirit makroszkópos jellege

A Tiszapalkonya I. sz. fúrás pannómái képződményeiben a szabad szemmel is megfigyelhető piritkiválások a szürke–sötétszürke, lemezesen–kagylósan elváló, kemény, tomor agyagos aleurolitban, agyagmárgákban fordulnak elő. Feloxidált, világos színű kőzetekben igen ritka a piritkiválás. A piritkiválások túlnyomóan növényi maradványokhoz és életnyomokhoz (féregjáratokhoz), kisebb részben azonosíthatatlan szerves eredetű maradványokhoz kötődnek, illetve a kőzetben rendszertelenul, elszórtan helyezkednek el. A pirit kiválhat a szenesedett növényi szártörödékek, fűszálak, levelek stb.

felületén, illetve azokat helyettesítheti részben vagy egészen Gyakori a pirít-kiválás az 1–6 mm átmérőjű cső alakú életnyomok falán és teljesen ki is toltheti azokat

A pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatok eredményei

A vizsgált mintákban gombpirít (framboid) és sajátalakú pirít egykristály (euhedrális pirít) különíthető el A framboidális pirít 5–40 μm átmérőjű gomb alakú kristályaggregátum (I tábla 1), melyben a kristályok mátrix anyag nélkül helyezkednek el E kristályok mérete és alakja lényegében megegyezik az euhedrális piritekével A gombpiriteken lehet vékony (I tábla 3), vagy igen vastag bekérgezés (I tábla 4), melynek anyagát nem állt módunkban meghatározni LOVE et al (1984) szerint ez a bevonat döntően Al-Si tartalmú, kaolinit, esetleg kvarc anyagú Kaolinites bevonatra utal az I tábla 3 képe is

A sajátalakú piritek izolált egykristályok, méretük 0,2–2,0 μm , alakjuk oktaéder (II tábla 2), illetve az oktaéder és a hexaéder kombinációja (II tábla 3) Ez utóbbinak a szabálytalan kristálynövekedés következtében több változata figyelhető meg (II tábla 4) Nem volt kimutatható kapcsolat a kristályalak és a pirít-kiválás típusa között

A pirít eltérő formáinak genetikai elméletei közül vizsgálataink RAISWELL (1982) eredményét támasztják alá, miszerint a framboidok képződése időben megelőzi az euhedrális piritek képződését Ezt igazolja a II tábla 1 képe is, ahol a framboid felületén a diagenézis során előbb bevonat keletkezett és ezt követően vált ki az euhedrális pirít További bizonyítéknak tekinthető az is, hogy a framboidok mindig a kőzet porusterének belső, az euhedrális piritek pedig a külső részén figyelhetők meg

Meg kell jegyeznem azonban, hogy tapasztalataink szerint a framboidok és az euhedrális kristályok kiválása időben oly gyorsan követik egymást, hogy a minták döntő többségében mindkét típus jelen van ugyanazon porusterben

Fáciesanalízis

Sótartalom

Az uledékes kőzetek egykori ulepítő közege sótartalmának becslésére a 60-as évek óta számos tanulmány született, melyek pl a karbonátok stroncium tartalma, az agyagok kicserélhető kationjai és nyomelemtartalma alapján keresték a megoldást Úgy tűnik azonban, hogy a hagyományos paleontológiai vizsgálatok mellett az egyik legjobban használható BERNER és RAISWELL 1984-ben publikált, C/S hányadost felhasználható módszere A módszer elvi alapjait az uledékes pirít jól tisztázott genetikája szolgáltatja A pirít képződé-

4 ábra A Tiszapalkonya I sz fúrás felső-pannoniai képződményei geokémiai adatainak összehasonlító táblázata

Fig. 4 Comparative tabulation of the geochemical analyses of Upper Pannonian formations from borehole Tiszapalkonya I

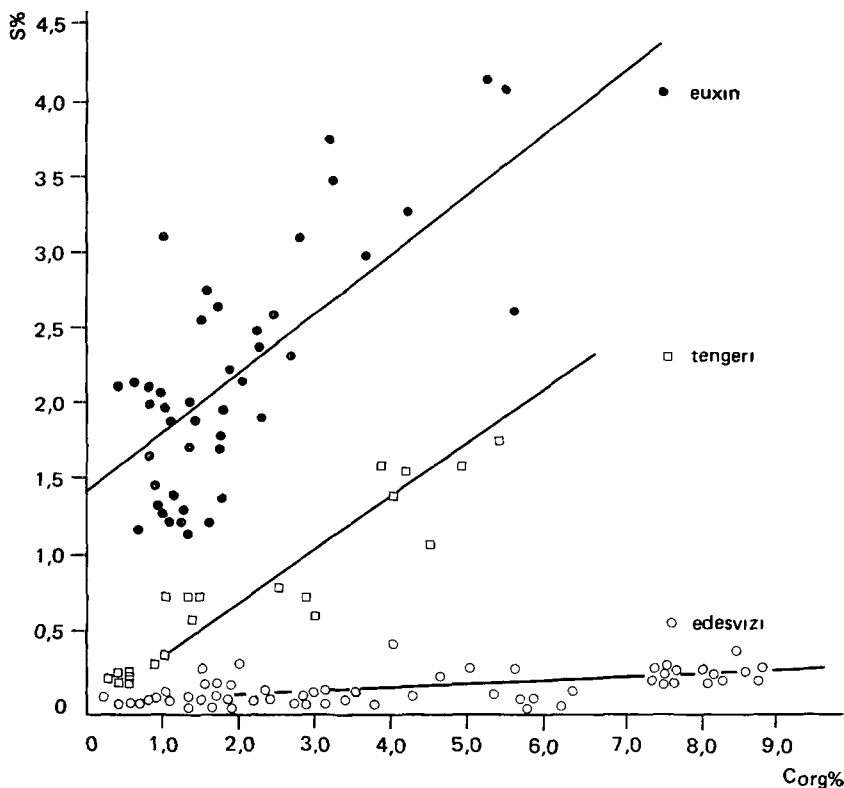
DIMENZIÓ NÉLKÜLI SZÁMITOTT PARAMÉTEREK

A mért komponensek súly %-ban	Fe _{teljes}	Fe _{HCl}	Fe _{pirint}	S _{pirint}	S _{teljes}	C _{org}	$\frac{C_{org}}{S_p}$	$DOP = \frac{Fe_p}{Fe_p + Fe_{HCl}}$	$\frac{Fe_p}{S_{teljes}}$	$\frac{S_{pirint}}{S_{teljes}} \times 100$
átlag	3,97	1,95	0,37	0,42	0,97	2,72	6,61	0,176		70,3
mini- mum	2,23	0,18	0,01	0,03	0,19	0,09	0,31	0,004		23,2
maxi- mum	16,20	11,80	2,39	2,74	3,18	20,30	54,60	0,69		100,0
elosztás-diagramok										
A Tiszapalkonya I sz frás felső-pannoniai oszlete										
recens üledékek					0,23	2,56	16,0 *			
terashima et al (1983)					1,40	2,81	3,6 *			
tengeri üledékek					0,58	1,16	3,2 *			
Berner (1981)	2,57			0,72		1,12	2,8±1,5	0,24		
csokkentsosvizi üledékek		0,94		5,20				0,80		
Postma (1982)										
euin üledékek (Iardi, Agyag F., Bruknerová A., et al (1985))		2,50	1,23	1,41	1,90	1,93	1,76	0,31		74,5

*S_T ALAPJÁN SZÁMITOTT ÉRTEÉK

sét három olyan tényező (szerves anyag-, szulfát- és vastartalom) határozza meg döntően, melyek mennyisége lényegesen eltér a különböző üledékképződési környezetekben. Az említett szerzők cikkükben csak az édesvízi és a tengeri fácies szétválasztására törekedtek, az 5 ábrán az euxin medencékre jellemző értékeket is ábrázoltam. A tengeri üledékek esetében a szerves szén és a redukált kén tartalom közötti lineáris kapcsolat erős, és a regressziós egyenes az origón halad át, mivel ha a szerves anyag nem konzerválódik, akkor az üledékképződési viszonyok olyan oxidatívak, hogy pirit sem képződhet. Az édesvízi üledékek esetében ez a kapcsolat gyenge, a szervesanyag-tartalom növekedésével csak kevéssé nő a pirit mennyisége. Az ok BERNER szerint a szalmitás és ezzel összefüggésben a szulfáttartalom különbözőségében rejlik, így az édesvízi üledékekben képződő pirit mennyiségét elsősorban a szulfátkoncentráció határozza meg. A C/S módszer nem használatos karbonátos üledékek durva tormelékek valamint kis ($C_{org} < 1,0$) és nagy ($C_{org} > 15,0$) szervesanyag-tartalmú kőzetek esetében.

A Tiszapalkonya I. sz. fúrás felső-pannóniai képződményeiből vett minták



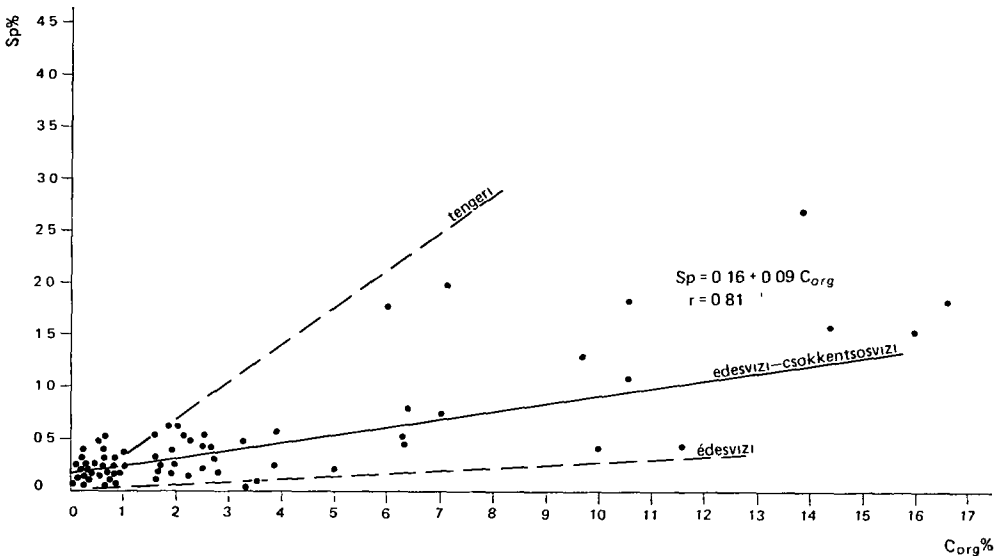
5 ábra A szelvényesszén- és a redukált kéntartalom kapcsolata recens üledékekben (BERNER—RAISWELL 1984 és HIRST 1974 nyomán)

Fig 5 Relationship between C_{org} and reduced sulphur content in modern sediments (after BERNER—RAISWELL 1984 and HIRST 1974)

C_{org} és S_p értékek szórása viszonylag nagy (6 ábra), de így is a tengeri és az édesvízi fáciesek regressziós egyenesei között helyezkednek el. A jó korrelációs együtthatójú ($r=0,81$) regressziós egyenes elhelyezkedése alapján az osszlet csokkentsósvízi—édesvízi korulmények között keletkezett, ami megfelel eddigi ismereteinknek (JÁMBOR Á et al 1985). Mindez összhangban van a 2 táblázat adataival, különösen meggyőző a kép TERASHIMA et al (1983) nagyszámú mérésen ($n=267$ db) alapuló átlagértékeivel való összevetésben.

Hangsúlyoznom kell azonban, hogy a fúrás lignitmintáiban a szénülés — szemmel láthatóan és a MEO elemzések alapján is — gyorsan nő a mélységgel, ezért a késődiagenetikus C_{org} veszteség jelentős lehet. Egy ennek megfelelő, csak nagy pontatlansággal elvégezhető korrekció a C/S diagram regressziós egyenesét az édesvízi uledékekhez közelítené. Mivel a C/S módszer nem elég érzékeny az adott édesvízi—csokkentsósvízi intervallumban, ezért nem láttam értelmét az egyébként is empirikus alapokon nyugvó korrekciószámítások elvégzésének.

A C/S módszer — a Chesapeake-obolben végzett mérések alapján (BERNER et al 1979) — lehetőséget nyújt az uledékgyűjtő medence legfelső uledékek pórúsvízében levő sótartalom számszerű becslésére is (2 táblázat). Amint az a táblázatból kiolvasható, a $\leq 14\%$ -es szalinitásokhoz tartozó C/S értékek igen tág határok között mozognak (3,6—34,2). A fúrás felső-pannóniai képződményeinek C/S hányadosából számolt 6,61-es átlagértékhez a táblázat adatai alapján 14%-os sótartalom rendelhető. Jóllehet a mintákat 40—95 cm-es uledékmélységből vették, valószínűsíthető, hogy a diagenezis során a szerves anyag további oxidációja és a folytatódó piritképződés révén adott sótartalom mellett a C/S értékek jelentősen — max 30—40%-kal — lecsökkennek, így a



6 ábra A szerves szén és a pirit—kén tartalom kapcsolata a Tiszapalkonya I sz fúrás felső-pannóniai képződményeiben

Fig 6 Relationship between C_{org} and pyrite-sulphur content in Upper Pannonian formations from borehole Tiszapalkonya I

A szalmitás és a C/S hányados kapcsolata a Chesapeake-obol uledékeiben
(Berner et al 1979)

Relationship between salinity and C/S ratio in Chesapeake Bay deposits
(after Berner et al 1979)

Mintaveteli hely	Uledékmélység cm	C (%)	S (%)	C/S	Szalmitás (‰)
FB	40—42	2,99	0,14	21,4	< 1
FB	64—66	6,38	0,38	16,8	< 1
HG	58—59	13,66	0,38	34,2	< 1
HG	59—60	2,22	0,13	17,1	< 1
904 N	50—55	6,06	0,63	9,6	14
904 N	55—60	4,20	0,38	11,1	14
904 N	60—65	3,60	0,99	3,6	14
834 G	65—70	1,84	1,30	1,4	19
834 G	70—75	1,97	1,18	1,7	19
834 G	90—95	1,79	1,19	1,5	19
818 P	45—50	2,10	1,36	1,5	21
818 P	60—65	2,34	1,30	1,8	21

fosszilis uledékek 6,61-es értékének a recens minták esetében 9—10-es C/S hányados felel meg

E megfontolások után leszogezhető, hogy a Tiszapalkonya I sz fúrás szelvényében a felső-pannómiai képződmények legfeljebb 14‰-es, de annál valószínűleg kisebb sótartalmú közegben rakódtak le

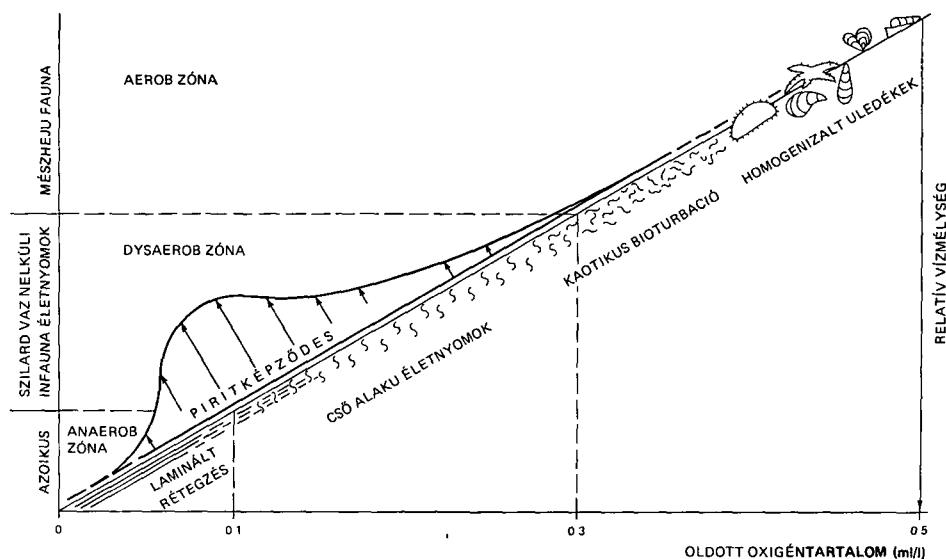
A vizsgált összletből előkerült gyér makrofaunát a dolgozat írásakor még nem dolgozták fel, JÁMBOR Á terepi leírásában az első *Unio* sp -t csak 815,5 m-ben jelzi. Közel hasonló arányok mutathatók ki a Szirák 2 sz fúrásban, ahol a 115,6—16,2 m között települő Bukkai Lignit Formáció 42,8 m feletti szakaszán jutnak túlsúlyba az édesvízi mikrofauna elemek

A faunaadatok mellett eredményeinket KORIM K (1966) mérései is jól alátámasztják, miszerint az alsó-pannómiai agyagmárgák feletti rétegvizek teljes oldott sótartalma maximálisan 10 000 mg/l, míg a felső-pannómiai rétegvizekben 700 mg/l

Oxigéntartalom

Szénhidrogén-földtani szempontból fontos, gyakran felmerülő kérdés a felső-pannómiai beltenger szellőzöttségi viszonyai, hiszen az oxigénben szegény vagy anoxikus fenékvíz kedvez az olajképződésre alkalmas szerves anyag komponensek megőrződésének

A Pannómiai-beltenger a felső-pannómiai alemelet idejére a világtengerek-től és a Keleti-Paratethys tengerágtól is teljesen elszigetelődött, ezért jelentős, az uledékképződést döntően befolyásoló, oxigéndús áramlásokkal nem kell számolni. A fúrás a tagolt aljzatú Pannómiai-medence peremi helyzetű előtér-depressziójának üledékeit harántolta, amelynek süllyedése a megszokottól eltérően a felső-pannómiai alemelet idején gyorsult fel. Ezzel összefüggésben megnövekedett az uledékfelhalmozódás sebessége, mely itt kb 30 cm/ezre



7. ábra A biofáciések, az uledékes szerkezetek, az oxigéntartalom, a relatív víznélység és a piritképződés kapcsolata (RHOADS—MORSE 1971 és THOMPSON et al 1985 nyomán)

Fig. 7 Relationship of biofacies, sedimentary structures, oxygen content, relative water depth and pyrite formation (after RHOADS—MORSE 1971, and THOMPSON et al 1985)

év nem számolva a kompakcióval MULLER és MANGINI (1980) szerint a 4 cm/ezred év-nél nagyobb uledékképződési sebesség esetén nő az anoxikus uledékek keletkezésének lehetősége

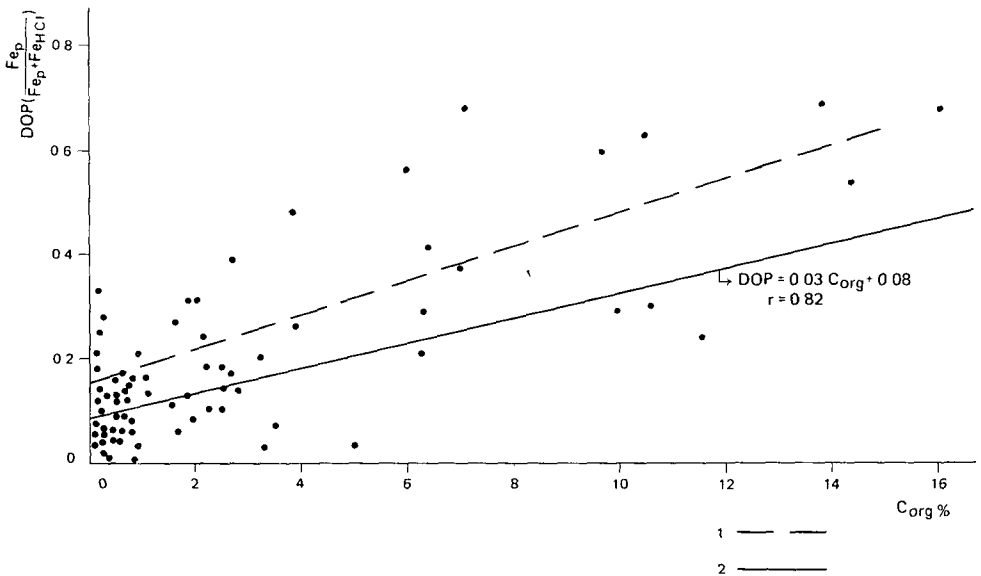
E kedvező körülmények ellenére időszakonként számolni kell az oxidatív viszonyokkal, melyet a rétegsorban települő tarka agyagok, világosszürke homokok jeleznek. Célszerűnek tűnik tehát a pirít — az anoxikus-szulfidos fácies jellegzetes autigén ásványa — és más, szabad szemmel is megfigyelhető uledékjegyek azon kapcsolatát keresni, melyek alapján biztosan azonosíthatók az anoxikus uledékes kőzetek és amelyekből közvetlenül az egykori üleptető közeg (= fenékvíz) oxigéntartalmára következtethetünk. Megfelelő alapul szolgál erre RHOADS és MORSE (1971) ábrájának THOMPSON et al (1985) által továbbfejlesztett változata (7. ábra). Tapasztalataink szerint a piritkiválások a 0,1–0,3 ml/l oldott oxigéntartalmú fenékvízzel, és a puhatestű, szilárd váz nélküli infauna élettevékenységével jellemzett dysaerob zónában a leggyakoribbak. A fúrás felső-pannóniai összletének alsó részén (kb. 1200,0 m alatt) települő, szublitóralis mélységben képződött sötétszürke, lemezes–kagylós elválású agyagmárgák és agyagos aleurolitok tartoznak ide, melyekben főként a cső alakú életnyomok mentén válik ki a pirít. Megállapítható volt az is, hogy a kaotikus bioturbációval, illetve teljesen homogenizált uledékekkel és mészvázú faunával jellemzett aerob zónában (> 0,3 ml/l) általában nem képződik pirít. Az eredeti modell tengermedencék és kontinentális lejtők vizsgálata révén készült, így például a mocsári–mélylápi fáciesű, szintén anoxikus és piritdús képződmények (huminites agyag, lignit) nem voltak beilleszthetők.

Árnyaltabb képet kapunk a geokémiai adatok kiértékelésével. Euxin

medencékben a diagenetikus pirít mellett már a H_2S/O_2 határfelület alatti vízoszlopban is képződhet ún szingenetikus pirít. Ekkor olyan „többlet pirít” keletkezik, melynek képződéséhez már adott a redukív közeg, azaz megszűnik a szerves anyagtól való kizárásos függés. Ez azt eredményezi, hogy a C/S diagramon a regressziós egyenes nem az origón, hanem a függőleges tengelyt feljebb metszve halad át (5. ábra). Ily módon e tengelymetszet hossza arányos a képződő szingenetikus pirít mennyiségével, vagyis a H_2S/O_2 határfelület alatti vízoszlop vastagságával. Ez a szakasz a vizsgált összlet esetében minimális (6. ábra), nem lehet kizárni azonban közvetlenül a víz–üledék határfelületén történő pirítképződést. Ezt támasztja alá a piritesedés mértéke és a szervesanyag-tartalom közötti kapcsolat is (8. ábra), mely hasonló a fekete-tengeri mintákéhoz.

Szélsőségesen euxin medencékben akár teljesen megszűnhet a pirítképződés és a szervesanyag-tartalom közötti kapcsolat, ezért az euxin medencékben a legfontosabb tényező a szuszpenzióban lévő, illetve már kiüledett vasásványok mennyisége és reakcióképessége a kén-hidrogénnel, mely utóbbi BERNER (1970) szerint arányos a forró, telített sósavban való oldhatóságukkal.

Szükséges azonban hangsúlyozni, hogy – a sótartalom tárgyalásával ellentétben – az oxigéntartalomra vonatkozó megállapítások nem érvényesek az egész felső-pannóniai összletre, hiszen a kémiai elemzések 90%-ban huminites agyag és aleuritos agyag mintákból készültek, melyek az összlet kőzetösszetételében lényegesen kisebb arányban szerepelnek. Különösen igaz ez a



8. ábra A piritesedés mértéke (DOP) és a szervesanyag-tartalom kapcsolata a Tiszapalkonya I sz. fúrás felső-pannóniai képződményeiben

1 Fekete-tengeri üledékek (ROZANOV et al 1974), 2 a Tiszapalkonya I sz. f. felső-pannóniai képződményei

Fig. 8 Relationship between the degree of pyritization (DOP) and C_{org} content in the Upper Pannonian formations cut by borehole Tiszapalkonya I

1 comparative Black Sea deposits (ROZANOV et al 1974), 2 Upper Pannonian formations from borehole Tiszapalkonya I

RHOADS—MORSE-féle modellre, mivel a dysaerob zónába sorolható képződmények csak 1200,0 m alatt figyelhetők meg

Változások a mélységgel

A változékonny felépítésű összlethez viszonyítva ritkának tekinthető mintavétel alapján is három erősen piritesedett szakasz különíthető el az Fe_p és a DOP szelvényeken (428,1–524,1 m, 902,3–925,2 m, 1245,4–1410,9 m) A 697,0–697,4 m-ből származó minta az egyetlen, amelyben a nagy szerveszén-tartalomhoz nem tartozik nagy piritmennyiség A C/S szelvényen a minták döntő többsége az édesvízi—csokkentsósvízi zónába tartozik ($> 2,8 \pm 1,5$), az ezen intervallumnál kisebb C/S értékű mintáknak pedig olyan kevés a C_{org} tartalma ($< 1\%$), hogy a mérések túl nagy hibával terheltek

Ez alól kivétel az 506,7, 524,1, 529,3, 925,0, 1263,9, 1293,2 és az 1332,8 m-ből származó minta (a 3 ábrán pontozott vonallal jelölve), melyek a C/S diagramon (6 ábra) a normál sósvízi uledékek regressziós egyenese mentén helyezkednek el E rétegek természetesen nem tengeri ingressziókat, hanem a víz sótartalmának átmeneti megnövekedését és/vagy az anoxikus uledék-képződést jelzik Mivel ezen minták mindegyike a fentebb említett pirites szakaszokba tartozik, feltehetően ez utóbbi állítás a valós Alátámasztja e „lokális anoxikus event”-ek tényét az is, hogy az Fe_p és C_{org} szelvények mellett a pirites szakaszok a DOP és S_p/S_T szelvényeken is jól azonosíthatók Ez lényeges, hiszen e két mutatóban az előzőektől független változók is szerepelnek, a sósavban oldható vastartalom (Fe_{HCl}) és a teljes kéntartalom (S_T)

A 3 ábrán utolsóként feltüntetett S_p/S_T hányadossal igen ritkán találkozni a szakirodalomban, aminek egyik lehetséges magyarázata az, hogy a tengeri uledékekben ez az érték 80–90% körül állandósul Értelmezését nehezíti, hogy a kén előfordul a szulfátokban elemi alakban, monoszulfidokban, a piritben és szerves vegyületekben is, a sötét színű finomszemű uledékes közetekben azonban a kénnek legalább 80%-a e két utóbbi formában kötött Ezért tehát e hányados nagy, ha a megőrződött szerves anyaghoz viszonyítva sok pirit képződött, azaz ha az uledékképződési viszonyok nyíltvíziek, reduk-tívák és szerves anyagban viszonylag szegényebbek A csak szakaszosan meglevő S_p/S_T értékek felfelé fokozatosnak tűnő csökkenése az uledékgyűjtő elsőkélyesedését, és terrigén szerves tormelékanyagban való feldúsulását jelzi

A későbbiekben feltétlenül ígéretesnek mutatkozik a még redukтивabb alsó-pannóniai képződmények vizsgálata is, de ehhez a szerves anyag érettségének a mélységgel való fokozódása miatt a C_{org} értékek megbízható korrekciója szükséges

IRODALOM — REFERENCES

- ALLEN E T — CRENSHAW J L — JOHNSTON J — LARSEN E S 1912 Mineral sulphides of iron — *Am Journ Sci* 33 169–236
- ALLEN R C — YINGST J Y 1980 Relationships between microbial distributions and the anaerobic decomposition of organic matter in surface sediments of Long Island Sound, USA — *Mar Biol* 56 29–42
- BARCELONA M J 1980 Dissolved organic carbon and volatile fatty acids in marine sediment pore waters — *Geochim Cosmochim Acta* 44 (12) 1977–1984
- BERNER R A 1969 The synthesis of framboidal pyrite — *Econ Geol* 64 383–384.
- BERNER R A 1970 Sedimentary pyrite formation — *Am Journ Sci* 268 (1) 1–23.

- BERNER R A 1978 Sulfate reduction and the rate of deposition of marine sediments. — *Earth Planet Sci Lett* 37 492–498
- BERNER R A 1981 Authigenic mineral formation resulting from organic matter decomposition in modern sediments — *Fortsch Min* 59 (1) 117–135
- BERNER R A — BALDWIN T — HOLDREN G R 1979 Authigenic iron sulphides as paleosalinity indicators — *Journ Sed Petr* 49 1345–1350
- BERNER R A — RAISWELL R 1984 C/S method for distinguishing freshwater from marine sedimentary rocks — *Geology* 12(6) 365–368
- BERNER R A — WESTRICH J T 1985 Bioturbation and early diagenesis of carbon and sulfur — *Am Journ Sci* 285 (3) 193–206
- BRUKNERNE WEIN A — VETŐ I — DUDICH E 1985 Az anoxikus Tairdi Agyag uledék-képződésének geokémiai vizsgálata — *Magy Áll Földt Int Évi Jel* 1983-ról. 271–301
- GARRELS R M — PERRY E A 1974 Cycling of carbon, sulfur and oxygen through geologic time — In the Sea (ed E D Goldberg) 5 569–655
- GOLDHABER M B — KAPLAN I R 1975 Controls and consequences of sulfate reduction rates in recent marine sediments — *Soil Sci* 119 42–55
- GORHAM E — LUND J G W — SAGNER J E — DEAN W E JR 1974 Some relationships between algal standing crops, water chemistry and sediment chemistry in the English Lakes — *Limn Oceanog* 19 601–617
- HIRST D M 1974 Geochemistry of sediments from eleven Black Sea cores — *Geology, Chemistry and Biology* (ed E T Degens—D A Ross) AAPG Memoir 20 430–455
- HOLLAND H D 1978 The chemistry of the atmosphere and oceans — Wiley and Sons
- HOWARTH R W — JØRGENSEN B B 1984 Formation of ^{35}S labelled elemental sulfur and pyrite in coastal marine sediments (Limfjorden and Kysing Fjord, Denmark) during short-term $^{35}\text{SO}_4^{2-}$ reduction measurements — *Geochim Cosmochim Acta* 48 (9) 1807–1818
- HUDSON J D 1982 Pyrite in ammonite-bearing shales from the Jurassic of England and Germany — *Sedimentology* 29 (5) 639–667
- JÁMBOR Á et al 1985 General characteristics of Pannonian s I deposits in Hungary — VIIth Congress RCMNS, Abstracts 276–284
- JØRGENSEN B B 1977 The sulfur cycle of a coastal marine sediment (Limfjorden, Denmark) — *Limn Oceanog* 22 814–832
- JØRGENSEN B B 1978 A comparison of methods for the quantification of bacterial sulfate reduction in coastal marine sediments III Estimation from chemical and bacteriological field data — *Journ Geomicrobiol* 1 49–64
- KAPLAN I R — EMERY K O — RITTENBERG S C 1963 The distribution and isotopic abundance of sulfur in recent marine sediments of southern California — *Geochim Cosmochim Acta* 27 (4) 297–331
- KORIM K 1966 The connate waters of the Hungarian Neogene — *Acta Geol* 10 407–426.
- LORD C J — CHURCH T M 1983 The geochemistry of salt marshes sedimentary ion diffusion, sulfate reduction, and pyritization — *Geochim Cosmochim Acta* 47(8) 1381–1391
- LOVE L G — AMSTUTZ G C 1966 Review of microscopic pyrite — *Fortsch Min* 43 273–309
- LOVE L G — AL KAISY A T H — BROCKLEY H 1984 Mineral and organic material in matrices and coatings of fibroidal pyrite from Pennsylvanian Sediments, England *Journ Sed Petr* 54 (3) 869–876
- MITCHELL R S — PORTER W P 1985 Pyrite Oolites in Sandstone in the Cayuga Group (Silurian), Wise Country, Virginia — *Rocks and Minerals* 60 (4) 179–181
- MULLER P J — MANGINI A 1980 Organic carbon decomposition ratio in sediments of the Pacific manganese nodul belt dated by ^{230}Th and ^{231}Pa — *Earth Planet Sci Lett* 51 96–114
- OSTROUMOV E A 1953 Different forms of combined sulfur in the sediments of the Black Sea — *Akad Nauk SSSR Inst Okeanologn Trudi* 7 70–90
- POSTMA D 1982 Pyrite and siderite formation in brackish and freshwater swamp sediments — *Am Journ Sci* 282 (8) 1151–1183

- RAISWELL R 1982 Pyrite texture, isotopic composition and the availability of iron — *Am Journ Sci* 285 (8) 1244—1263
- RAISWELL R —BERNER R A 1985 Pyrite formation in euxinic and semi-euxinic sediments — *Am Journ Sci* 285 (8) 710—724
- RAMN A E —BELLA P A 1974 Sulfide production in anaerobic microcosmos — *Limn Oceanog* 19 425—441
- RHOADS D C —MORSE J W 1971 Evolutionary and ecologic significance of oxygen-deficient marine basins — *Lethaia* 4 413—428
- RICKARD D T 1975 Kinetics and mechanism of pyrite formation at low temperatures — *Am Journ Sci* 275 636—652
- ROZANOV A G —VOLKOV I I —YAGODINSKAYA T A 1974 Forms of iron in surface of Black Sea sediments — *Geology, Chemistry and Biology* (ed DEGENS E T —ROSS D A), AAPG Memoir 20 532—541
- SWEENEY R E —KAPLAN L R 1980 Stable isotope composition of dissolved sulfate and hydrogen sulfide in the Black Sea — *Mar Chem* 9 145—152
- SZAKÁLL S 1986 Új megfigyelesek a magyarországi terméselemek és szulfidok köréből. — *Ásványgyűjtő Figyelő* 3 (2) 2—15
- TERASHIMA S —YONETANI H —MATSUMOTO E —INOUCHI Y 1983 Sulfur and carbon contents in recent sediments and their relation to sedimentary environments — *Bull Geol Surv Jap* 34 (7) 361—382
- THIMANN K V 1963 *The life of bacteria* — The Macmillan Co New York
- THOMPSON J B —MULLINS H T —NEWTON C R —VERCOUTERE T L 1985 Alternative biofacies model for dysaerobic communities — *Lethaia* 18 167—179
- VINCZE J —FAZEKAS V 1979 A mecseki uránérc ásványtani és paragenetikai kérdései. — *Földt Kozl* 109 (2) 161—198
- VOLKOV I I 1961 Iron sulfides, their interdependence and transformation in the Black Sea bottom sediments — *Akad Nauk SSSR, Inst Okeanologi Trudi* 50 68—92
- WESTRICH J T 1983 The consequences and controls of bacterial sulfate reduction in marine sediments — *Yale Univ New Haven (Conn)*
- WESTRICH J T —BERNER R A 1984 The role of sedimentary organic matter in bacterial sulfate reduction The G model tested — *Limn Oceanog* 29 (2) 236—249

I tábla — Plate I

- 1 Framboidális pirit euhedrális piritek halmazán, mellette feltehetőleg agyag-
 ásvány kristályok — Framboidal pyrite on an aggregate of euhedral pyrite
 crystals. Note the crystals that are supposed to be clay minerals beside
 them
 Tiszapalkonya I sz f 1458,6 m 1500×
- 2 Framboidális piritek euhedrális piritek halmazán, felületükön szintén euhed-
 ráls piritkiválás — Framboidal pyrites on an aggregate of euhedral pyrite
 crystals, with euhedral pyrite segregation on their surface
 Tiszapalkonya I sz f 1406,3 m 1100×
- 3 Framboidális pirit vékony bevonattal. A kép alsó szélén jól látható, hogy
 a bevonat egybefügg a lemezes — leveles kaolinnal, ezért feltehetőleg anyaga
 is az — Framboidal pyrite with a thin pyrite incrustation. What can be
 clearly seen at lower right is that the coating is contiguous with the platy-
 foliated kaolinite. Hence it is supposed to be composed, itself, of the same
 material
 Tiszapalkonya I sz f 1442,1 m 2000×
- 4 Framboidális pirit vastag kéreggel — Framboidal pyrite with a thick
 incrustation
 Tiszapalkonya I sz f 1442,1 m 2000×

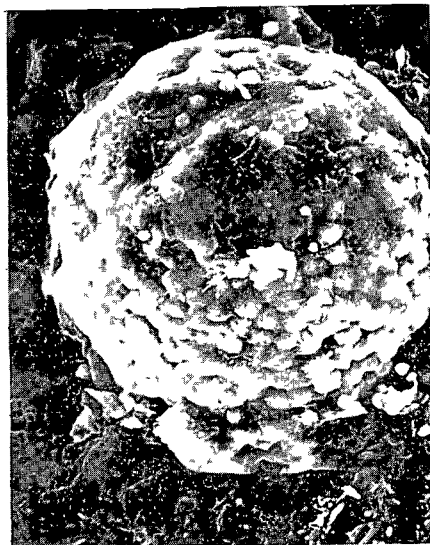
Fotó TAKÁCS B.-NÉ



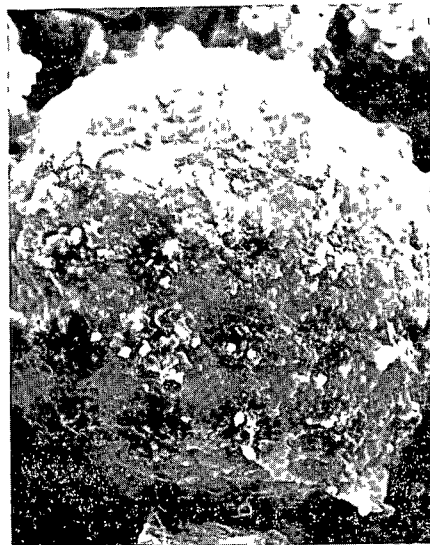
1



2



3



4

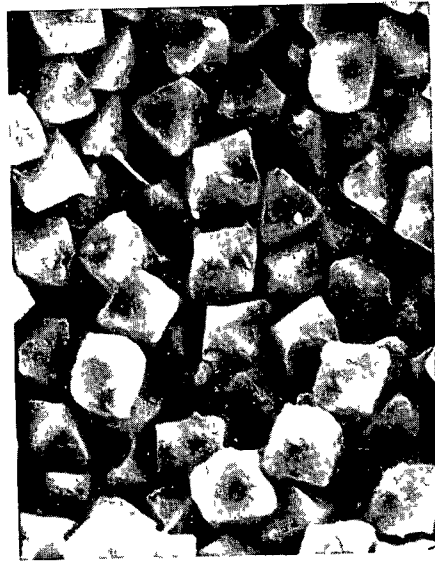
II. tábla — Plate II

1. Euhedrális piritek egy framboid felületén — Euhedral pyrite crystals on the surface of a framboid
Tiszapalkonya I sz f 1172,0 m 6000×
2. Oktaédes pirit egykristályok — Octahedral pyrite monocrystals
Tiszapalkonya I sz f 1406,3 m 4000×
3. Euhedrális pirit közép-kristály, az oktaéder és a kocka kombinációja — Euhedral mesocrystal of pyrite—a combination of octahedron and cube
Tiszapalkonya I sz. f 1458,6 m 10 000×
4. Euhedrális piritek, az oktaéder és a kocka kombinációjának különböző változatai — Euhedral pyrite crystals—variations in the combination octahedron and cube
Tiszapalkonya I. sz f 1458,6 m 6000×

Fotó. TAKÁCS B -NÉ



1



2



3



4

GENETICS AND FACIES ANALYSIS OF SEDIMENTARY PYRITES IN UPPER PANNONIAN DEPOSITS INTERSECTED BY BOREHOLE TISZAPALKONYA I

by

T HÁMOR

Hungarian Geological Institute Budapest, Népstadion út 14
H-1143

UDC 551 782 13(439 14)

Key words sedimentary rocks, pyrite, chemical analysis, facies analysis, clay, marl, silt, Upper Pannonian, Tiszapalkonya (Hungary)

In the first half of the paper, a detailed overview of the formation of sedimentary pyrite is given. In the second part the macro- and microscopic forms of appearance of pyrite in the Upper Pannonian deposits cut by geostructure-exploratory borehole Tiszapalkonya I are examined and, by an interpretation of the chemical analyses, new possibilities for facies analysis are put forward.

An interpretation of the analytical data of 96 samples by the BERNER—RAISWELL (1984) C/S method suggested a freshwater—brackish-water environment of a maximum of 14‰ of salinity for the studied sequence.

Upon the use of an improved model of RHOADS—MORSE (1971) and THOMPSON et al (1985) furnishing data of field observations it can be stated that pyrite segregation is commonest in a dysaerobic zone with a dissolved oxygen content of 0.1—0.3 ml/l characterized by tubular worm-tracks. The dark grey claymarls and clayey siltstones of laminated-conchoidal jointing observed in the lower third of the studied sequence belong to this category.

On the basis of depth-dependent changes in the geochemical parameters Fe_p , C_{org} , DOP and S_p/S_T in the borehole profile, three poorly-oxygenated, anoxic phases in Late Pannonian time could be singled out.

In the samples studied by electron microscope, both framboidal and euhedral pyrites could be identified. The experience has confirmed RAISWELL's suggestion (1982) that the formation of framboidal pyrite precedes the segregation of euhedral pyrite.

A MAGYARORSZÁGI HARMAD- ÉS NEGYEDIDŐSZAKI ULEDÉKES KÉPZŐDMÉNYEK MIKROMINERALÓGIAI VIZSGÁLATI HELYZETE

SALLAY MÁRIA — THAMÓNÉ BOZSÓ EDIT

M Áll Földtani Intezet Budapest, Nepstadion út 14
H-1143

ETO 549 086 552 5 551 782(439)

T a r g y s z a v a k adatgyűjtés, adatkiértékelés, mikromineralógia, uledékes képződmények, medence terület, pannóniai

A földtani irodalomban és a MÁFI Adattárában fellelhető nagyszámú hazai harmad- és negyedidőszaki uledékes képződményekre vonatkozó mikromineralógiai vizsgálati eredmények összegyűjtése 1979-ben, ezek együttes kiértékelése pedig 1985-ben kezdődött meg. A meglévő adatok áttekintéséből kitűnik, hogy a vizsgálatok zöme természetesen homokból, ill. homokkőből készült, és lényegesen kevesebb aleurit, ill. aleurolit, márga, agyag és egyéb kőzetet vizsgáltak meg. A legtöbb mintát a pannóniai képződményekből vizsgáltak, kevesebbet a miocén, az oligocén, végül a kvarter és az cöcén korúakból. A minták kor szerinti és területi eloszlása is igen egyenetlen. Különösen a pannóniai korú képződményekből készült elterjedésükhöz képest aránytalanul keves vizsgálat. Másrészt túl sok minta származik a hegysegek területeiről, pedig az uledékes képződmények elterjedése sokkal jelentősebb a medencékben.

Eltekintve az általános érvényű szabad szemmel történő vizsgálatról, a PETTILJOHN által kidolgozott ún. mikromineralógiai módszer tekinthető a legrégebbi uledéktani adatgyűjtő eljárásnak. Bevezetése (SIGMOND E. 1908, VENDL A. 1910) hazánkban is már közel nyolcvan évre tehető és 1950 óta — elsősorban a Földtani Intézet ásvány-kőzettani laboratóriumainak munkája eredményeként — gyakorlatilag folyamatosan alkalmazzák. A módszer igénybevételét azonban csak alkalmi véleménycserékből leszűrt tapasztalatok és a laboratóriumi kapacitás szabályozta. Így az elmúlt harminc év alatt elsősorban a medencekitöltést adó összletekből készültek a vizsgálatok. Ezek földtani jelentőségét — éppen a rendszertelen mintaválasztás és az ásványok eredetének nagyon pontatlan (mágnás és metamorf) megadása miatt — nem lehetett kellőképpen kiértékelni. Véleményünk szerint elérkezett az idő a sok ezer vizsgálati adat sokszempontú összevetés útján való értékelésének elvégzésére, hogy ennek segítségével a további vizsgálatok koordinálása az eddigieknél lényegesen jobban elvégezhető legyen.

Ezért az elmúlt években SALLAY M. összegyűjtötte a hazai harmadidőszaki képződményekből — a bauxitok kivételével — származó mikromineralógiai vizsgálati és a hozzájuk tartozó fontosabb szedimentológiai adatokat. Az 1940 és 1983 szeptembere között nyomtatásban megjelent földtani irodalmat, valamint a Földtani Intézet Adattárába 1984 július, ill. augusztus

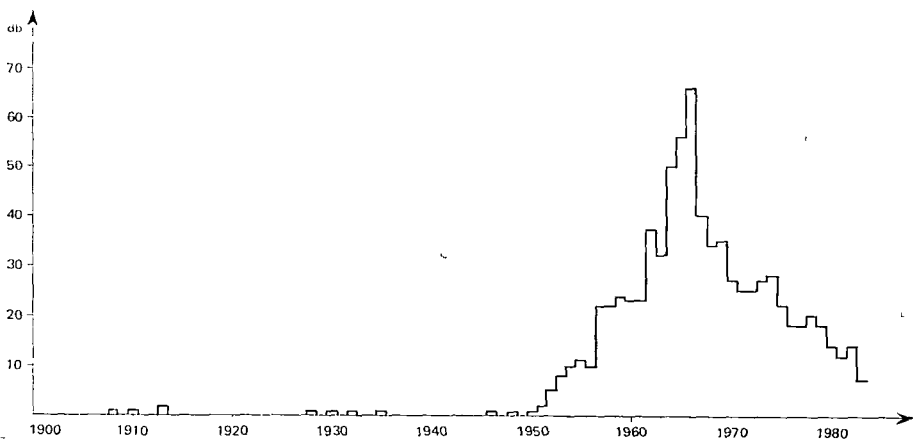
végéig beérkezett vizsgálati eredményeket, jelentéseket vette figyelembe, így összesen mintegy 20 000 vizsgálat adatait gyűjtötte ki

Gyűjteménye táblázatos formában tartalmazza a vizsgált minták jellemző adatait, a lelőhelyet, a kőzetanyagot, a kőt, a vizsgált frakció szemcseméretét, a nehézasványtartalmat, a mintákban előforduló nehéz- és könnyűásványok eloszlását. Ha volt rá adat, akkor azt is, hogy az ásványos összetétel megállapításához hány szemcsét határoztak meg, valamint a lelőhelyre, a mikromineralógiai vizsgálatra, a kőzetanyagra és az előforduló ásványokra vonatkozó egyéb fontosabb információkat

A gyűjtemény 135, nyomtatásban megjelent cikk és 591, a Földtani Intézet Adattárában megtalálható jelentés idevonatkozó — harmad- és negyedidőszaki uledékes képződmények — mikromineralógiai adatait foglalja magába. A publikációk és jelentések évenkénti eloszlása (1 ábra) azt mutatja, hogy 1950-ig csak néhány, majd egyre több vizsgálatot végeztek és az 1960-as években volt a legnagyobb az érdeklődés a vizsgálat iránt

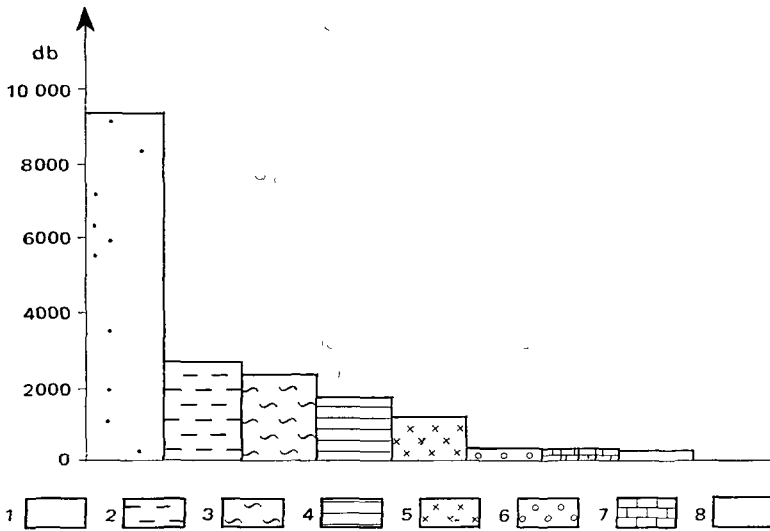
Az összegyűjtött, mintegy 20 000 vizsgálatból kb. 16 860 használható fel további értékelésre, mivel igen sok minta kora vagy kőzetanyaga nem ismert, és lelőhelye sincs olyan pontosan megadva, hogy a hiányzó fontos adatokat utólag meg lehessen állapítani. A vizsgálati eredmények döntő többségénél a szerzők a minták ásványos összetételét kvantitatív módon adták meg, elsősorban szemcse %-ban, de kisebb számban félkvantitatív eredmények is vannak. A vizsgált minták zöme fúrásból, kisebb részüket pedig felszínről származik. Összesen kb. 1840 fúrásból és 380 felszíni feltárásból van mikromineralógiai vizsgálati adatunk

A minták kőzetanyag- és kor szerinti megoszlását a 2 és 3 ábra mutatja. Eszerint természetesen többségében homok, ill. homokkő mintákat vizsgáltak, sokkal kevesebb aleuritot, ill. aleurolitot, márgát, agyagot és kőzettormelékot, breccsát, kavicsot és konglomerátumot dolgoztak fel. A legtöbb mintát a



1 ábra A magyarországi harmad- és negyedidőszaki képződményekből származó mikromineralógiai vizsgálati adatokat tartalmazó publikációk és jelentések időbeli eloszlása

Fig. 1 Distribution in time of publications with micromineralogical analyses of Hungarian Tertiary and Quaternary formations



2 ábra A magyarországi harmad- és negyedidőszaki képződményekből készített mikromineralógiai vizsgálatok kőzetanyag szerinti eloszlása

1 Homok, homokkő, 2 aleurit, aleurolit, 3 márga, 4 agyag, 5 vulkáni tufa, 6 kőzettörmelék, breccsa, kavics, konglomerátum, 7 mészkő, 8 egyéb (talaj, losz, tőzeg stb)

Fig 2 Distribution of micromineralogical analyses of Hungarian Tertiary and Quaternary formations according to rock types

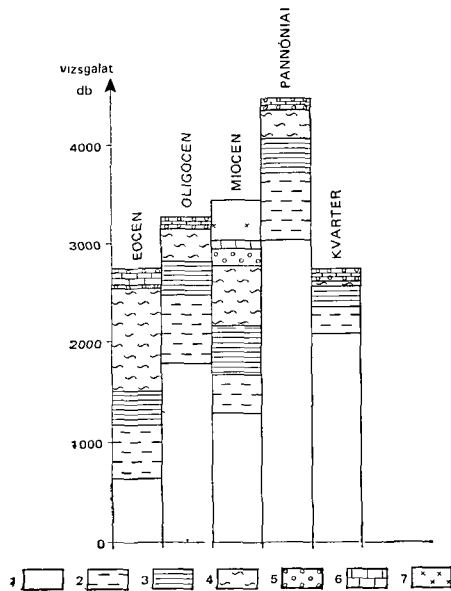
1 Sand, sandstone, 2 silt, siltstone, 3 marl, 4 clay, 5 volcanic tuff, 6 elastics, breccia, gravel, conglomerate, 7 limestone 8 others (soil, loess, peat, etc)

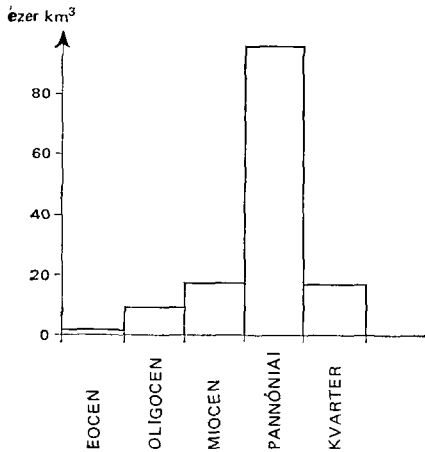
3 ábra A magyarországi harmad- és negyedidőszaki képződményekből készített mikromineralógiai vizsgálatok kor szerinti eloszlása

1 Homok, homokkő, 2 aleurit, aleurolit, 3 agyag, 4 márga, 5 kőzettörmelék, breccsa, kavics, konglomerátum, 6 mészkő, 7. vulkáni tufa

Fig 3 Distribution of micromineralogical analyses of Hungarian Tertiary and Quaternary formations according to age of rock

1 Sand, sandstone, 2 silt, siltstone, 3 clay, 4 marl, 5 elastics, breccia, gravel, conglomerate, 6 limestone, 7 volcanic tuff





4 ábra A magyarországi harmad- és negyedidőszaki képződmények terfogatának kor szerinti eloszlása

Fig 4 Distribution of the volume of Hungarian Tertiary and Quaternary formations according to age of rock

Az összegyűjtött, nagyszámú mikromineralógiai adat értékelése 1985-ben megkezdődött, eredményei a közeljövőben várhatók

pannóniai képződményekből vizsgálták, kevesebbet a miocén, az oligocén, végül a kvarter és az eocén képződményekből

A vizsgált minták kor szerinti megoszlását (3 ábra) és a különböző korú képződmények magyarországi elterjedését (4 ábra) összehasonlítva kitűnik, hogy azok igen egyenetlenül vannak megvizsgálva. Különösen a pannóniai korú képződményeknél mutatkozik meg ez az aránytalanság, mivel ezek elterjedése a más korú képződmények ötszoros-hatszorosára, viszont csak kb 1,3-szor annyi vizsgálat készült belőlük, mint a más korúakból.

A minták területi eloszlása is egyenetlen. Aránytalanul sok minta származik a hegységek területéről és környezetéből, pedig ott az uledékes képződmények elterjedése nem olyan jelentős, mint a medencékben. A lepusztulási területek regionális vizsgálatához viszont éppen a medenceterületekről kellene egyre több mintát begyűjteni.

IRODALOM — REFERENCES

- SALLAY M 1984 A magyarországi harmad- és negyedidőszaki uledékes képződmények mikromineralógiai adatai I—VI — Földt Int Adattár
- SIGMOND E 1908 A talajmállásról és az ásványtani talajelemzés hasznosságáról — Földt Kozl 38 220—230
- THAMONÉ BOZSÓ E 1986 A mikromineralógiai vizsgálati módszer alkalmazásának alakulása Magyarországon Földt Int Adattár Ter 13 598, kézirat

STATE OF ART OF MICROMINERALOGICAL STUDIES
ON HUNGARIAN TERTIARY AND QUATERNARY SEDIMENTARY
FORMATIONS

by

M SALLAY—E THAMO-BOZSO

Hungarian Geological Institute Budapest, Népstadion-út 14
H-1143

UDC 549 086 552 5 551 782(439)

Key words data acquisition, data processing, micromineralogy, sedimentary rocks, basins, Pannonian

The collecting of a great number of micromineralogical analyses of Hungarian Tertiary and Quaternary sedimentary deposits from the geological literature and the Data Base of the Hungarian Geological Institute was commenced in 1979 and their joint evaluation was started in 1985. As evident from a review of the data available, the bulk of the analyses have concerned, naturally, sands and sandstones, the analyses of silt and siltstone, marl, clay and other rocks being much fewer. Most samples analyzed had derived from Pannonian formations, fewer had come from Miocene and Oligocene rocks and, fewer still from rocks for Quaternary and Eocene age. The distribution of the samples according to age and area is very uneven. It is particularly the Pannonian formations that are represented by unproportionately few analyses as compared to their extension. On the other hand, too many samples derive from the mountainous regions, though in the basins the sedimentary formations are much more widely spread.

AZ AGGTELEKI-KARSZT ÉS A RUDABÁNYAI-HEGYSÉG GIPSZ—ANHIDRIT PERSPEKTÍVÁJA

GRILL JÓZSEF—SZENTPÉTERY ILDIKÓ

M Áll Földtani Intézet Budapest, Népstadion út 14
H-1143

ETO 556 332 553 63(234 373 4)

T á r g y s z a v a k evaporitos osszlet, gipsz, anhidrit, perspektíva, felső-perm, alsó-triasz, Perkupai Formáció, Aggtelek—Rudabányai-hegység

Az Aggtelek—Rudabányai-hegység földtani reambulációjának eredményeként elkészítettük a terület gipsz—anhidrit prognózisterképét, kijelölve a kulfejtéses bányaművelésre reményteljes területeket, ahol további kutatásokkal tisztázhatók a lemuvelhető készletek (1 abra) A földtani térképezés, a régi és új kutatófúrások anyagának vizsgálata, az 1986-ban beindult alsótelekesi kulfejtés megismerése során képet alkothattunk a Perkupai Formáció eredeti, uledékes felépítéséről és annak tektonikus hatásokra történt átalakulásairól Az OÉÁ anyagvizsgálatainak eredményeként az osszlet ásványtani jellemzői ismeretesek, korát feltetelesen felső-perm—alsó-triasznak tartjuk

A 2 ábrán kontúrozott területek D kategóriájú, felszínközeli gipsz—anhidritvagyona becsléseink szerint meghaladja az egymilliárd tonnát

Az Aggtelek—Rudabányai-hegység földtani előkutatása során felmértük a terület gipsz—anhidrit perspektíváit is Területünkön működik az ország egyetlen anhidritbányája (Perkupa), és egyéb helyeken is megismertek evaporitos sorozatokat a Rudabánya környéki vasérckutatások kapcsán Az 1950-es évek elején nagy vastagságú anhidrites osszlet vált ismertté Alsótelekes térségében, melynek nagy kiterjedését az 1962-ben lemélyített szerkezetkutató fúrások igazolták

A prognóziskészítés során jó együttműködés alakult ki az OÉÁ szakembereivel, amely nemcsak az adatcserére, kölcsönös anyagvizsgálatok elvégzésére, hanem az értékelésre is kiterjedt

Az előfordulások általános ismertetése

Rétegtani helyzet, uledékképződési körülmények

Rétegtani helyzet

A gipsz—anhidritosszlet (Perkupai Formáció) önálló rétegtani szintet alkot, mely É—ÉK felé az országhatáron túl is követhető DK felé a Darnó-zóna fiatal eltolódásrendszere határolja, amelynek túloldalán csupán a Bukkben (Nagyvisnyó) ismeretes idősebb, középső-perm evaporitos kifejlődés

Az összlet kora Szlovákiában Ž ILAVSKÁ (1965) szerint felső-perm—alsó-triász, mely összhangban van a tágabb környezet előfordulásának rétegtani helyzetével (Zechstein)

Az evaporitos összlet eredeti, uledékes fekjút kutatási területünkön nem ismerjük. A gipsz- és anhidritrétegeket harántolt fúrások (pl a Tornakápolna 3, Bódvaszilás 7 és Hídvégardó 3 sz.) középső-triász ofiolitot, mészkövet és ismeretlen korú fekete agyaggalát tártak fel fekuhelyzetben. Az előbbi kettőt ismerjük a Komjáti-takaró (lásd később) rétegsorából, az utóbbi helyzete tisztázatlan.

Fedője az alsó-triász Bódvaszilási Homokkő Formáció (= „szeizi”), amellyel az ismert szelvényekben tektonikusan érintkezik.

Uledékképződési körülmények

A Perkupai Formáció valódi fekjének ismerete hiányában az evaporitképződést megelőző ősfoldrajzi helyzetet nem vázolhatjuk.

Már PANTÓ G (1956) felhívta a figyelmet arra, hogy a perkupai és a rudabányai kutatófúrások szerint az evaporitos összlet alatt olyan fekete agyagpala—homokkő—mészkő rétegsor található, amely esetleg azt a tengeri fáciesű permet képviseli, amelyből a gipsz—anhidrites összlet eredetileg kifejlődött. Ezzel szemben jelenlegi elképzelésünk szerint (GRILL J et al 1984a) a Perkupai Formáció a Sziliceikum uledékgyűjtőjében halmozódott fel, gomori paleozóos (tehát szárazföldi képződmények alkotta perm) aljzaton.

Az összlet tormelékanyagának vizsgálata (CSILLAG J 1982) arra utal, hogy fokozatosan feltöltődő tengerparti lagúnarendszerben, arid éghajlati viszonyok között történt az uledékfelhalmozódás. Az elgátolt peremi mélyedések időszakos kiszáradására a tormelékként is megjelenő gipsz és anhidrit, a hirtelen, rovid szállítás utáni tormelékfelhalmozódásra pedig a szemcsék kerekítetlensége utal.

Kőzettani felépítés

A Perkupai Formáció legmélyebb helyzetű szintjét (fekete agyagpala—homokkő—mészkő) PANTÓ G (1956) alapján az előző fejezetben említettük.

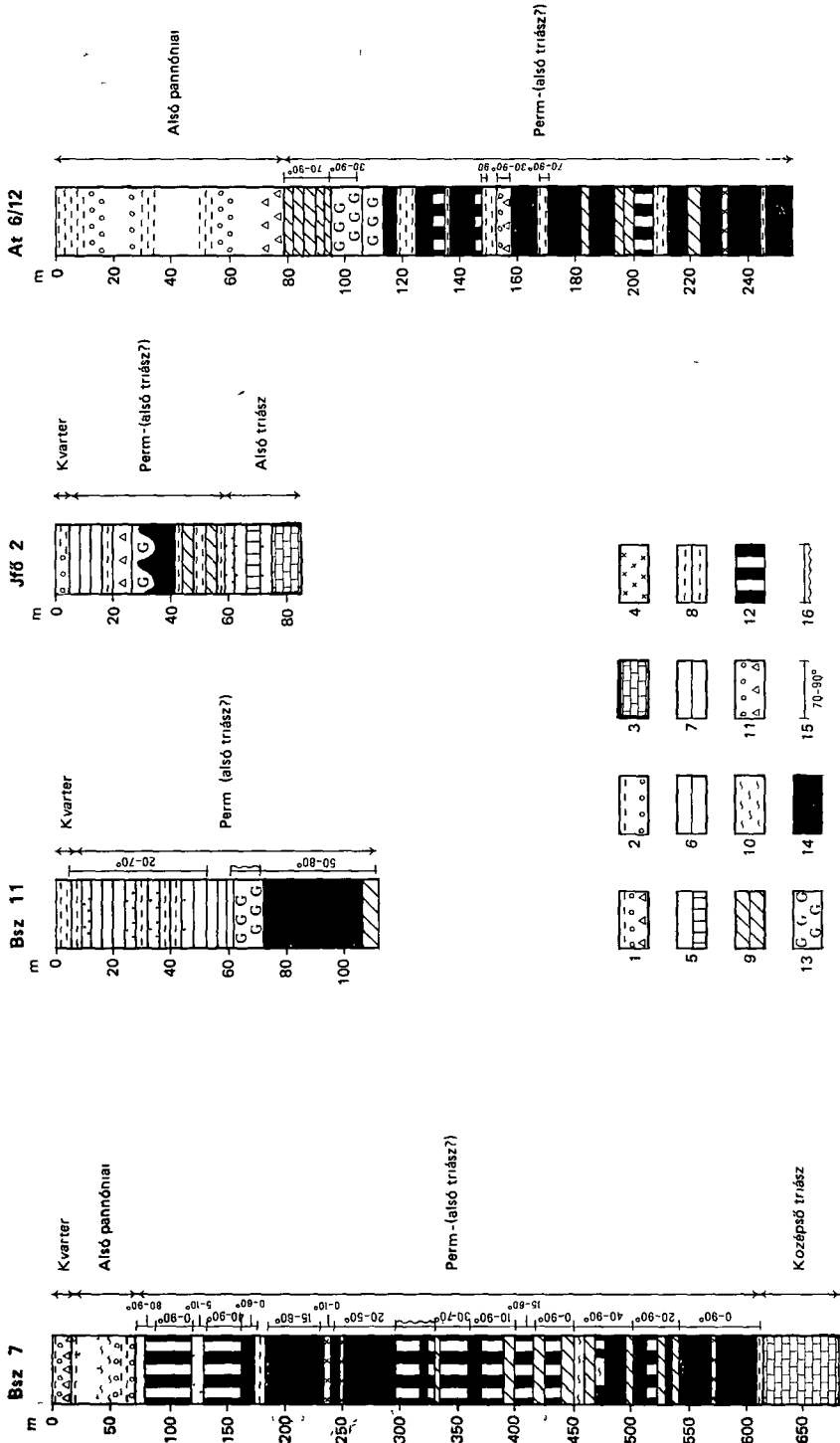
A tulajdonképpeni evaporitos összlet alsó szakasza jól rétegzett, helyenként laminált, közép- és sotétszurke, durvakristályos, maximum néhány tíz méteres anhidritrétegeket tartalmaz. Gyakoriak a sotétszurke, fekete dolomit-, agyagpala-, és ritkák a homokkő-kozbetelepülések. A felső, nagyon változó vastagságban ismert szakaszon főleg gipsz található, az anhidrit mennyisége alárendelt (1 ábra). A vastag (10—50 m) tormelékes kozbetelepüléseket ritkán

1 ábra A Perkupai Formációt harántolt fontosabb fúrások idealizált szelvénye

Kvarter 1 agyag, kavics, kőzettormelék. Alsó-pannóniai 2 Edelényi Formáció Középső-triász 3 mészkő, 4 bazisus magmatit. Alsó-triász 5 Szipetri Mészkő Formáció Perm (—alsó-triász?) 6 homokkő, 7 aleurit, 8 agyagpala, 9 dolomit, 10 márga, 11 konglomerátum és breccsa, 12 gipsz, agyagpala, anhidrit, 13. gipsz, 14 anhidrit 15 Mért rétegdőlés, 16 erősen gyűrt szakasz

Fig. 1 Idealized profile of major boreholes cutting the Perkupa Formation

Quaternary 1 clay, gravel, rock debris. Lower Pannonian 2 Edelény Formation. Middle Triassic 3 limestone, 4 basic magmatite. Lower Triassic 5 Szipetri Limestone Formation. Permian (—Lower Triassic?) 6 sandstone, 7 siltstone, 8 shale, 9 dolomite, 10 marl, 11 conglomerate and breccia, 12 gypsum, shale, anhydrite, 13: gypsum, 14 anhydrite 15: Measured dip of strata, 16. heavily folded interval



fekete, zoldesszurke agyagpala, zommel zold-szurke-vorostarka aleuritpala, homokkő és gipsz kötőanyagú uledékes breccsa, konglomerátum alkotja. Néhány fúrásszelvényben (pl alsótelekesi terület, At 6/12 sz fúrás) e szakasz ciklusos felépítése is észlelhető.

A rétegsor legfelső részén lilásszurke, jól rétegzett, finom—középszemű, a réteglapokon erősen csillámos homokkő települ, mely már a fedő felé mutat átmenetet.

Tektonikai—szerkezeti viszonyok

A fúrási rétegsorokban rendkívül szembeűnők a sóközetek plaszticitása következtében kialakult meredek rétegdőlések (1 ábra), melyek főleg a felső, gipszes szakaszon gyakoriak, de előfordulnak az alul elhelyezkedő anhidrites rétegsorban is (pl Bódvaszilás, Bsz 7 sz fúrás, 1 ábra) 1986 őszén az alsótelekesi kulfejtésben látható volt egy kb 3 m átmérőű dómszerkezet, amelyet azóta lebányásztak.

A fekjétől és fedőjétől tektonikusan elnyíródott evaporitos osszletet mint szerkezeti egységet Komjáti-takarónak (= Komjáti sorozat, LESS Gy. 1981) nevezzük (GRILL J et al 1984a, GRILL J 1985). E szerkezeti egység melanzs-jellegű, legfontosabb jellemzője, hogy tektonikusan belegyűródott fácies- és kordegen közettesteket (magmatitok, különféle uledékes közet-tombok) tartalmaz. Jó példája ennek a Tornakápolna 3 sz fúrás, melynek szelvényéből egy csaknem teljes ofiolitsorozat volt rekonstruálható, itt a bazalttal összefogazódó voros radiolarit kora középső-triászban bizonyult (H KOZUR in RÉTI Zs 1985).

A Komjáti-takaró jelenleg az Aggtelek—Rudabányai-hegység zomét alkotó Szilicei- és Bódvai-takaró alatt helyezkedik el, néhol azok bázisrétegeibe pikkelyeződve Felszínközébe — max 100 m-es fedővastagságot számítva — szerkezeti (szakadási) zónák (horizontális elmozdulások, felnyíló vetők, feltolódások, becsípődések) mentén, illetve tektonikai ablakokban (Ménés-volgy—Bányaoldal, Esztramos—Nyúlkertlápa) kerül (2. ábra).

A perspektivikus területek kijelölése

A rendelkezésre álló földtani adatok — fedetlen földtani térkép, fúrási rétegsorok, szeizmikus és VESZ szelvények — felhasználásával elkészítettük a Perkupai Formáció fedővastagság-térképét (GRILL J 1985). Ehhez újraértékeltek a régi fúrások rétegsorait, s részben a geofizikai adatokat is.

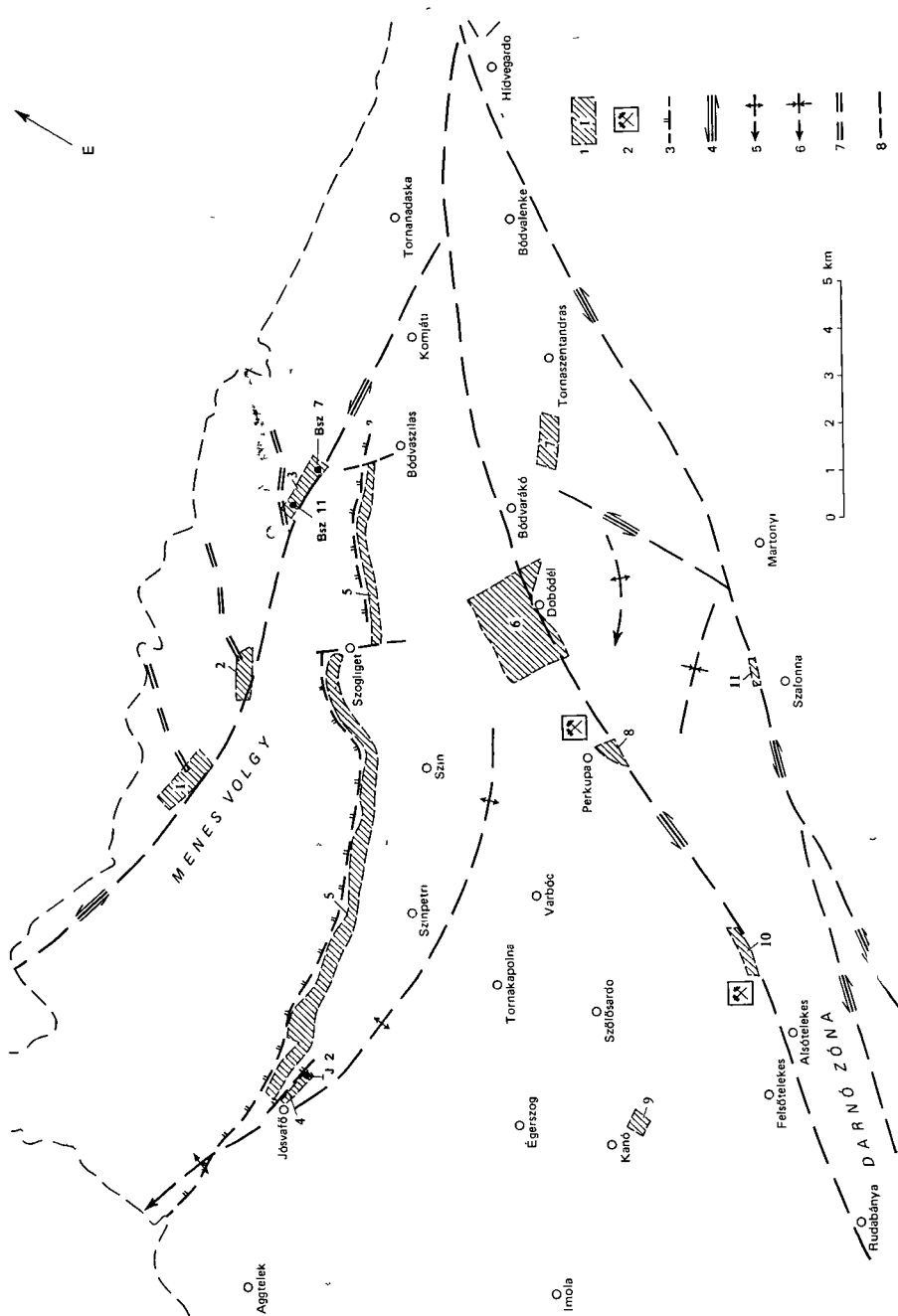
A fúrásszelvények átértékelése után a Martonyi környéki vasérckutató vidékét kizártuk a prognosztikus területek közül, mivel egyértelművé vált, hogy a szóbeszéd útján terjedő „vastag gipszrétegek” jelenlétét maghiány

2 ábra Az Aggtelek—Rudabányai-hegység gipsz—anhidrit prognosztiztérképe

1 Perspektivikus területek, 2 gipsz—anhidrit bányák, 3 feltolódás, 4 horizontális elmozdulás, 5 antiklinális szerkezetek, 6 szinklinális szerkezetek, 7 felnyíló vetők (tágulások hasadékok), 8 törésvonal

Fig 2 Gypsum—anhydrite forecast map of the Aggtelek—Rudabanya Mountains

1 Promising areas, 2 gypsum—anhydrite mines, 3 reverse fault, 4 strike-slip fault, 5 anticlinal structures, 6 synclinal structures, 7 reviving faults (extensional fissures), 8 fault line



miatt bizonyítani nem lehet (a fúrásnaplók tanúsága szerint a „gipszes agyag-pala” minősítésű rétegek magkihozatala 10–20%) (MOLNÁR-P — RADOVITS L 1965) A vékony, szórványosan megjelenő anhidritsávok (90–100%-os magkihozatal) jelentéktelenek

A perspektivikus területek (2 ábra) kiválasztásánál elsősorban a fedővastagságot vettük tekintetbe a max 100 m-nyi fedővel takart, esetleg kulszimi bányászatra alkalmas részeket határoltuk le. Nem tekintettük perspektivikusnak a keskeny pásztákként, masszív mészkőtömegek között, tektonikus zónákban megjelenő felszíni előfordulásokat (pl. a Ménes-volgy északi oldalán), mert vagyunk csekély szerkezeti helyzetük nagyon bonyolult.

A földtani készlet becslését az alsótelekesi kutatási területen alapul vett (1 km²-en készletszámításba vont 200 millió tonna haszonanyag) értékek (HERNYÁK C. et al 1983) alapján végeztük. Hozzá kell tennünk, hogy a becsült földtani készletek a 30%-nál nagyobb gipsztartalmú rétegek összességéből adódnak. Ennél az ipari követelmények sokkal szigorúbbak, ott 70% gipsztartalom a műveletességi határ.

Az egyes területek jellemzése

A kutatási területen a fentiek alapján 11 előfordulást tekintünk perspektivikusnak (2 ábra)

1 Ménes-volgy-Ny

A kutatási terület északi részén elhelyezkedő Ménes-volgyben, Kobulyánkától Ny felé a Bányaoldalig húzódó kb 1,1 km² kiterjedésben — földtani térképezési adatok szerint — a felszínen, illetve vékony kvarter fedő alatt evaporitos összlet található. Egy kutatóárokban nagyméretű (m³-es), serpentinisedett magmatit-test is megfigyelhető volt. Az előfordulás határain belül néhány száz m²-es mészkőtömbök vannak az összlet fölött, illetve az evaporitos sorozatba gyúrva.

A becsülhető földtani készlet 220 millió tonna.

2 Ménes-volgy — Szádvár

Szogligetől ÉÉNy-ra 1,5 km-re a Szádváron földtani térképezés alapján evaporitos összlet jelenléte valószínűsíthető. A felszínközeli előfordulást csupán néhány méter kvarter fedí.

A 0,5 km² területen becsülhető földtani készlet 100 millió tonna.

3 Bódvaszilas

A kozségtől ÉNy-ra, 1,2 km² kiterjedésű terület. A Bódvaszilas 7 és 11 sz. (1 ábra) fúrással harántolt, felszínen is megtalálható evaporitos összletet a terület infrastruktúrális és földtani adottságai miatt kulszimi bányászatra a leginkább perspektivikusnak tartjuk. Az anyagvizsgálati eredmények szerint elsősorban anhidrit, illetve kevés gipsz az összlet haszonanyaga.

A valószínűsített földtani készlet 250 millió tonna.

4 Jósvafő-DK

A Jósvafőtől DK-1 irányba húzódó 1,5 km hosszú, max 60–70 m széles tektonikus pikkelyben a Jósvafő 2 sz. fúrás (1 ábra) igazolta az evaporitos

összlet jelenlétét A területrész jelenleg ismert, alsó- és középső-triász képződmények közé zárt keskeny evaporitos pásztája — a határoló tektonikus felületek pontosabb megismerésével és követésével — tovább terjeszthető

Becsült földtani készlete 2 millió tonna

5 Jósvafő — Bódvaszilás

A Jósvafőtől Bódvaszilásig húzódó, jól kovethető, KÉK—NyDNy csapású feltolódási vonal mentén a középső-triász mészkő rátolódott az alsó-triász márga és mészkő sorozatra. A 15 km hosszú, keskeny pásztában több helyen is találtunk az evaporitos összletből származó, tormelékes kibúvást (pl. Kuriszlán). Ezért a szerkezeti vonal teljes hosszában — lejtőtormelékkal takarva — feltételezzük a Perkupai Formáció tektonikus foszlányainak felszínközeli előfordulását.

Becsülhető földtani készlete — a szerkezeti zóna speciális helyzete miatt eltérve a szokásos számítási módtól — legfeljebb 10 millió tonna.

6 Perkupa — Dobódel

A perkupai működő anhidritbányától 1 km-re ÉK-1 irányban (Bódvarákó felé), a Bódva völgyében, 4 km²-nyi területről nincsenek adatunk az evaporitos összlet elhelyezkedésére vonatkozóan.

A perspektivikus terület határainak külső oldalán mélyített fúrások (Perkupa 36, 37, Bódvarákó 3, 4 sz.) rétegsora szerint az összletet 3—5 m vastag allúvium takarja. Az első haszonanyag (anhidrit) rétegeket 60—180 m mélységben harántolták a meddősorozat alatt.

100 m-nél kisebb mélységben előforduló anhidritrétegek esetén 100 millió tonnás nagyságrendű földtani készlet várható.

7 Bódvarákó — Esztramos

Az Esztramostól D-re ismert az evaporitos összlet tektonikus fekujének kibúvása. Ettől K-1 irányban 0,8 km²-es területen, a magasabb triász rétegtagok megjelenéséig feltételezzük, hogy a Perkupai Formáció kis mélységben fordul elő.

A terület méreteinek arányában becsülhető földtani készlet 150 millió tonna.

8 Perkupa-D

A perkupai bányától D-1 irányban, a bányaterülethez közvetlenül csatlakozva kb. 0,3 km²-es kiterjedésben számíthatunk felszínközeli anhidrites rétegekre. Az előfordulás adottságai valószínűleg hasonlóak a működő bányában ismertekhez. Problémát okozhat Perkupa falu közelsége.

A becsülhető földtani készlet néhány millió tonna.

9 Kánó-K

Kánó kocség keleti végében, a Ra-21/81 jelű szeizmikus szelvény 31°—34° közötti szakaszán dóm jellegű boltozat mutatkozik. Tetőpontja 150—200 m mélységben van, folotte Putnoki Slír Formáció települ. A szerkezet származhat evaporittartalmú rétegek „felnymulásából”. A jelentős fedővastagság miatt ez az előfordulás külszíni bányászat útján nem művelhető, azonban az Aggteleki-karszt D-1 lábánál, az alsó-pannóniai és alsó-miocén üledékek alatt esetleg számíthatunk vékony fedővel takart dómszerkezetekre.

10 Alsótelekes

Alsótelekes kocség térségében, vasérckutatók között tartak fel evaporitos összletet 1950-ben (At 1, 2 sz. fúrás). A 60-as években újabb mélyfúrások (Rb 462, 478, 531 sz.) harántolták. 1982-ben nagy intenzitású kutatás indult, melynek eredményeként 1986-ban megnyílt a kulszím gipsz—anhidritbánya.

A földtani térképezésünkkel egyidőben zajló feltárási munkák segítették a Perkupai Formáció kőzettani és szerkezeti viszonyainak megismerését. A kutatást irányító szakemberek lehetővé tették számunkra a fúrás magminták megtekintését és egyes anyagvizsgálati eredmények átvételét. A tengerszintig hatoló fúrások által feltárt rétegsorok párhuzamosítását, az előfordulás lehatárolását geofizikai vizsgálatok is segítették.

Alsótelekes környékén CSILLAG J (1982) szerint az evaporitos összlet bázisa közelében konglomerátum települ, majd breccsás és homokos kifejlődés következik. Az evaporitos sorozat oszcillációs, mikrolencsés, lemezes szerkezetű. Az At 6/12 sz. fúrásban (1. ábra) a vékonycsiszolati vizsgálatok két üledékes ciklus elkülönítését tették lehetővé. A haszonanyag gipsz és anhidrit, melyek elkülönülve, önálló szintekben fordulnak elő. Általában a gipsz van fölül (1. ábra), de előfordul a két kőzet váltakozása is (pl. At 7/14 sz. fúrás).

CSILLAG J (1982) ásványtani vizsgálatai alapján az alábbi genetikai típusok mutathatók ki:

gipsz — elsődleges	laminites (1—5 mm-es rétegecskék, mikrolencsés szerkezet)
	breccsás (2—20 mm-es polimikt kőzettormelék gipsz cementálóanyagban)
másodlagos	szelenites (sok anhidritzárványt tartalmazó mozaik-kristályos szövetű, a lamináltság még halványan látható)
	alabástrom (= szemcsés gipsz, több milliméteres kristályok, minimális szennyezőanyag, az eredeti szövet csak reliktként található)
harmadlagos	ureg- és hasadékkittöltő (rostos), tormelékszemcséként
anhidrit — elsődleges	vékonyréteges (8—20 mm-es rétegek)
	breccsás
másodlagos	átkristályosodott
harmadlagos	tormelékszemcséként

Az átlagminták alapján az összes szulfáttartalom 60%-nál nagyobb (CaSO_4 -ra számolva). Járulékos ásványok a dolomit, sziderit és magnezit, általában kevés kalcit és pirit is található benne.

Az önálló szemcsékben, sávokban, rétegekben elhelyezkedő tormelék-szemcsék agyagpala, kovapala, szerpentin agyag, dolomit és mészkő anyagúak.

Az előfordulás területén az összlet nagyon erősen tektonizált. A 70—90°-os rétegdőlésű és kaotikusan gyüredezett szakaszok között beleyűrt, bázisos magmás kőzettestek is megtalálhatók (pl. At 6/12 sz. fúrás). A geofizikai mérések eredményeként az összlet felszínéről készült térkép nagy reliefenergiájú morfológiát (esetleg gipszkarsztot) tükröz (ZALAI P. 1984). A kulfejtés területén sótektonika következtében kialakult dómszerkezet volt látható,

amelyet 1986 őszén letermeltek. A fedőben 60—100 m vastag, nagyon szélsően változó aljazati települő alsó-pannoniai rétegsor található.

A készletszámításba vett 1 km²-es területen 200 millió tonna földtani készletet tartanak nyilván, melynek csak alig több, mint egytizede az ipari szempontból műrevaló ($\geq 70\%$ CaSO₄).

A terület határához ÉK-en kb. 1,5 km hosszban és 300—400 m szélességben csatlakozó pásztában várható, hogy a fedőrétegek vastagsága még lehetővé teszi a kulszíni bányaművelést. E csatlakozó terület földtani készlete 100 millió tonnára becsülhető.

11 Szalonna

A kocségtól ÉNy-ra 300 m-re, ÉK—DNy csapású, 0,1 km² kiterjedésű területen földtani térképezés alapján valószínűsítjük az evaporitos rétegek felszínközeli elhelyezkedését.

Becsülhető földtani készlete néhány millió tonna.

A felsorolt és röviden jellemzett területeken kívül az Aggtelek—Rudabányai-hegység egészében valószínűsítjük a Perkupai Formáció meglétét, mely „kenőfelület”-ként a takarós szerkezetalakulásban fontos szerepet játszott, s ma mint Komjátú-takarót, önálló egységként különítjük el.

IRODALOM — REFERENCES

- ALBU I. 1982. Jelentes az Aggtelek—Rudabányai-hegység 1981. évi szeizmikus kutatásáról — ELGI Adattár, kézirat.
- CSILLAG J. 1982. Anyagvizsgálati jelentés az Alsótelekes-6/12, -7/13 és -8/14 sz. fúások vizsgálatáról — OÉA adattára Eger, kézirat.
- BORKA ZS — ELSHOLTZ L — GRILL J — GYURICZA GY — KOVACS S — LESS GY — NAGY E — PIROS O — RETI ZS — ROTH L — SASDI L — SZENTPÉTERY I. 1989. Az Aggtelek—Rudabányai-hegység földtana — Földt. Int. Évk. (in press).
- GRILL J. 1985. Evaporitprognózis térkép M=1:25 000 — Földt. Int. Észak-magyarországi osztály adattára, kézirat.
- GRILL J — KOVACS S — LESS GY — RETI ZS — ROTH L — SZENTPÉTERY I. 1984. Az Aggtelek—Rudabányai-hegység földtani felelőse és fejlődéstörténete — Földt. Kut. 27 (4): 49—56.
- GRILL J — LESS GY — RETI ZS — ROTH L — SASDI L. 1984. Magyarazó az Aggtelek—Rudabányai-hegység földtani térképsorozatához 25 000-es sorozat, Perkupa — Földt. Int. Észak-magyarországi osztály adattára, kézirat.
- ILAVSKA Ž. 1965. K otázke veku melatskej selce — Zpravy o geol. výskumoch 1964 (2): 31—32.
- LESS GY. 1981. Magyarazó az Aggtelek—Rudabányai-hegység földtani térképéhez 25 000-es sorozat. Hidvegyardó — Földt. Int. Észak-magyarországi osztály adattára, kézirat.
- HERNYAK G — HARNOS J — GAT. E. 1983. Jelentés az alsótelekesi gipsz—anhidritkutatás helyzetéről — KFH Adattára, kézirat.
- MOLNAR P — RADOVITS L. 1965. Az 1961—63. évi martonyi mélyfúrás kutatás összefoglaló földtani jelentése — Földt. Int. Adattár, Ter. 1751, kézirat.
- PANTO G. 1956. A rudabányai vasércvonalat földtani felépítése — Földt. Int. Évk. 44 (2): 344—346.
- RÉTI ZS. 1985. Triassic ophiolite fragments in an evaporitic melange, Northern Hungary — Ophiolite 10 (2/3): 411—422.

- SZALAY I — DIENES E — HAVAS L 1979 Jelentes a Rudabanyai-hegység 1978 évi geofizikai kutatásairól — Földt. Int. Adattár, Ter. 8724, kézirat
- SZENTPÉTERY I 1982 Magyarizáló az Aggtelek—Rudabanyai-hegység földtani térképéhez. Szuhogy — Földt. Int. Észak-magyarországi osztály adataira, kézirat
- VERŐ L 1982 Jelentés az Aggtelek—Rudabanyai-hegység 1981 évi geofizikai kutatásairól — ELGI Adattár, kézirat
- ZALAI P 1984 A geoelektromos aljzat axonometrikus mélységterképe — ELGI Értékut. Oszt. XI. csop. Adattára, kézirat

PROSPECTING FOR GYPSUM—ANHYDRITE DEPOSITS
IN THE AGGTELEK KARST
AND THE RUDABÁNYA MOUNTAINS, N HUNGARY

by

J. GRILL—I. SZENTPÉTERY

Hungarian Geological Institute Budapest, Nepstadion út 14
H-1143

UDC 556.332.553.63(234.373.4)

Key words evaporite deposits, gypsum, anhydrite, prediction, Upper Permian, Lower Triassic, Perkupa Formation, Aggtelek—Rudabánya Mts (N Hungary)

As a result of geological re-mapping in the Aggtelek—Rudabánya Mountains the gypsum—anhydrite forecast map of the study area was plotted with indication of the areas that are promising for open-pit extraction, i.e. where follow-up exploration will enable an assessment of the exploitable reserves (Fig. 1). During geological mapping, studies of material from old and new exploratory drilling and observations in connection with the open-pit extraction launched at Alsótelekes in 1986, an idea concerning the original, sedimentary, features of the Perkupa Formation and its alterations provoked by tectonic effects could be derived. Thanks to analyses and tests carried out by the National Ore and Nonmetalliferous Mines Company, the mineralogical characteristics of the sequence are known and its age is taken conditionally to be Late Permian—Early Triassic.

The areas outlined in Fig. 2 have an estimated one billion MT of near-surface-situated gypsum-anhydrite reserves of category "D" ("possible").

Fig. 1 shows four map-details of the Perkupa Formation

A HALIMBAI BAUNIT EXTRAKLASZTJAINAK FOLDTANI JELENTŐSÉGE

MINDSZENTY ANDREA* — GALNÉ SOLYMOS KAMILLA**

*Eotvos Lorand Tudományegyetem, Ásványtani Tanszék

**Eotvos Lorand Tudományegyetem, Közöttani — Geokémiai Tanszék
Budapest, Múzeum krt 4/a
H-1088

ETO 549 088 553 492 1 551 763(234 373 1)

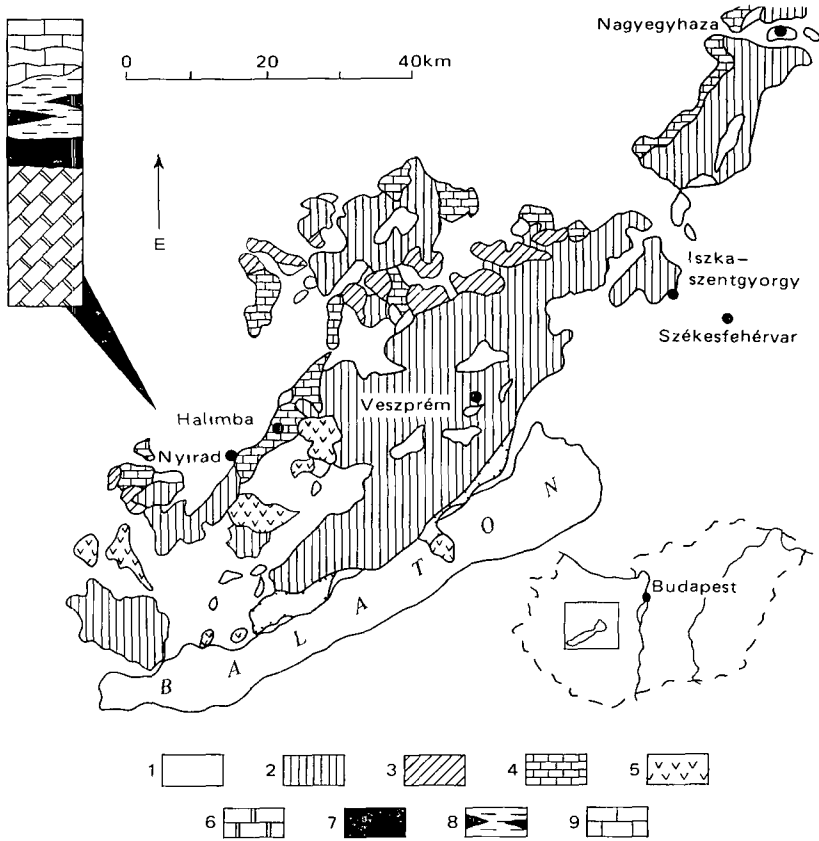
T á r g y s z a v a k mikromineralógia, bauxitfelhalmozódás, anchimetamorf, meszalkali magmás kőzetek, ősfoldrajzi rekonstrukció, tuon, alsó-szenon, Halimbai-medence

A Halimbai-medence bauxitjának mikromineralógiai vizsgálata kétségtelesen tette, hogy a bauxitfelhalmozódás idején (tuon — alsó-szenon) a közvetlen karbonatos környezetén túl, távolabbi, magmás és metamorf háttérrel is számolnunk kell, amikor ősfoldrajzi rekonstrukciókat készítünk. A vizsgálati adatok arra utalnak, hogy ez a távolabbi háttér meszalkáli magmás és anchimetamorf (metaszediment) képződmenyekből állhatott.

Eredményeinket a korábbi mikromineralógiai publikációk adataival összevetve úgy látjuk, hogy a szenon-felős és a T_3/E_2 kontaktusról eddig megvizsgált bauxitok javarésze, az extraklaszt-együttesek szempontjából különbözik egymástól. A K_3/E_2 kontaktusról rendelkezésünkre álló szórványadatok arra utalnak, hogy ezek a T_3/E_2 -ről eddig vizsgált, változatos extraklaszt-anyagot tartalmazó bauxitokhoz hasonlítanak. Amennyiben e különbségeket a további részletező vizsgálatok igazolják, úgy gondoljuk, valóban megkülsebírelhető lesz az extraklasztokra alapozott szintezés. Ezen túlmenően, az extraklaszt-együttesek ilyen különbozosegeiből meggyőződésünk szerint fontos lepusztulás-törtentci következtetések is adódhatnak majd.

Bevezetés

Az Intézet Elvi Módszertani Prognózis osztályának megbízásból az ELTE 1986-ban kezdte meg a középhegységi bauxitok rendszeres mikromineralógiai újravizsgálatát. A vizsgálat sorozat közvetlen célja a települési helyzetük alapján biztosan szenonba, ill paleocénbe sorolható bauxittelepek extraklasztjainak pontos műszeres azonosítása, a két szint extraklaszt-asszociációi között esetleg fennálló különbségek feltárása, értelmezése és ezzel újabb adalékok szolgáltatása volt a szenon — paleocén ősfoldrajzi rekonstrukciók finomításához. Arra az esetre, ha a két szint között az extraklasztok tekintetében valóban szignifikáns különbség mutatkozna, távolabbi célként jelöltük meg a jelenleg bizonytalan rétegtani helyzetűnek minősülő (a T_3/E_2 határon települő) telepek újravizsgálatát és ennek alapján a pontosabb szintbesorolás elvégzését is.



1 ábra Áttekintő térkép és a Halimbai-medence vezlatos retegoszlópa

1 Paleozoikum, 2 triász—jura—also-kréta, 3 középső- és felső-kréta, 4 eocén, 5 vulkánitok, 6 felső-triász dolomit, 7 turon-szenon bauxit, 8 szenon koszvntelepes osslzet, 9 középső eocén més/ko

Fig. 1 Locality map and stratigraphic column of the Halimba basin

1 Paleozoic, 2 Triassic—Jurassic—Lower Cretaceous, 3 Middle and Upper Cretaceous, 4 Eocene, 5 neovolcanics, 6 Upper Triassic dolomite, 7 Turonian—Senonian bauxite, 8 Senonian coarse-grained limestone

Módszertani leírás

Első lépcsőként a halimbai telep szenon-fedős bauxitját vizsgáltuk. A vizsgálat-sorozathoz a mintákat a Halimba-III DNY-1 bányamezőből vettük^{*}. A nagy mintákat (összesen 600 grammot) a szokványos sósavas iszapolással (ill. annak módosított, az iszapolás közben előforduló veszteségeket csökkentő változatával)^{**}, majd ezt követően szitálással és a 0,1–0,2 mm frakció mágneses szeparátoros dúsításával készítettük elő. Kiegészítésképpen a technikai okokból mágnesesen nem dúsítható frakciókból kézi válogatást is végeztünk.

* A szenon fedő alól 3–4 m-rel vett 28/3 jelű minta intraklasztos bauxit, 28/4 ooidos bauxit, a felett kb. 7 m-rel 28/5 jelű minta ooidos-intraklasztos szövetű bauxit.

** Három lépéses útleptéssel

A dúsítmányokból Lakeside cementbe ágyazott vékonycsiszolatokat készítettünk és ezeket először optikai mikroszkópban, majd az ELTE JXA 50A típusú mikroszondáján vizsgáltuk. Mérés körülmények: gyorsítófeszültség 15 kV, sugáráram 2×10^{-8} A. A szemcsék meghatározásához, az egyes ásványok azonosításához különböző nemzetközi és házilag készült ásvány-standardokat használtunk. A vizsgálati eredmények értékelése során összehasonlításként felhasználtuk az elmúlt 30 évben publikált, ill. kéziratos formában hozzáférhető összes hazai bauxit-mikromineralógiai tárgyú munkában közölt adatokat.

A vizsgálati eredmények összefoglalása

Megállapítottuk, hogy a halimbai telep a jelen tanulmány keretében vizsgált és véleményünk szerint mikromineralógiai szempontból reprezentatívnek tekinthető mintáinak iszapolási maradékában rendkívül kevés az extraklaszt. Mennyiségük a bemérés (600 gramm) százalékában kifejezve 0,01–0,001 közötti. Összehasonlításként álljon itt néhány a T_3/E_2 kontaktusról korábban vizsgált anyag iszapolási maradékának mennyisége:

Nyirád	$\leq 0,1\%$	} (T. GECSE É — MINDSZENTY A 1969 és VOROS I 1976)
Iszka	$\leq 0,1\%$	
Gánt	$\leq 0,2\%$	(VOROS I 1971)
Nagygyeháza	$\leq 0,1\%$	(T. GECSE É — VOROS I 1976)
Halimba	$\leq 0,01\%$	(jelen munka)

Az extraklasztok a többi hazai bauxitban megszokottnál átlagban kisebb méretűek (a $0,25 \text{ mm} <$ frakcióban elvéve egy-egy szemcse), s az extraklaszt-asszociáció az ásványcsoportok tekintetében, feltűnően szegényes, egyveretű. Az azonosított ásványok, ill. közettormelék-darabok az alábbiak voltak: karbonát (dolomit-kristályok és erősen cementált, mikrites, kis Mg-tartalmú kalcitból álló mészszipap-rogoस्कék), kvarc [a Krynine-féle (1948) osztályozás szerint „közönséges és/vagy metamorf”], kvarcit (KRYNINE szerint „meta-kvarc”), kálfoldpát (mikroklín is), albitos plagioklász, apatit, klorit, nagyon kevés cirkon, továbbá kvarc-foldpát-csillámos, ritkábban-diopszidos közettormelék (ezekben a foldpát rendszerint kálfoldpát és albitos plagioklász együtt, gyakori apatit-zárványokkal, a csillám biotit és muszkovit). Egy esetben fordult elő finom rutil-tűkkel hintett kvarc-muszkovitos csillámpala-toredék. Különlegességként említendő, hogy néhány kvarc-, ill. kálfoldpát-szemcsében U-tartalmú (valószínűleg UO_2) zárványokat találtunk, valamint, hogy előkerült egy anortitos plagioklász szemcse, amelynek belsejét mirmekites rajzolatot mutató baddelleyit (ZrO_2) zárványtomeg töltötte ki.

A legszorgosabb kutatás ellenére sem találtuk meg a T_3/E_2 kontaktus számos telepéből a klasszikus mikromineralógiai vizsgálatok korszakában jellemzőként leírt, majd később ellenőrzésképpen saját összehasonlító vizsgálati anyagainkból (Nagytárkány, Rák-hegy) mikroszondával is azonosított ásványok nagy részét, így a nagy mennyiségű turmalint, rutilt, korundot, gránátot, staurolitot, disztént, valamint a másutt oly gyakori automorf, vagy hipidiomorf cirkont sem. Teljesen hiányzik Halimbán az automorf Fe-Ti (ilmenit — Ti-hematit) fázis, a szondával elemzett opak szemcsék kivétel nélkül Fe-dúsak mutatkoztak, legfeljebb kevés Ti-nal.

Az eredmények értékelése

A kőzettormelék-darabok, ásványos összetételük alapján, kivétel nélkül a mészalukali granitoid családba sorolhatók és bár a kis méret (80–100 μm) miatt a szövet orientált vagy véletlenszerű jellegéről nem könnyű véleményt alkotni, úgy véljük, többségük egyszerű magmás eredetre vall (l. fényképtáblák). Az egyetlen metamorf darabot (az említett rutil-tűs, muszkovitos csillámpala-toredéket) anchimetamorfként értékeljük. A baddelleyites anortit szemcse eredetű legvalószínűbben az alkáliszenites intruzívum jelölhető meg. A nagy mennyiségű kvarc-kvarcit és a monomineralikus földpát szemcsék magmás és/vagy anchimetamorf uledékes képződményekből származhatnak. Mindezek alapján a távolabbi lepusztulási háttérben — minden bizonnyal tektonikus okokból feltáródott — metaszedimentekből és azokat áttörő idős (?) granitoidokból álló térszint feltételezünk.

A magasabb fokú metamorfózisra utaló ásványegyüttes teljes hiánya arra utal, hogy ilyen képződményekből származó anyag a Halimbai-medence bauxitjához a felhalmozódáskor nem keveredhetett. Annak tisztázása, hogy ez lokális, vagy regionális okokra vezethető-e vissza, kulcsfontosságú lehet a távolabbi környezet paleogeográfiai — paleotektonikai rekonstrukciójának finomítása szempontjából.

A T_3/E_2 kontaktusról korábban vizsgált bauxitokkal szembeni másik — már ebben az első vizsgálati szakaszban szignifikánsnak látszó — különbség az automorf Fe—Ti (ilmenit) fázis feltűnő hiánya, a szintezési lehetőség megszüntetésén túl, földtanilag azért fontos, mert azokban a bauxitokban ahol megvan, ott egy, a bauxitfelhalmozódással feltehetően egyidejű „ilmenit-szolgáltató” epizódra hívja fel a figyelmet. Ez lehet egyszerű eróziós esemény (az erózió által az adott időszakban feltárt, ilmenit-dús magmás²-kőzetek pusztulása), de lehet vulkáni esemény is! Ennek alapos kivizsgálását további munkánk egyik fő feladatának tekintjük.

Köszönetnyilvánítás

A bányabeli mintavetelezesben nyújtott segítségért a Bakonyi Bauxitbányák halimbai bányageológiai szolgálatát, nevé szerint ERDELYI TIBORT és munkatársait illeti köszönet. A mikromineralógiai preparátumok elkészítésében nyújtott aldozatos és szakmailag kifogástalan segítségért RABL ERZSEBET geológus technikusnak tartozunk köszönettel. A mikroszondafotók kidolgozása SAAD ERZSEBET, a mikroszkópi felvetelekről készített nagyítások SCHAD ERZSEBET munkái. Utoljára, de nem utolsósorban, köszönetet mondunk a MÁFI Elvi Módszertani Prognózis osztálya vezetőinek és munkatársainak — HAAS JANOSNAK, JUHÁSZ ERIKÁNAK és KNAUER JÓZSEFNEK — munkánk hathatós támogatásait és a témában velünk folytatott konzultációkért.

IRODALOM — REFERENCES

- ANTAL S 1973 Micromineralogical and textural features in relation to the genesis of bauxite of Iszkaszentgyörgy — Acta Miner. Petri 30 (1) 3–16 Szeged
- BOGNAR L — MINDSZENTY A 1981 Hazai bauxitok nehezasványainak ásványtani vizsgálata. Kézirat. jelentés a MÁFI megbízásából — ELTE TTK Ásványtani Tszk.
- CSORDÁS-TÓTH A — VOROS I — BAÁN J 1984 Micromineralogical study of bauxites. EUREM '84 — Abstracts 2 1045–1046 Budapest
- ERDELYI M 1965 Geological studies in the Halimba basin — Acta Geol. Hung. Acad. Sci. 9 339–362

- T GECSE É 1969 A Nagygyháza—Óbarok közötti bauxitlep ásvány-kőzettani vizsgálata — Szakdolg ELTE TTK Ásványtani Tszk
- T GECSE É 1982 A nagygyházi bauxitlep mikromineralógiai vizsgálata — Foldt Int Évi Jel 1980-ról 435—448
- T GECSE É — MINDSZENTY A 1968 Bauxitlep-szelvények asvanyos összetételének mikromineralógiai vizsgálata Tanulmányok a Természetudományok Korából — ELTE Tudományos Diakerei 6—26
- KISS J 1955 Recherches sur les bauxites de la Hongrie I — Acta Geol Acad Sci Hung Tom III 1—3 45—88
- KRYNINE P D (1948) in FOLK R 1968 Petrology of sedimentary rocks — Univ Texas, Geology 370 K, 383 L, 383 M 70—73 Austin
- MINDSZENTY A 1969 Az Újbarok—Vázsonypusztai bauxitlep ércföldtani és ásványtan-geokémiai vizsgálata — Szakdolg ELTE TTK Ásványtani Tszk
- MINDSZENTY A 1984 The lithology of some Hungarian bauxites A contribution to the paleogeographic reconstruction — Acta Geol Acad Sci Hung 27 (3—4) 441—455
- MINDSZENTY A 1986 Magyarországi bauxitok ásványtani és litológiai vizsgálata I — Foldt Int Adattai kézirat
- MINDSZENTY A — D'ARGENIO B — BOGNAR L 1986 Cretaceous bauxites of Austria and Hungary — Travaux ICSOBA 16 (Proc of the Tapolca Intern Symp on Bauxite Prospecting and Mining, 1985/in press)
- NAGY T 1984 A Nagytárkany-XVI lecese bauxitja — Szakdolg ELTE TTK Ásványtani Tszk
- SZINTAI M 1984 A rákhegyi bauxitlep ásvány-kőzettani vizsgálata — Szakdolg ELTE TTK Ásványtani Tszk
- VOROS I 1958 Iszkaszentgyörgyi bauxitszelvények mikromineralógiai és nyomelemvizsgálata — Foldt Kozl 88 (1) 48—56
- VOROS I 1971 Micromineralogical investigation of the bauxite sections of Gánt, Hungary — Proc 2nd Intern ICSOBA 2 31—37
- VOROS I — T GECSE É 1976 Micromineralogical and sedimentological study of some Hungarian bauxites — Travaux ICSOBA 13 (Symp Advances in Geol Geochem and Treatment of bauxite, Dubrovnik, 1975) 175—183 Zagreb

GEOLOGICAL SIGNIFICANCE OF THE EXTRACLASTS OF THE HALIMBA BAUXITE-DEPOSIT

by

A MINDSZENTY*—K GAL-SOLYMOSS**

*Eotvos L University Dept of Mineralogy and Ore Deposits

**Eotvos L University, Dept of Petrology and Geochemistry
Budapest, Múzeum krt. 4/a
H-1088

UDC 549 088 553 492 1 551 763(234 373 1)

Keywords micromineralogy, bauxite, accumulation, anchimetamorphism, igneous rocks, calc-alkalic composition, paleogeography, reconstruction, Halimba basin (Central Transdanubia, Hungary)

Introduction

Systematic re-examination of the extraclasts of bauxites occurring in different stratigraphic horizons of the Transdanubian Central Range commenced in 1986 and is supported by the Hungarian Geological Institute The

ultimate goal of the project is to disclose the eventual differences between the micromineralogical make-up of the lower (Senonian) and the upper (Paleocene) horizon and thus to develop an analogy-based dating method also for those deposits where the primary coverbeds—having been removed by subsequent denudational events—do not permit the common stratigraphy-based age-determination. The results are hoped to contribute also to the reconstruction of the Late Mesozoic—Early Tertiary denudation history of the surroundings. The paper gives a brief account of the work done as the first stage of the project.

Lithologically representative samples of the Senonian bauxite deposit of Halimba were subjected to the usual hydrochloric acid treatment followed by repeated gentle subaqueous mechanical agitation and decantation. The silt- and sand-size dissolution residue was sieved, and magnetically concentrated. When necessary, also hand-picking under the binocular microscope was used to attain at an optimum recovery of the extraclasts from among lumps of non-disintegrated bauxitic matrix. Mounted on glass slides the extraclasts were then thin-sectioned and studied under the petrographic microscope and the electron microprobe.

The results were compared to previously published micromineralogical data and—to a limited extent—also to a couple of samples taken from the upper level and investigated within the frames of the present study.

Results

The abundance of extraclasts in the 0,1–0,2 mm and the 0,1 mm > size fractions proved to be at least an order of magnitude lower in the Senonian Halimba samples than it is in those investigated by previous authors from deposits occurring at the Triassic/Eocene contact at several other Hungarian occurrences.

Nyirád	≅ 0,1%	} (É T GECSE—A MINDSZENTY 1969,
Iszka	≅ 0,1%	
Gánt	≅ 0,2%	(I VOROS 1971)
Nagyegyháza	≅ 0,1%	(É T GECSE—I VOROS 1976)
Halimba	0,01–0,001% (present study)	

The mineral association is rather monotonous comprising predominant quartz, quartzite, K-felspar, albite-rich plagioclase with scarce apatite, chlorite and zircon. Holocrystalline igneous rock-fragments consisting of quartz-felspar (both K-felspar and albite-rich plagioclase) -biotite-muscovite and sometimes diopside are also frequent. As to metamorphics, in the insoluble residue of in all 600 grams of bauxite we found only one fragment of a quartz-muskovite rich schist full of tiny rutile needles (Plate I, Fig 3). Obviously a peculiarity but it may deserve attention that in some of the felspars and also in one of the numerous quartz grains we detected U-rich inclusions (Plate V, Fig 5–6).

Likewise a sporadic phenomenon but worth to mention was the only anorthitic plagioclase grain in which an association of baddelleyite crystals arranged according to a „myrmecitic” pattern were revealed by the microprobe (Plate I, Fig 1).

In addition to the silicate fragments also abundant small grains of strongly cemented micritic carbonate "peloids" were present in the Halimba samples. Microprobe analyses showed them to consist of low-magnesium calcite.

It has to be pointed out that the insoluble residue was, however, devoid of any kind of higher grade metamorphic minerals such as corundum, garnet, tourmaline, staurolite, disthene, automorphic zircon or free grains of rutile. The significance of this observation lies in the fact that the association found previously on other occurrences of the TCR (and published by several authors) is apparently rich in these minerals of obviously metamorphic affiliation. The other remarkable difference between Halimba and the rest of the occurrences of the TCR investigated before is that in the Halimba bauxite no high abundance of the automorphic Fe-Ti phase (ilmenite) could be proved, though ilmenite has been considered for long as one of the most characteristic heavy mineral of bauxites in general and of the Hungarian bauxites in particular.

In addition to the above discussed set of samples we made a brief check also of the insoluble residue of two random samples taken from two boreholes of the Nagytárkány area where Paleocene bauxite was penetrated at the Senonian/Eocene contact. The mineralogical association found in both samples turned out to be similar to the metamorphics-rich association of the aforementioned occurrences known from the Triassic/Eocene contact.

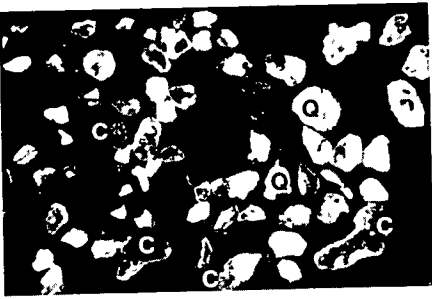
Conclusions

We are of the opinion that the above discussed results of this first "pioneer" stage of our project seem to justify further research and that stratigraphic correlation of bauxites by means of micromineralogy may be possible indeed, when sufficient data will be collected for sound analogy.

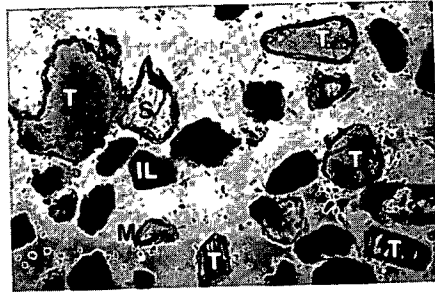
On the other hand, differences between the individual occurrences/horizons(?) seem to be significant enough also to facilitate in the future a better understanding of the paleogeography of the surroundings. For example, already at this first stage it can be stated that during the Senonian bauxite accumulation period, the Halimba basin was the site of deposition of weathering products not only of the carbonate suite of the closest surroundings but also of some more distant source area which was most probably built up by igneous rocks of calc-alkaline character and by some anchimetamorphic formations. On the other hand, the probability of higher-grade metamorphics exposed to erosion in the backgrounds during the same period is very low.

I tábla — Plate I

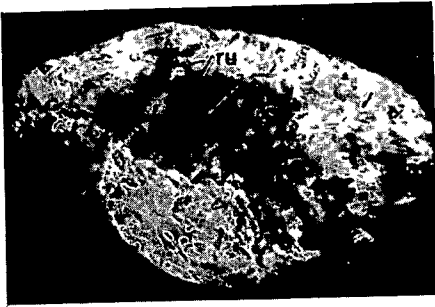
- 1 Karbonáttormelékből (C), kvarcból és kvarcitból (Q) álló, jellegzetesen „fajtaszegény” extraklaszt együttes a Halimbai-medencéből (optikai mikroszkópi kép) — Monotonous extraclast association containing quartz, quartzite (Q) and micritic carbonate grains (C) (Senonian bauxite of the Halimba basin) (thin section, nicols crossed) + N 17×
- 2 Jellegzetesen „fajtagazdag” extraklaszt együttes a nagytárkányi terület egy K_3/E_2 határról származó mintájából, többféle turmalinnal (T), staurolittal (S), monacittal (M) és ilmenittel (IL) (optikai mikroszkópi kép) — Diversified extraclast association containing various kinds of tourmaline (T), staurolithe (S), monazite (M) and ilmenite (opaque grains, „IL”) (Paleocene bauxite from Nagytárkány) (thin section, plain polarized light) || N 70×
- 3 Anchimetamorf(?) muszkovitos—kvarcos csillámpala töredék rutiltűkkel (optikai mikroszkópi kép) Halimba, szenon bauxit — Anchimetamorphic quartz-muscovite schist fragment with scattered rutile needles (Halimba, Senonian bauxite) (thin section, nicols crossed) + N 160×
- 4 Holokristályos szövetű magmás kőzettormelék-darab kvarccal (Q), káli-földpáttal (fp), muszkovittal (mu) és biotittal (bi) (optikai mikroszkópi kép) (Halimba, szenon bauxit) — Igneous rock fragment of equigranular texture with quartz (Q), K-felspar (fp), muscovite (mu) and biotite (bi) (Halimba Senonian bauxite) (thin section, nicols crossed) + N 64×
- 5 A 4 képen bemutatott magmás kőzettormelék-darab kompozíciós elektronképe — Elektron image of the igneous rock fragment shown by photo 4 80×
- 6 Az 5 képen látható biotit kristály peremének röntgenképe ($Fe_{K\alpha}$) — Close-up of the margin of the biotite crystal from photo 5 X-ray image $Fe_{K\alpha}$ 250×



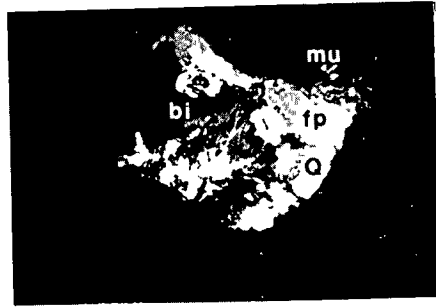
1



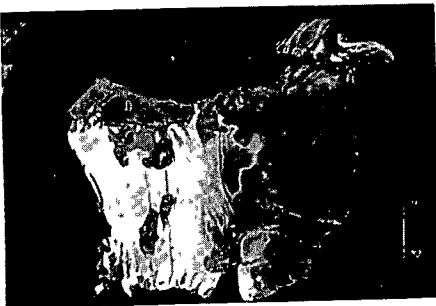
2



3



4



5



6

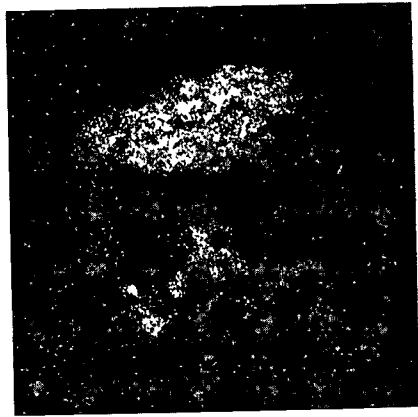
II tábla — Plate II

- 1 Baddelleyit-zárványokat tartalmazó bázisos plagioklász kristály kompozíciós elektronképe (Halimba, szenon bauxit) — Basic plagioclase crystal with abundant baddelleyite (ZrO_2) inclusions Back scattered electron image (Halimba, Senonian horizon)
- 2–6 Az 1 képen bemutatott baddelleyit-zárványos földpátszemcse röntgenképei — X-ray patterns of the feldspar grain with baddelleyite inclusions from Fig 1
 - 2 $Zr_{L\alpha}$
 - 3 $Si_{K\alpha}$
 - 4 $Al_{K\alpha}$
 - 5 $Ca_{K\alpha}$
 - 6 $Na_{K\alpha}$

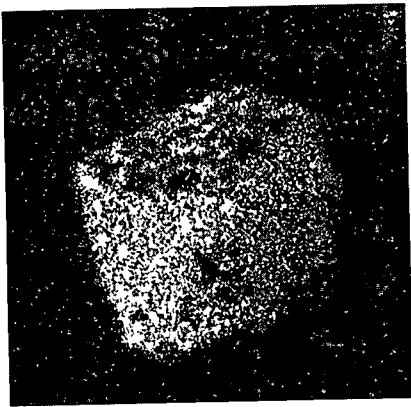
1–6. · 260×



1



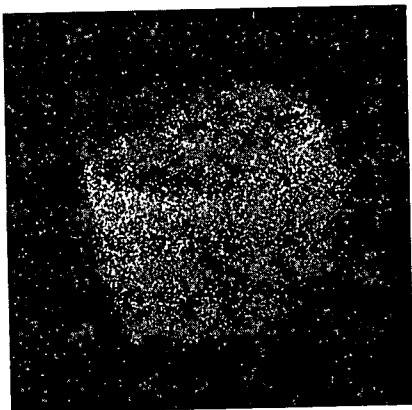
2



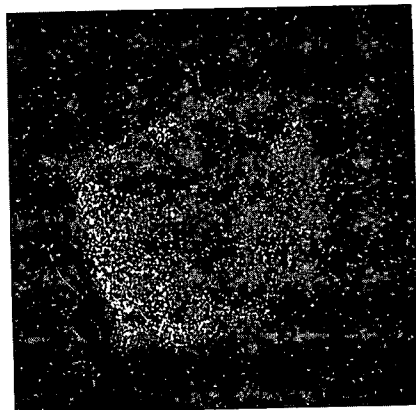
3



4



5



6

III tábla — Plate III

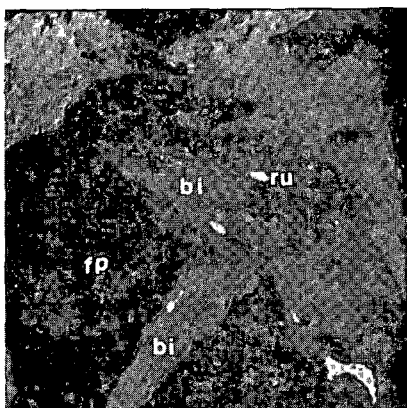
- 1 Holokristályos szövetű, földpátos — biotitos kőzettormelék-darab kompozíciós elektronképe A kép közepén látható apró fényes szemcsék rutil kristályok (Halimba, szenon bauxit) — Back scattered electron image of an igneous rock fragment containing K-felspar, plagioclase, biotite and rutile (Halimba, Senonian horizon)
- 2 Az 1 kép kinagyított részlete — Enlarged detail from Fig 1
- 3–6 Az 1 képen bemutatott kőzettormelékdarab röntgenképei — X-ray patterns of the rock fragment from Fig 1
 - 3 $Mg_{K\alpha}$
 - 4 $Fe_{K\alpha}$
 - 5 $Na_{K\alpha}$
 - 6 $K_{K\alpha}$

1 85×

2–6 · 260×



1



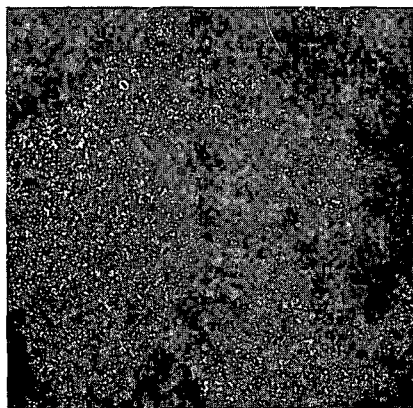
2



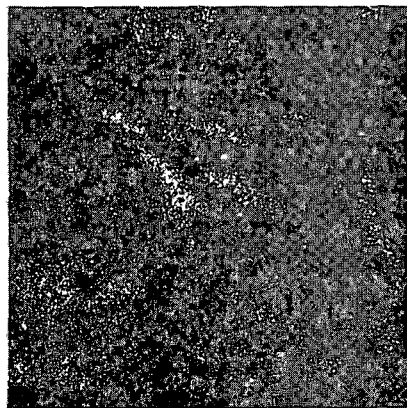
3



4



5



6

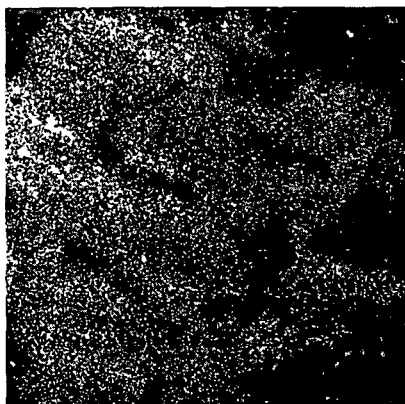
IV tábla — Plate IV

- 1 Holokristályos kőzettormelék-darab kálifoldpáttal, plagioklásszal és diopsziddal (?) Kompozíciós elektronkép (Halimba, szenon bauxit) — Igneous rock fragment of equigranular texture with K-felspar, plagioclase and diopside (?) (Halimba, Senonian horizon)
- 2–6 Az 1 képen bemutatott szemcse röntgenképei — X-ray patterns of the grain shown in Fig 1
- 2 $\text{Na}_{K\alpha}$
 3 $\text{Ca}_{K\alpha}$
 4 $\text{K}_{K\alpha}$
 5 $\text{Mg}_{K\alpha}$
 6 $\text{Fe}_{K\alpha}$

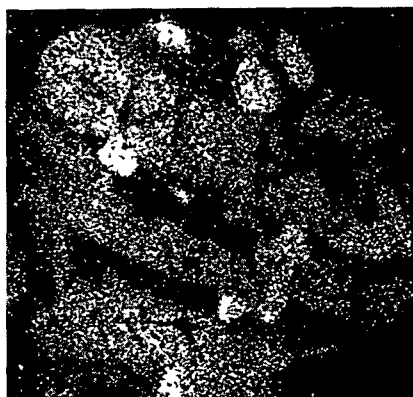
1–6 260×



1



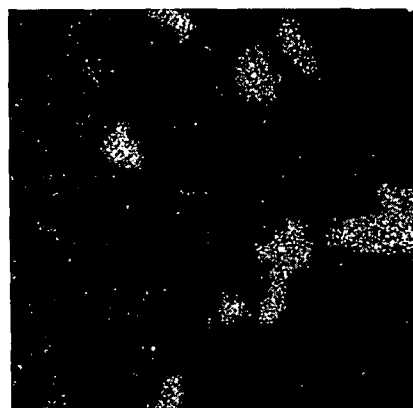
2



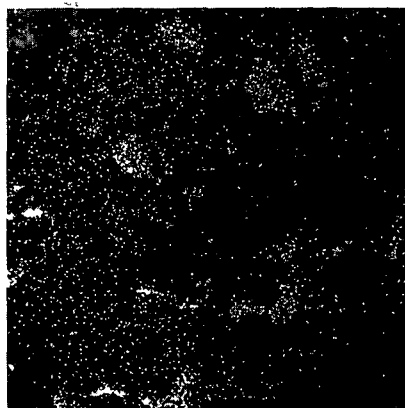
3



4



5



6

V tábla — Plate V

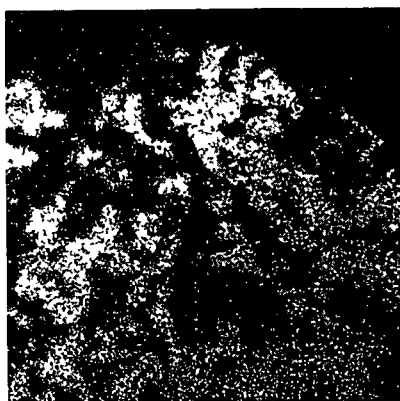
- 1 Kálifoldpátos — albitos kőzettormelék-darab kompozíciós elektronképe. Halimba, szenon bauxit — Igneous rock fragment of equigranular texture consisting of K-felspar and plagioclase (Halimba, Senonian horizon) Back scattered electron image
- 2—3 Az 1 képen bemutatott kőzettormelék szemcse röntgenképei — X-ray patterns of the clastic grain from Fig 1
- 2 $K_{K\alpha}$
- 3 $Na_{K\alpha}$
- 4 Az 1 képen bemutatott kőzettormelék-darab egy albítszemcséjéről készült kompozíciós elektronkép. A benne lévő apatitzárvány Ca- és P-tartalmát a vonalmenti eloszlásgörbék mutatják $Ca_{K\alpha}$, $P_{K\alpha}$ — Close-up of one of the albite grains with an apatite inclusion. Electron image, the lines stand for $P_{K\alpha}$ and $Ca_{K\alpha}$
- 5 U-dús zárványokat tartalmazó kvarcsezemcse kompozíciós elektronképe. Halimba, szenon bauxit — Quartz grain with U-rich inclusions (Halimba, Senonian horizon) Back scattered electron image
- 6 Az 5 képen bemutatott kvarcsezemcse U-dús zárványának felnagyított kompozíciós elektronképe, az urán vonalmenti eloszlását mutató görbével ($U_{M\alpha}$) — Close-up of one of the inclusions showed by Photo 5. Electron image, the line stand for $U_{M\alpha}$

1—3, 5 260×

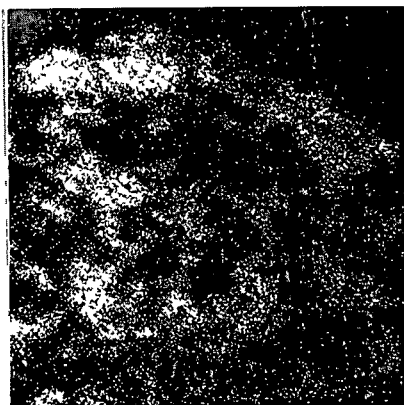
4, 6 550×



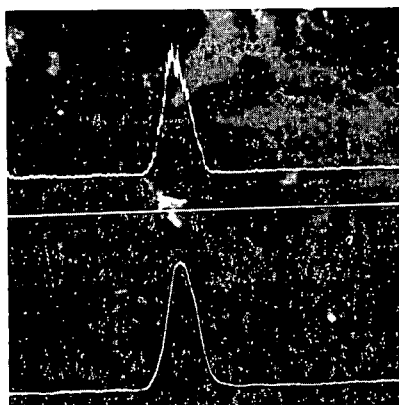
1



2



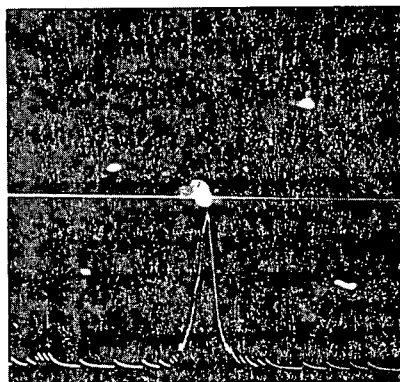
3



4



5



6

A SPALAX NEMZETSÉG (RODENTIA) EURÓPAI MEGJELENÉSE ÉS A PLIO—PLEISZTOCÉN HATÁRKÉRDÉS

KORDOS LÁSZLÓ

M Áll Földtani Intézet Budapest, Nepstadion út 14
H-1143

ETO 569 32 551 782(4)

T a r g y s z a v a k rendszertani revízió, íctégtani korreláció, Spalax, felső-pliocén, pleisztocén

A cikk az európai felső-pliocén és korai pleisztocén *Prospalax priscus* (NEHRING) (Anomalomyidae) és a Spalax (Spalacidae) fajok rendszertani revízióját és retégtani korrelálását tartalmazza. A Spalax nemzetség európai megjelenése 3–4 millió év között történt. A *Prospalax priscus* kialakulása (és parhuzamosan vele a csarnotai típusú „*Prospalax priscus*”) folyamatosan követhető a felső-miocén Anomalospalax-ból, dominanciáját a 2,3–2,1 millió év közötti első európai sztyeppfázisban erte el. A Spalax tartós megjelenését az 1,7–1,5 millió év közötti lehűléssel járó sztyeppesedés okozta, s az ekkor elt *Spalax advenus* KRETZOI alak 0,8 millió évig követhető. A jelenlegi európai és kisázsiai Spalax megjelenés kb. 0,3 millió évtől számítható.

A földi kutyák (Spalacidae) származása és rendszertana mind a recens, mind a fosszilis fajokkal foglalkozók számára rendkívül bizonytalan. A rendszerezési kísérletek sorát NEHRING (1897, 1898) indította el, majd MÉHELY (1909), TOPACSEVSZKIJ (1969), KRETZOI (1971), FEJFAR (1972), s újabban a karyotípusok elemzésével SAVIĆ és SOLDATOVIĆ (1984) folytatta. A számos részkozmény a Spalax nemzetség eredetének kérdésében kétféle megközelítést követ. MÉHELY 1908-ban publikálta elképzelését, miszerint a Spalaxok őse a pliocén *Prospalax priscus* (NEHRING). Ennek megfelelően TOPACSEVSZKIJ a kezdeti formának új aloszaladot, a Prospalacinaet állította fel (1969). A másik főbb elképzelés szerint a Spalacidae családba csak a Rhizospalax, Phospalax, Nannospalax és Spalax nemzetségek tartoznak. Mindettől független az Anomalomyidae SCHAUB 1925 család, amelybe a névadó Anomalomys nemzetségen kívül többek között a Prospalax is tartozik (KRETZOI 1971). Az újabb vizsgálatok is azt az álláspontot erősítik, miszerint az Anomalomyidae és a Spalacidae család egymástól független evolúciójú (DE BRUIJN 1984). Jelen tanulmányban is ezt az utóbbi álláspontot látjuk megalapozottabbnak. A *Prospalax priscus* (NEHRING) morfortípusa jól levezethető az *Anomalospalax tardosi* KORDOS, *Anomalospalax viretschaubi* KRETZOI tardosbányai és polgárdi leleteiből a foglemek egyszerűsödésével (KORDOS 1985a). Az Anomalospalax ősből ágazik el a bonyolódó fograjzolatú, korábban a *Prospalax priscus* névvel jelzett több pliocén korú populáció is (Csarnóta 2, Weze, Ivanovce részben, Barót – Kopec, Hajnáčka (= Ajnácskó), amelynek példányait statisztikus mennyiségű, vagy

1. táblázat — Table 1

Az európai Spalacidaeak fogainak hosszúság x szélesség méretei (mm)
 Length and width values of Spalacidae teeth from Europe (mm)

Leőhely	Spalax fajok	Fogak										Szerző
		M ₁	M ₂	M ₃	M ₁ ¹	M ₂ ²	M ₃ ³					
Maritsa I	<i>S. soterrus</i>	2,0 × 1,6	2,3 × 1,6	—	2,5 × 2,4	1,9 × 2,3	1,4 × 1,5	DE BRUIJN et al				
Csarnóta I	<i>S. sp</i>	2,4 × 2,1	—	—	—	—	—	(Typus)				
Villány 8	<i>S. advenus</i>	2,4 × 2,2	2,6 × 2,5	—	—	—	—					
Villány 8/12	<i>S. advenus</i>	2,6 × 2,6	—	—	—	—	—					
Villány 8/12a	<i>S. advenus</i>	2,4 × 2,3	2,4 × 2,3	—	2,3 × 2,2	2,4 × 2,4	—					
Villány 8/12c.	<i>S. advenus</i>	—	—	—	—	2,4 × 2,4	—					
Villány 8 (loszos)	<i>S. advenus</i>	2,2 × 2,1	2,4 × 2,4	—	—	—	—					
Beufia 2	<i>S. advenus</i>	—	—	—	2,3 × 2,1	2,2 × 2,2	—					
Osztramos 2.	<i>S. advenus</i>	2,2 × 2,0 2,3 × 2,1	2,2 × 2,2 2,3 × 2,2	— 2,4 × 2,2	— —	— —	— —					
Žirany	<i>S. advenus</i>	2,4 × 2,1 2,4 × 2,2 2,4 × 2,1	2,2 × 2,2 2,3 × 2,1 2,2 × 2,3	2,0 × 2,0 2,2 × 1,8 2,3 × 2,1	2,4 × 2,0 2,2 × 2,0 —	2,5 × 2,3 2,5 × 2,3 2,2 × 2,1 2,3 × 2,3	1,6 × 2,0 1,9 × 1,9 1,8 × 1,9 1,9 × 1,9					
		—	2,0 × 2,0	—	—	2,3 × 2,0	—					
		—	—	—	—	2,4 × 2,3	—					
		—	—	—	—	2,2 × 2,4	—					
		—	—	—	—	2,1 × 1,8	—					
		—	—	—	—	2,2 × 2,0	—					

Vélelre 4E	<i>S. advenus</i>	2,6 × 2,3 2,4 × 2,2	2,2 × 2,3 2,4 × 2,4 2,3 × 2,3 2,4 × 2,4	2,0 × 2,1 2,2 × 2,1	— — — —	2,2 × 2,3 — — —	1,9 × 1,9 — — —
Tarhankut	<i>S. minor</i>	2,0 × 1,4	1,8 × 1,7	1,6 × 1,5	2,0 × 1,7	1,7 × 1,6	1,4 × 1,6
Petralona	<i>S. chalkidicae</i>	—	—	1,6 × 1,5	2,2 × 1,9	2,0 × 1,9	1,7 × 1,7
Petralona 11	<i>S. chalkidicae</i>	—	—	1,8 × 1,6	2,6 × 2,1	2,0 × 1,9	—
Petralona 16—18	<i>S. chalkidicae</i>	—	—	1,9 × 1,7	—	2,2 × 1,9	—
Petralona 19	<i>S. chalkidicae</i>	—	—	—	—	2,2 × 2,0	—
		2,0 × 1,9	—	—	—	2,3 × 2,0	1,8 × 1,7
		—	—	2,2 × 2,1	2,2 × 1,9	—	—
		—	—	—	—	2,1 × 2,0	—

TOPACSEVSI-
KIJ

KREZZOI

Megjegyzés. A szerzővel nem jelölt tételek eredeti adatok.

jellemző fogak esetében egyértelműen le lehet választani a *Prospalax* nemzetségről (KORDOS 1985b)

A közelmúltban a szerző által tanulmányozott európai *Anomalospalax*, *Prospalax* és idősebb *Spalax* nemzetségekbe tartozó fajok alapján, valamint a kérdést érintő egyéb újabb leletek ismeretében pontosabbn fel lehet rajzolni a *Spalax* nemzetség európai megjelenésének idejét, elterjedésének szakaszait

Pliocén Spalaxok Európában

FEJFAR (1972) tanulmányában aia a következtetésre jutott, hogy a *Spalax* nemzetség legkorábbi ismert származási kapcsolatai a kazahsztáni oligo-miocén *Aralomys gigas* ARGYROPULO és az alsó-miocén kínai *Tachyorystoides obrutscheui* BOHLIN fajoknál keresendők Az első európai *Spalax*, a *Spalax odessanus* TOPACSEVSZKIJ az odesszai katakombák faunájából ismert, mint típuslelőhelyről, valamint Kotlovina, Krizanovka, Kairi és Nogajaska középső-pliocén rétegeiből (GROMOVA — BARANOVJ 1981) Miután TOPACSEVSZKIJ (1969) ezt a formát a *Microspalax* nemzetségbe sorolta, amelyről kiderítették hogy preoccupált név, s helyette a *Nannospalax* PALMER 1903 érvényes A szerző véleménye az, hogy a *Microspalax* (= *Nannospalax*) és a *Spalax* rendszertani elkülönítése erősen megkérdőjelezhető, s a fosszilis leleteknél nem is megvalósítható A gorgországi Maritsa I lelőhelyről DE BRUIJN et al (1970) leírta a *Spalax sotrisi* új fajt, amelyet később (DE BRUIJN 1984) átsorolt a *Phospalax* nemzetségbe A szintén gorgországi felső-pliocén Karaburun lelőhelyről DE BRUIJN (1984) kimutatta a *Microspalax odessanus* fajt, mint a legidősebbet ebből a nemzetségből

Újravizsgálva a Kárpát-medence *Prospalax priscus* leleteit, azok egy részét oda nem tartozónak ítéltém, míg másokat (Csarnóta 1, Ivanovce részben, Osztramos 9, Beremend 5, 11, Osztramos 7, Dunaalmás, Kisláng Kolmány 1—2, Osztramos 3, Včelare 3, 5, 7, Villány 3, Nagyharsányhegy 1, Villány 5) valóban annak tartom Az utóbbiak között a Csarnóta 1 sz lelőhely anyagában a típusos *Prospalax priscus* (NEHRING) leleteivel együtt kimutattam a valódi *Spalax* mandibula toredékét egy M_1 -gyel együtt (1 ábra) A 39 taxonos lelőhely egységessége megkérdőjelezhető, annak ellenére, hogy KRETZOI (1956) minden fenntartása mellett egykorúnak ítélte azt, s biosztratigráfiai szempontból korrelálta a többi csarnótai lelőhellyel amelyek felső-pliocén korúak

A Kárpát-medence első *Spalax*ának megjelenési idejét nem befolyásolja az sem, ha a későbbiekben kiderülne, hogy a Csarnóta 1 sz lelőhely kevert, abban a Csarnótánium és a Villányium alatt élt állatok csontjai egyaránt előfordulnak A Kretzoi-féle Villányiumból korábban sem, s az újabb revízió alkalmával sem sikerült kimutatni a *Spalax*-nemzetséget, amely egyértelműen később, a Biharumban jelenik meg

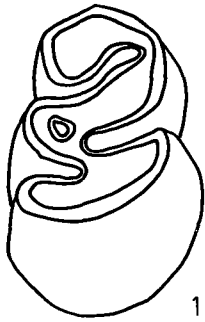
A Csarnóta 1 sz lelőhely *Prospalax* és *Spalax* együttes előfordulása egy-

1 ábra A Csarnóta 1 sz lelőhely

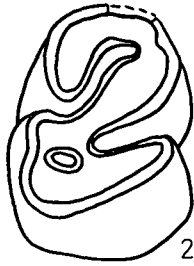
Prospalax priscus (NEHRING) 1—2 M_1 , 7—8 mandibula fragmentum *Spalax* sp 3 M_1 ragofelület, 4—6 M_1 oldalnézet, 9—10 mandibula fragmentum

Fig 1 The locality of Csarnóta 1

Prospalax priscus (NEHRING) 1—2 M_1 , 7—8 fragment of mandible *Spalax* sp 3 masticatory surface M_1 , 4—6 lateral view M_1 , 9—10 fragment of mandible

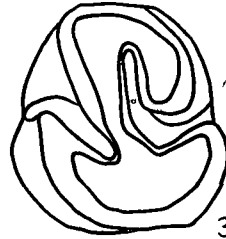


1

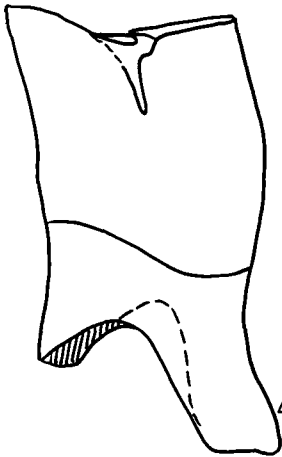


2

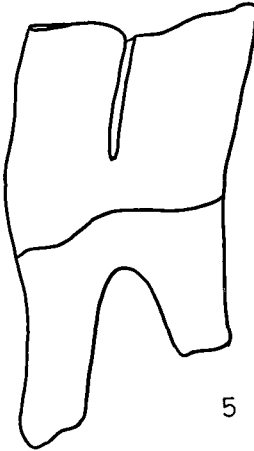
1mm



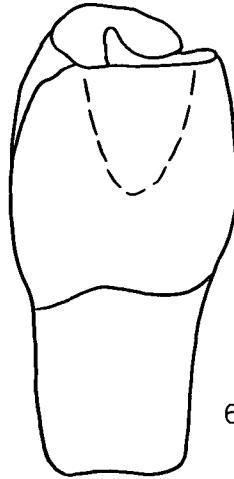
3



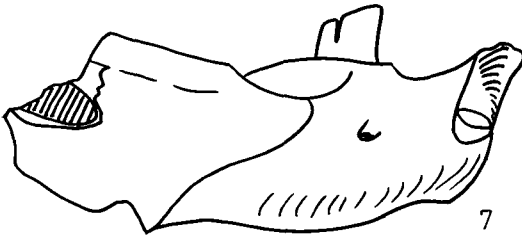
4



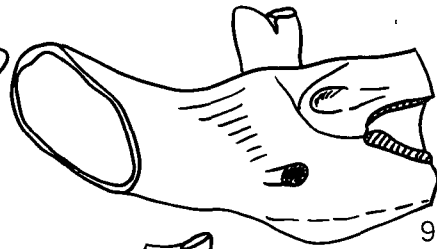
5



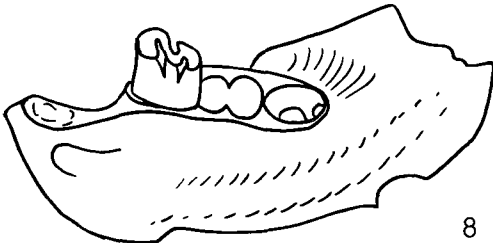
6



7

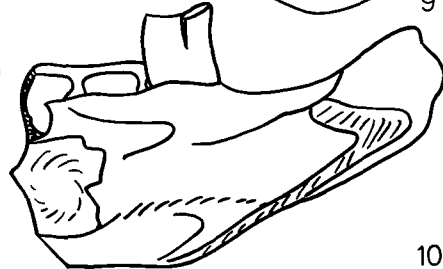


9



8

5mm



10

értelműen jelzi, hogy a felső-pliocénben a Kárpát-medence déli területén megjelent Európában a korábban csak az Orosz-tábla déli részéből és Gorogországból kimutatott *Spalax*. A csarnótai példány faji azonosítása a rendelkezésre álló leletek alapján nem valószínűsíthető meg, így azt *Spalax* sp. megnevezéssel jelzem. A lelet leírását az őslénytan rész tartalmazza.

A *Spalax* elterjedési területének növekedése a korai pleisztocénben

A felső-pliocénben a csarnótai leletet kivéve a *Spalax* nemzetség nem mutatható ki Közép-Európa területéről. Helyette a Kárpát-medencében a *Prospalax priscus* élt, amely 3–3,5 millió év között együtt fordul elő a komplikált fograjzolatú, korábban ugyanebbe a nemzetségbe és fajba sorolt morfortípussal. Az 1,9 millió évben meghúzott plio–pleisztocén határ idejére a *Prospalax* kihalt, s valószínűleg néhány százezer évig az alsó-pleisztocénben sem *Anomalomyidae*, sem *Spalacidae* nem élt Európában (KORMOS 1930, KRETZOI 1956). A Biharium biosztratotípusául kijelölt Betfia 2 sz. lelőhelyről (KRETZOI 1941), KORMOS (1930) már kimutatta az általa *Spalax* (*Macrosपालax*) sp. (graecus-Gruppe) néven megjelölt fajt. Később KRETZOI (1941) ugyanezt a leletet *Spalax* n. sp.-ként ismertette, majd *Spalax advenus* n. sp.-ként kimutatta a Villány 7. és a Villány 8. sz. lelőhely több rétegéből is (KRETZOI 1954, 1956). Nyitra melletti Žirány (=Zsére) lelőhelyről FEJFAR (1972), az Osztramos 2. sz. lelőhelyről JÁNOSSY–KORDOS (1977), a tornai Alsó-hegy északi peremén fekvő Méhész (=Včeláre) kőbányájának hasadékaiból (1, 4E, 4A/7) pedig KRETZOI (1977a) és HORAČEK (1985) ismertette. A Földtani Intézet Ősgerinces Gyűjteményének katalógusa szerint KRETZOI határozásával Meszesről (Borsod-Abaúj-Zemplén megye) is ismert a *Spalax advenus*.

A korai pleisztocén *Spalax* Európában nem terjedt túl a Kárpát-medencén nyugati és északi irányban. Valószínűleg élt a Dinaridák és az Erdélyi-medence területén, de lelőhelyek hiányában ebből az időszakból nem ismerjük őket. Az Orosz-tábla déli területén az idősebb pleisztocén faunának nem ritka faja *Spalax minor* TOPACSEVSKIJ ismert a krími Tarhankut (TOPACSEVSKIJ 1973) és a Dnyeper déli folyásáról Karaj-dubina mellől (MARKOVA 1982). Az utóbbihoz közel Uskalka és Zapadne kairu lelőhelyről MARKOVA (1982) *Spalax* sp.-t közölt.

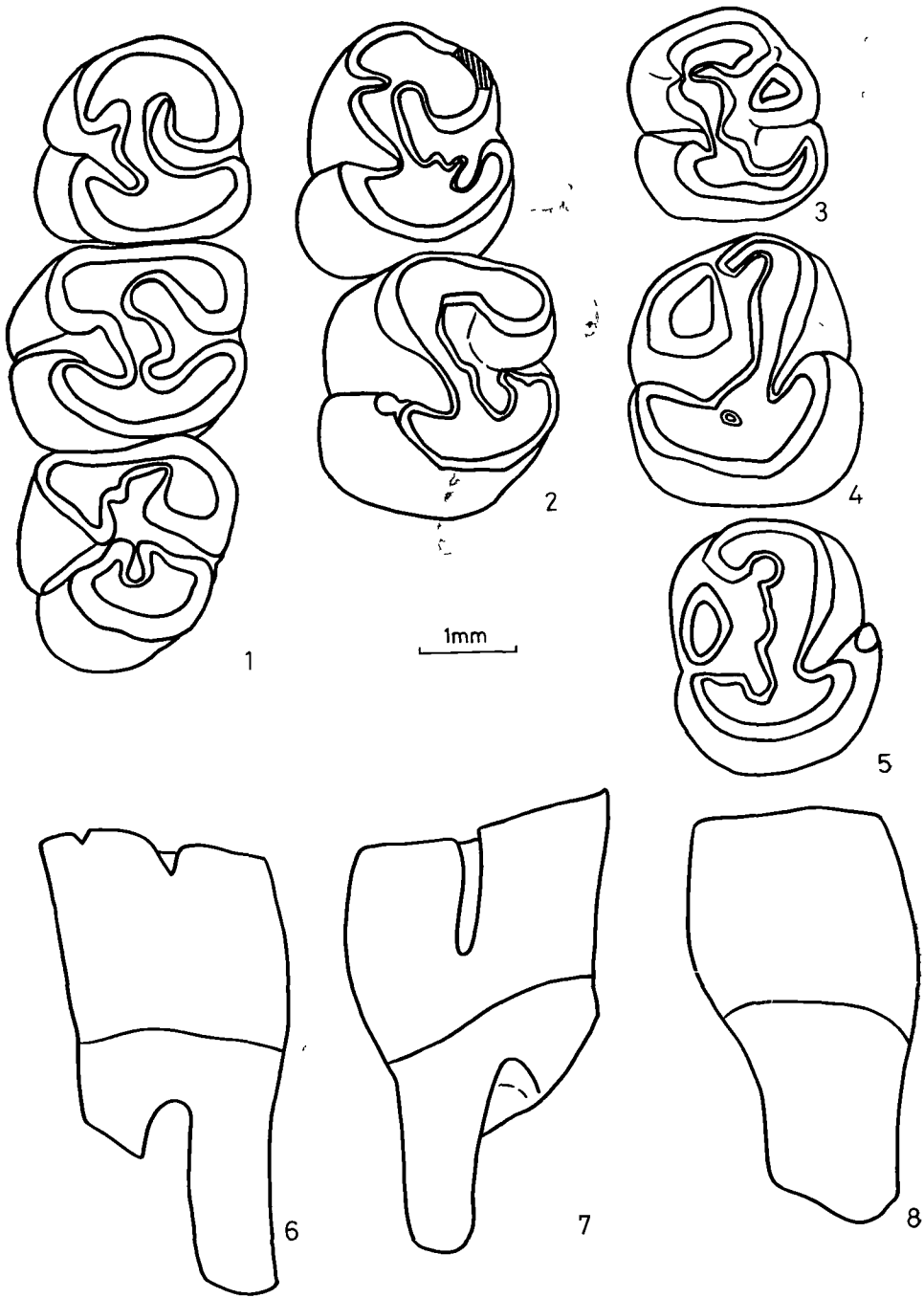
Gorogorszag északi részéről, a Thesszaloniki melletti Petralona-barlang az előzőekkel kb. azonos korú Petralonian rétegeiből KRETZOI (1977) leírta a *Spalax minor*-ral méretben megegyező *Spalax chalkidikai* fajt. Az újabb gyűjtésekkel ugyaninnen további leletek is előkerültek (KRETZOI–POULIANOS 1981, POULIANOS 1983), amelyeket közvetlenül is tanulmányozhattam. A Kárpát-medencében a Villány 8. sz. lelőhelynél fiatalabb korú („Templom-hegyi szakasz”) középső-pleisztocén lelőhelyekről (Kovesvárad, Tarkó, Urom, Vértesszőlős, Vár-hegy, Úppony) *Spalax* nem került még elő, így nagy való-

2 ábra *Spalax advenus* KRETZOI fogak

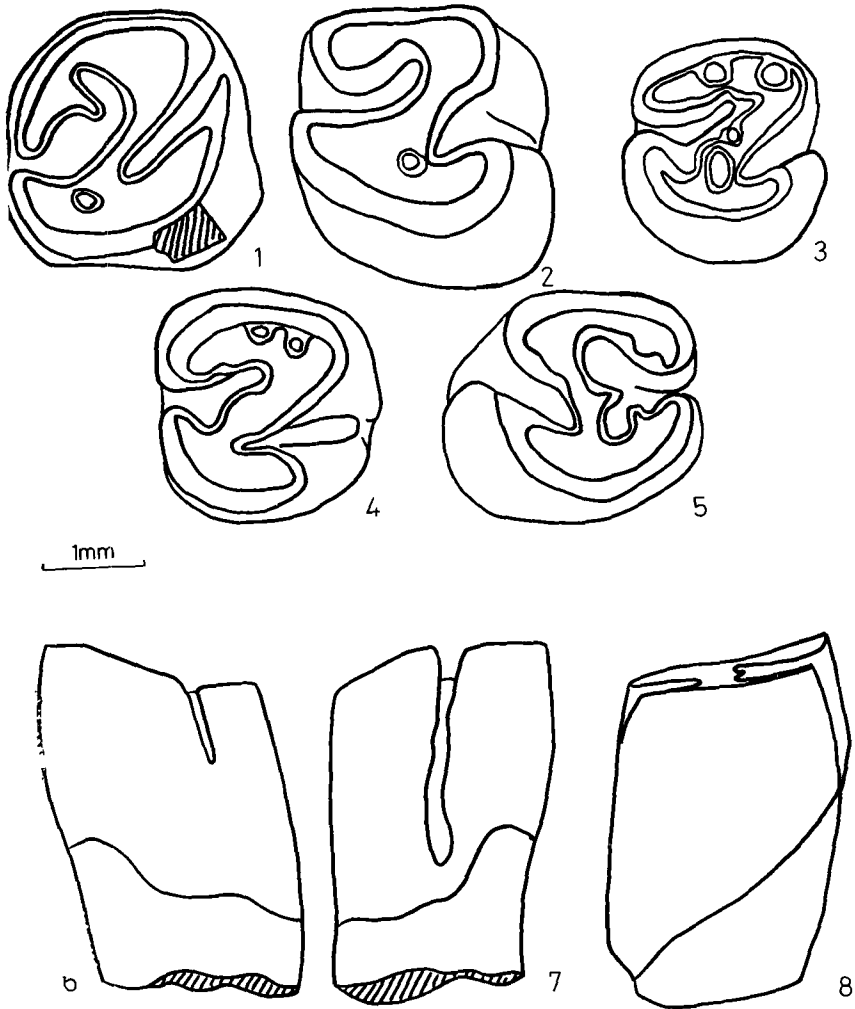
1 Osztramos 2, M₁–M₃, 2 Villány 8/10, M₁–M₂, 3 Žirány, M₁, 4 Včelare 4E, M₁, 5–8 Včelare 4E, M₁ rágófelület és oldálnézet

Fig. 2 Teeth of *Spalax advenus* KRETZOI

1 Osztramos 2, M₁–M₃, 2 Villány 8/10, M₁–M₂, 3 Žirány, M₁, 4 Včelare 4E, M₁, 5–8 Včelare 4E, M₁ masticatory surface M₁ and lateral view



színúséggel állítható, hogy legalább otszázezer évig (kb 0,8–0,3 millió év) nem élt földi kutya e területen. A 0,3 millió évvel korrelálható faunáktól kezdődően (Várhegy-Hilton, Solymár) a felső-pleisztocénben a leghidegebb klímaviszonyok kivételével a *Spalax* ismét állandó tagja a magyar gerinces faunának (JÁNOSSY 1979, KORDOS 1981)

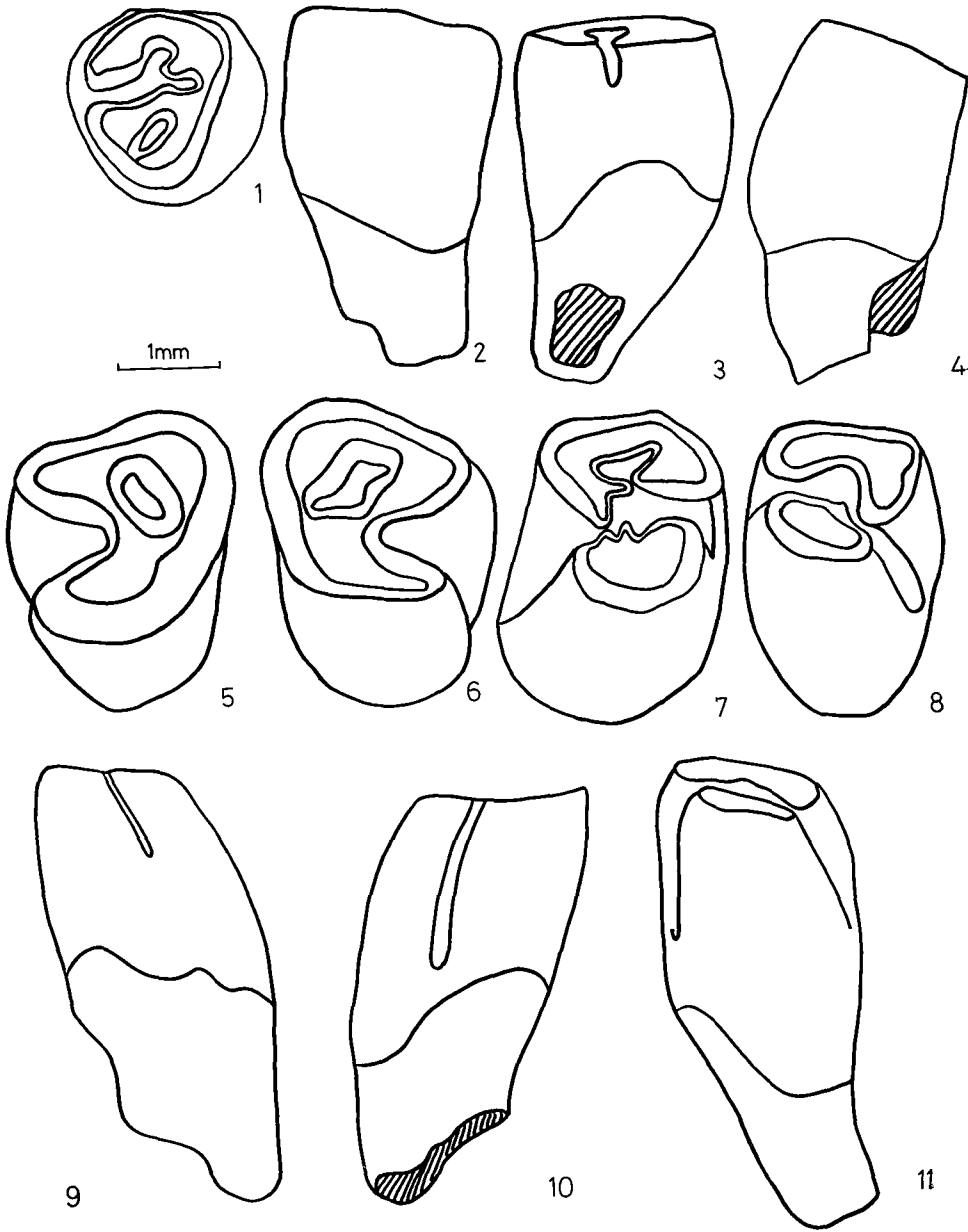


3 ábra *Spalax advenus* KRETZOI fogak

1–4 Včelare 4E, M₂, 5–8 Žirany, M₂ rágofelület és oldalnézet

Fig. 3 Teeth of *Spalax advenus* KRETZOI

1–4 Včelare 4E, M₂, 5–8 Žirany, masticatory surface M₂ and lateral view

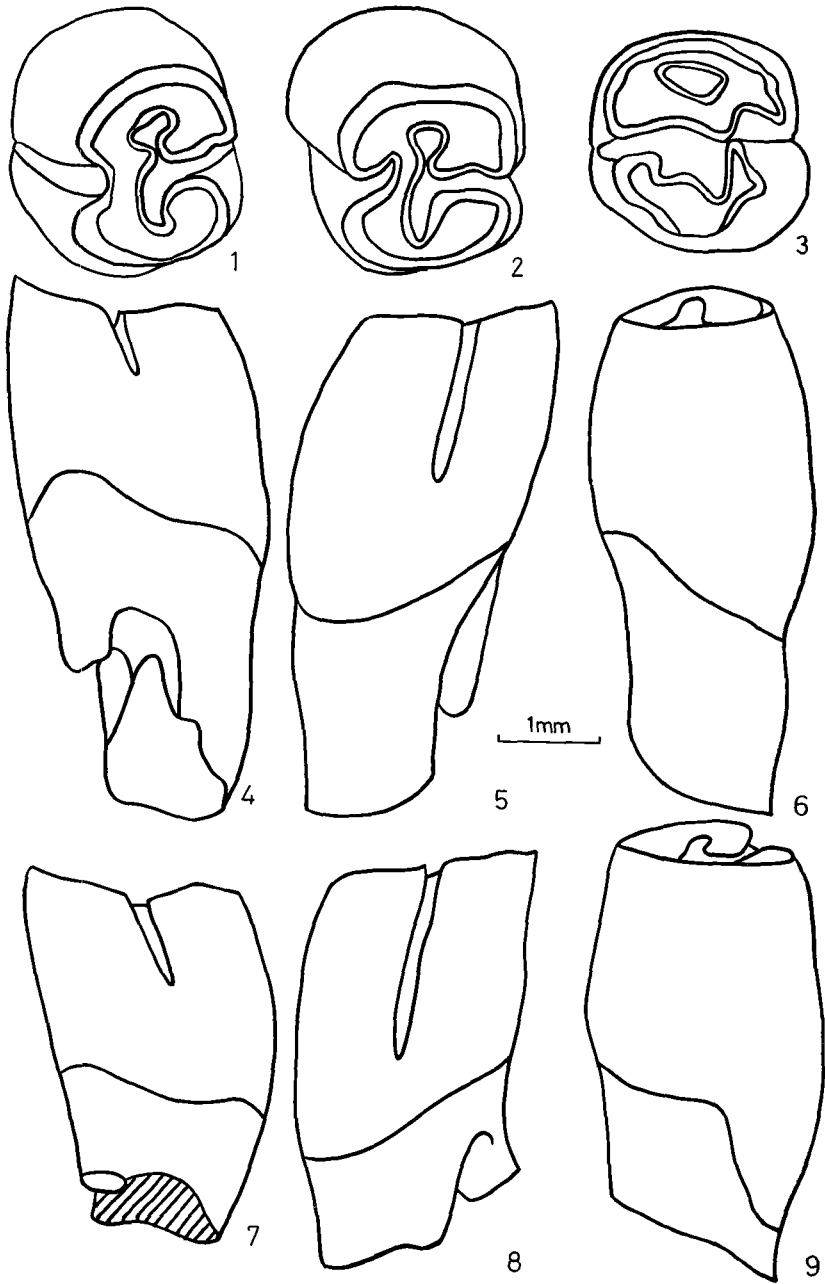


4 ábra *Spalax advenus* KRLTZOI fogak

1—4 Včelare 4E, M₃, 5—6 Včelare 4E, M₃, 7—11 Žirany, M₃ rágófelület és oldalnézet

Fig 4 Teeth of *Spalax advenus* KREIZOI

1—4 Včelare 4E, M₃, 5—6 Včelare 4E, M₃, 7—11 Žirany, masticatory surface M₃ and lateral view

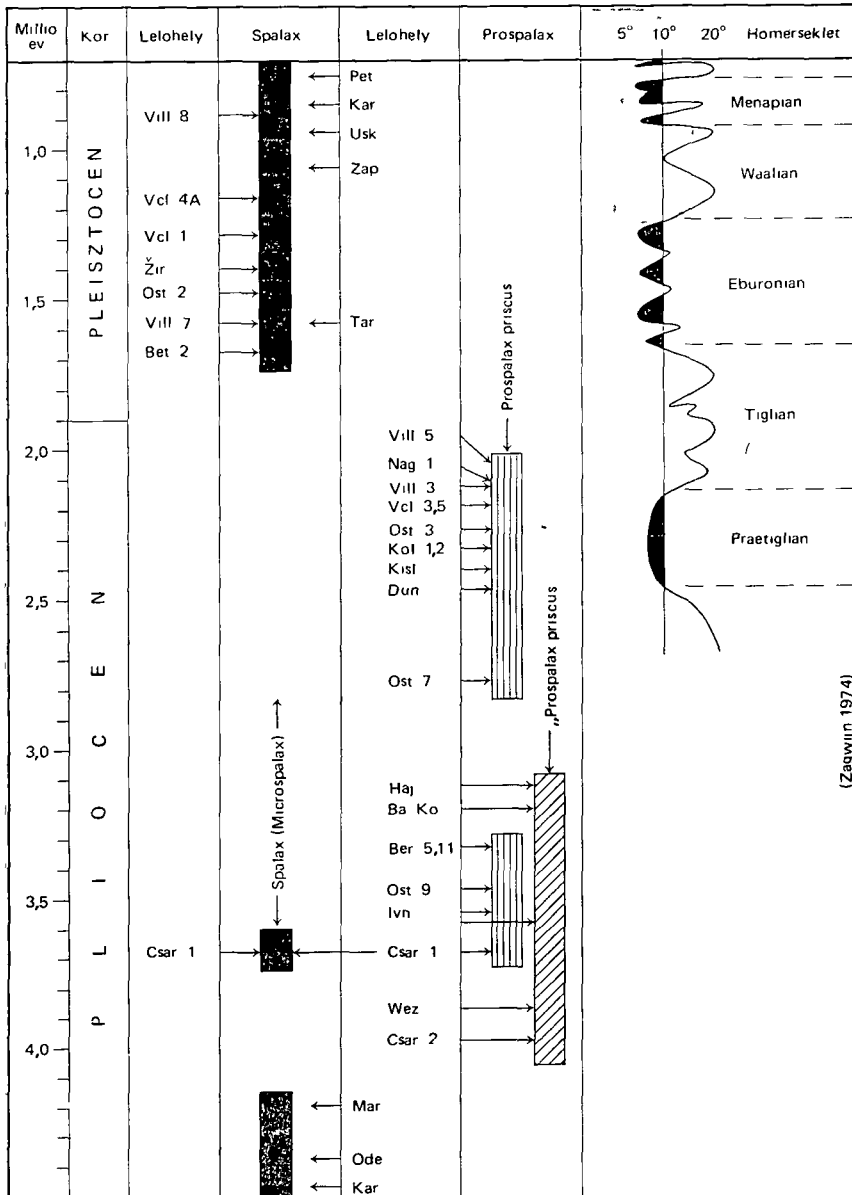


5 abra *Spalax advenus* KRETZOI fogak

1, 4-6 Žirany, M¹, 2, 7-9 Žirany, M² rágfelület és oldalnézet, 3 Včelare 4E, M²

Fig 5 Teeth of *Spalax advenus* KRETZOI

1, 4-6 Žirany, M¹, 2, 7-9 Žirany masticatory surface M² and lateral view, 3 Včelare 4E, M²



(Zagwijn 1974)

6 ábra Az európai Prospalax és Spalax fajok fajoltója a pliocénben és a korai pleisztocénben

Vill = Villány, Vcl = Včelare, Žir = Žirány, Ost = Ostramos, Bet = Betfia, Csar = Csarnota, Pet = Petralona, Kar = Karaj dubina, Usk = Uskalka, Zap = Zapadne kairu, Tar = Tarhankut, Nag = Nagyharsányhegy, Kol = Koliňany, Kisl = Kisláng, Dun = Dunaalmás, Haj = Hajnácká, Bar-Ko = Barot-Kopec, Ber = Beremend, Iva = Ivanovce, Wez = Wenze, Mar = Maritsa, Ode = Odessza, Kar = Karaburun

Fig 6 Stratigraphic ranges of Prospalax and Spalax species from the Pliocene and Early Pleistocene of Europe

For explanation see Hungarian text

Rétegtani-következtetések

A magyar űsgerinces rétegtani osztályozás hagyományos beosztásában (KRETZOI 1941, 1953, 1956, 1962, 1969, JÁNOSY 1963, 1969, 1973, 1979) a Kárpát-medence Spalax leletei jól besorolhatók A Csarnóta 1 sz lelőhely *Spalax* sp példánya a *Prospalax priscus* együttes előfordulásával a Csarnótánumba tartozik A *Prospalax priscus* leletek (s str) a Csarnótánum fiatalabb szakaszában (Csarnóta 1, Ivanovce) jelentek meg, s jellemzőek a Villányium teljes időtartama alatt A Biharium legkorábbi szakaszában (Mokrá fázis in FEJFAR—HORAČEK 1983) sem *Prospalax*, sem *Spalax* nem fordult elő Az idősebb Biharium további szakaszaiban (Betfia, Nagyharsány-hegy, Templom-hegy) Kelet-, Dél- és Közép-Európában szintjelző faj a *Spalax advenus* és a *Spalax minor* A Biharium fiatalabb szakaszaiban (Tarkó, Véitesszőlős, Uppony) a *Spalax* nemzetség teljesen hiányzik

A felső-pliocén és korai pleisztocén gerinces biozonációjának megvalósítására már KRETZOI (1956) kísérletet tett, az újabb revideált rendszert FEJFAR és HEINRICH (1981) javasolta Az utóbbi rendszerrel az alábbi korrelálás valósítható meg

A *Mimomys*—*Promimomys* zónába tartozik a csarnótai típusú komplikált fogazatú *Anomalospalax* (= „*Prospalax priscus*”), a valódi *Prospalax priscus* megjelenése, a *Spalax* sp (Csarnóta 1), az odesszai katakombák *Spalax odessanus*-a

A *Mimomys* (*Hintonia*) *hajnuckensis* zónát Ajnácskő (= Hajnácska) lelőhelyről a legevöltátabb, utolsó megjelenésként ismert (LAD) „*Prospalax priscus*” jelzi E lelőhely egyúttal a zóna biosztratotípusa is A *Prospalax priscus* (s str) kizárólagos jelenléte a *Mimomys* (*Hintonia*) *polonicus* zónával kezdődik és a Villányia—Lagurodon zónában teljesedik ki

A *Spalax* nemzetség elterjedési területének növekedése az *Allophaiomys* megjelenésétől számított *Microtus*—*Mimomys* zónával azonosítható A radiometrikus koradatokkal és a paleomágneses eseményekkel közvetlen korrelálásra elegendő adat hiányában pillanatnyilag nincs lehetőség, ezért jelenleg csak áttételes illesztésre van mód Ezek alapján valószínűsíthető, a Csarnóta 1 és a Maritsa I sz lelőhely anyaga 3—4 millió év közötti az odesszai *Spalax* pedig ennél valamivel idősebb korú A *Prospalax priscus* kb 3,5—2 millió év között, a Matuyama szakaszban élt A *Spalax advenus* első megjelenésének radiometrikus kora ismeretlen, valószínűleg 1,5 millió év körül, eltűnése 1,0—0,8 millió év közötti, fajoltóje még a Matuyama szakaszban volt A recens *Spalax* fajok elterjedése kifejezetten sztyepp körülményeket és az azt létrehozó klímaviszonyokat igényel Ezért a *Spalax*, mint szélsőséges ökológiai indikátor alkalmas arra, hogy korrelációt létesítsünk segítségükkel az öko- és klimatosztratiográfiai eseményekkel

A Villányi-hegység faunás karsztüreg-kitöltéseinek színe és derivatográfias vizsgálata alapján már KRETZOI (1956) kimutatta, hogy a villányi korúak (*Prospalax priscus*-szal) télen enyhe, nedves, nyáron forró száraz, a bihari korúak (*Spalax advenus*-szal) pedig hidegebb körülményeket jeleznek

JÁNOSY (1979) mutatta ki hogy a közép-európai plio—pleisztocén határfaunákban az Osztramos 7 sz lelőhelynél, valamint az Osztramos 3 sz lelőhely időszakában lehűlés volt Mindezek a szakaszok, különösen az utóbbi a *Prospalax priscus* leggyakoribb előfordulásával esnek egybe A pleisztocén legjelentősebb, Európa-szerte követhető lehűlési hulláma a Biharium betfiai

szakaszától a templomhegyig követhető a lemminges és lemming nélküli *Allophaiomysos* faunákban (JÁNOSSY 1979)

A Kárpát-medencéből származó klímaadatoknál maradva jó lehetőséget biztosítanak a Nagyalföldön mélyített alapfúrások (Jászladány, Dévaványa, Vésztő) A komplex paleomágneses, uledékföldtani és őslénytani adatok szerint a fúrásokban az első két fluviális ciklus idősebb az Olduvai eseménynél, s a meleg klíma 1,5 millió évig dominál A meleg és mérsékelt klíma-viszonyok 0,9 millió évig váltakoznak, s az egyértelmű lehűlés csak 0,9 millió évtől állapítható meg (COOKE 1981) Az európai plio–pleisztocén sztyeppfázisokat SUC és ZAGWIJN (1983) mutatta ki és azonosította a mediterráneum és Észak-Európa között Ebben az időszakban az első hideg sztyepp fázis a Pretighianban volt 2,3–2,1 millió év között Ez az időszak korrelálható a *Prospalax priscus* virágkorával Hollandia vegetáció-történetének klíma interpretációjában (ZAGWIJN 1974) a 2,1–1,7 millió év közötti felmelegedés a Tighian szakasz, amely alatt Európában *Prospalax* már nincs, a *Spalax* pedig még nem jelent meg A Tighian követő lehűlés, az Eburonian kb 1,7–1,5 millió év között, a Waalian felmelegedés 1,5–0,8 millió év között volt A *Spalax advenus* (és egyéb *Spalax* fajok) gyors megjelenése és széles elterjedése az Eburonian hideg sztyeppidőszakkal párhuzamosítható, s továbbélésük a Waalian végéig követhető

Az európai *Prospalax* és *Spalax* nemzetségek megjelenése, dominanciája és eltűnése a különböző módszerű relatív és radiometrikus koihatározásokkal jó egyezést mutat, s abban az okológiai tényezőkre alapított lehetőségeknek van vezető szerepük A *Spalax* nemzetség európai megjelenése 3–4 millió év között a mediterráneumban általánosan kimutatott Taxodum-félék és lomblevelűek gyors csökkenésével esett egybe A *Prospalax priscus* kialakulása (és párhuzamosan vele a csarnótai típusú „*Prospalax priscus*”) folyamatosan követhető a felső-miocén *Anomalospalax*-ból, dominanciáját a 2,3–2,1 millió év közötti első európai sztyeppfázisban érte el A *Spalax* tartós európai megjelenését az 1,7–1,5 millió év közötti jelentős lehűléssel kapcsolatos sztyepp kiterjeszkedés okozta, s az ekkor élt fajok kb 0,8 millió évig voltak jellemzőek A jelenlegi európai és kisázsiai *Spalax* megjelenés kb 0,3 millió évtől származhat

Rendszertani rész

Ordo Rodentia BOWDICH, 1821

Familia Spalacidae GRAY, 1821

Genus *Spalax* GULDENSTAEDT, 1770

Spalax sp

1911 *Prospalax priscus* — Csarnóta, KORMOS T

1956 *Prospalax priscus* — Csarnóta 1 KRETZOI

1959 *Prospalax priscus* — Csarnóta 1, KRETZOI

Leletek Csarnóta 1 sz lelőhelyről 1 db bal mandibula fragmentum M_1 -gyel Ugyanitt

Prospalax priscus-ból 2 mandibula fragmentum 2 db M_1 -gyel, 4 db incisivus

Méretetek lásd 1 táblázat

Leírás Mandibula = A *Prospalax priscus*-nál kb másfélszer nagyobb méretű corpus A foramen mandibulae az M_1 és az M_2 érintkezése alatt helyezkedik el. Ugyaninnen a *Pr priscus*-nál ez a jelleg az M_1 elülső részénél

van A processus coronoideus az M_2 elülső peremétől indul M_1 = Közepesen hypselodont fog, rágófelülete homorú A buccalis és lingualis oldalon egyaránt egy-egy szinklinális van A redőrendszere folyamatos Az anterolophid megnyúlt, a protoconid és a metaconid redője párhuzamos egymással és a fog tengelyével A posterolophid széles, aszimmetrikus, a lingualis oldalon szélesebb, a buccalis oldalon a hypoconid mellett elkülönült párkány alakult ki

Spalax advenus KRETZOI, 1977

- 1930 *Spalax (Macrospalax)* sp. (graeacus-Gruppe) — Betfia, KORMOS
 1941 *Spalax* n sp — Betfia, KRETZOI
 1954 *Spalax advenus* n sp — Villány 8 (10, 11, 12, fedő valyog), KRETZOI
 1956 *Spalax advenus* n sp — Villány 7, KRETZOI
 1956 *Spalax advenus* n sp — Villány 8 (10, 11, 12, 12abc, fedő valyog), KRETZOI
 1972 *Spalax advenus* — Zirany (= Zscre), FEJFAR
 1977 *Spalax cf advenus* — Osztramos 2, JANOSSY et KORDOS
 1977 *Spalax advenus* — Mchesz (= Včelare 1), KRETZOI
 1983 *Spalax cf advenus* — Villány, Somssich-hegy 2, JANOSSY
 1983 *Spalax cf advenus* — Včelare 4A/7, FEJFAR et HORAČEK
 1985 *Spalax cf advenus* — Včelare 4A/7, 4E, HORAČEK

Elterjedés Betfia (Nagyvarad mellett), Villány 7 es 8, Osztramos 2 (Rudabányai vonulat), Včelare (=Mchesz, az Alsó-hegy északi oldalon), Zirany (Nyitra mellett), Meszes (Borsod-megye)

Vizsgált anyag *Betfia* 2 = 1 maxilla fragmentum M^1 - M^2 -vel, 3 mandibula fragmentum, 2 incisivus, 3 humerus fragmentum, 10 ulna, 1 scapula fragmentum
Villány 8/10 = 1 db bal mandibula M_1 - M_2 -vel, 1 M^2 , 2 incisivus fragmentum, 1 humerus, 5 ulna Villány 8/12 = 1 db bal es 1 db jobb mandibula fragmentum, 1 M_1
 Villány 8/12a = 1 db maxilla fragmentum M^1 - M^2 -vel, 1 db M^2 , 1 db M_1 , 2 incisivus, 1 humerus Villány 8/12c = 1 M^2 Villány 8, fedő valyog = 1 db jobb mandibula M_1 - M_2 -vel, 1 humerus fragmentum, 2 ulna, 1 femur fragmentum Osztramos 2 = 1 db bal mandibula fragmentum M_1 - M_3 -mal, 1 jobb mandibula fragmentum M_1 - M_2 -vel, Zirany = 2 M^1 , 9 M^2 , 4 M^3 , 3 M_1 , 4 M_2 , 3 M_3 , 1 jobb mandibula fragmentum M_1 - M_2 -vel, Včelare 4E = 1 M^2 , 1 M^3 , 2 mandibula fragmentum, 2 M_1 , 4 M_2 , 2 M_3

Holotypus Mchesz 1 (Včelare 1) lelőhelyről egy db bal allkapocs (csak a proc. articularis es az 1 koronája hiányzik), in KRETZOI, 1977, 403–404 A lelet nincs közgyűjteményben

Stipatum typicum „Alsóbihari felső része, templomhegyi fazis (KRETZOI 1977, p 405)

Diagnosis KRETZOI 1954-ben majd 1956-ban a Villány 7 és 8 sz lelőhelyről ismertette, mint nomen nudumot A diagnosist 1977-ben adta meg (p 404, 414): „Az allkapocs egész szabása, arányai, proc. angularisanak jellegzetes, a felszálló agom magasan felhúzott, hosszasanuló helyzete (alapján) nem a Nannospalax nemzetséghez tartozik hanem a Phospalax—Spalax alakkor tagja „Ezektől — a lenyeges korbelt eltérésre itt ki nem térve — kisebb fogsorméreteiben viszonylag rövid-zomok allkapocstesteben es ennek következtében kisebb f-rádiusában különbözik”

Méreték lásd 1 tablazat

Leírás Maxilla = A fogsor hátrafelé összetartó A palatinum varrata erős A processus zygomaticus az M^1 előtt hajlik el a fogsor síkjától (Betfia 2). M^1 = A posteroloph kisebb az anterolophnál, a fog oldalirányban aszimmetrikus A hypoconus és a mesoconus között erős befűződés van, de a fograjzolat folyamatos M^2 = izometrikus fog, az anteroloph és a posteroloph erős befűződéssel elkülönül egymástól Az előbbiben sziget van, utóbbi belső zománc-redője hullámos lefutású M^3 = Kúpos, kismértékben aszimmetrikus fog, amelynek elülső és hátulsó redője egyszerű fogzománcú, egymástól elkülönülő. Mandibula = A corpus mandibulae magassága az M_1 alatt a legnagyobb és az M_3 mögött a legalacsonyabb A foramen mandibulae az M_1 alatt helyezkedik el A proc. coronoideus íve az M_1 mögött kezdődik és az M_3 mögött magasodik

fel A proc angularis-keskeny lemez, amely a proc alveolaris tovéhez szorosan tapad A sella interna keskeny, éles peremű, az incisura corono-condyloidea hegyesszögű, mély A processusok kozul legfejlettebb az alveolaris, kozepesen a condyloideus és a coronoideus, csokévényes az angularis M_1 = Az anterolophid erősen aszimmetrikus, a mediolophid a buccalis oldalon kapcsolja össze a posterolophiddal A mediolophid keskeny, megnyúlt és nem szakad meg. A posterolophid belső redője hullámos, buccalisan különálló párkányt is visel A fograjzolat nagy egyedi variációt mutat a vizsgált mintákban, gyakoribbak a bonyolódó, erősen befűződő, vagy az anterolophidról lefűződő redők M_2 = „Z” alakú, erősen aszimmetrikus rajzolatú fog A lingualis szinklinálisban a redő bonyolódó mintázatú, a posterolophid buccalis sarkán megjelenik a párkány A redő nem fűződik le két részre M_3 = Egyszerű redőzetű, kétoldalt egy-egy szinklinálisú fog, mely esetenként elelső-hátulsó részre közepén el különül

Köszönetet mondok O FEJFARNAK (Prága) a žirany-1 I HORAČEKNEK (Prága) a včelárei, N A POULIANOS (Athén) a petralonai és JÁNOSSY D -nek (Budapest) az osztramosi leletek feldolgozásában nyújtott segítségükért

IRODALOM — REFERENCES

- DE BRUIJN H — DAWSON M R — P MEIN 1970 Upper Pliocene Rodentia, Lagomorpha and Insectivora (Mammalia) from the Isle of Rhodes (Greece) I, II and III — Kon Ned Akad v Wetenschappen, Proc 73 (5) 535—584
- DE BRUIJN H 1984 Remains of the mole-rat *Microspalax odessanus* Topachevskij, from Karaburun (Greece, Macedonia) and the family Spalacidae — Kon Ned Akad v Wetenschappen, Proc 87 (4) 417—425
- COOKE H B S 1981 Age control of Quaternary sedimentary/climatic record from deep boreholes in the Great Hungarian Plain In Mahaney W C Quaternary Paleoclimate Geol Abstracts 1—12 Norwich
- FEJFAR O 1972 Ein neuer Vertreter der Gattung *Anomalomys* Gaillard, 1900 (Rodentia, Mammalia) aus dem europäischen Miozän (Kárpát) — N Jb Geol Palaont Abh 141 (2) 168—193
- FEJFAR O — W D HEINRICH 1981 Zur biostratigraphischen Untergliederung des kontinentalen Quartärs in Europa anhand von Arvicoliden (Rodentia, Mammalia) — Ecl Geol Helvet 74 (3) 997—1006
- FEJFAR O — I HORAČEK 1983 On the evolution of small mammalian faunas from Villányian and Lower Biharian on the territory of Czechoslovakia — Schriftenr geol Wiss 19 (20) 111—207 Berlin
- GROMOVA I M — BARANOVJ G I 1981 Katalog mlekopitajussih SzSzSzR — Nauka, Leningrad
- HORAČEK I 1985 Survey of the fossil vertebrate localities Včelare 1—7 — Casopis pro min a geol 30 (4) 353—366
- JÁNOSSY D 1965 Vertebrate microstratigraphy of the Middle Pleistocene in Hungary. — Acta Geol 9 145—152
- JÁNOSSY D 1969 Stratigraphische Auswertung der europäischen mittelpleistozänen Wirbeltierfauna I—II — Ber deutsch Ges geol Wiss A Geol Palaont. 14 (4—5) 367—439, 573—643
- JÁNOSSY D 1973 The boundary of the Plio—Pleistocene based on the microfauna in North Hungary (Osztramos, locality 7) — Vertebr Hung 14 101—113
- JÁNOSSY D 1979 A magyarországi pleisztocén tagolása gerinces faunák alapján. — Akad. Kiadó, Budapest
- JÁNOSSY D 1983 Lemming-remain the Older Pleistocene of Southern Hungary (Villány, Somssich-hegy 2) — Fragm Min et Pal 11 55—60

- JÁNOSY D – KORDOS L 1977 Az Osztiamos gerinces lelőhelyeinek faunisztikai és karszt-morfologiai áttekintése (1975-ig) – *Fragm Min Pal* 8 39–72
- KORDOS L 1985a Lower Turolian (Neogene) *Anomalospalax* gen n from Hungary and its phylogenetic position – *Fragm Min Pal* 12 27–42
- KORDOS L 1985b Neogene vertebrate biostratigraphy in Hungary – VIIIth RCMNS Congress, Abstracts 313 Budapest
- KORDOS L 1981 The evolution in the past ten thousand years of the vertebrate fauna on the Hungarian Central Mountain Range – *Allattani Közlem* 81 109–117
- KORMOS T 1911 *Canis (Cordocyon) Potenyii* nov sp und andere interessante Funde aus dem Komitat Baranya – *Mitt Jb Ung Geol Anst* 19 165–196
- KORMOS T 1930 Új adatok a punkosdfoldi Somlyó-hegy preglaciális faunájához – *Allattani Közlem* 27 40–56
- KREZTOI M 1941 Die unterpleistocene Säugetierfauna von Betfia bei Nagyvárad – *Földt Kozl* 71 308–335
- KREZTOI M 1953 A negyedkor taglalása gerinces-fauna alapján – *MTA Alföldi Kongr* 1: 89–99
- KREZTOI M 1954 Újabb gyűjtések a Villanyi-hegység gerinces lelőhelyen – *Földt. Int Évi Jel* 1954-től 81–91
- KREZTOI M 1956 A Villanyi hegység alsó-pleisztocén gerinces faunája – *Geol Hung ser Pal* 27
- KREZTOI M 1959 Insectivoren, Nagetiere und Lagomorphen der jungstpliozänen Fauna von Csarnóta im Villanyi Gebirge (Sudungarn) – *Vertebr Hung* 1 (2) 237–246
- KREZTOI M 1962 A csarnótai fauna és faunaszint – *Földt. Int Évi Jel* 1959-től 297–395
- KREZTOI M 1969 A magyarországi quarter és pliocén szárazföldi biostratigiáfiájának vázlatja – *Földr Ért* 21 (2–3) 133–158
- KREZTOI M 1971 Bemerkungen zur Spalaciden-Phylogenie – *Vertebr Hung* 12 111–121
- KREZTOI M 1977a Fontosabb szólványtelepek a MÁFI Gerinces gyűjteményében (2* közlemény), – *Földt. Int Évi Jel* 1975-től 401–415
- KREZTOI M 1977b The fauna of small vertebrates of the Middle Pleistocene at Petralona – *Anthropos* 4 (1–2) 131–143
- KREZTOI M – N A POULIANOS 1981 Remarks on the Middle and Lower Pleistocene vertebrate fauna in the Petralona Cave – *Anthropos* 8 57–72
- MARKOVA A K 1982 Pleistocene rodents of the Russian Plain – *Nauka Moszkva*
- MLHGYLY L 1908 *Prospalax priscus* (Nhrig), a mai Spalaxok pliocénkori őse – *MTA Math Term tud Közlem* 30 243–258
- MÉHÉLY L 1909 A földi kutyák fajai származás- és rendszertani tekintetben – Budapest
- NEHRING A 1897 Über mehrere neue Spalax-Arten – *Sitzungsber Ges naturforsch Freunde zu Berlin* 10 163–183
- NEHRING A 1898 Über *Spalax hungaricus* n sp – *Zool Anz* 21 (567) 479–481
- POULIANOS N A 1983 Faunal and tool distribution in the layers of Petralona Cave – *J Human Evol* 12 743–746
- SAVIĆ I – B SOLDATOVIĆ 1984 Karyotype evolution and taxonomy of the genus *Nannospalax* Palmer, 1903, Mammalia, in Europe – *Serbin Acad Sci and Arts* 59 1–104
- SUC J P – ZAGWIJN W H 1983 Plio-Pleistocene correlations between the northwestern Mediterranean region and northwestern Europe according to recent biostratigraphic and palaeoclimatic data – *Boreas* 12 153–166
- TOPACSEVSZKIJ V O 1969 Fauna of the USSR Mammals, mole rats, Spalacidae – *Akad Nauk USSR*, 99 (3) 1–29
- TOPACSEVSZKIJ B A 1973 Gruzini tamanszkovo fauniszticeszkovo kompleksza Krma. – *Naukova Dumka, Kiev*
- ZAGWIJN W H 1974 The palaeogeographic evolution of the Netherlands during the Quaternary – *Geologie en Mijnbouw* 53 (6) 369–385

THE APPEARANCE IN EUROPE OF THE GENUS SPALAX
(RODENTIA) AND THE PROBLEM
OF THE PLIO—PLEISTOCENE BOUNDARY

by

L. KORDOS

Hungarian Geological Institute Budapest, Népstadion út 14
H-1143

UDC 569.32.551.782(4)

Key words taxonomy, revision, correlation, *Spalax*, Upper Pliocene, Pleistocene

Origin and systematics of mole-rats (*Spalacidae*) are extremely obscure to the experts of both the living and the fossil species. The series of attempts at classification was launched by NEHRING (1897, 1898), to be followed by MÉHELY (1909), TOPACHEVSKY (1969), KRETZOI (1971) and FEJFAR (1972) and, recently, by Savić and Soldatović (1984) who analyzed the karyotypes. The authors of a wealth of partial communications on the matter of the origin of the genus *Spalax* have followed two different approaches. MÉHELY published, in 1908, his idea suggesting that *Spalax* had derived from a Pliocene ancestor — *Prospalax priscus* (NEHRING). It was in accordance with this that TOPACHEVSKY instituted a new subfamily *Prospalacinae*, for the ancestral form (1969). According to the other main idea, the family *Spalacidae* includes only the genera *Rhizospalax*, *Phiospalax*, *Nannospalax* and *Spalax*. Totally independent from all these taxa is the family *Anomalomyidae* SCHAUB 1925 to which, in addition to the eponymous genus, *Anomalomys*, and a number of others, the genus *Prospalax* belongs (KRETZOI, 1971). Recent studies have corroborated the standpoint that the families *Anomalomyidae* and *Spalacidae* had an evolution independent from each other (DE BRUIJN 1984). The present writer also believes that the second opinion is the more reasonable one. The morphotype of *Prospalax priscus* (NEHRING) can be readily derived, with a view to the simplification trend of their dentition, from finds of *Anomalospalax tardosi* KORDOS and *Anomalospalax viretschaubi* (KRETZOI) discovered at Tardosbánya and Polgárdi (KORDOS, 1985a). *Anomalospalax* was the ancestor that gave rise to several Pliocene populations earlier referred to as *Prospalax priscus* (Csarnóta-2 Weze, Ivanovce [in part], Barót — Kopec, Hajnáčka [= Ajnácskő]). In case of the availability of characteristic teeth of statistical quantity, the specimens of the afore-mentioned populations can be clearly separated from the genus *Prospalax* (KORDOS, 1985b).

On the basis of the European *Anomalospalax*, *Prospalax* and older *Spalax* species recently studied by the author and with a view to the evidence produced by other latest finds relative to this problem, the time of appearance of the genus *Spalax* in Europe and the stages of its spread over the continent can be more exactly outlined.

Pliocene *Spalax* forms in Europe

In his study, FEJFAR (1972) came to conclude that the earliest known origins of the genus *Spalax* ought to be sought in *Aralomys gigas* ARGYROPULO, as Oligo-Miocene form of Kazakhstan, and *Tachyoryctoides obrutschevi* BOHLIN,

a form discovered in the Lower Miocene of China. The first European Spalax, *Spalax odessanus* TOPACHEVSKY, is known from the fauna of the catacombs of Odessa (type locality) and from the Middle Pliocene deposits of Kotlovina, Krizanovka, Kairy and Nogaysk (GROMOVA and BARANOVOY, 1981). Since TOPACHEVSKY (1969) assigned this form to the genus *Microspalax* that turned out to be preoccupied as a name, the valid name is *Nannospalax* PALMER, 1903. The present writer is of the opinion that the systematic distinction between *Microspalax* (= *Nannospalax*) and *Spalax* is rather conjectural and that it is not even feasible when fossil finds are dealt with. DE BRUIJN et al. (1970) had described, from the locality Maritsa I in Greece, a new species, *Spalax sotirisi*, which he later reassigned (DE BRUIJN, 1984) to the genus *Phospalax*. From the Upper Pliocene locality of Karaburun, also in Greece, DE BRUIJN reported the presence of *Microspalax odessanus* as the oldest species of that genus.

Having restudied the *Prospalax priscus* finds discovered in the Carpathian Basin, the present writer has judged some of them (which had been listed under this name) not to belong to this species, while others (Csarnóta 1, Ivanovce (in part), Osztramos 9, Beremend 5, 11, Osztramos 7, Dunaalmás, Kisláng, Koliňany 1–2, Osztramos 3, Včelare 3, 5, 7, Villány 3, Nagyharsány-hegy 1, Villány 5) have been regarded as really belonging to it. The latter include the material of locality Csarnóta 1 in which, along with typical *Prospalax priscus* (NEHRING) finds, the presence of a genus *Spalax* mandible together with a M_1 has been observed (Fig. 1). The uniformity of the locality with its 39 taxa may be doubted in spite of the fact that KRETZOI, notwithstanding the restrictions he availed himself of on this matter, did judge it to be coeval and biostratigraphically correlatable with the other Csarnóta sites that are, all, Upper Pliocene in age.

The date of appearance of the earliest *Spalax* species ever found in the Carpathian Basin will not be altered even in the case if the material of the locality Csarnóta 1 turned out to include a mixture of fossil bones in which forms of both Csarnóti and Villányian age are represented. The presence of the genus *Spalax* in KRETZOI's Villányian fauna could be detected neither by earlier studies, nor during the latest revision, this genus having appeared for certain, latter in Biharian time.

The concurrence of the *Prospalax* and *Spalax* associations at the Csarnóta 1 site shows quite clearly that the representatives of *Spalax* which, in Europe, were earlier reported only from the southern Russian Platform and from Greece did appear in the Carpathian Basin in Late Pliocene time. The specific identification of the specimen from Csarnóta on the basis of the finds available is impossible. This is why it is referred to as *Spalax* sp. The description of the finds is given in the paleontological part.

The spread of *Spalax* in the Early Pleistocene

Except for the Csarnóta finds, no record of the Upper Pliocene genus *Spalax* from Central Europe is available. It was *Prospalax priscus* that lived instead in the Carpathian Basin. In deposits of the 3–3.5 Ma time span it concurs with the morphotype of intricate dentition pattern that was earlier assigned to the same genus and species. By the time of the Plio-Pleistocene

boundary dated at 1.9 Ma, *Prospalax* had got extinct and neither Anomalomyidae, nor Spalacidae seem to have lived for a few thousand years in earliest Pleistocene time in Europe (KORMOS, 1930, KRETZOI, 1956). As regards the locality Betfia 2 designated as biostratotype of the Biharian (KRETZOI, 1941), KORMOS (1930) pointed out the presence there of what he reported as *Spalax* (*Macrospalax*) sp. (graecus-Gruppe). Subsequently, KRETZOI (1941) described the same finds as *Spalax* n. sp. and, later on, he reported it, under the name of *Spalax advenus* n. sp. from several layers of the localities Villány 7 and Villány 8, too (KRETZOI, 1954, 1956). It was reported from the locality of Zirány near Nyitra (Czechoslovakia) by FEJFAR (1972), from the locality Osztramos 2 by JÁNOSSY and KORDOS (1977), and from fissures in a quarry at Včeláre (= Méhész) on the northern margin of Mt. Alsó-hegy in Torna area (1.4E, 4A/7) by KRETZOI (1977a) and HORAČEK (1985). According to the catalogue of the Paleovertebrate Collection of the Hungarian Geological Institute, *Spalax advenus* is known from Meszes (Borsod-Abaúj-Zemplén County) as well.

The Early Pleistocene *Spalax* did not spread, in W and N directions, beyond the Carpathian Basin. It probably did live in the Dinarides and the Transylvanian Basin, but, in absence of discoveries of this kind, the genus is not known there from deposits of such an age. *Spalax* species are not unfrequent constituents of older Pleistocene faunas in the southern Russian Platform. *Spalax minor* TOPACHEVSKY is known from Tarkhankut locality in the Crimea and from Karaj-dubina on the lower reaches of the River Dnieper (MARKOVA 1982). Near the last-quoted locality, *Spalax* sp. was published from Ushkalka and Zapadnye Kary by MARKOVA (1982).

From the Petraloman Beds of Petralona Cave near Thessaloniki in northern Greece, deposits of roughly the same age as those previously referred to, KRETZOI (1977) described his *Spalax chalkidika*, a species corresponding in size to *Spalax minor*. Renewed samplings at the same locality yielded additional finds (KRETZOI and POULIANOS 1981, POULIANOS 1983) which the present writer had the opportunity to study for himself. In the Carpathian Basin, no *Spalax* has ever been encountered in Middle Pleistocene fossiliferous localities (Kovesvárad, Tarkó, Úrom, Vértesszöllős, Vár-hegy, Uppony) younger than the Villány 8 site. Thus the assumption that no mole-rat lived for at least five hundred years (about 0.8–0.3 Ma) in the study area can be put forward with high probability. Beginning with faunas correlatable with the 0.3 Ma date (Várhegy-Hilton, Solymár), *Spalax* is again a constant constituent of the Hungarian vertebrate faunas, the periods of coldest climate being the only exception to the rule (JÁNOSSY 1979, KORDOS 1981).

Stratigraphic conclusions

The *Spalax* finds from the Carpathian Basin are readily assignable by using the conventional Hungarian classification of Paleovertebrate stratigraphy (KRETZOI 1941, 1953, 1956, 1962, 1969, JÁNOSSY 1963, 1969, 1973, 1979). The *Spalax* sp. specimen of the Csarnóta 1 site belongs, with the presence of the *Prospalax priscus* assemblage, to the Csarnótian. The *Prospalax priscus* finds (s. str.) appeared in a later stage of the Csarnótian (Csarnóta 1, Ivanovce), having been typical throughout the Villányian time span. The earliest

stage of the Biharian (Mokrá phase in FEJFAR and HORÁČEK) 'contained neither *Prospalax*, nor *Spalax* fossils. Index fossils diagnostic of the further stages of the older Biharian (Betfia, Nagyharsányhegy, Templomhegy) are *Spalax advenus* and *Spālax minor*. In the later stages of the Biharian (Tarkó, Vértes-szőlós, Uppony) the genus *Spalax* is totally absent.

An attempt at establishing the vertebrate biozonation for the Upper Pliocene and the earliest Pleistocene was made already by KRETZOI (1956) and the new revised system was proposed by FEJFAR and HEINRICH (1981). By using the latter classification the following correlation can be achieved:

The Mimomys-Promimomys Zone includes the appearance of *Anomalospalax* (= "*Prospalax priscus*") of Csarnóta type with an intricate dentition pattern, that of true *Prospalax priscus* specimens, *Spalax* sp. (Csarnóta 1) and that of the *Spalax odessanus* of the catacombs of Odessa.

The *Mimomys (Hintonia) hajnackensis* Zone from the locality of Ajnácskő (= Hajnáčka) is marked by the most evolved "*Prospalax priscus*" known as the last appearance of this form (LAD). This locality is at the same time the biostratotype of the zone. The exclusive presence of *Prospalax priscus* (s. str.) begins with the *Mimomys (Hintonia) polonicus* Zone and attains its culmination (full-scale development) in the Villányian-Lagurodon Zone.

The expansion of the genus *Spalax* can be identified with the *Microtus-Mimomys* Zone counted from the date of appearance of *Allophaiomys*. In absence of sufficient data a direct correlation with the radiometric dates and the paleomagnetic events is, for the moment, impossible. For this reason, the only possible approach now would be to have the paleovertebrate record fitted in an indirect way. Accordingly, the material of Csarnóta 1 and Maritsa I would probably correspond to the time interval of 3–4 Ma, the *Spalax* of Odessa being a little older. *Prospalax priscus* lived in the age interval of about 3.5–2 Ma, i.e. in the Matuyama stage. The spread of the modern *Spalax* species requires explicitly steppe environments and climatic conditions responsible for them. That is why *Spalax*, as an indicator of extreme ecologies, is suitable for correlations with eco- and climatostratigraphic events.

In the light of colour and derivatographic studies of fossiliferous karstic fissures from the Villány Mountains, already KRETZOI (1956) did point out that the caverns of Villányian age (with *Prospalax priscus*) are indicative of mild and humid winters and arid summers, and that those of Biharian age (with *Spalax advenus*) mark colder climatic circumstances.

JÁNOSY (1979) pointed out that the Central European Pliocene–Pleistocene boundary faunas, in that time represented by the localities of Osztramos 7 and Osztramos 3, had witnessed a cold spell. All these stages, especially the last-quoted one, coincide with the most frequent occurrence of *Prospalax priscus*. The most significant cold spell of the Pleistocene, manifested throughout Europe, can be traced in the *Allophaiomys* faunas (with or without lemmings), from the Betfian phase of the Biharian up to the Templomhegy phase (JÁNOSY 1979).

Sticking to the climatic data from the Carpathian Basin, let us point out that good possibilities for magnetostratigraphic correlation are provided by the key boreholes in the Great Hungarian Plain (Jászladány, Dévaványa, Vésztő). As shown by the complex paleomagnetic, sedimentologic and paleontologic results, the first two fluvial cycles in these boreholes predated the Olduvai Event and the warm climate prevailed till 1.5 Ma before present. Warm and

temperate climates alternated till 0.9 Ma and a clear cold spell can be identified from as late as 0.9 Ma onwards (COOKE 1981). The European Plio—Pleistocene steppe phases between the Mediterranean and N Europe were identified by SUC and ZAGWIJN (1983). Within the time interval under consideration, the first cold steppe phase took place in pre-Tiglian time, between 2.3 and 2.1 Ma. This time span is correlatable with the acme of *Prospalax priscus*. The warming period that spanned the 2.1—1.7 Ma interval in terms of the climatic interpretation of the vegetation history of the Netherlands (ZAGWIJN 1974) was the Tiglian phase during which *Prospalax* did not exist anymore and *Spalax* had not yet appeared in Europe. The Eburonian cold spell that followed the Tiglian, took place between about 1.7 and 1.5 Ma, the Waalian warming period spanned the 1.5—0.8 Ma interval. The swift appearance of *Spalax advenus* (and other *Spalax* species) and their spread at large can be correlated with the Eburonian cold steppe period, their persistence being traceable up to the end of the Waalian.

The appearance, predominance and disappearance of the genera *Prospalax* and *Spalax* in Europe show good agreement with the relative and radiometric age determinations carried out by different methods, and it is the possibilities based on the ecological factors that have been crucial for this achievement. The appearance in Europe of the genus *Spalax*, between 3—4 Ma, coincided with the rapid decline of Taxodiaceae and deciduous elements that are known to have been common to the Mediterranean realm. The speciation of *Prospalax priscus* (and parallel to it, that of the „*Prospalax priscus*” of Csarnóta type) can be derived continuously from the Upper Miocene *Anomalospalax*. The species reached its predominance in the first European steppe phase between 2.3 and 2.1 Ma. The lasting appearance in Europe of *Spalax* was caused by the expansion of the steppes as a result of the marked cold spell in the 1.7—1.5 Ma interval and the species then existent remained characteristic till about 0.8 Ma before present. The appearance of the now-living *Spalax* in Europe and Asia Minor can be reckoned from about 0.3 Ma before present.

Systematic part

- Ordo Rodentia BOWDICH 1821
- Família Spalacidae GRAY, 1821
- Genus *Spalax* GULDENSTAEDT, 1770

Spalax sp

- 1911 *Prospalax priscus* — Csarnóta, KORMOS T
- 1956 *Prospalax priscus* — Csarnóta 1, KRETZOI
- 1959 *Prospalax priscus* — Csarnóta 1, KRETZOI

Finds 1 left mandible fragment with M_1 from the locality of Csarnóta 1. 2 mandible fragments with 2 M_1 and 4 incisivi from the same locality.

Size see Table 1

Description Mandibula = In case of *Prospalax priscus*, a corpus bn about 1.5 degrees larger in size. The foramen mandibulae is situated below the contact of M_1 and M_2 . In the same material, in *Pr priscus* this character is to be found in the anterior part of M_1 . The processus coronoides issues from the anterior margin of M_2 . M_1 = A moderately hypselodont tooth with a com

cave masticatory surface Both on the buccal and lingual sides there is a syncline System of folds continuous Anterolophid elongate, protoconid and metaconid having fold running parallel to each other and to the axis of the tooth Posterolophid wide, asymmetrical, wider on the lingual side, on the buccal side, beside the hypoconid, there is a well-individualized sill

Spalax advenus KRETZOI, 1977

- 1930 *Spalax* (*Macrospalax*) sp. (glacicus-Gruppe) — BETFIA, KORMOS
 1941 *Spalax* n sp — Betfia, KRETZOI
 1954 *Spalax advenus* n sp — Villány 8 (10, 11, 12, overlying loam), KRETZOI
 1956 *Spalax advenus* n sp — Villány 7, KRETZOI
 1956 *Spalax advenus* n sp — Villány 8 (10, 11, 12, 12abc, overlying loam), KRETZOI
 1972 *Spalax advenus* — Zúany (=Zsúe), FLEJAR
 1977 *Spalax* cf *advenus* — Ósztramos 2, JANOSSY et KORDOS
 1977 *Spalax advenus* — Mchesz (=Včelare 1), KREIZOI
 1983 *Spalax* cf *advenus* — Villány, Somssich-hegy 2, JANOSSY
 1983 *Spalax advenus* — Včelare 4A/7, FLEJAR et HORAČEK
 1985 *Spalax* cf *advenus* — Včelare 4A/7, 4E, HORAČEK

Distribution Betfia (near Oradea), Villány 7 and 8, Ósztramos 2 (Rudabanya range), Včelare (=Mchesz) on the N side of Mt Alsó-hegy), Zúany (near Nyitra), Meszes County (Borsod County)

Studied material *Betfia* 2=1 fragment of maxilla with M¹-M², 3 fragments of mandible, 2 incisivi, 3 fragments of humerus, 10 ulnae, 1 fragment of scapula

Villány 8/10=1 left mandible with M₁-M₂, 1 M², 2 fragments of incisivus, 1 humerus, 5 ulna *Villány* 8/12=1 left and 1 right mandible fragment, 1 M₁, *Villány* 8/12a=1 fragment of maxilla with M¹-M², 1 M², 1 M₁, 2 incisivi, 1 humerus, *Villány* 8/12c=1 M², *Villány* 8, soil on the top=1 right mandible fragment with M₁-M₂, 1 fragment of humerus, 2 ulnae, 1 fragment of femur, Ósztramos 2=1 fragment of left mandible with M₁-M₃, 1 fragment of right mandible with M₁-M₂, Zúany=2 M¹, 9 M², 4 M³, 3 M₁, 4 M₂, 3 M₃, 1 fragment of right mandible with M₁-M₂, Včelare 4E=1 M², 1 M³, 2 fragments of mandible, 2 M₁, 4 M₂, 2 M₃

Holotype One left jaw from Mchesz 1 (Včelare 1) (only the proc articularis and the crown of the incisivus are missing), in KRETZOI, 1977, p 403-404 The finds do not belong to a public collection

Statum typicum "Upper part of the Lower Biharian, Templomhegy phase" (KRETZOI, 1977, p 405)

Diagnosis KRETZOI (1954 and 1956) reported the finds as *nomen nudum*, from Villány 7 and 8 He gave the diagnosis in 1977 (p 404, 414) „The entire pattern of the jaw, its proportions and the characteristic position of its proc angularis, highly drawn up and adjusted as it is, (suggest that) it does not belong to the genus *Nannospalax*, but is a member of the *Phospalax*-*Spalax* group of form "Regardless of the essential difference in age it deviates from these by its smaller tooth measurements, by having a comparatively short and squat jaw body and consequently, by its smaller *l-ladus*"

Size see Table 1

Description Maxilla=The dentition trends to converge backwards The suture of the palatinum is strong The processus zygomaticus deviates from the plane of dentition in front of the M¹ (*Betfia* 2) M¹=The posteroloph is smaller than the anteroloph, the tooth being laterally asymmetric Between the hypoconus and the mesoconus there is a marked constriction, but the dentition pattern is of continuous configuration M²=isometric tooth, the anteroloph and the posteroloph are separated from each other by a strong constriction In the former there is a small islet, the inner enamel fold of the latter has a wavy outline M₃=A conical, slightly asymmetrical tooth the anterior and posterior folds of which are simply enamelled, being separated from each other Mandible=The corpus mandibulae is the highest under the

M_1 and the lowest behind M_3 . The foramen mandibulae is situated under the M_1 . The arc of the proc. coronoideus begins behind the M_1 and rises high behind the M_3 . The proc. angularis is a narrow plate which tightly adheres to the base of the proc. alveolaris. The sella interna is narrow and sharp-edged, the incisura corono-condyloidea forms and acute angle is deep. Of the processuses, the alveolar is the most developed, the condyloideus and coronoideus being moderately developed, the angularis being rudimentary. M_1 = The anterolophid is markedly asymmetric, the mediolophid connects it with the posterolophid on the buccal side. The mediolophid is narrow, elongate and unbroken. The inner fold of the posterolophid is wavy, buccally containing a separate sill. The dentition pattern varies widely in the studied samples, the intricate folds, heavily constricted or detached from the anterolophid, being rather frequent. M_2 = A "Z" - shaped tooth of heavily asymmetric pattern. The fold in the lingual syncline tends to show an intricate pattern, the sill appearing at the corner of the posterolophid buccalis. The fold is not divided by a constriction into two parts. M_3 = A tooth of simple folding pattern with one syncline on either side, being occasionally divided, in the middle, into an anterior and posterior part.

The author is greatly indebted to O. FEJFAR (Prague) for the help he provided in processing the finds from Žirany, to I. HORAČEK (Prague) for his contribution to the study of the material from Včelare, to N. A. POULIANOS (Athens) for the work done in processing the finds from Petralona and to D. JANOSSY (Budapest) for his contribution to the results concerning the material of Osztiános.

AZ IPOLYTARNÓCI ALSÓ-MIOCÉN LÁBNYOMOK KUTATÁSÁNAK 1986 ÉVI EREDMÉNYEI

KORDOS LÁSZLO*—MORGÓS ANDRÁS**

*M Áll Földtani Intézet Budapest, Népstadion út 14
H-1143

**Központi Múzeumi Igazgatóság Budapest, Konyves Kalmán krt 40
H-1097

ETO 56 012 3 551 782 1 569(234 373 33)

T á r g y s z á v a k revízió, preparálás, lábnyomok, faunalista, alsó-
miocén, Ipolytarnóc

O S VIALOV (1985, 1986) ipolytarnóci lábnyomokkal foglalkozó tanulmányai után revideálva a szerző monográfiáját (KORDOS 1985) az alábbi fajokat tartalmazza az alsó-miocén homokkő felszín *Ornithotarnocia lambrechtii* KORDOS, *Aviadactyla media* KORDOS, *Tetraornithopedia tasnadii* KORDOS, *Passeripedia ipolyensis* KORDOS, *Bestiopedia maxima* KORDOS, *Bestiopedia tarnocensis* VIALOV, *Carnivoripedia nogradensis* KORDOS, *Mustelipedia punctata* KORDOS, *Rhinoceporipedia tasnadii* VIALOV, *Megapecoripedia mocadernica* KORDOS, *Pecoripedia (Ovipedia) hamori* VIALOV

Az 1900-ban Ipolytarnocról a Földtani Intézetbe szállított lábnyomos homokkőlapot restaurálva új helyen állítottak fel, s kismértékben módosult a rajta levő lábnyomok megítélese

Az RCMNS VIII budapesti kongresszusára elkészült 1985-ben az ipolytarnóci földtani természetvédelmi terület rétegtani (BARTKÓ 1985) paleobotanikai (HABLY 1985) és lábnyomairól szóló (KORDOS 1985) monográfiája. Ugyan-
ebben az évben megjelent VIALOV (1985) cikke is a lábnyomok egy részének leírásával, valamint a lelőhelyen feltárták a II sz lábnyomos homokkőlapot. Az utóbbi két jelentős eseményt, amely a monográfiához képest változást jelentett, a Földtani Intézet 1985 évi jelentése tartalmazza (KORDOS 1987). 1986-ban további két fejlemény történt VIALOV (1986) publikálta a monográfia ismerete nélkül az ipolytarnóci *Artiodactyla* nyomokat. A Földtani Intézet dísztermében elhelyezett, 1900-ban beszállított nagyméretű homokkőlapot ez évben restaurálták, s azt a díszterem falfelületének támasztva újra felállították.

A lábnyomok listája 1986-ban

1986 őszén, áttekintve VIALOV (1986) legújabb kutatásainak eredményeit, a monográfiához képest (KORDOS 1985) az ipolytarnóci lábnyomok őslénytanai értékelését, új faunalistáját az alábbiakban lehet megadni

Avipedia VIALOV, 1966

Ornithotarnocia lambrechtii KORDOS, 1985

Aviadactyla media KORDOS, 1985

Tetraornithopedia tasnadii KORDOS, 1985

Passeripedia ipolyensis KORDOS, 1985

Carnivoripedida VIALOV, 1966

Bestopeda maxima KORDOS, 1985

Syn *Bestopeda böckhi* VIALOV, 1985

Bestopeda tarnocensis VIALOV, 1985

Syn *Bestopeda* sp. — (KORDOS, 1985)

Carnivoripeda nogradensis KORDOS, 1985

Syn *Bestopeda hungarica* VIALOV, 1985

Mustelipeda punctata KORDOS, 1985

Syn *Paruusipeda gemmea* VIALOV, 1985

Perissodactipedida VIALOV, 1966

Rhinoceripeda tusnadyi VIALOV, 1965

Artiodactipedida VIALOV, 1966

Megapecoripeda moacaenica KORDOS, 1985

Syn *Pecoripeda (Ovipeda) abeli* VIALOV, 1986

Pecoripeda (Ovipeda), sp. nov. indenom (VIALOV, 1986)

Pecoripeda (Gazellipeda) amalphaea VIALOV, 1965

Pecoripeda (Ovipeda) hamori VIALOV, 1986

Syn *Pecoripeda* cf. *amalphaea* VIALOV — (KORDOS, 1985)

Pecoripeda (Gazellipeda) tusnadyi VIALOV, 1986

A VIALOV (1986) által elkülönített öt Artiodactipedida faj mindegyike besorolható az 1985-ben felállított két alapvető méretkategóriájú és morfológiájú taxonba. Az összesen 260 db *Megapecoripeda* és 613 db *Pecoripeda* nyom áttekintésével egyértelmű, hogy azok a morfológiai variációk, amelyekre VIALOV több taxont állított fel, nem alkotnak további fajokat. Természetesen megengedett a kizárólagosan morfortípusokra alapozott ichnofossilák széttagoló rendszerezése is. E szubjektív megítélésben csak olyan nagy mennyiségű recens nyom variációnak statisztikai meghatározása és összevetése jelenthet előrelépést, amelyre mindeddig nem volt példa. Ezért VIALOV új fajainak nagy részét jelenleg szinonimának kell tekinteni.

A monográfiában (KORDOS 1985) a kisebb méretű Artiodactyla nyomát a *Pecoripeda amalphaea* VIALOV fajjal azonosítottuk. Elfogadva a leíró elsőbbségét ebben a kérdésben, s az általa leírt új fajt, a *Pecoripeda (Ovipeda) hamori*-t. Ennek holotypusául VIALOV (Tabl. I, fig. 1, Tabl. II fig. 1, 2) a Földtani Intézet magasszintű folyosóján elhelyezett I. sz. homokkőlapon az 5, 6, 8, 9, 13, 14 és 15 sorszámú jelzett (KORDOS 1985, 51. ábra), egy állattól származó lépésnyomot jelölte ki.

Az 1986-ban restaurált földtani intézeti homokkőlap

1900-ban, az Ipolytarnóci lábnyomok felfedezésének évében BOCKH HUGÓ és SZONTÁGH TAMÁS irányításával egy 270 × 250 cm-es homokkőlapot szállítottak be a Földtani Intézetbe. Utoljára TASNÁDI KUBACSKA ANDRÁS az Intézet centenáriumára restaurálta a leletet, s azt a díszterem Népstadion felőli oldalán levő végében helyezték el. A sok helyet elfoglaló és bemutatásnak kedvezőtlen helyéről HÁMOR GÉZA igazgató utasításának megfelelően 1984–1986 között a lapot ugyanazon terem ellenkező végének falára, függőleges helyzetben újraépítették. E döntésre azután került sor, hogy több szakértő véleménye szerint Ipolytarnócra visszaszállítása veszélyes lett volna, s eredeti helyét pontosan azonosítani sem lehetett.

A homokkőlap állapota az új restaurálás előtt

A homokkőlap réteges szerkezetű, több darabra toredezett, vastagsága 5–9 cm között váltakozik, tömege kb 1500–2000 kg. A restaurálás előtti elhelyezése az eredeti domborzatot követte. A lapot fenyő pallóból készült dobogón, helyenkénti gipsz aládúcolással állították fel. A homokkőtáblák alja kb 4–6 cm vastag gipsz táblákon volt, amelyek dróterősítést is tartalmaztak. Szintezésre a gipsz mellett fa ékeket is használtak. A kőlapokat ragasztással rögzítették egymáshoz. Oldási és égetési próbák alapján a ragasztó valószínűleg nitrocellulóz alapú volt. A ragasztó alig fogta össze a kőlapokat, kisebb erőhatásra könnyen elengedtek. A ragasztott élek nem értek teljesen össze, közöttük helyenként pár milliméteres hézag is volt. Valószínűleg a ragasztáskor a lapokat nem nyomták megfelelően össze, s a hézagokat kigipszelték.

A homokkőlap felületét több, a teljes felületen áthaladó torési vonal tagolta. A torésvonalaknak a lábnyomos felületi része kitorozedett, valószínűleg még a századeleji felszedés során, mikor a lapokat a talajról felfeszíthették. A homokkőlap több helyen hiányos, ezeket, valamint a torési élek kitorozéseit kigipszelték, majd a gipszet a homokkőlaphoz hasonló színűre festették. A gipszeléskor a homokkőlapot a torési élektől távolabbra eső részeken is a gipszszel szeszennyezték. A kiegészítések után az egész homokkőlapot átfestették, majd lakkréteggel vonták be. A lakk az oldhatósági jellemzői alapján sellak lehetett.

A restaurálás menete

Az eredetivel megegyező domborzat visszaállítása, az elengedett ragasztások újraragasztása, valamint az átszállítás miatt szükségessé vált a lelet szétbontása. Ahhoz, hogy a homokkőlapot a torési vonalai mentén szét lehessen bontani, ismerni kellett a torési élek helyét és irányát, ezért azt meg kellett tisztítani.

A tisztítás etil-alkohol és hangyasav keverékével (20/1) történt. A tisztítással sikerült eltávolítani a homokkőlap felületi szennyeződését, átfestését és lakkrétegét, valamint a gipszkiegészítések retusálását. A tisztítást híg ammónia oldatos semlegesítés, majd a teljes felület desztillált vizes semlegesre mosása követte. A tisztítás eredményeképpen láthatóvá vált, hogy a homokkőlapot korábban mintegy 25–30 nagyobb egységből állították össze.

A homokkőlap új helyén a reprodukálható összeállításához, valamint domborzatának megtartásához a kőlap felületének megfelelő negatívot kellett készíteni. Ezért a homokkőlap deszkából ládaszerű keretet kapott. A negatívvevő anyag rákötését a kőlapfelületre nylon fóliás izolálás akadályozta meg. Az így elkészített ágyba került a két komponensből összekevert poliuretán hab alapanyag (Poromix). A megkeményedő hab tetejét nylon fóliával izolált rétegelt falemez nyomta egyenesre. Az egyenes felületre azért volt szükség, mert az erre a felületére állított negatívba történt a későbbiekben a homokkőlap bontás utáni ideiglenes elhelyezése.

A homokkőlap régi ragasztásának szétbontása — a fő torési élek mentén — óvatos feszítgetéssel, esetenként a gipszkiegészítés kivésésével történt. A szétbontott homokkőlapok hátoldaláról a gipszalátéteket óvatosan le kellett vésni. A bontás és a vésés közben sokszor a lemezes szerkezetű kőlap több darabra vált szét. Ezeket rogtan műanyag ragasztószalaggal áttekerve ideiglenesen

egymáshoz kellett rögzíteni, hogy később ne kelljen az összeálló darabokat keresni. Több helyen a homokkőlapban nagy hiányok voltak és a meglevő részeket is csak a gipszkiegészítés tartotta össze. A szétszedett homokkőlapok rogtan az új felállítás helyén a sík felületére állított poluretán hab-negatívba, a nyomokkal lefelé kerültek a helyükre.

Az új ragasztások elvégzéséhez a régi ragasztót el kellett távolítani a torési élekről. Az eltávolítást gázlángos leégetéssel és utána az élek drótkéféssel tisztításával sikerült megoldani. A torési élek acetonos tisztítása után az új ragasztás Polikon P 410 típusú poliészter műgyantával történt, melyhez 2% Promind-Co-gyosítót és 2% Finox M-50-LS katalizátort kellett keverni. A ragasztó bekotéséig az összeállított darabokat asztalos párhuzamszoítók tartották össze, hogy a ragasztás alatt a torési élek teljesen egymáshoz simuljanak. A homokkőlap fő torési vonalait mentén 10 nagyobb ragasztott egység kialakítására került sor.

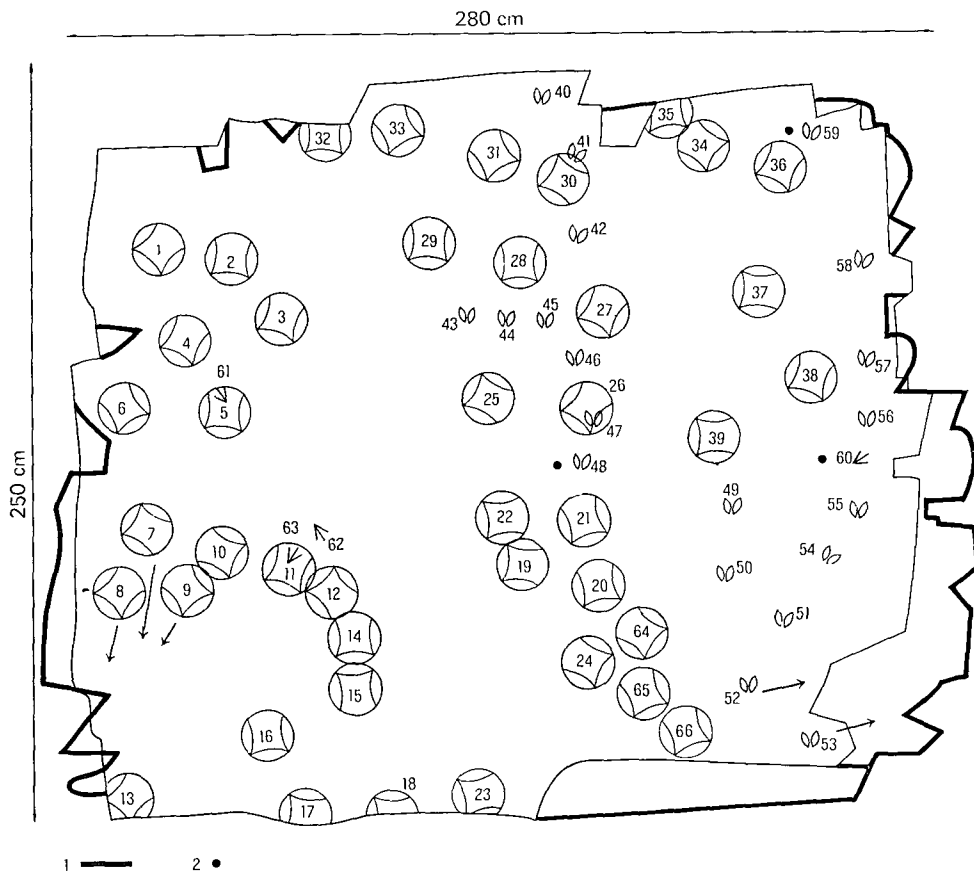
A tartószerkezet onhordó, könnyű acélszerkezetes megoldás, mely gorgók felszerelésével mozgatható. A homokkőlapot csavarmentes, a beállítás után rögzíthető orsók tartják, melyek segítségével a szabálytalan domborzatú egységek szintezése megoldható. A korábban kialakított 10 nagyobb részegységet az állványzatra helyezés után össze kellett ragasztani. A homokkőlap mozgása és egyéb bekövetkező rázkódások miatt a hátoldalra uvegszövet-csíkot, valamint a menetes orsók végeire uvegszövetet ragasztottunk. Az összeállított lábnyomos homokkőlap alja az állványzathoz csavarozott szogvasban feküdt, az oldalakat állítható acél karmok rögzítették az állványzathoz.

Az összeállítást a felület hiányainak kiegészítése követte. A nagyobb hiányok kiegészítéséhez a hiány területénél nagyobb poliészter műgyantával átíratott uvegszövetet kellett a kőlap hátoldalára ragasztani. A műgyanta bekotése után erre a hordozóra került a homokkőlap lelőhelyéről származó és megfelelő finomságúra őrölt homokkőliszt poliészter műgyantás keveréke. A kisebb hiányok pótlásához a homokkőílemény megkötése poli(vinil-acetát) vizes diszperziójával történt. A kívánt színárnyalat eléréséhez a homokkőíleményt földfestékkel kellett színezní. A kőlap felületéről a korábbi restaurálás során gipszszel összeszennyezett részekről a gipszmaradványokat a felület pórusaiból nem lehetett teljes mértékben eltávolítani, ezért a szebb esztétikai megjelenés miatt a homokkőlap teljes felületét át kellett festeni. Az átfestés poli(vinil-acetát) kötőanyagú földfestékkel történt. A felület védelme és a könnyebb karbantarthatóság érdekében a kőlap felülete Paraloid B 72 műgyanta 8%-os toluolos oldatának felhordásával védőbevonatot kapott. A korábbi restaurálás miatt a fekvő homokkőlap homorú felületű volt, ami az utólagos beígyás következtében jött létre. Jelenlegi állapotában csaknem sík felszínt alkot, középtája kismértékben kiemelkedik. Az újonnan felállított lap így egy kicsit nagyobb lett, emiatt egyes nyomok egymáshoz viszonyított helyzete kismértékben megváltozott (1. ábra).

A korábbi felületen három olyan nyomot is el lehetett különíteni, amelyek a restaurálás után eltűntek, mert a pótoltt gipszben voltak (60 sz. madárnyom), vagy az illesztéskor nem bizonyultak nyomnak (48 és 59 sz. Pecoripeda nyomok). Ugyanakkor a tisztításkor újabb nyomok váltak felismerhetővé (1. ábra).

- 61 sz. *Aviadactyla medra*
- 62 sz. *Ornithotarnocia lambrechtii*
- 63 sz. *Ornithotarnocia lambrechtii*

- 64 sz *Rhinocerypeda tasnadyn*
 65 sz *Rhinocerypeda tasnadyn*
 66 sz *Rhinocerypeda tasnadyn*



1 ábra A Foldtani Intézet dísztermében 1986-ban restaurált ipolytarnóci homokkőlap új korvonalát és lábnyomainak elhelyezkedését az áthelyezés előtti állapothoz viszonyítva (KORDOS 1985, 53. ábra)

A 48., 59. és 60. nyom eltűnt, a 61–66. sz. nyomok előkerültek. A 7–10., és az 52–53. sz. nyomok helyzete megváltozott. 1–39 = *Rhinocerypeda tasnadyn*, 40–59 = *Pecoripeda (Ovipeda) hamori*, 61 = *Aviadactyla media*, 62–63 = *Ornithotarnocia lambrechtii*, 64–66 = *Rhinocerypeda tasnadyn*. 1 A homokkőlap új korvonalát, 2 a restaurálás után eltűnt lábnyomok.

Fig. 1 New outline of the Ipolytarnóc sandstone slab restored in 1986 in the Ceremonial Hall of the Geological Institute and position of footprints on it as compared to the state prior to restoration (KORDOS 1985, Fig. 53)

Prints No. 48, No. 59 and No. 60 have vanished, prints No. 61 to No. 66 have been newly discovered. The position of prints Nos. 7–10 and Nos. 52–53 has changed. 1–39 = *Rhinocerypeda tasnadyn*, 40–59 = *Pecoripeda (Ovipeda) hamori*, 61 = *Aviadactyla media*, 62–63 = *Ornithotarnocia lambrechtii*, 64–66 = *Rhinocerypeda tasnadyn*. 1 New outline of the sandstone slab, 2 after the restoration these footprints have vanished.

A restaurálás után tehát összesen 63 nyomot tartalmaz az 1900-ban felszedett homokkőlap, ezáltal összesen 1915 db ipolytarnóci lábnyomot tartunk nyilván (ezek közül *Ornithotarnocia lambrechtii* 185 db, *Aviadactyla media* 44 db, *Rhinocerypeda tasnadyni* 756 db, *Pecoripeda (Ovipeda) hamori* 611 db)

IRODALOM — REFERENCES

- BARTKÓ L 1985 Ipolytarnóc földtani vázolata — Geol Hung ser Pal 44 17—48
 HÁBLY L 1985 Ipolytarnóc alsó-miocén korú flórája — Geol Hung ser Pal 45 79—159
 KORDOS L 1985 Lábnyomok az ipolytarnóci alsó-miocén korú homokkőben — Geol. Hung sci Pal 46 261—415
 KORDOS L 1987 Újabb adatok az ipolytarnóci alsó-miocén homokko lábnyomaihoz. — Földt Int Évi Jel 1985-rol 453—466
 VIALOV O S 1985 Szleđu pozvonocsnuh iz nizsnego miocena Vengrii — Paleont Szbor 22 71—78
 VIALOV O S 1986 Szleđu patnokoputnuh iz nizsnego miocena Vengrii — Paleont Szbor 23 63—69

LOWER MIOCENE FOOTPRINTS AS STUDIED AT IPOLYTARNÓC IN 1986

by

L KORDOS*—A MORGÓS**

*Hungarian Geological Institute Budapest, Nepstadion út 14
H-1143

**Central Museum Directorate, Budapest, Könyves Kalman krt 40
H-1097

UDC 56 012 3 551 782 1 569(234 373 33)

Key words revision, preparation, cracks, faunal list, lower Miocene, Ipolytarnóc (NE Hungary)

List of footprints in 1986

Having reviewed the latest results of research by VIALOV (1986), the author gives a paleontological evaluation of the Ipolytarnóc footprints and a list of fossils that are new as compared to the monograph (KORDOS 1985), as of autumn 1986

Avipedia VIALOV, 1966

Ornithotarnocia lambrechtii KORDOS, 1985

Aviadactyla media KORDOS, 1985

Tetraornithopodia tasnadyni KORDOS, 1985

Passeripedia polyensis KORDOS, 1985

Carnivoripedia VIALOV, 1966

Bestropedia maxima KORDOS, 1985

Syn *Bestropedia bockhi* VIALOV, 1985

Bestropedia tarnocensis VIALOV, 1985

Syn *Bestropedia* sp — (KORDOS, 1985)

- Carnivoripeda nogradensis* KORDOS, 1985
 Syn *Bestiopeda hungarica* VIALOV, 1985
Mustelipeda punctata KORDOS, 1985
 Syn *Paruusipeda gemma* VIALOV, 1985
 Perissodactipedida VIALOV, 1966
Rhinoceripeda tasnadyi VIALOV, 1965
 Artiodactipedida VIALOV, 1966
Megapecoripeda miocaenica KORDOS, 1985
 Syn *Pecoripeda (Ovipeda) abeli* VIALOV, 1986
Pecoripeda (Ovipeda) sp nov indenom (VIALOV, 1986)
Pecoripeda (Gazellipeda) amalphaea VIALOV, 1965
Pecoripeda (Ovipeda) hamori VIALOV, 1986
 Syn *Pecoripeda cf amalphaea* VIALOV — (KORDOS, 1985)
Pecoripeda (Gazellipeda) tasnadyi VIALOV, 1986

Each of the five Artiodactipedida species distinguished by VIALOV (1986) can be assigned to the two taxa of basic size category and morphology. By reviewing a total of 260 prints of Megapecoripeda and 613 ones of Pecoripeda, the author could get convinced of the fact that the morphological varieties upon which VIALOV had established several taxa represented no additional species. Naturally, to carry out a differentiation-minded systematization of ichnofossils based solely on morphotypes is permitted, too. Further progress in this subjective judgement cannot be achieved unless the statistical determination and comparison of an unprecedented amount of modern footprint variations is carried out. For this reason, most of VIALOV's new species are being regarded as synonyms.

In the monograph (KORDOS 1985) the prints of a smaller Artiodactyla was identified with *Pecoripeda amalphaea* VIALOV. The describer's priority on this matter and the new species described by him, *Pecoripeda (Ovipeda) hamori*, are acknowledged. For its holotype, VIALOV (Pl I, f 1, Pl II, f 1, 2) designated the footprints labelled Nr 5, 6, 8, 9, 13, 14 and 15 from Sandstone Slab I in the mezzanine corridor of the Hungarian Geological Institute (KORDOS 1985, Fig 51) representing the footsteps of one animal. Sandstone slab restored in 1986 in the Geological Institute.

In 1900, the year of discovery of the footprints of Ipolytarnóc, under H. BOCKH's and T. SZONTÁGH's guidance, a sandstone slab of 270 × 250 cm size was delivered to the Geological Institute. The finds were restored for the last time by A. TASNÁDI KUBACSKA, who did this work for the Institute's Centenary.

Between 1984 and 1986 the sandstone slab was transferred to the opposite end of the same room and was rebuilt there on the wall in the vertical position. In the course of this work and during restoration some changes in the surface of the slab were produced which have modified the image given in the monograph (KORDOS 1985, Fig 53). Previously even three such prints had been identified on the slab which disappeared after the restoration, because they had been in the plaster that had been added to the slab (bird print No 60) or which turned out not to be footprints when the slab was fitted (*Pecoripeda* prints No 48 and No 59). Thus, after restoration, the sandstone slab contains 63 prints, so that the total of Ipolytarnóc footprints now kept in evidence is 1915 (of which 185 *Ornithoturnocia lambrechtii*, 44 *Aviadactyla medra*, 756 *Rhinoceripeda tasnadyi* and 611 *Pecoripeda (Ovipeda) hamori* specimens).

EOCÉN KORÚ KOVAVÁZAS ŐSMARADVÁNYOK A DUNÁNTÚLI-KOZÉPHEGYSÉGBŐL

KŐVÁRINÉ GULYÁS ERZSÉBET

M Áll Földtani Intézet Budapest, Népstadion út 14
H-1143

ETO 56 012 551 781 4(234 373 1/2)

T á r g y s z a v a k . ősmaradvány, megtartás, Diatoma, eocén, Dunántúli-kozéphegység

Az eocén képződmények Diatoma vizsgálata a nyersanyagkutató szempontjából kiemelt Dunántúli-kozéphegység területén történt. A megvizsgált minták közül a Jásd 38 és a Bakonyszentkirály 3 sz. fúrás anyagából sikerült hazánkban először eocén kori Diatomákat kimutatni. A rossz megtartású ősmaradványgyűttesből a következő fajok, illetve nemzetségek határozhatók meg: Centrales rend *Brightwellia coronata* (BRIGHTW.) RALFS, *Melosira clavigera* GRUN, Arachnoidiscus, Isthmia, Pmalia, *Pyxidicula* sp., Pennales rend *Grunowiella*, *Navicula*, *Mastoglossa* sp.

A Diatomák az egyéb mikrofosszília vizsgálatokkal jól korrelálva normál sótartalmú, melegvízi, partközeli környezetet jeleznek. Az említett fúrásokban harántolt vékony diatomás rétegek a középső-eocén felső-luteciai emeletébe tartoznak.

A magyarországi Diatoma kutatások fő feladata a hazánkban található nagyszámú, kőszelvény ipari nyersanyag szempontjából is fontos miocén kori Diatoma lelőhelyek ősmaradványgyűttesének megismerése. Az eocén képződmények Diatoma vizsgálata a nyersanyagkutató szempontjából kiemelt Dunántúli-kozéphegység területén történt azzal a céllal, hogy új ismeretekkel gyarapítsa az eocén korról kialakított paleobiogeográfiai képet, valamint bővítsa a hazai Diatomákról rendelkezésre álló adatokat. A kovavázás moszatok idősebb kőzetekbeli magyarországi előfordulásáról rendelkezésre álló szórvány adatokat HAJÓS MÁRTA foglalta össze (1971). Értékelése szerint a mecseki alsó-lász kőszelvény sorozatban talált Diatomák nem egyidősek a bezáró uledékekkel, hanem fiatalabb képződményekből mosódhattak be (SCHWÁB M. 1956). Legidősebb leletnek a bakonyi bauxitos kőzetekből előkerült rossz megtartású, leginkább a felső-kréta taxonokhoz hasonló fossziliákat tekintve. A paleogénből csak oligocén diatomákat ismerünk az alsó-miocén uledékekbe áthalmozott molittufa zárvényaiból (KUBOVICS I. 1965).

A Diatomák fosszilizálódási lehetőségei a bezáró uledék fiziko-kémiai viszonyaitól függenek. Megtalálhatók homokos vagy agyagos képződményekben éppúgy, mint a tufitokban. Kivételesen megőrződhetnek diatomitba kozbetelepült mészkőben (BÁRDOSY GY. — HAJÓS M. 1963), és kemény, tomott szövetű limnoopalitban is (HAJÓS M. — KŐVÁRINÉ GULYÁS E. 1986). A lehetséges előfordulásoknak tehát az eocén uledékekre vonatkozóan is-tág tere van.

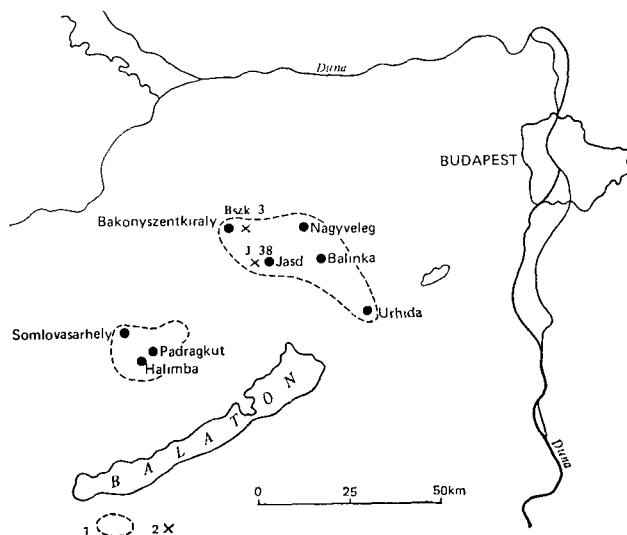
A vizsgálatok a még elérhető régebbi fúrási anyagokra, valamint a nemrég

lemélyített kőszén-, bauxit-, szerkezetkutató, térképező fúrásokra és egy felszíni feltárás anyagára terjedtek ki. A régebbi fúrások kiválasztásában a kovavázás ősmaradványokra történt utalások adtak támpontot (DUDICH E. 1977, BÁLDINÉ BEKE M. 1984). Az előfordulásoknál megfigyelhető volt a tufás rétegekhez való kötődés, így a Halimbai Tufit Formáció és a Móri Aleurit Formáció látszott kutatásra érdemesnek.

A lelőhelyek ismertetése

A megvizsgált mintegy 200 minta a DNy-Bakony és az ÉK-Bakony területén lemélyített fúrásokból, valamint az úrhídi felszíni feltárásból került ki (1. ábra). A mintavétel rétegváltozásonként, ill. méterenként történt. A következő eocén rétegeket harántoló fúrásokban csak kovaszivacsstűk jelenléte volt kimutatható: Halimba 849, Balinka 219, -285, Nagyveleg 1. A Bakonyoszlop 599 sz. fúrás mészszivacsstűket tartalmazott. A szivacsok nagy ökológiai valenciájuk és lassú evolúciós ütemük következtében részletes paleoökológiai vagy biosztratigráfiai értékelésre nem adnak lehetőséget. Említésre méltó leletek azonban az úrhídi Kossuth út 46 sz. ház támfalának alapozásánál látható Szóci Mészki Formációba tartozó rétegek alá települt bentonitosodott tufába ágyazott kovaszivacsstűk. Ezeket az eocén korú, Magyarország más területéről ilyen jó megtartásban nem ismeretes Lithistida rendbe tartozó szivacsokat térképezés közben fedezték fel (KECSKEMÉTI T. – VOROS A. 1983).

Az 1953-ban lemélyített Padragkút 1 (Pa 1) sz. bauxitkutató fúrás anyagából készített vékonycsiszolatokban az épen maradt szivacsvázelemek mellett néhány Radiolaria toredék is látható (V. tábla). Radiolaria toredékek szórva-



1. ábra Kovavázás ősmaradványok szempontjából megvizsgált területek
1. A vizsgált eocén korú kőzetek elterjedése, 2. diatomás rétegeket harántoló fúrások helye

Fig. 1 The area of study of siliceous microfossils

1. Distribution of the examined Eocene rocks, 2. drilling sites with diatom-bearing strata penetrated

nyosan előfordulnak még a Somlóvásárhely 1, a Balinka 219 és a Bakony-szentkirály 3 sz fúrásban A Halimbai Tufit Formáció sztratotípusát képező Ha 849 sz fúrás Foraminifera vizsgálatokhoz iszapolt tufitos mintában M TOUMARKINE megjegyzése szerint szintén található Radiolariák (TOUMARKINE 1971) A kis mennyiségben fellelhető anyag Diatoma vizsgálatokor csak szivacsstűk kerültek elő az általa jelzett méterkozokból A fúrás naplóban 203,2–205,5 méterközben diatomtként szereplő konnyű, porózus, hófehér kőzet azonban ősmaradványmentes, igen finom szemű portufának bizonyult

Diatomahéj-toredékeket tartalmaztak a térképezés keretében 1968-ban lemélyített járdsi J 38 számú fúrás anyagából nannoplankton vizsgálatokhoz készített preparátumok A fúrás helye az 1 ábrán látható Rétegsora KNAUER J leírása alapján és a diatomafeltárások eredményével kiegészítve a következő:

Holocén

0–0,8 m Tala

Pleisztocén

0,8–10,4 m Losz, agyagos losz

Eocén (felső-lutéciai)

10,4–11,2 m Limonitos, molluscás, levélmardványos, kőzetlisztes márga Diatomahéj-toredéket nem tartalmaz

11,2–15,0 m Biotitos, limonitos, molluscás, növénymaradványos, kőzetlisztes márga Sok diatomahéj-toredéket tartalmaz

15,0–17,0 m Közepesen biotitos sötétszurke agyagmárga Kevés diatomahéj-toredéket tartalmaz

17,0–19,0 m Glaukonitos, biotitos, molluscás, halpikkelyes agyagmárga, márga Szórványosan tartalmaz diatoma maradványokat

19,0–32,6 m Molluscás, halpikkelyes agyagmárga Diatomameddő

Az ősmaradványok rossz megtartása még nemzetség szinten sem teszi lehetővé meghatározásukat A II táblán bemutatott Centrales rendbe tartozó toredékek gyér előfordulása jellemezte az együttest sok szivacsstű jelenlétében. Sajnos a fúrás anyagát már nem lehetett begyűjteni, a környezetben lemélyült térképező fúrások pedig nem harántoltak eocén képződményeket

Az előbbinél gazdagabb, szintén rossz megtartású ősmaradványegyüttes került elő az 1979-ben Bakony-szentkirály térségében lemélyített Bszk 3. számú fúrásból (1 ábra) BERNHARDT B által leírt vázlatos rétegsora a diatomás rétegek részletezésével a következő

Holocén

0–0,4 m Tala

Pleisztocén

0,4–20,4 m Losz.

Olhgocén.

20,4–392,1 m Aleurit, konglomerátum, homokkő, agyagos és homokos rétegek váltakozása

Középső-eocén

392,1–419,3 m: Szurke márga tufitos csíkokkal. Csak szivacsstűt tartalmaz.

- 419,3—421,8 m Szurke márga Csak szivacstűt tartalmaz
 421,8—435,4 m Molluscás márga tufitos csikokkal Szivacstűt és Radiolaria toredéket tartalmaz
 435,4—473,7 m Molluscás, bryozoás, glaukonitos agyagmárga
 473,7—473,9 m Világosszurke tufit

473,9 m fölött pár cm vastag szurke, levelesen elváló agyagmárga sok diatomahéj-toredéket tartalmaz

- 473,9—567,8 m molluscás agyagmárga
 567,8—581,6 m barnakőszenes osszlet,
 581,6—582,5 m mészmárga,
 582,5—584,0 m bauxitos agyag,
 584,0—590,4 m agyag mészkőtormelékekkel

Felső-triász

- 590,4—650 m dachsteini mészkő

A 392,1—567,8 m-es mélységközben harántolt Móri Formáció több tufa-csíkjá közül Diatomákat csak a 473,9 m-es mélységben kozbetelepult tufaszint fölött elhelyezkedő néhány cm vastag réteg tartalmazott. Az ősmaradványok megtartása rossz, a nagyobb toredékek azonban lehetővé tették a fajszinten való határozást. A legteljesebbnek mondható korrodált szélű *Melosira clavigera* GRUN mellett a ritka előfordulású *Brightwellia coronata* (BRIGHTW) RALFS, valamint egyéb Centrales rendhez tartozó Diatomák találhatók a mintában. Arachnoidiscus, Isthmia, Paralia, *Pyxidicula* sp. Az eocén uledékekben ritkán előforduló Pennales rendből a Grunowiella, Navicula és Mastogloia nemzetségek toredékei voltak felismerhetők (I—III tábla). Az említett Diatomák mind melegtengeri, normálsósvízi paleogén uledékekből ismertek. A Diatomákat sok szivacsvázelem és néhány Radiolaria toredékes példánya kíséri (IV—V tábla).

A felsoroltakon kívül még a következő fúrásokban észlelhetők diatomahéj-toredékek: Somlóvásárhely 1 570,9 m, Nagyveleg 1 451—463 m, Balinka 216 221,1—224,5 m, Bakonyoszlop 458 373,0—373,8 m. A Diatomák mennyisége azonban annyira csekély volt, hogy a feltárás elvégzése után a képződmények diatomameddőnek mutatkoztak.

A kovavázú ősmaradványok között meg kell még említeni a magasabbrendű növények szárából származó opálos testecskéket az ún. Phytolithariákat is. A hazai Mecsek Mátra és Tokaji-hegységben előfordulásukat HAJÓS M. vizsgálta (HAJÓS M. 1969) hangsúlyozva szerepüket a rétegtani és fácies tanulmányokban. A tengeri uledékekben talált nagy mennyiségű Phytolitharia partközelséget, sekélyvizet jelez. Kis mennyiségben az áramlások segítségével a nyílt tengerig is eljuthat. A megvizsgált mintákban a Bakony-szentkirály 3. és a Somlóvásárhely 1. sz. fúrásban volt fellelhető néhány példány, amelyek a mesterséges rendszertani beosztásuk szerinti Lathodontiumhoz tartoznak (V. tábla).

Az ősmaradványegyüttes értékelése

Megállapítható, hogy a magyarországi eocén korú kőzetekből kimutathatók Diatomák, de csak néhány lelőhelyen, kis számban és rossz megtartással. Előfordulásuk kapcsolódik a tufaszintekhez, de felvirágzásukhoz nem voltak

olyan kedvezőek a feltételek, mint a miocén korban. A savanyú, neutrális tufaszórások által a hajdani élettérbe került oldott kovásv helyenként jó lehetőséget biztosított a diatomaflóra kialakulásához. A Bakonyzentkirály 3 sz. fúrás tufás kőzettelepülése közül csak egy fölött rakódott le diatomás üledék. Ahol csak a szivacsvázemek maradtak meg, a Diatomák egykori jelenléte nem kizárt, de a szivacsokénál finomabb és vékonyabb vázuk a diagenezis során könnyen feloldódhatott.

Az ismertetett kovavázás fossziliák jól beleilleszthetők a más ősmaradványcsoportok elsősorban nannoplankton és Foraminifera vizsgálatok alapján kialakított paleoökológiai, paleobiogeográfiai képbe. Azokhoz hasonlóan normál sötétlammú, melegvízi, partközeli környezetet jeleznek. Ezt támasztja alá a kovaszivacsok kivételesen egészben történt fosszilizálódása is Úrhidán.

A Bszk 3 és a J 38 sz. fúrás diatomás rétegei a nannoplankton vizsgálatok alapján a középső-eocén felső-lutéciai emeletébe, az NP 17-es zónába tartoznak (BÁLDINÉ BEKE M. 1984). A Diatomák alapján ennek megfelelő, de tágabb korhatár adható meg, mivel a kronosztratigráfiailag jelentős *Brightwellia coronata* (BRIGHTW.) RALFS középső-eocén–alsó-oligocén üledékekből ismeretes.

A Diatomák torzsfajlódási vonalának megfelelően a magyar eocén korú üledékekben a Centrales rend képviselői uralkodnak, de már megjelennek a napjainkban virágkorukat élő Pennales rend tagjai is.

A szomszédos országokból eocén Diatomák a Szovjetuniót kivéve eddig nem ismeretesek, csak oligocén korú Diatomák szórványos előfordulásáról tudunk. A Szovjetunióban Ukrajna (Donyec és Dnyeper vidéke), az Ural keleti lejtője és Ny-Szibéria (Ob melléke) területén találtak jelentős mennyiségű eocén diatomaflórát. Az eocén korú leletek száma világviszonylatban is kevesebb, mint a Diatomák virágkorát jelentő miocén korúaké. Nagvobb vastagságú diatomitelemek az Új-Zélandon levő Oamaru koryékén és Dánia területén (Moler Formáció) képződtek.

A magyarországi eocén korú Diatomák megismerése új összehasonlítási alapot ad a bauxitban található mikrofossziliák meghatározásához. Ezek vizsgálatával BROKÉS FERENC foglalkozott (BROKÉS F. 1976). Átvizsgálva a típusosnak tekinthető nyirádi medencét feltáró bauxitkutató fúrások több mint ezer mintáját, a ritkán előforduló nannoplankton volt az egyetlen kronosztratigráfiailag értékelhető mikrofosszília (BÁLDINÉ BEKE M. 1974). BROKÉS F. a nagy mennyiségű anyagvizsgálatok eredményeként a taxonomiailag egyelőre be nem sorolható mikroformák között mindössze 4 Diatomát talált. Egyről, mint már említettük, a felső-kréta formákhoz való hasonlóság volt megállapítható (HAJÓS M. 1971). A többi háromról elmondható, hogy a *Melosira clavigera* GRUN igen korrodált, rossz megtartású példányai (II tábla). Ezzel újabb őslénytan bizonyítékot szolgáltatottunk a bauxit keletkezési, lerakódási idejét illetően.

Mindezen vizsgálatok nem jelentik a hazai eocén korú diatomaflóra teljes megismerését, de bizonyítják, hogy a Diatomák a miocén korhoz hasonlóan jelen voltak a hajdani élettérben és helyenként fosszilizálódásukra is lehetőség volt.

IRODALOM — REFERENCES

- BALDINE BEKE M 1974 A csábréndeki Tuskes-major II sz bauxitlencsében talált nannoplankton vizsgálata — *Földt Kozl* 104 (4) 446—457
- BÁLDINÉ BEKE M 1984 A dunantúli paleogen kepzodmenyek nannoplanktonja — *Geol Hung ser Pal* 43
- BÁRDOSY GY — HAJÓS M 1963 A szuidokpuspoki diatomás rétegösszletek uledékföldtani és geokémiai jellemzése — *Földt Int Évi Jel* 1960-ról 121—141
- BROKÉS F 1976 A Nagytakany—Tuskes-major II sz bauxitlencse mikropaleontológiai problematikumának uledékföldtani vizsgálata — *Földt Int Évi Jel* 1973-ról 415—445
- DUDICH E 1977 Eocene sedimentary formations and sedimentation in the Bakony Mountains, Transdanubia, Hungary — *Acta Geol Acad Sci Hung* 21 (1—3) 1—21
- HAJÓS M 1969 Magyarországi neogén Phytolithariak — *Föld Int Évi Jel* 1966-ról 225—240
- HAJÓS M 1971 Methods for studying siliceous microfossils and their geological and stratigraphic significance in Hungary — *Proc II Planktonic Conference* 599—606 Roma
- HAJÓS M — KŐVÁRINÉ GULYÁS E 1986 Diatoms in limnopalits of North-Hungary — *Papers for the internat conference on prehistoric flint mining and lithic raw material identification in Carpathian Basin* 155—163 Budapest
- KECSKEMÉTI T — VOROS A 1983 Jelentés az Úrhida 1 sz f valamint az úrhidai felszíni feltarások eocén rétegsorának uledékföldtani és őslénytani vizsgálatáról — *Term. tud Múz adattára*
- KUBOVICS I 1965 Die mineralogisch-petrographische Untersuchung des untern Rhyolithtuffs und seiner Einschlusse aus dem NO-lichen Mátra-Gebirge — *Ann Univ Sci. Budapestensis de L Eotvos nom Geol* 8 121—137
- SCHWAB M 1956 Erfahrungen bei der Untersuchung des aus den Tiefbohrungen von Komló stammenden Materials — *Ann Hung Geol Inst* 45 (1) 35—51
- TOUMARKINE M 1971 Étude des Foraminifères planctoniques de deux sondages, (H-849 et Pgyt-311) dans l'Eocène de la Montagne du Bakony (Transdanubie, Hongrie). — *Ann Inst Geol Publ Hung* 54 (4) 283—299

EOCENE SILICEOUS MICROFOSSILS OF THE TRANSDANUBIAN
CENTRAL RANGE

by

E KŐVÁRI-GULYÁS

Hungarian Geological Institute Budapest, Nepstadion út 14
H-1143

UDC 56 012 551 781 4(234 373 1/2)

Key words fossils, preservation, diatoms, Eocene, Transdanubian Central Range (W Hungary)

The main attention of Hungarian diatom studies is paid to the Miocene, containing diatom skeletons accumulated as diatomite. Reports of diatoms of older sedimentary rocks were published by M HAJÓS (1971). The present paper is the first to deal with some diatoms of our Eocene.

The studie area was the SW and NE Bakony Mountains. Examining a lot of samples from different boreholes only two thin diatomaceous strata were

discovered. One of them has been found in marl of the borehole section Jásd 38 (J 38) and the other as resting on tuffite interbedded in marl of the borehole section Bakonyszentkirály 3 (Bszk 3), (Fig 1). According to results of nannoplankton examination the age of these beds is Middle Eocene, Upper Lutetian (BÁLDI-BEKE M. 1984).

The state of preservation of diatom skeletons is bad. The fossil assemblages contain few valuable species and genera (Plate I—III): ordo Centrales: *Brightwellia coronata* (BRIGHTW.) RALFS, *Melosira clavigera* GRUN, Arachnoidiscus, Isthmia, Paralia, *Pyxidicula* sp., ordo Pennales: Grunowiella, Navicula, *Mastogloia* sp. Some Silicospongia, Phytolitharia and Radiolaria were also found in rocks penetrated by the above-mentioned boreholes and in other similar beds.

The microflora is indicative of a nearshore, open-sea environment of normal salinity. The *Brightwellia coronata* (BRIGHTW.) RALFS was described from Middle Eocene to Early Oligocene deposits of Ukraine. In our neighbourhood there is not any else record of Eocene diatoms to compare with.

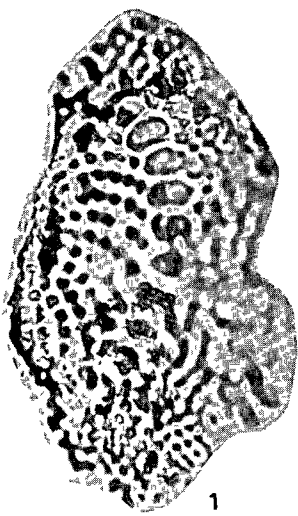
The Hungarian bauxite, occurring in the Bakony Mountains, was studied by F. BROKÉS (1976) from a micropaleontological angle. He published some unidentified diatoms. As a valuable fossil some nannoplanktonic forms were found (BÁLDI-BEKE M. 1974). Three diatom specimens could be identified up on the results of the present paper: *Melosira clavigera* GRUN (Plate II, photo 3). So we can contribute with some new paleontological data to the solution of the age question of our bauxite deposits.

I tábla — Plate I

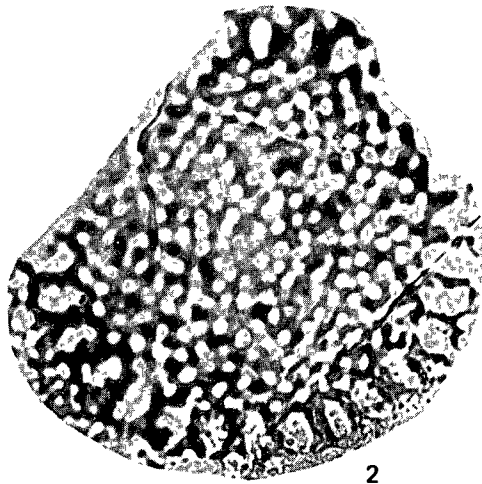
Bszk 3 sz fúrás, 473,9 — Borehole Bszk-3

- 1—2 *Brightwellia coronata* (BRIGHTW) RALFS
- 3 *Grunowella* sp
- 4—5 Centrales rendhez tartozó diatomatoredékek — Centrales diatom fragments
- 6 Pennales rendhez tartozó diatomatoredék — Pennales diatom fragments
- 7 *Mastogloia rutilans* BRUN
- 8 *Navicula* sp

1—8 1000×



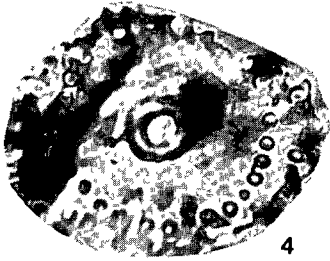
1



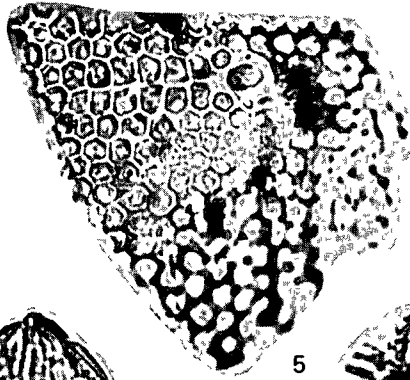
2



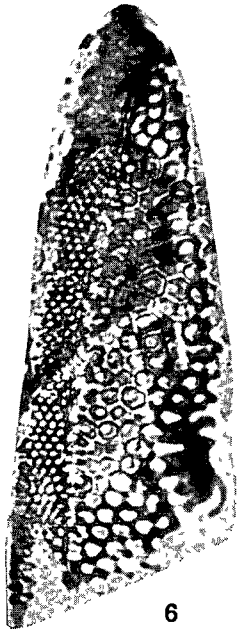
3



4



5



6



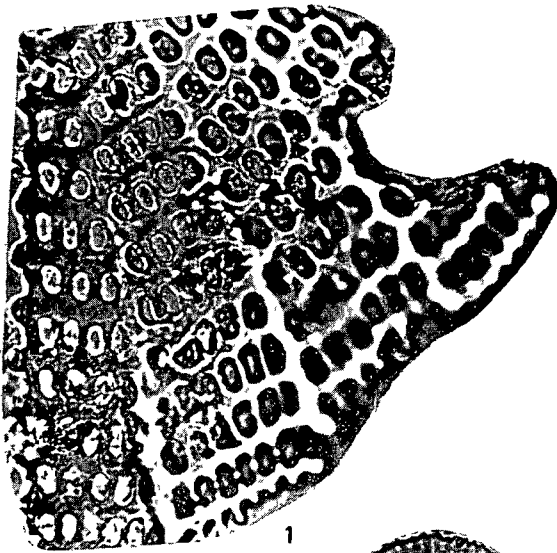
7



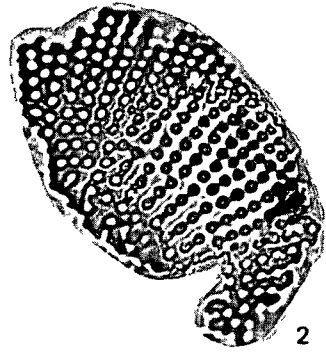
8

II tábla — Plate II

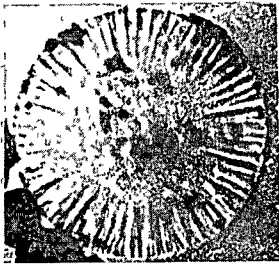
- 1 *Arachnoidiscus* sp
Bszk 3 sz. f. 473,9 m — Borehole Bszk-3
- 2 Centrales rendhez tartozó diatomatoredék — Centrales diatom fragments
J 38 sz f, 11,2–13,2 m — Borehole J-38
- 3 *Melosira clavigera* GRUN
vekonycsiszolat — thin section
BROKÉS F 1976
Nt 1410 sz f, 62,7–63,7 m — Borehole Nt-1410
- 4–5 *Melosira clavigera* GRUN
Bszk 3 sz f, 473,9 m — Borehole Bszk-3
- 6–7 *Melosira* sp
- | | |
|-----------|-------|
| 1, 2, 4–6 | 1000× |
| 3 | 600× |
| 7 | 2900× |



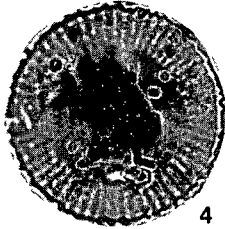
1



2



3



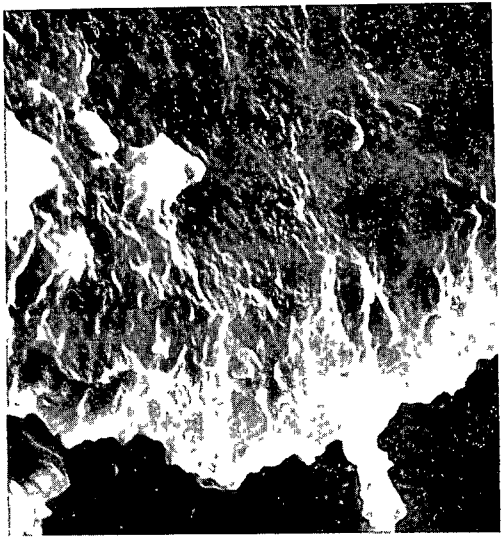
4



5



6



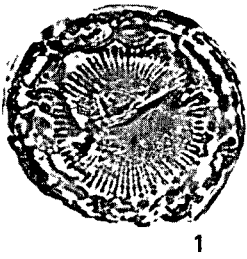
7

III tábla — Plate III

Bszk 3 sz fúrás, 473,9 m — Borehole Bszk-3

- 1–3 *Paraha sulcata* (EHR) CL
4 *Isthma* sp
5 *Pyxidicula* sp

1–2, 4–5 1000×
3 1600×



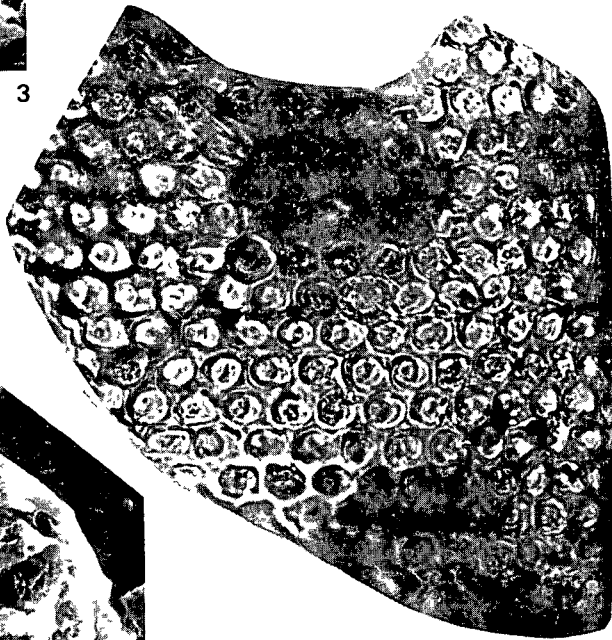
1



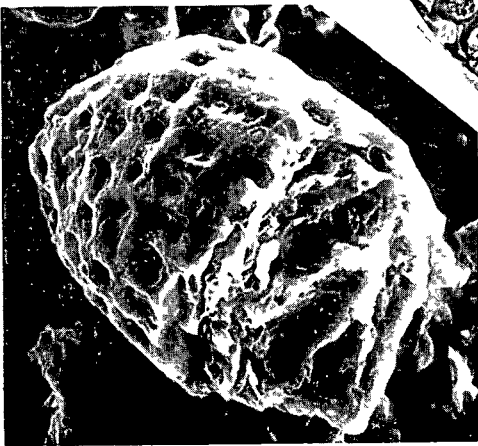
2



3



4



5

IV tábla — Plate IV

Bszk 3 sz fúrás, 473,9 m -- Borehole Bszk-3

Poriférák — Porifera

1. *Dactylocalycites* Carter
2. *Sphaeraster*
- 3-4 *Triaxon*
- 5-7 *Geodia* Lam (*Sterraster*)

1-4 1000×

5-6 : 400×

7. 3000×

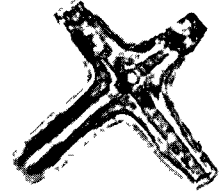




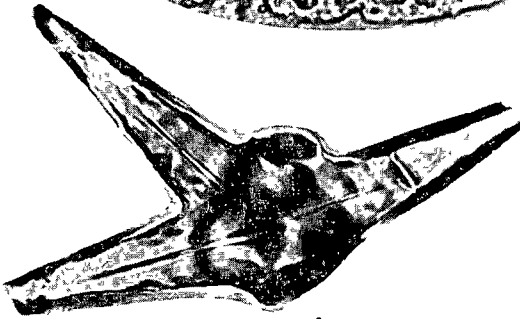
1



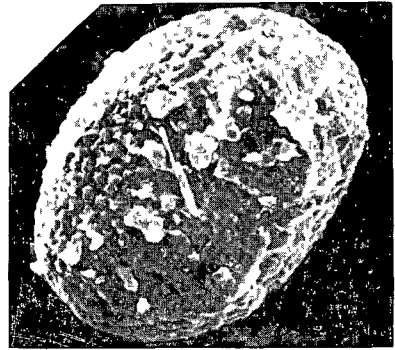
2



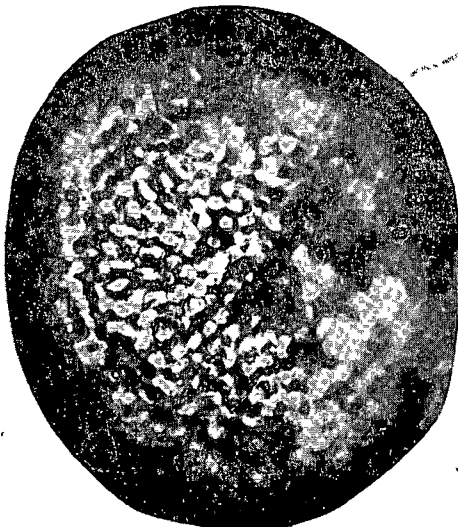
3



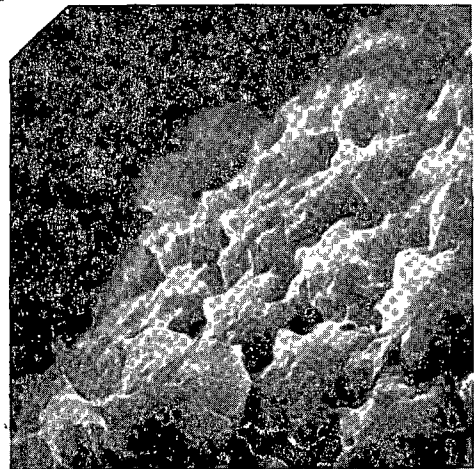
4



5



6



7

V tábla — Plate V

Bszk 3 sz. fúrás, 473,9 m — Borehole Bszk-3

- 1—2 Porifera *Acanthostyl monaxon*
- 3 Porifera *Sigma*
- 4 Phytolitharia *Lithodontium*

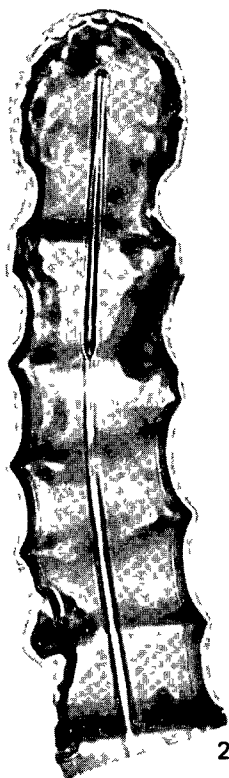
Pa 1 sz. fúrás, 10,2—20,0 m — Borehole Pa-1

- 5—6 Radiolaria toredék, vékonycsiszolat — Radiolaria fragment, thin section
- 7. *Stylodictya stellata* BAILEY (Radiolaria) vékonycsiszolat — thin section

1—4 · 1000×
5—7 · 400×



1



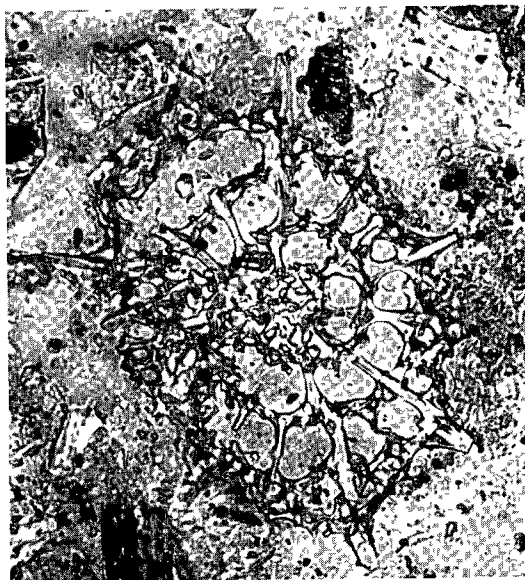
2



3



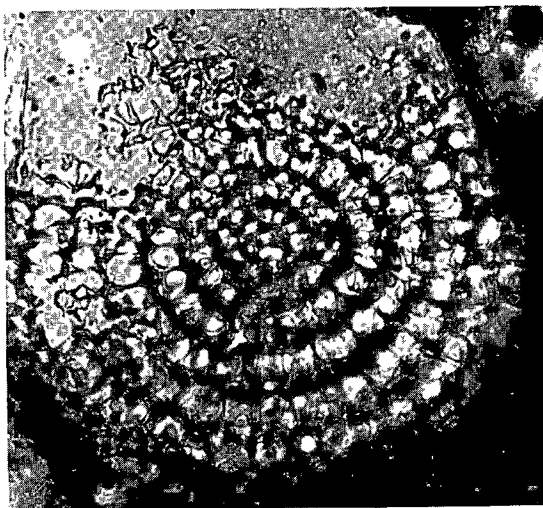
4



5



6



7

**ODONTASPIS (SYNODONTASPIS) DIVERGENS N. SP.
A CSILLAGYHEGYI OLIGOCÉN BŐL**

SOLT PÉTER

M Áll Földtani Intézet Budapest, Népstadion út 14
H-1143

ETO 567 31 551 781 5(234 373 27)

T á r g y s z a v a k cápa, *Odontaspis (Synodontaspis) divergens* n sp, alsó-oligocén–felső-rupéli, Tardi Agyagmarga Formáció, Budapest (Csillaghegy)

(Budapest) Csillaghegyről, a téglagyár agyagfejtőjének alsó-oligocén, felső-rupeli korú rétegsorából, a Tardi Agyagmarga Formációból egy capa testének maradványai kerültek elő. A lelet az *Odontaspis* nemzetségen belül új fajnak bizonyult.

Tengeri uledékek gyakran rejtik az egykor élt cápák jó megtartású fogait, a fosszilizációs körülmények szerencsés összejártsága bőrfogakat, esetenként csigolya-testeket is megőrizhet. Általában egy-egy szétszórt elemet találunk, és a gazdagabb „cápa fogas rétegekből” feltárt leletek egyazon egyedhez való tartozására is csak több-kevesebb megalapozottsággal bíró feltevéseink lehetnek. A porcos halak testének az állat kimúlása utáni – még a beágyazódás előtti – rohamos széthullása a fő oka annak, hogy kezdetben egy-egy megtalált elem (elsősorban szórvány fogak) alapján számtalan taxon született.

Teljes joggal tekinthetők világritkaságnak azok a leletek (E KOKEN 1901–1907, M LERICHE 1910, W E REIF 1974, S E BENDIX-ALMGREEN 1983), melyek a váz elemeit az egykori test anatómiai egységében őrizték meg. Az összehasonlító anatómia, a tengerkutató, az aktuopaleontológia fejlődése, a ma élő porcoshalak testének, életmódjának alaposabb tanulmányozása, de különösen néhány teljesebb leletegyüttes rendszertani pontosításokat tesz lehetővé.

A hazai cápamaradványok mindeddig széthullott fogak tomegéből, néhány bőrfogból és pár csigolyából álltak (KOCH A 1903, W WELER 1933, HORUSITZKY F 1933, VITÁLIS I 1942, KORDOS L –SOLT P 1982). Méltán nevezhetjük tehát hazánkban egyedülállóknak és világviszonylatban is ritkaságnak azt a leletegyüttest, mely CSOMOR OTTÓ amatőr ősmaradványgyűjtő jóvoltából 1986 tavaszán került az Intézet gyűjteményébe.

A szerencsés megtaláló, akinek már több leletet köszönhetünk, 1985 novemberében Csillaghegyen a téglagyár agyagfejtőjében egyértelműen összetartozó cápa fogakra és csigolyasorokra lett figyelmes, majd pár nap múlva, miután leletmentő csoportunkat nem tudta elérni, az esőzésektől tartva az ősmaradványt feltárta, és tudományos jelentőségét felismerve a MÁFI Gyűjteményének felajánlotta.

FEDOR FERENCCEL, CSOMOR O gyűjtőtársával a lelet helyét a csillaghegyi

téglagyár agyagfejtőjének középső szintjén, a Tardi Agyag Formáció felső rétegeiben (BÁLDI T 1983) azonosítottuk

Ebből a rétegsorból már korábban is kerültek elő gyors betemetődésre, nyugodt fosszilizációs körülményekre utaló leletek (szirén mellkas, falevelek, hallenyomatok) A feltételek az egykori tenger enyhe lejtésű litorális régiójában lehettek adottak, ahol a partra sodródó nagyobb tetemeteket, a tócsákban rekedt élőlényeket, a szárazulatról behordottakat egyaránt az oblokkal, lapos homokpadokkal szabdaltnagy területeken ide-oda mozgó árapály és vihardagályok rövid időn belül iszappal temették be

A leletet megvizsgálva a fogakon (a cápafajok határozó kulcsán) az irodalomban ábrázoltakkal és leírtakkal összehasonlítva a mellékcúcsok helyzetét oly nagy mértékben eltérőnek és sajátosnak találtuk, hogy a leletegyüttes új fajként való leírását, és néhány korábbi faj színönimákénti bevonását tartjuk indokoltnak

Familia Carcharidae (Odontaspidae)

Genus Odontaspis AGASSIZ, 1836

Odontaspis (Synodontaspis) divergens n. sp.

(I–IV tábla)

Lamna (Odontaspis) contortidens — AGASSIZ 1844 p. 294, 37 pl. fig. 23.

Lamna van der broeckii WINKLER, 1880 — LERICHE 1910, p. 273

Odontaspis acutissima AGASSIZ, 1844 — LERICHE 1910, p. 261, pl. XIV, fig. 9–15, 18, 22–24

Odontaspis acutissima AGASSIZ, 1844 — LERICHE 1926, p. 393, pl. XXVIII, fig. 32, 33, 38, 42

Odontaspis (Synodontaspis) acutissima — AGASSIZ 1844 — BRZOBHATY–SCHULTZ 1197, p. 727, pl. 2, fig. 3

H o l o t y p u s a MÁFI Ősgerinces gyujteményének V 14 636 (Vt 129) lelet száma peldánya

D e r i v a t i o n o m i n i s *divergens* (lat.) = elhajló, széttartó, a fogak mellékcúcsainak a fog tengelytől való szétterjedése alapján

L o c u s t y p i c u s Csillaghegy (Budapest) téglagyári agyagfejtőjének középső szintje.

S t r a t u m t y p i c u m also-oligocén, felső-oligocén, also-kiscelli, Tardi Agyagmagura Formáció, középső tagozat

D i a g n o s i s Az egy egyedtől származó 115 db fog mindegyikénél a mellékcúcsok tengelye a főcsúcs tengelytől széttart

D e s c r i p t i o Fogak (I–III tábla) Nyolc darab max 18×9, min 8×4 cm-es lapon összesen 106 db fog helyezkedik el, 9 db fog a kőzetből ki-mállott, a lelet tehát 115 (!) db fogat tartalmaz. A frontális fogak élmagassága 15–20 mm, a laterális fogaké 12–15 mm között mozog. A frontális fogak karc-súák enyhe „S” alakban íveltek, a laterálisak alakja a szájug felé fokozatosan változik alapjuk szélesedik, egyre hátrahajlóbbak. Megvan 4 db előfog is, ezek a többinél lényegesen kisebbek, a laterális és a frontális sor között helyezkednek el, jellemzők a ma élő *Odontaspis* fajokra is, élmagasságuk 4–5 mm között váltakozik. Minden fognak a főcsúcson kívül, attól jobbra és balra a vágóél síkjából 2–5 mm-re kiemelkedő egy-egy mellékcúcsa is van. Lefutásuk sehol sem domború, az egyenest sem közelítik, kivétel nélkül mind homorúan ívelt. A mellékcúcsok tengelye a fogtalp irányába szöveget zár be egymással, ez a szög a frontális fogaknál 25° és 40° között, a laterális fogaknál 45° és 60° között mozog. A leletnek e két — a mellékcúcsokkal kapcsolatos — jellemző sajátossága indokolja az új faj felállítását. A ma élő *Odontaspidae*

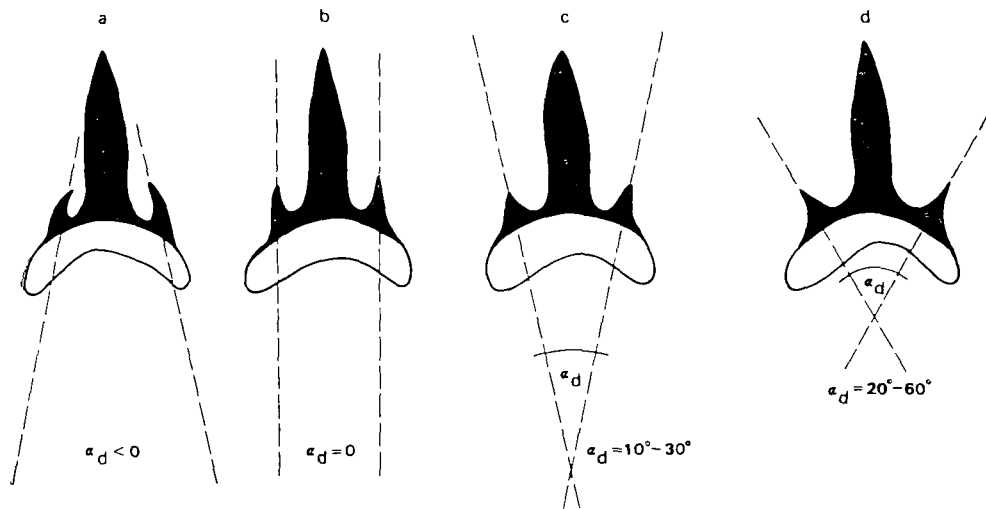
család alakkorében a fogak száma a felső állkapocsban ritkán emelkedik 60 fölé, tehát a két állkapocs fogszáma nem sokkal lépheti át a 120-at, így ez a 115 fogat számláló lelet ebben a tekintetben majdnem teljesnek mondható, és néhány százalékos eltérés esetében is valószínűtlen, hogy a hiányzó néhány fog a meglevők alapjellegetől eltérjen (1 ábra)

Állkapocs (I tábla) Több „fogas” lapon megfigyelhetők az állkapocs torzult maradványai. Deformáltságuk, összenyomott voltuk miatt mérésekre alkalmatlanok. Méreteire mégis következtethetünk, egyrészt a fogak egymásutániságából, elhelyezkedéséből, az itt-ott felderengő töredékekből, másrészt a fogméretek alapján. Mindezeket figyelembe véve az állkapcsok hozzávetőleges szélessége 20–25 cm között valószínű.

Csigolyák (IV tábla) Tíz db, max 16×11 , min 5×5 cm-es lapon, összesen 37 db csigolya fekszik, három csigolya onállóan, öt pedig töredékesen maradt meg. A legnagyobb csigolya átmérője 45 mm, szélessége 15 mm, a legkisebb 25 mm/10 mm méretű. Peremükön jól látszanak a merevítő lécek. Az „in situ” csigolyák sorokba rendeződve, egymásra dőlve — dominóhoz hasonlóan — fekszenek, egymást félg, néhol kétharmadig fedve. A csigolyák központja néhol alig 3 mm-re vékonyodott.

Bőrmaradványok (III tábla 5) A valóban rendkívül kedvező fosszilizációs körülményeknek köszönhetően több lapon kisebb-nagyobb bőrfelületek is megmaradtak. A mozaikosan rendeződő, csepp alakú képletek pikkelyszerűen borítják egymást, ovális felületük közepe kissé kiemelkedik, átmérőjük 1 mm körül.

A belgiumi Nielből a rupéliből írt le LERICHE a csillaghegyihez hasonló szerencsés cáparadványt. Ekkor három db, fogakkal borított kőzetdarab,



1 ábra A mellékcúscok szögeinek (α_d = divergencia szög) eltérése az Odontaspis (Synodontaspis) genuson belül (a, b, c) és az *Od (Syn) divergens* n sp (d) esetében

Fig 1 Differences in the angle of the secondary apices (α_d = angle of divergence) within the genus Odontaspis (Synodontaspis) (a, b, c) and in the case of *Od (Syn) divergens* n sp (d)

néhány különálló fog (LERICHE 1910, p 261, pl XIV, bal oldali képek) és kilenc db csigolya (LERICHE 1910, p 261, text fig 73—76) került együtt elő, az *Odontaspis acutissima* AGASSIZ, 1844 fajból. Ez a faj áll legközelebb a most leírthoz, de attól a mellécsúcsok alakjában (domborúak és egyenes lefutásúak vannak köztük), néha számában (vagy a fog széle, de néha a csúcs felé kis csúcsokkal rendelkeznek), de elsősorban a főcsúccsal bezárt szögében (csaknem párhuzamos = 0° — 10° , sőt sokszor „átesap” és a csúcs felé mutat a tengelyük) lényegileg eltérnek (AGASSIZ 1843, KOCH A 1903, M LERICHE 1910, W A E VAN DE GEYN 1937, O SCHULTZ 1968, BRZOBHATY R—SCHULTZ O 1971).

Az Odontaspisok a felső-krétában jelentek meg, a középső Paratethysben gyakoriak, számos fajuk ma is él. A ma élő Odontaspidaek közé tartozó homoki cápák [*Odontaspis taurus* (RAFINESQUE, 1810)] az Atlanti-óceán Egyenlítő körüli vizeiben, valamint Dél-Afrika és Japán partjainál honosak, de a Földközi-tengerben is előfordulnak. A sekélyebb, főként a homokos parti vizek lakói, 70 m alá nem mennek, kedvelik a folyók torkolatvidékét. Tojással szaporodnak, az újszülött mérete 95—120 cm között mozog. Táplálékuk halak, kisebb cápák, tintahal, olykor rák. Az eddig ismert legnagyobb példány 318 cm és 180 kg volt (STEUBEN 1978).

A most bemutatott lelet az egyes elemek alapján egy két méter körüli állat maradványa.

IRODALOM — REFERENCES

- AGASSIZ L 1843 Recherches sur les Poissons fossiles — Atlas III Neuchâtel
- BÁLDI T 1983 Magyarországi oligocén és alsó-miocén formációk — Akadémiai Kiadó, Budapest
- BENDIX-ALMGREEN S E 1983 Carcharodon megalodon from the Upper Miocene of Denmark, with comments on elasmobranch tooth enameloid coronom — Bull Geol Soc Denmark 32 1—32
- BRZOBOHATY R —SCHULTZ O 1971 Die Fischfauna der Eggenburger Schichtengruppe — Chronostr und Neostatotypen Miozan der Zentralen Parathethys M₁ Eggenburgien 2 719—760
- GEYN W A E VAN DE 1937 Das tertiär der Niederlande mit besonderer Berücksichtigung der Selachierfauna — Leid Geol Meded deel 9 177—361
- HORUSITZKY F 1933 A Budapestkornyei Dunabalszeli dombvidék földtani képződményei — Foldt Int Évi Jel 1933—35-ről 2 941—986
- KOCH A 1903 Tarnóczy Nógrad megyében, mint kovult cázápfogaknak új gazdag lelőhelye — Foldt Kozl 33 (7—9) 22—44
- KOKEN E 1907 Über Hybodus — Geol Pal Abh 4 neue folge 5 (4) 261—275
- KORDOS L —SOLT P 1982 A magyarországi miocén tengeri gerinces faunaszintek vázlatja — Foldt Int Évi Jel 1982-ről 347—354
- LERICHE M 1910 Les Poissons oligocènes de la Belgique — Bruxelles
- REIF W E 1974 Metopacanthus sp (Holocephali) und Palaeospinax egertoni S W S Woodward (Selachii) aus dem unteren Tortonium von Holzmaden — Stuttgarter Beitr Naturk B 10 1—9
- SCHULTZ O 1968 Die Selachierfauna (Pisces, Elasmobranchii) aus den phosphoritsanden (Unter-Miozan) von Plesching bei Linz, Oberösterreich — Naturkund 14 Linz.
- STEBEN K SCH 1978 Die Haie der Sieben Meere — Hamburg, Berlin
- VITÁLIS I 1942 A recens Notidanusok és a fosszilis Notidanus primigenius Ag fogazata, fő tekintettel a mátraszőlősi miocén korú Notidanus fogakra — Geol Hung ser Pal 18
- WEILER W 1933 Két magyarországi oligocén-korú halfauna — Geol Hung ser Pal 2.

ODONTASPIS (SYNODONTASPIS) DIVERGENS N SP FROM
THE OLIGOCENE OF CSILLAGHEGY

by

P SOLT

Hungarian Geological Institute Budapest, Népstadion út 14
H-1143

UDC 567 31 551 781 5(234 373 27)

Key words Selachii, *Odontaspis (Synodontaspis) divergens* n sp, Lower Oligocene—Upper Rupelian, Tard Claymarl Formation, Budapest

From the Lower Oligocene, Upper Rupelian beds of a brickyard clay pit at Csillaghegy (Budapest) the remains of the body of a shark have been recovered. The finds have turned out to represent a new species within the genus *Odontaspis*.

Familia Carcharidae (Odontaspidae)

Genus *Odontaspis* AGASSIZ, 1836

Odontaspis (Synodontaspis) divergens n sp

(I—IV plate)

Lamna (Odontaspis) contortidens — AGASSIZ 1844 p 294, 37 pl fig 23

Lamna van der broeckii WINKLER, 1880 — LERICHE 1910, p 273

Odontaspis acutissima AGASSIZ, 1844 — LERICHE 1910, p 261, pl XIV, fig 9—15, 18, 22—24

Odontaspis acutissima AGASSIZ, 1844 — LERICHE 1926, p 393, pl XXVIII, fig 32, 33, 38 42

Odontaspis (Synodontaspis) acutissima — AGASSIZ 1844 BRZOBHATY—SCHULTZ 1971, p 727, pl 2, fig 3

Holotypus. Specimen V 14 636 (Vt 129) in the Paleovertebrate Collection of MÁFI

Derivatio nominis *divergens* (lat) = divergent, a name based on the secondary apices of the teeth diverging from the axis of the tooth

Locus typicus middle horizon in the clay pit of the brickyard at Csillaghegy.

Stratum typicum Lower Oligocene, Upper Rupelian, Lower Kiscellian, Tard Claymarl Formation, middle member

Diagnosis The axes of the secondary apices in all of a total of 115 specimens belonging to one individual tend to diverge from the axis of the main apex

Description Teeth (Plates I—III) On eight slabs attaining a maximum of 18×9 cm and a minimum of 8×4 cm in size there is a total of 106 teeth, 9 teeth having been weathered out of the rock. Consequently, the finds include a total of 115 (!) teeth. The height of edge of the frontal teeth varies between 15 and 20 mm, that of the lateral ones being 12—15 mm. The frontal teeth are slender, weakly S-arched. The laterals gradually vary in shape towards the buccal part: their base becomes wider and the teeth tend to become more and more retracted. There are 4 fore-teeth too. These are much smaller than the rest, being situated between the lateral and the frontal sets of teeth—characteristics typical of the now-living *Odontaspis* species as well. Their height of edge varies between 4 and 5 mm. In addition to the main apex, each tooth has a secondary apex as well which emerges at a distance of 2—5 mm from the plane of the cutting edge, to the right and left of the main apex.

Their outline is nowhere convex or straight, all without exception being concavely curved. The axes of the secondary apices form an angle with the tooth-base, this angle varying between 25° and 40° in the frontal teeth and between 45° and 60° in the lateral ones. It is these two characteristics of the finds relative to with the secondary apices that have justified the establishment of a new species. In the group of forms belonging to the now-living *Odontaspidae* family the number of teeth in the upper jaw seldom amounts to more than 60. Consequently, the number of teeth of the two jaws cannot be much more than 120. Thus the present finds of 115 teeth may be considered to be almost complete, and even in case of a deviation of a few per cent, the few missing teeth are not likely to deviate from the basic features of the existing teeth (Fig. 1).

Jaws (Plate I) Distorted jaw remains are observable on several "tooth-laden" slabs. Because of being deformed, compressed, they are unsuitable for any measurement. Nevertheless, their size values can be inferred, on the one hand, from the succession of teeth, their position and from the occasional fragments, on the other hand, from the tooth measurements. With a view to all these data, the approximate breadth of the jaws seems to fall between 20–25 cm.

Vertebrae (Plate IV) On ten slabs of a maximum of 16×11 cm and a minimum of 5×5 cm there are a total of 37 vertebrae, three being preserved separately (independently) and five being reduced to fragments. The largest vertebra has a diameter of 45 mm and a breadth of 15 mm, the smallest one being 25×10 mm in size. The stiffening slats on their margin are quite distinct. The "in situ" vertebrae are arranged in rows, tilted upon one another like dominoes, with an overlap of 50, or sometimes 66 per cent. The centres of the vertebrae are now and there attenuated to scarcely 3 mm.

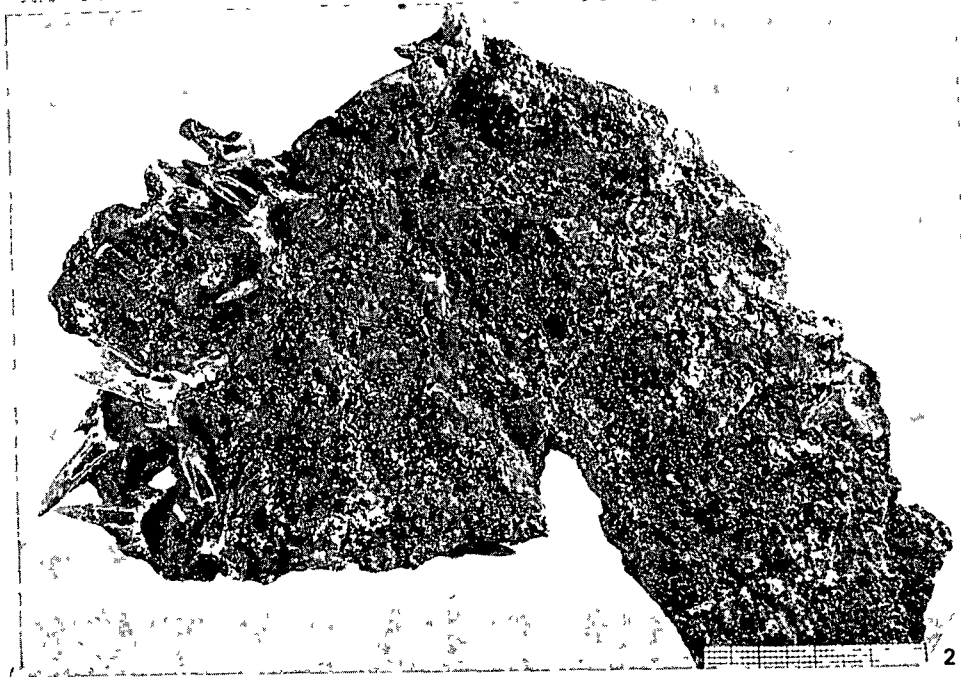
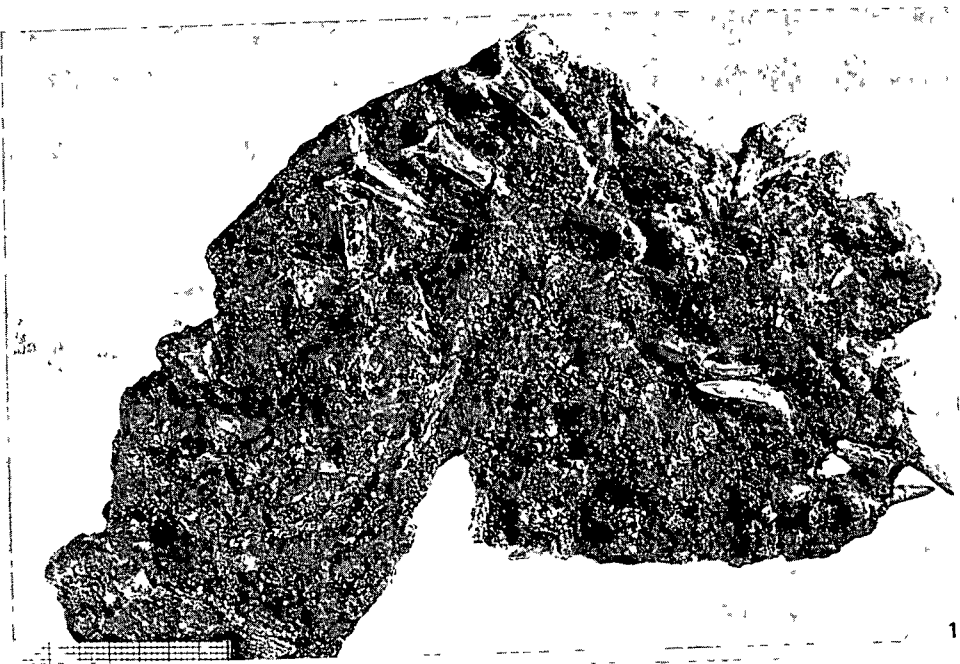
Skin remains (Plate III, f. 5) Because of the extremely favourable conditions of fossilization, even skin surfaces of varying size are preserved on several slabs. The mosaics of droplet-like skin particles overlap one another like fish-scales, the centre of their oval surface being a little elevated, their diameter attaining about 1 mm.

By the dimensions of the jaws, teeth and vertebrates the living animal could be about 2 meters long.

Lucky finds of fossil shark similar to the fossils of Csillaghegy were described by LERICHE from the Rupelian of Niel in Belgium. The finds included three tooth-covered rock debris, a few separate teeth (LERICHE 1910, p. 261, pl. XIV, images on the left side) and nine vertebrae (LERICHE 1910, p. 261, text fig. 73–76) belonging to the species *Odontaspis acutissima* AGASSIZ, 1844. This species is most closely related to the one here described, but it differs from it by the shape of the secondary apices (there are convex and straight-outlined ones among them) and sometimes by their number (there are small apices on the edge of the teeth and sometimes towards the main apex as well). However, the main difference consists in the angle formed with the main apex (almost parallel = $0^\circ - 10^\circ$, moreover, in many cases, their axis is pointed towards the apex) which is already an essential difference (AGASSIZ 1843, KOCH A. 1903, M. LERICHE 1910, W. A. E. VAN DE GEYN 1937, O. SCHULTZ 1968, BRZOBHATY R. —SCHULTZ O. 1971).

I tábla — Plate I

- 1—2 *Odontaspis (Synodontaspis) divergens* n sp alsó állkapocs frontális íve
a fogakkal — *Odontaspis (Synodontaspis) divergens* n sp frontal arch
of lower jaw with the teeth 1×

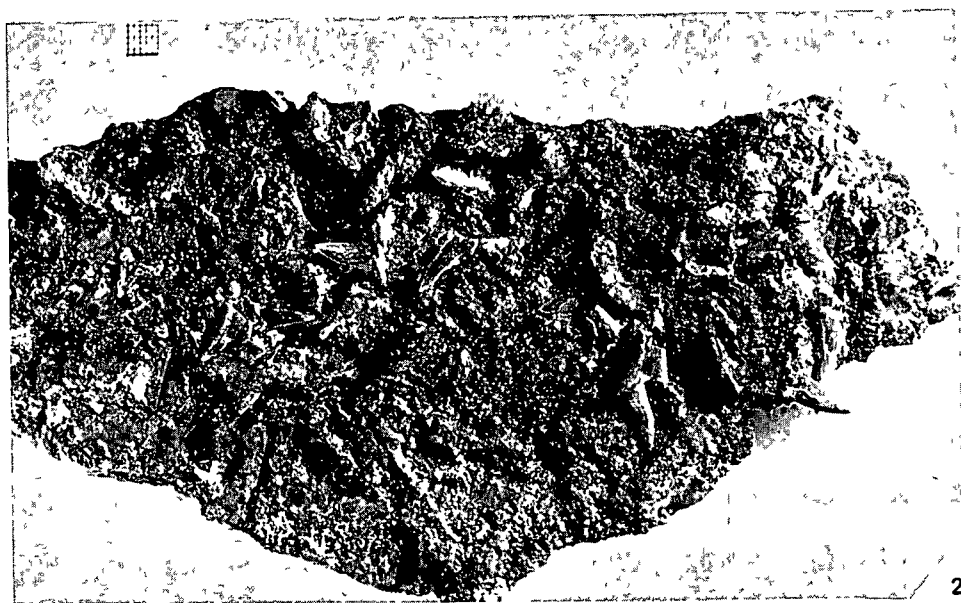


II. tábla — Plate II

- 1 *Od (Syn) divergens* n. sp. „in situ” felület frontális fogakkal — *Od (Syn) divergens* n. sp. “in situ” surface with frontal teeth 1×
- 2 *Od (Syn) divergens* n. sp. laterális fogakkal borított felület — *Od (Syn) divergens* n. sp. surface covered with lateral teeth 1×



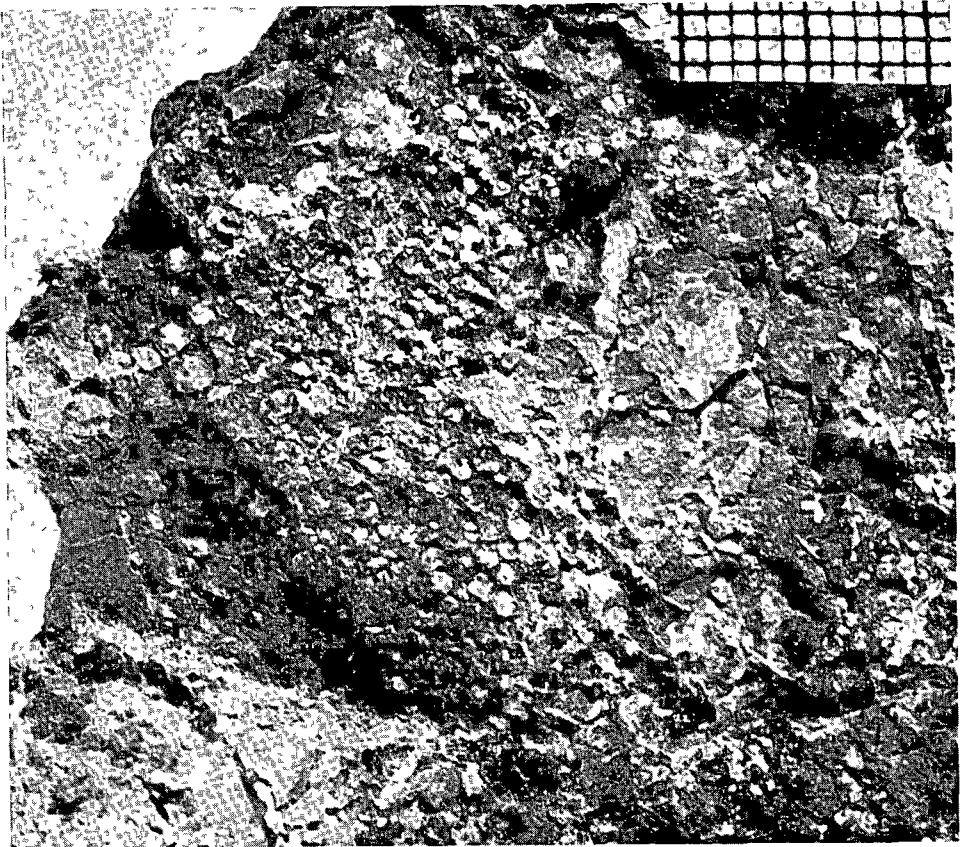
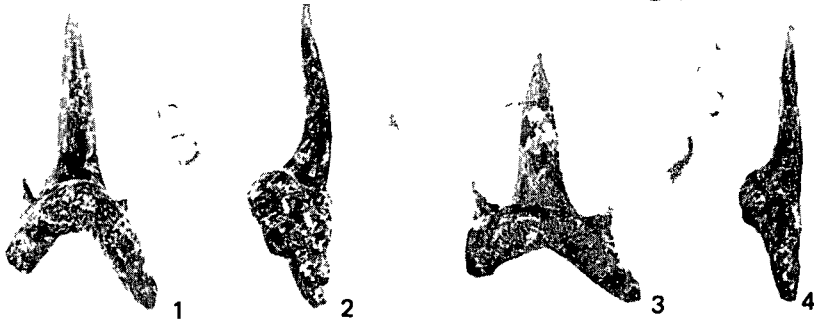
1



2

III tábla — Plate III

- 1—4 *Od (Syn) divergens* n sp frontális (1—2) és laterális (3—4) fogának
kulső oldala és oldalnézete — *Od (Syn) divergens* n sp outer side and
frontal view of frontal (1—2) and lateral teeth (3—4) 1×
- 5 *Od (Syn) divergens* n sp bőrfelület részlete — *Od (Syn) divergens*
n sp detail of skinned surface 1×

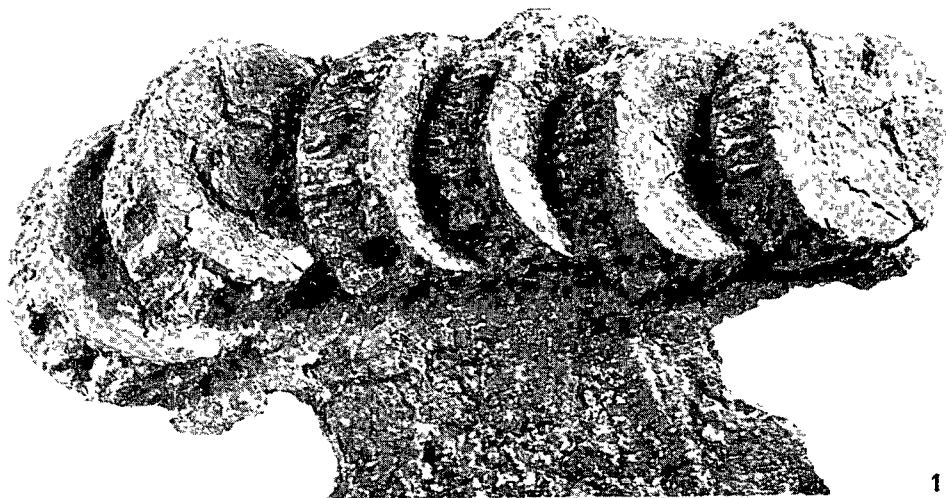


5

f
f
f

IV tábla — Plate IV

- 1—2 *Od (Syn) divergens* n sp csigolya sorok — *Od (Syn) divergens* n sp.
sets of vertebrae 1×
- 3 *Od (Syn) divergens* n sp legnagyobb csigolya — *Od (Syn) divergens*
n sp largest vertebrae 1×



A BALATON PANNÓNIAI ÉS HOLOCÉN KÉPZŐDMÉNYEINEK PALYNOLÓGIAI VIZSGÁLATA

NAGYNE BODOR ELVIRA

M Áll Földtani Intézet Budapest, Nepstadion út 14
H-1143

ETO 551 782 + 551 79 551 312 4 Balaton
56 07 58 081 3 551 312 4 Balaton

T a r g y s z a v a k aktuálgeológia, a tó keletkezése, medence-morfológia, szakaszosság, vízszint, palynológia, pannóniai, holocen, Balaton

A Balaton Balatonakalától Balatonkeneséig terjedő területen 8 db mederfúrást vizsgáltunk palynológiai szempontból (1–8 táblázat) Ezek közül a 9, 10, 11, 15 és 16 sz fúrások felső-pannóniai korú uledékeket is harántoltak Ebben az időben a területre a lapi novenyborítás volt jellemző (Taxodiaceae—Myricaceae tarsulások) A fúrások többsége az ó-holocén fenyő—nyír vegetációs szakaszát átfogó rétegsort harántolta (1 e 10 000 év). Ezek a területeken a tó keletkezése is erre az időszakra tehető A lapi novenyborítást a sekélyvízi novenyek uralma váltotta fel (Schoenoplectus, Sparganium) A holocén előrehaladtával a mélyvizet kedvelő novenyek váltak dominánssá (*Myriophyllum spicatum*, *Potamogeton perfoliatus*) A tó vízszintje a bukk erdők uralma idején érte el maximális magasságát (1 e 2500 év) A hasznalt erdők vegetációs szakaszában ismét a sekélyvízi korulmenyek váltak uralkodóvá (1–2 ábra)

Vizsgálataink eredményeit összehasonlítva a Szigligeti- és Keszthelyi-obolból származó régebbi adatokkal, megállapíthatjuk, hogy a Balaton uledékgyűjtőjének kialakulása Ny-ról ÉK fele haladva kb 5000 év időbeli különbséggel történt

Bevezetés

A Balaton aktuálgeológiai kutatása keretében mélyült mederfúrások rétegsorán palynológiai vizsgálatokat végeztünk A vizsgált 8 db fúrás a tónak Balatonakalától Balatonkeneséig terjedő szakaszán mélyült Pontos helyüket CSERNY TIBOR „A Balaton aktuál-geológiai kutatásának eredményei” című dolgozat 1 és 2 ábrája tünteti fel, csakúgy, mint az 1981–82-ben mélyultekét, valamint a ZÓLYOMI B (1952), ill MIHÁLTZNÉ FARAGÓ M (1982) által feldolgozottakét

A Balaton mederfúrásainak rétegsorán palynológiai vizsgálatokat először ZÓLYOMI B (1952), majd 30 évvel később MIHÁLTZNÉ FARAGÓ M (1982) végzett ZÓLYOMI B „Magyarország novenytakarójának fejlődéstörténete az utolsó jégkorszaktól” című munkájában a Keszthelyi- és Szigligeti-obolben, valamint Szigliget—Balatonfenyves és Balatonakali—Balatonszemes között mélyített mederfúrásokat dolgozta fel Részletesen a Balaton V sz fúrás vizsgálatával és értékelésével foglalkozott Megállapította, hogy a pannóniai képződményeken települő uledékek a Wurm III maximumától (1 e. 20 000 évtől) napjainkig

terjednek és ennek alapján felvázolta a növénytakaró fejlődéstörténetét az utolsó jégkorszaktól napjainkig. Kimutatta, hogy a Balaton keletkezése a jégkorszak utolsó interglaciálisára tehető.

MIHÁLTZSNÉ FARAGÓ M (1982) „Palynológiai vizsgálatok a Balaton fenék-mintán” c. munkájában a Gyenesdiás, Balatonboglár, Balatonkeresztúr és Baltonoszod területén lemélyült fúrások palynológiai vizsgálatát végezte el. Ezek rétegsorában az idősebb Dryas I. pollenzónától (1 e 15 000 évtől) a szubatlanti szakasz IX. pollenzónájáig (1 e 800 év) követte a növénytakaró fejlődéstörténetét. Munkánk során mindkét szerző vizsgálati eredményeit figyelembe vettük. Az általunk vizsgált minták (1–8 táblázat) gazdag sporomorpha asszociációi (I–V tábla) lehetőséget adtak palynosztatiográfiai, paleoklimatológiai és paleoökológiai kiértékelésre.

Az egyes fúrások palynológiai értékelése és a terület növénytakarójának fejlődéstörténete

A 9. sz. fúrás 0,0–4,7 m-ig terjedő szakaszát vizsgáltam (1 táblázat). A növényborítás fejlődése itt jól követhető a felső-pannóniai végétől napjainkig. A 4,6–4,7 m-ből származó minták sporomorpha-együttese felső-pannóniai korúnak bizonyultak. Az asszociációban résztvevő *Tsuga diversifolia*, *Sciadopitys* sp., *Cedripites* sp. pollenszemcséi meleg, páradús éghajlatot jeleznek. A Polypodiaceae páfrányspórák gyakori előfordulása is nedves éghajlatot igazolt. A 4,4 m-ből vett minta sporomorpha asszociációja holocén kori lera-kódást bizonyított, a fenyő–nyír vegetációs szakasztól kezdődően (1 e 10 000 év). Ebben az együttesben a vízben élő növényeket az algavegetáció (*Botryococcus* és *Pediastrum*) képviselte. A *Pinus*–*Betula* uralmat a 3,6–4,0 m mélységnél *Corylus* dominancia váltotta fel (1 e 9000–7500 év). A 3,2–3,4 m mélységközéből vett minta spóra–pollen együttesében a vegyes tolgyszerűk uralma jelentkezett, az előzőnél csapadékosabb éghajlatról tanúszkodva (1 e 7500–5000 év). A 2,0–3,0 m-ben harántolt uledék flóráképe a környezet további beerdősülését mutatja, amelyben a *Quercus* játszott vezető szerepet (1 e 5000–2500 év). A víz növények közül az 5 m vízmélységig előforduló mennyisége nőtt (*Myriophyllum spicatum*, *Potamogeton perfoliatus*). Az 1,0–1,8 m mélység mintáiban az egykori vegetációnak *Fagus*–*Carpinus* dominanciája tukrozódott (1 e 2500–1000 év). A 0,0–1,0 m mélységből vett minták pollenképe már a földművelés következtében megrikult erdőtakaróról ad információt: megjelentek a gabonafélék pollenszemcséi. A mélyvizet kedvelő növényeket a sekélyebb vízigényűek váltották fel (*Stratiotes aloides*, *Schoenoplectus* sp.).

A 10. sz. fúrásnak a 0,0–1,6 m-ig terjedő mélységközét vizsgáltuk (2 táblázat).

Az 1,0–1,6 m mélységköz mintáinak sporomorpha asszociációja felső-pannóniai kort igazolt (*Tsuga diversifolia*, *Liquidambar* sp.). Az asszociáció egyik jellegzetessége a mélylápot képviselő *Taxodiaceae* pollenszemcséinek rendkívüli feldúsulása volt. A 0,55 m-től bizonyítható a holocén, a fenyő–nyír szakasztól a bukk vegetációs szakaszig (1 e 10 000–1000 év). A 0,4 m-nél előforduló vegetáció – a *Pediastrum* felszaporodásával – a nyíltvíz kiterjedésére utalt. Ez 0,0 m-nél ismét tapasztalható volt, de itt már a tiszta vizet kedvelő *Pediastrumot* a *Botryococcus* alga váltotta fel. A vízparti vegetáció

gazdagabbá vált, uralkodóan lágyszárú növények (*Ranunculus* sp, *Phragmites communis*) alkották

A 11 sz fúrásnak 0,2—3,2 m-ig terjedő részét vizsgáltuk (3 táblázat) 3,2 m alatt valószínűleg felső-pannóniai uledékekkel számolhatunk, mivel a vizsgált mintában a holocén kori pollenszemcsék mellett a felső-pannóniai áthalmazott pollenszemcséi is előfordulnak. A 3,2 m-ben valószínűleg már a holocén fenyő—nyír szakasza kezdődhetett. A 2,8 m mélységből vett mintában előforduló sporomorpha asszociáció a terület sekély mocsári vízborítását jelezte, a *Rorippa amphibia*, *Trigochloa maritimum* képviselőivel. Megtalálhatók voltak mérsékelt égövi láprétek uralkodó fajai és a sötétű jellegű aljnövényzet tagjai (*Gentiana* sp, *Sanguisorba officinalis*). A vegetáció 2,4 m-nél változott dominánssá vált az Arbor pollen (*Corylus*, *Ulmus*). A 2,2 m-nél a minták pollenképe alapján a növényborítás vegyes lomboserdő volt, páfrányos aljnövényzettel. Megjelentek a mélyebb vizet kedvelő taxonok (*Myriophyllum spicatum*, *Potamogeton perfoliatus*). Algavegetációban a kevésbé nyíltvízi ökológiai igényű *Botryococcus* dominált. A fúrás rétegsora a használt erdők vegetációs szakásával zárult.

A 12 sz fúrásnak 0,0—1,75 m-ig terjedő szakaszát vizsgáltuk (4 táblázat). A fúrásban az uledékképződés folyamatosságát megismétlődő vízszint-ingadozásokkal a holocén kezdetétől napjainkig lehetett bizonyítani. 1,75 m-nél a pollenkép tajgaszerű állapotot jelez. A 0,2—0,6 m mélységből vett minták páfrányos aljnövényzetű erdők záródását mutatták. 1,75 m-től felfelé a mélyebb vízi növényeket a *Myriophyllum spicatum* és a *Potamogeton natans* képviselte. A vízparti vegetáció — melyet a lágyszárúak uraltak — 0,4-től egyed- és fajszámban gazdagodott (*Glyceria fluitans*, *Phragmites communis*). A zárt mocsárerdők elemei szórótan, de következetes előfordulással jelentkeztek (*Alnus* sp, *Salix* sp).

A 13 sz fúrás 0,0—3,05 m-ig terjedő szakaszát vizsgáltuk (5 táblázat). A fúrás újholocén kori uledéket harántolt (1 e kb 5000 évtől). A minták pollenképe alapján a környező területet tolgý—bukk (2,0 m-ig), majd bukk erdők borították. A vízben élő növények közül a mélyvíziek voltak jelentősek (*Myriophyllum spicatum*). A tó vízszintje ekkor érhetette el a maximális magasságát, amely 1,6 m-nél mutatott némi ingadozást. A környező szárazulatot ekkor kiterjedt lágyszárúakból álló vízparti typhás—phragmiteses társulások és ritkás fuzesek borították.

A 14 sz fúrás 0,0—1,9 m-ig terjedő szakaszát vizsgáltuk (6 táblázat). 1,4 m, 1,65 m és 1,9 m-ben holocén és áthalmazott felső-pannóniai korú sporomorpha anyagot találtunk. A holocén kori pollenszemcsék mennyisége 1,4 m-től 1,9 m-ig csökkenő tendenciát mutatott, így lehetséges, hogy 2 m alatt már pannóniai korú képződményekkel számolhatunk. A kevés sporomorpha anyag (a *Pinus sibirica*, *Artemisia* sp, és *Chenopodiaceae* sp) alapján az uledékképződés ideje a fenyő—nyír vegetációs szakasz kezdetére csak valószínűsíthető. A 2. ábra jól mutatja, hogy a medernek ez a része még csak időszakos sekélyvízi borítású volt, amelybe a pannóniai képződményekből álló parti régióból az areális erózió jól felismerhető pannóniai sporomorpha elemeket halmazott át. Az 1,2 m-ből vett minta sporomorpha asszociációja mogyoró-vegetációs szakaszt és boreális klímát tükröz, melyet a kevert tolgýerdők uralma követett, atlantikus jellegű klímával. 0,6 m-nél kezdődött a bukk erdők térhódítása. A vízinnövényzetet a *Botryococcus* algaszervezet uralta, csekély mennyiségű

A 9 sz furás palynológiai vizsgálatának eredménye
 Pollenological analyses of borehole No 9

1 táblázat - Table 1

Kor	HOLOCEN		Vegetációs és Klíma szakaszok	M = 1 200	Mintavétel (m)	ELŐFORDULÓ TAXONOK
	Ó	ÚJ				
FELSO MIOCEN						
Idő (ezer év)						
Pollen zónák (NILSSON T 1964)						
ZOLYOMI B (1952) brosztása						
SA 2	Ba	használt erdők (szubatlanti jelen)	II-III-III	0,0	<i>Botryococcus braunii</i>	
SA 1	8	bukk(szubatlanti)	II-III-III	0,2	<i>Sporogya</i> sp	
20		tolgy-bukk (szubboréllis)	II-III-III	0,4	<i>Polypodiaceae</i> sp	
50	7	kevert tolgy (atlanti)	II-III-III	0,6	<i>Pinus silvestris</i>	
	6a		II-III-III	0,8	<i>Scabiosae</i> sp	
			II-III-III	1,0	<i>Tilia cordata</i>	
			II-III-III	1,2	<i>Chenopodiaceae</i> sp	
			II-III-III	1,4	<i>Alnus</i> sp	
			II-III-III	1,6	<i>Myriophyllum spicatum</i>	
			II-III-III	1,8	<i>Schoenoplectus</i> sp	
			II-III-III	2,0	<i>Ovoidites ligneolus</i>	
			II-III-III	2,2	<i>Ericipites</i> sp	
			II-III-III	2,4	<i>Betula</i> sp	
			II-III-III	2,6	<i>Lycopodium</i> sp	
			II-III-III	2,8	<i>Ulmipollenites</i> sp	
			II-III-III	3,0	<i>Lonicera</i> sp	
			II-III-III	3,2	<i>Botrychium lunaria</i>	
			II-III-III	3,4	<i>Tsuga diversifolia</i>	
			II-III-III	3,6	<i>Liquidambar stracyfluaeformis</i>	
			II-III-III	3,8	<i>Amaranthaceae</i> sp	
			II-III-III	4,0	<i>Myricipites rurensis</i>	
			II-III-III	4,2	<i>Fagus sylvatica</i>	
			II-III-III	4,4	<i>Taxodoiaceae</i> sp	
			II-III-III	4,6	<i>Tsuga spinulosa</i>	
			II-III-III	4,7	<i>Cedripites</i> sp	
			II-III-III		<i>Sciadopitys</i> sp	
			II-III-III		<i>Nymphaeae pannonicus</i>	
			II-III-III		<i>Liquidambar orientalisformis</i>	
			II-III-III		<i>Ilex</i> sp	
			II-III-III		<i>Carya</i> sp	
			II-III-III		<i>Pterocarya</i> sp	
			II-III-III		<i>Zelkova</i> sp	
			II-III-III		<i>Salix</i> sp	
			II-III-III		<i>Dryopteris filix-mas</i>	
			II-III-III		<i>Potamogeton perfoliatus</i>	
			II-III-III		<i>Cornus</i> sp	
			II-III-III		<i>Umbelliferae</i> sp	

I táblázat

		E L Ö F O R D U L O T A X O N O K			
				<i>Sparganium erectum</i>	
				<i>Polypodium vulgare</i>	
				<i>Ranunculus</i> sp	
				<i>Artemisia</i> sp	
				<i>Stratiotes aloides</i>	
				<i>Sagittaria sagittifolia</i>	
				<i>Corylus</i> sp	
				<i>Carpinus</i> sp	
				<i>Sagina</i> sp	
				<i>Rorippa amphibia</i>	
				<i>Quercus</i> sp	
				<i>Compositae</i> sp	
				<i>Veronica</i> sp	
				<i>Glyceria fluitans</i>	
				<i>Oleaceae</i> sp	
				<i>Pediastrum</i> sp	
				<i>Acer</i> sp	
				<i>Gypsophila repens</i>	
				<i>Alisma lanceolatum</i>	
				<i>Scirpus</i> sp	
				<i>Phragmites communis</i>	
				<i>Typha latifolia</i>	
				<i>Pteridium aquaticum</i>	
				<i>Ambrosia psilostachya</i>	
				<i>Typha schotteworthii</i>	
				<i>Rumex hydrolapatum</i>	
				<i>Galium asperellum</i>	
				<i>Hottonia palustris</i>	
				<i>Najas marna</i>	
				<i>Acorus calamus</i>	
				<i>Cyperaceae</i> sp	
				<i>Buttomus</i> sp	
<i>Ophioglossum vulgatum</i>					
<i>Stellaria aquatica</i>					
<i>Cystopteris fragilis</i>					
<i>Triglochin maritimum</i>					
<i>Armeria vulgaris</i> -					
<i>Cf. Ceratophyllum</i> sp					
<i>Juglans</i> sp -					
<i>Sagina nodosa</i>					
<i>Selaginella helvetica</i>					
Kultúrt Graminac					
<i>Potamogeton nodosus</i>					
<i>Isoetes sinuoides</i> *					
<i>Polytrichum commune</i> sp *					
<i>Nyssaepollenites</i> sp *					
<i>Normapollen</i> sp *					
<i>Corollina</i> sp ** -					
edesvízi		Vízi	Ökológiai együttese!		
mocsári-lápi					
vízparti		Szarzlatti	Ökológiai együttese!		
sík es dombvidéki					
hegyi-hegylábi					
		a szerves anyag relatív mennyiségi változása			

neogenből áthalmazott
 •• mezozoikumból áthalmazott

2 táblázat – Table 2

A 10 sz furás palynológiai vizsgálatának eredménye

Palynological analyses of borehole No 10

FELSO MIOCEN	HOLOCEN		Kor Ido (ezer ev) Pollen zonák (NILSSON T 1964)	ZÖLYOMI B. (1952) beosztása	Vegetációs es klíma szakaszok	LITO- SZTRATI- GRAFIA	M = 1 200	Mintavétel (m)	ELŐFORDULÓ TAXONOK
	0	UJ							
	10.0	9.0 -							
			SA 2	8a	használt erdők (szubatlanti jelenl)	II - II - II	0.0	<i>Botryococcus barunii</i>	
			SA 1	8	dükk (szubatlanti)	II - II - II	0.2	<i>Dryopteris</i> sp	
			AT 1	6a	idősebb kevert tölgy (atlanti)	II - II - II	0.4	<i>Pinus silvestris</i>	
			BO	5	mogyoró (boreális)	II - II - II	0.55	<i>Abies</i> sp	
			PB	4	fenyő - nyír (preboreális)	II - II - II	0.8	<i>Picea</i> sp	
					felső pannoni meleg - mérsékelt klímáigényű növényzet	II - II - II	1.0	<i>Tilia cordata</i>	
						II - II - II	1.3	<i>Chenopodiaceae</i> sp	
						II - II - II	1.6	<i>Fagus sylvatica</i>	
						II - II - II		<i>Ulmus</i> sp	
						II - II - II		<i>Betula pendula</i>	
						II - II - II		<i>Carpinus</i> sp	
						II - II - II		<i>Juglans</i> sp	
						II - II - II		<i>Salix</i> sp	
						II - II - II		<i>Botrychium</i> sp	
						II - II - II		<i>Polypodium</i> sp	
						II - II - II		<i>Tsuga diversifolia</i>	
						II - II - II		<i>Ts spinulosa</i>	
						II - II - II		<i>Tsugaepollenites</i> sp	
						II - II - II		<i>Taxodium</i> sp	
						II - II - II		<i>Liquidambar orientalisformis</i>	
						II - II - II		<i>Eriopites</i> sp	
						II - II - II		<i>Acer</i> sp	
						II - II - II		<i>Hederae</i> sp	
						II - II - II		<i>Lonicera</i> sp	
						II - II - II		<i>Caprifoliupites</i> sp	
						II - II - II		<i>Zelkova</i> sp	
						II - II - II		<i>Myrica</i> sp	
						II - II - II		<i>Sparganium</i> sp	
						II - II - II		<i>Gramineae</i> sp	
						II - II - II		<i>Ilex</i> sp	
						II - II - II		<i>Cedripites</i> sp	
						II - II - II		<i>Nymphaea</i> sp	
						II - II - II		<i>Rhoipites pseudocingulum</i>	
						II - II - II		<i>Nyssa</i> sp	
						II - II - II		<i>Almpollenites</i> sp	
						II - II - II		<i>Linguliflora</i> sp	

2. táblázat

	<i>Carya</i> sp		E L O F O R D U L O T A X O N O K	
	<i>Eleagnus</i> sp			
	<i>Sciadopytus</i> sp			
	<i>Gomphraena</i> sp			
	<i>Spyrogra</i> sp			
	<i>Lycopodium</i> sp			
	<i>Scabiosae</i> sp			
	<i>Artemisia</i> sp			
	<i>Pterocarya</i> sp			
	<i>Ilex</i> sp			
	<i>Umbelliferae</i> sp			
	<i>Potamogeton perfoliatus</i>			
	<i>Ephedra</i> sp			
	<i>Abietinae</i> sp			
	<i>Ginkgorecentina</i> sp			
	<i>Ranunculus</i> sp			
	<i>Myriophyllum</i> sp			
	<i>Stratotes aloides</i>			
	<i>Typha latifolia</i>			
	<i>Sagina</i> sp			
	<i>Polypodium vulgare</i>			
	<i>Castanea</i> sp			
	<i>Quercus</i> sp			
	<i>Cyperaceae</i> sp			
	<i>Phragmites communis</i>			
	<i>Pediastrum</i> sp			
	<i>Rorippa amphibia</i>			
	<i>Corylus</i> sp			
	<i>Glyceria fluitans</i>			
	<i>Cystopteris fragilis</i>			
	<i>Dryopteris filix mas</i>			
	<i>Hottonia palustris</i>			
	<i>Onoclitus aquatica</i>			
	<i>Trigochilum maritimum</i>			
	<i>Thalictrum lucidum</i>			
	<i>Centauera</i> sp			
	<i>Kultivált Graminae</i>			
	<i>Scripus</i> sp			
	athalmozas			
	mezozoikum			
	<i>Normapolles</i> sp			
	<i>Corollina</i> sp			
	paleogen			
	<i>Cicatricosisporites</i> sp			
	<i>Ischvosporites</i> sp			
	neogen			
	<i>Intatroporopollentis instrictus</i>			
	<i>Tricolporopollentis</i> sp			
	<i>Polypodiaceosporites verrucatus</i>			
	<i>P. triangulus</i>			
	<i>Verrucingulatisporites</i> sp			
	<i>Araliacopollentis</i> sp			
	<i>Sapotaceoidapollentis</i> sp			
	<i>Tricolporopollentis (ingulum) typ</i>			
	edeszízi	Víz		Ökológiai együttesek
	mocsári-lapi			
	vízparti	Szarvzárati		
	sík és dombvidék			
	hegyi-hegylábi			
	a szerves anyag relatív mennyiségi változása			

A 11 sz. furás palynológiai vizsgálatának eredménye

Palynological analyses of borehole No 11

KRONOSZTRATIGRÁFIA				LITO-SZTRATIGRÁFIA	Mintavétel (m)	ELOFORDULÓ TAXONOK
Kor	Idő (ezer év) (NILLSON T 1964)	Pollen zónák (1982) besorolása	Vegetációs és klíma szakaszok			
HOLOCÉN	10	SA 2	használt erdők (szubatlanti jelens)	M = 1 200	0,2	<i>Pinus silvestris</i>
	20	SA 1	bükk (szubatlanti)		0,4	<i>Tilia cordata</i>
	50	SB	tolgya-bükk (szubborrealis)		0,6	<i>Ulmus</i> sp
	70	AT 2	kevert tolgya (atlanti)		0,8	<i>Alnus</i> sp
	90	AT 1	mogyoró (borrealis)		1,0	<i>Artemisia</i> sp
	0	PB	fenyő-nyír (pédborrealis)		1,2	<i>Tsuga spinulosa</i>
					1,4	<i>Botryococcus braunii</i>
					1,6	<i>Pediastrum</i> sp
					1,8	<i>Ranunculus</i> sp
					2,0	<i>Myriophyllum spicatum</i>
					2,2	<i>Quercus robur</i>
					2,4	<i>Fagus sylvatica</i>
					2,6	<i>Chenopodiaceae</i> sp
					2,8	<i>Rorippa amphibia</i>
					3,0	<i>Dryopteris</i> sp
					3,2	<i>Corylus</i> sp
						<i>Compositae</i> sp
						<i>Potamogeton perfoliatus</i>
						<i>Salix</i> sp
						<i>Onenanthae</i> sp
						<i>Betula</i> sp
						<i>Sagina</i> sp
						<i>Dryopteris filix mas</i>
						<i>Abies</i> sp
						<i>Polygonum viviparum</i>
						<i>Selaginella selaginoides</i>
						<i>Spirogyra</i> sp
						<i>Lycopodium</i> sp
						<i>Polypodiaceae</i> sp
						<i>Acer</i> sp
						<i>Schoenoplectus</i> sp
						<i>Stellaria aquatica</i>
						<i>Phragmites communis</i>
						<i>Picea</i> sp
						<i>Myriophyllum verticillatum</i>
						<i>Scabiosa</i> sp

3. táblázat

	<i>Cooksonella circularis</i>	E L F O R D U L O T A X O N O K	
	<i>Gentiana</i> sp.		
	<i>Lonicera</i> sp.		
	<i>Sambucus officinalis</i>		
	<i>Urtica</i> sp.		
	<i>Cornus</i> sp.		
	<i>Trigonotis maritimum</i>		
	<i>Botrychium</i> sp.		
	<i>Sagittaria sagittifolia</i>		
	<i>Talictrium lucidum</i>		
	<i>Glyceria fluitans</i>		
	<i>Polypodium amplum</i>		
	<i>P. avicularae</i>		
	<i>P. bistorta</i>		
	<i>Plantago</i> sp.		
	<i>Sparganium erectum</i>		
	<i>Typha latifolia</i>		
	<i>Rumex</i> sp.		
	<i>Acorus calamus</i>		
	<i>Hydrocotyle morosus</i> range		
	<i>Pteridium aquilinum</i>		
	<i>Selaginella helvetica</i>		
	<i>Veronica</i> sp.		
	<i>Achillea lanceolatum</i>		
	<i>Carpinus</i> sp.		
	<i>Scirpus</i> sp.		
	Graminae sp.		
	<i>Typha schotteworthii</i>		
	<i>Cirsium palustre</i>		
	<i>Calluna vulgaris</i>		
	<i>Najas marina</i>		
	<i>Stenochlora palustris</i>		
	<i>Crepis paludosa</i>		
	<i>Mulgedium</i> sp.		
	<i>Hottonia palustris</i>		
	<i>Juglans nigra</i>		
	Kultivált Graminae		
	<i>Normapolles</i> sp.*		
	<i>Plurozonaria</i> sp.		
	<i>Tsuga diversifolia</i> *		
	<i>Ts. spinulosa</i> **		
	<i>Nymphaeae pannonicus</i> **		
	edessvízi		Ökológiai egységek
	mocsári-lapú		
	vízparti		
	sík és dombvidéki		
	hegyi-hegylábi		Szorulat
	0.1		a szerves anyag relatív mennyiségi változása
	0.2		

* mezozoikumtól áthalmazott
 ** neogenből áthalmazott

4 táblázat – Table 4

A 12 sz fúrás palynológiai vizsgálatának eredménye
 Pollenological analyses of borehole No 12

KRONOSZTRATIGRÁFIA				LITO-SZTRATIGRÁFIA	Mintavétel (m)		E L O F O R D U L O T A X O N O K														
Kor	Ido (ezer év)	Pollen zónák (NILSSON 1964)	ZOLYOMI B (1952) beosztása	Vegétációs és klíma szakaszok	M = 1 200																
ÚJ HOLOCÉN																					
	1,0	SA 2	8a	használt erdők (szubatanti jelen)	— — —	0,0															
	2,0	SA 1	8	bukk (szubatanti)	—⊖—	0,2															
	5,0	SB	7	tolgy–bukk (szubborrealis)	— — —	0,4															
	7,0	AT 2	6a	kevert tolgy (atlanti)	— — —	0,6															
	9,0	AT 1	6	mogyoró (borealis)	— — —	0,8															
	10,0	BO	5	mogyoró (borealis)	— — —	1,0															
		PB	4	fenyő–nyír (preborealis)	— — —	1,2															
					— — —	1,4															
					— — —	1,6															
					— — —	1,75															

1		kőzetliszt silt	2		agyagos kőzetliszt clayey silt
3		finomhomokos kőzetliszt fine–sandy silt	4		kavcsos–homokos kőzetliszt gravelly–sandy silt
5		kavcsos homok gravelly sand	6		tőzeg Mollusca héltörmelékkel peat with shells detritus of molluscs
7		agyagos kőzetliszt kagylóhéj és növényi törmelékkel clayey silt with detritus of bivalve shells and plants			

nyomokban – in traces	keves – poor	közepes – fair	sok – frequent	nagyon sok – very frequent	tömeges – abundant
-----------------------	--------------	----------------	----------------	----------------------------	--------------------

5. táblázat

	<i>Abies</i> sp	E L Ö F O R D U L Ó T A X O N O K	
	<i>Rorippa amphibia</i>		
	<i>Salix</i> sp		
	<i>Schoenoplectus</i> sp		
	<i>Polygonum viviparum</i>		
	<i>Carpinus carpinoides</i>		
	<i>Chenopodiaceae</i> sp		
	<i>Phragmites communis</i>		
	<i>Gramineae</i> sp		
	<i>Cyperaceae</i> sp		
	<i>Stellaria</i> sp		
	<i>Cystopteris fragilis</i>		
	<i>Dryopteris filix-mas</i>		
	<i>Hottonia palustris</i>		
	<i>Scabiosa</i> sp		
	<i>Glyceria fluitans</i>		
	<i>Centaurea</i> sp		
	<i>Utricularia</i> sp		
	<i>Myriophyllum verticillatum</i>		
	<i>Juglans nigra</i>		
	Kultúrt Graminae		
	<i>Ephedra</i> sp		
	<i>Calamus</i> sp		
	<i>Sagina</i> sp		
	<i>Rumex</i> sp		
	<i>Stratiotes aloides</i>		
	<i>Botrychium</i> sp		
	<i>Polygonum bistorta</i>		
	<i>Mulgedium</i> sp		
	<i>Sphagnum</i> sp		
	<i>Buttomus</i> sp		
	<i>Hydrocharis-morosus-ranae</i>		
	<i>Sparganium erectum</i>		
	<i>Lonicerae</i> sp		
	<i>Caprifolipites</i> sp		
	<i>Polypodium vulgare</i>		
	<i>Dipsacuss</i> sp		
	<i>Typha schuttewortu</i>		
	edesvízi	Víz	Ökológiai egy/vttesek
	mocsári-lápi		
	vízparti	Szarazlat	
	sík és dombvidéki		
	hegyi-hegylábi		
	a szerves anyag relatív mennyiségi változása		

A 14 sz furás palynológiai vizsgálatának eredménye

Palynological analyses of borehole No 14

KRONOSZTRATIGRÁFIA				LITO- SZTRATI- GRÁFIA	Mintavétel (m)		E L Ő F O R D U L Ó T A X O N O K
Kor	Idő (ezer év)	Pollen zónák (NILSSON T 1964)	ZOLYOMI B. (1952) beosztása	Vegetációs és klíma szakaszok	M = 1 200		
HOLOCÉN	10	SA 2	Ba	használt erdők (szubatlanti jelen)	0.0	<i>Botryococcus braunii</i>	
	10	SA 1	8	bukk (szubatlanti)	0.2	<i>Pinus silvestris</i>	
	20	SB	7	tolgy–bukk (szubboréalis)	0.4	<i>Dryopteris</i> sp	
	50	AT 2	6a	kevert tolgly (atlanti)	0.6	<i>Corylus</i> sp	
	70	AT 1	6	mogyoró (boréalis)	0.8	<i>Fagus sylvatica</i>	
	90	BO	5	holocén és athalmizott felső Pannóniai sporomorphia	1.0	<i>Quercus</i> sp	
					1.2	<i>Betula pendula</i>	
					1.4	<i>Tilia cordata</i>	
					1.65	<i>Ulmus</i> sp	
					1.9	<i>Alnus</i> sp	
					<i>Myriophyllum verticillatum</i>		
					<i>Myrica</i> sp		
					<i>Cyperaceae</i> sp		
					<i>Ericipites</i> sp		
					<i>Rhoipites pseudocingulum</i>		
					<i>Pediastrum</i> sp		
					<i>Ranunculus</i> sp		
					<i>Phragmites communis</i>		
					<i>Artemisia</i> sp		
					<i>Compositae</i> sp		
					<i>Potamogeton perfoliatus</i>		
					<i>Chenopodiaceae</i> sp		
					<i>Alisma lanceolatum</i>		
					<i>Tsuga spinulosa</i>		
					<i>Tsuga</i> sp		
					<i>Spirogyra</i> sp		
					<i>Tsuga rutenbergensis</i>		
					<i>Taxodiaceae</i> sp		

6. táblázat

	<i>Nymphaea</i> sp	E L O F O R D U L O T A X O N O K	
	<i>Carya</i> sp		
	<i>Onenanthae</i> sp		
	<i>Hederae</i> sp		
	<i>Umbelliferae</i> sp		
	<i>Juglans</i> sp		
	<i>Ephedra</i> sp		
	<i>Cedripites</i> sp		
	<i>Persicarioidites franconicus</i>		
	<i>Dryopteris filix mas</i>		
	<i>Rorippa amphibia</i>		
	<i>Glyceria fluitans</i>		
	<i>Polypodium vulgare</i>		
	<i>Picea</i> sp		
	<i>Scabiosa</i> sp		
	<i>Stratotes aloides</i>		
	<i>Nuphar luteum</i>		
	<i>Trigochlin maritimum</i>		
	<i>Myriophyllum spicatum</i>		
	<i>Carpinus carpinoides</i>		
	<i>Schoenoplectus</i> sp		
	<i>Typha latifolia</i>		
	<i>Salix</i> sp		
	<i>Sripus</i> sp		
	<i>Buttomus umbellatus</i>		
	<i>Lycopodium</i> sp		
	<i>Abies</i> sp		
	<i>Caprifoliupites</i> sp		
	<i>Sparganium erectum</i>		
	<i>Rumex</i> sp		
	<i>Cystopteris fragilis</i>		
	<i>Polygonum bistorta</i>		
	<i>Acer</i> sp		
	<i>Umbelliferae</i> sp		
	<i>Stellaria</i> sp		
	Kultivált Graminae		
	<i>Sphagnum</i> sp		
	athalmozas		
	neogen		
	<i>Pleurozonaria</i> sp		
	edeszvi	Víz	Ökológiai együttesek
	mocsári-lapi		
	vízparti		
	sík és dombvidéki	Szászulán	Ökológiai együttesek
	hegyi-hegyláb		
10 20m			a szerves anyag relatív mennyiségi változása

A 15 sz. furás palynológiai vizsgálatának eredménye

Palynological analyses of borehole No 15

FELSO MIOCEN	UJ HOLOCEN		Kor Idő (ezer év) (NILSSON T 1964)	Pollen zónák ZÖLTYÖMI B. (1952) beosztása	Vegetációs és klíma szakaszok	M = 1 200	LITO- SZTRATI- GRAFIA	Mintavétel (m)	ELOFORDULÓ TAXONOK
	O	UJ							
	9.0	7.0	5.0	2.0	1.0	0.2	II-II-II	0.2	<i>Pinus silvestris</i>
		BO				0.4	II-II-II	0.4	<i>Betula pendula</i>
		AT 1		SA 2	SA 1	0.6	II-II-II	0.6	<i>Fagus sylvatica</i>
				8a	8	0.8	II-II-II	0.8	<i>Ulmus</i> sp.
				használt erdők (szubatlanti jelen)	bukk (szubatlanti)	1.0	II-II-II	1.0	<i>Alnus</i> sp.
					tolgya-bukk (szubboralasi)	1.2	II-II-II	1.2	<i>Tilia cordata</i>
						1.4	II-II-II	1.4	<i>Carpinus</i> sp.
						1.6	II-II-II	1.6	<i>Myriophyllum spicatum</i>
						1.8	II-II-II	1.8	<i>Chenopodiaceae</i> sp.
						2.2	II-II-II	2.2	<i>Botryococcus braunii</i>
						2.4	II-II-II	2.4	<i>Quercus</i> sp.
						2.6	II-II-II	2.6	<i>Corylus</i> sp.
						2.7	II-II-II	2.7	<i>Ranunculus</i> sp.
						2.8	II-II-II	2.8	<i>Potamogeton</i> sp.
						2.9	II-II-II	2.9	<i>Typha latifolia</i>
						3.0	II-II-II	3.0	<i>Acer</i> sp.
						3.2	II-II-II	3.2	<i>Pedicularis</i> sp.
						3.4	II-II-II	3.4	<i>Polypodium vulgare</i>
						3.6	II-II-II	3.6	<i>Spirogyra</i> sp.
						3.8	II-II-II	3.8	<i>Lycopodium</i> sp.
						4.0	II-II-II	4.0	<i>Juglans nigra</i>
						4.2	II-II-II	4.2	<i>Gramineae</i> sp.
						4.4	II-II-II	4.4	<i>Stellaria</i> sp.
									<i>Celtis</i> sp.
									<i>Tsuga spinulosa</i>
									<i>Picea</i> sp.
									<i>Cedripites</i> sp.
									<i>Carya</i> sp.
									<i>Nymphaea</i> sp.
									<i>Liquidambar</i> sp.
									<i>Tsuga</i> sp.
									<i>Pterocarya</i> sp.
									<i>Isuga diversifolia</i>
									<i>Myrica</i> sp.
									<i>Scyadopsis</i> sp.
									<i>Cyperaceae</i> sp.
									<i>Polypodium</i> sp.
									<i>Cystopteris</i> sp.
									<i>Triglochin maritimum</i>
									<i>Polysantonum amphibium</i>
									<i>Glyceria fluitans</i>
									<i>Ilex</i> sp.
									<i>Dryopteris</i> sp.

7 táblázat

	Abies sp		E L Ö F O R D U L Ó T A X O N O K	
	Mulgedium sp			
	Scabiosa sp			
	Ericipites sp			
	Eleagnus sp			
	Zelkova sp			
	Umbeliferae sp			
	Persicarioidites phocaenicus			
	Cupressaceae sp			
	Schoenoplectus sp			
	Compositae sp			
	Salix sp			
	Sphagnum sp			
	Stratoides aloides			
	Taxodium sp			
	Hederae sp			
	Sparganium sp			
	Ovoidites ligneolus			
	Lonicera sp			
	Persicarioidites ponticus			
	Rhoipites pseudocingulum			
	Tsuga robusta			
	Persicarioidites franconicus			
	Myriophyllum verticillatum			
	Rumex sp			
	Nyssa sp			
	Pteridium sp			
	Veronica sp			
	Artemisia sp			
	Rorippa amphibia			
	Phragmites communis			
	Botrychium sp			
	Onenanthae sp			
	Centauera sp			
	Epilobium latifolium			
	Scirpus sp			
	Polygonum bistorta			
	Ephedra sp			
	Alisma lanceolatum			
	Kultvált Graminae			
	Sagina sp			
	Dryopteris filix mas			
	Nuphar luteum			
	athalmozas			
	mezozoikum			
	Normapolles sp			
	Corollina sp			
	neogen			
	Pleurozonaria sp			
	Dinoflagellata sp			
	Hystriochosphaeridae sp			
	Sapotaceoadaepollenites sp			
	Undulatisporites sp			
	Tygodiosporites multivallatus			
	Cyrtiacaeapollenites sp			
	Polypodisporites histiopteroides			
	Tritites sp			
	edevizi			Ökológiai együttesek
	mocsári-lap	Vízi		
	vizparti			
	sík és dombvideki	Szárazlatti		
	hegyi-hegylábi			
10 20		a szerves anyag relatív mennyiségi változása		

A 16 sz. furás palynológiai vizsgálatának eredménye
 Palynological analyses of borehole No 16

FELSO MIOCEN		O		UJ HOLOCEN		Kor		LITO-SZTRATI-GRAFIA		ELŐFORDULÓ TAXONOK	
						Idő (ezer év) (NILSSON T 1964)		KRONOSZTRATIGRAFIA		Mintavétel (m)	
						Pollen zónák (ZOLYOMI B (1952) beosztása)		Vegetációs és klíma szakaszok		M = 1 200	
100						SA 2	8a	használt erdők (szubatlanti, jelen)	-	0.0	<i>Botryococcus braunii</i>
90									-	0.2	<i>Pinus silvestris</i>
80									-	0.4	<i>Fagus sylvatica</i>
70						SA 1	8	dükk (szubatlanti)	-	0.6	<i>Cooksonella circularis</i>
60									-	0.8	<i>Fungi sp</i>
50									-	1.0	<i>Potamogeton perfoliatus</i>
40									-	1.2	<i>Tilia cordata</i>
30									-	1.4	<i>Picea sp</i>
20									-	1.6	<i>Spirogyra sp</i>
10									-	1.8	<i>Sparganium erectum</i>
0									-	2.0	<i>Cedrus sp</i>
									-	2.2	<i>Nymphaeae pannonicus</i>
									-	2.4	<i>N minor</i>
									-	2.6	<i>Lomocera sp</i>
									-	2.8	<i>Liquidambar sp</i>
									-	3.0	<i>Tsuga spinulosa</i>
									-	3.2	<i>Ts diversifolia</i>
									-	3.4	<i>Sciadoptys sp</i>
									-	3.6	<i>Nuphar sp</i>
									-	3.8	<i>Rhoiptes pseudocingulum</i>
									-	4.0	<i>Carya sp</i>
									-	4.2	<i>Zelkova sp</i>
									-	4.4	<i>Pedastrum sp</i>
									-	4.6	<i>Chenopodiaceae sp</i>
									-	4.8	<i>Corylus sp</i>
									-	5.0	<i>Quercus sp</i>
									-	5.2	<i>Betula pendula</i>
									-	5.4	<i>Artemisia sp</i>
									-	5.6	<i>Sripus sp</i>
									-	5.8	<i>Phragmites communis</i>
									-	6.0	<i>Compositae sp</i>
									-	6.2	<i>Botrychium sp</i>
									-	6.4	<i>Glyceria fluitans</i>
									-	6.6	<i>Onenanthae sp</i>
									-	6.8	<i>Typha latifolia</i>
									-	7.0	
									-	7.2	
									-	7.4	
									-	7.6	
									-	7.8	
									-	8.0	
									-	8.2	
									-	8.4	
									-	8.6	
									-	8.8	
									-	9.0	
									-	9.2	
									-	9.4	
									-	9.6	
									-	9.8	
									-	10.0	

felső pannonai meleg-merséket klímájú növényzet

8. táblázat

	<i>Cyperaceae</i> sp	E L Ö F O R D U L O T A X O N O K		
	<i>Ephedra</i> sp			
	<i>Alisma</i> sp			
	<i>Dryopteris</i> sp			
	<i>Ranunculus</i> sp			
	<i>Polygonum</i> sp			
	<i>Carpinus carpinoides</i>			
	<i>Abies</i> sp			
	<i>Picea</i> sp			
	<i>Alnus</i> sp			
	<i>Ulmus</i> sp			
	<i>Veronica</i> sp			
	<i>Rorippa amphibia</i>			
	<i>Schoenoplectus</i> sp			
	<i>Cystopteris fragilis</i>			
	<i>Sagina</i> sp			
	<i>Stellaria</i> sp			
	<i>Ovoidites ligneolus</i>			
	<i>Rumex</i> sp			
	<i>Myriophyllum spicatum</i>			
	<i>Salix</i> sp			
	<i>Acer</i> sp			
	<i>Stratiotes aloides</i>			
	<i>Dryopteris filix mas</i>			
	<i>Graminae</i> sp			
	<i>Hottonia palustris</i>			
	<i>Buttomus umbellatus</i>			
	<i>Utricularia</i> sp			
	<i>Scabiosa</i> sp			
	<i>Centauera</i> sp			
	<i>Typha</i> sp			
	<i>Lycopodium</i> sp			
	<i>Myriophyllum verticillatum</i>			
	<i>Caprifoliites</i> sp			
	<i>Mulgedum</i> sp			
	<i>Calamus</i> sp			
	<i>Sphagnum</i> sp			
	<i>Polygonum bistorta</i>			
	<i>Selaginella</i> sp			
	Kultivált Graminae			
	Umbelliferae sp			
	<i>Polypodium vulgare</i>			
	<i>Juglans</i> sp			
	athalmozás			
	mezozoikum			
	<i>Normapolles</i> sp			
	neogen			
	<i>Pleurozonaria</i> sp			
	edesszói		Ökológiai együttesek	
	mocsári-lápi			Vízi
	vízparti			Szarvulati
	sík és dombvidéki			
	hegyi-hegylábi			
0.1 1.0 20m				a szerves anyag relatív mennyiségi változása

mélyvízi (Potamogeton, Myriophyllum) és jelentősebb mennyiségű sekélyvízparti elemek pollenszemcséivel

A 15 sz fúrás 0,2–4,4 m-ig terjedő szakaszát vizsgáltuk (7 táblázat). A fúrásban 2,8 m-től lefelé felső-pannóniai sporomorpha asszociációkat találtunk kevés Taxodiaceae és Myrica maradvánnyal. A lápot sűrű, zárt Aznus-Carya vízparti erdő vette körül. A holocén korú uledékképződés 2,6 m-nél mogyoró vegetációs szakaszával kezdődött.

A fiatalabb kevert tolgyerdők hiánya (1 e 5–6000 év), az uledékképződés rövid idejű szünetelésére utal. A zárt vízparti erdő a holocénban megritkult, helyét a lágyszárú vízparti növények váltották fel. 2,4 m-től a mélyvizet kedvelő növények sporomorphája volt a jellemző (*Myriophyllum spicatum*, Potamogeton). A tó vízszintjének emelkedése a 0,8–0,6 m mélységhől vett mintáknál is észlelhető volt. A növényborításban az Arbor és vízi–vízparti növényeken kívül jelentős szerepe volt az aljnövényzetnek is, amely faj- és egyedszámban gazdagodott (Stellaria Umbelliferae), 0,2 m-től különösen felszaporodtak a gabonafélék pollenjei, amelyek a N A P közel felét alkották.

A 16 sz fúrás 0,0–4,15 m-ig mélyült (8 táblázat).

A 4,15–4,0 m-ig terjedő szakasz felső-pannóniai korúnak bizonyult. A 3,8 m fenyő–nyír vegetációs szakasza alacsony vízszintről és hűvos klímáról tanuskodott, 3,6 m-től a mélyvizet kedvelő növények sporomorphája vált dominánssá (*Potamogeton perfoliatus*, *Myriophyllum spicatum*). A vízparti ártér kiterjedtebb volt, a Ranunculus-félék gyakoribb előfordulásuk lettek. A minta flóráképe a mogyoró vegetációs szakaszát mutatja fokozatos felmelegedéssel. A 3,0–1,0 m-ig a bukk erdők uralkodtak. Ebben az időben a tó vízszintjének következetes ingadozását észleltük. A 0,2–0,0 m-ből vett mintáknál már a kultúrnövények sporomorphája kapott nagyobb szerepet, elsősorban a gabonafélék jellemzők.

Fejlődéstörténeti és rétegtani következtetések

A pannóniai képződményeket elért fúrásokban a sporomorpha asszociációk azt a képet mutatják, hogy a tó helyén ebben az időben mocsaras terület volt.

A tó fejlődését az állandó vízborítás bekövetkezése utántól lehet a pollenkép alapján nyomonkövetni. Az egyes szakaszok megnevezésénél T NILSSON (1964) terminológiáját használok, megjegyezve, hogy a „pollenzóna” kifejezést itt nem tartom biosztratigráfiai értelemben érvényes biozónának.

A *PB* pollenzónában (1 e 10 000 év) már megjelennek a főként sekélyvizet kedvelő növények képviselői. A víznövényzet egyed- és fajszáma a *BO* pollenzóna (1 e 9000 év) után teljeseedik ki, a mélyebb vízben is tenyésző elemek uralmával. Az *SA₂* pollenzónában (1 e 1000-től napjainkig) ismét a sekélyvizet kedvelő növények kerülnek előtérbe.

A fúrások rétegsorát figyelembe véve a Nilsson féle pollenzónák előfordulása az alábbi képet mutatja.

PB—*SA₂* pollenzóna a 9, 10, 11, 12, 14, 16 sz fúrásban volt kimutatható.

BO—*SA₂* pollenzónát a 15 sz fúrás rétegsorában határozhattuk meg.

SB—*SA₂* pollenzóna a 13 sz fúrás rétegsorában jelentkezett.

A sűrű mintavétel alapján lehetőség kínálkozott a tó aljzatának morfo-

genetikai felvázolására a holocéntól napjainkig (1—2 ábra) A meder morfológiai változásai jól szemléltetik, hogy a tó életében voltak olyan periódusok amikor az É-1 és D-1 part között kialakulhattak azok a szárazulati összeköttetések földnyelvek, amelyekről SUMEGHY J (1952) is említést tesz

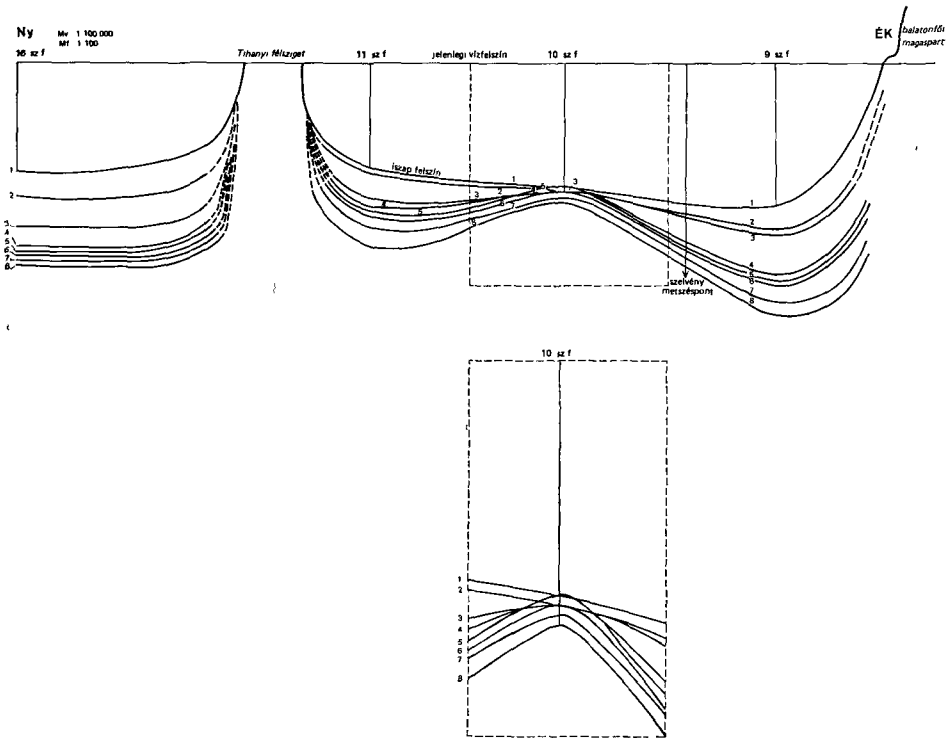
A fúrások rétegsorából nyert palynológiai eredményeket összevetve, a következőket állapíthatjuk meg

1 A 9, 10, 11, 15, 16 sz fúrások elérték a felső-pannómiai korú uledékeket is, amelyek sporomorpha együttese lápi növényborítást jeleznek

2 Pleisztocén korra utaló sporomorpha asszociációt egyetlen fúrásban sem találtunk, tehát a terület ekkor még szárazulat volt

3 Valamennyi vizsgált fúrás rétegsorát figyelembe véve, egyértelműen megállapítható, hogy a tó kialakulása ezen a területen az óholocén fenyő—nyír vegetációs szakasz kezdetére tehető (1 e 10 000 év) Ezt az időszakot a sekélyvízi növények uralma jellemezte

4 A holocén rétegsor a 10 és 15 sz fúrás kivételével — a fenyő—nyír



1 ábra A Balaton medrének morfológiai változásai a Balatonakalitól Balatonkeneséig terjedő szelvény mentén a fenyő—nyír szakasztól napjainkig

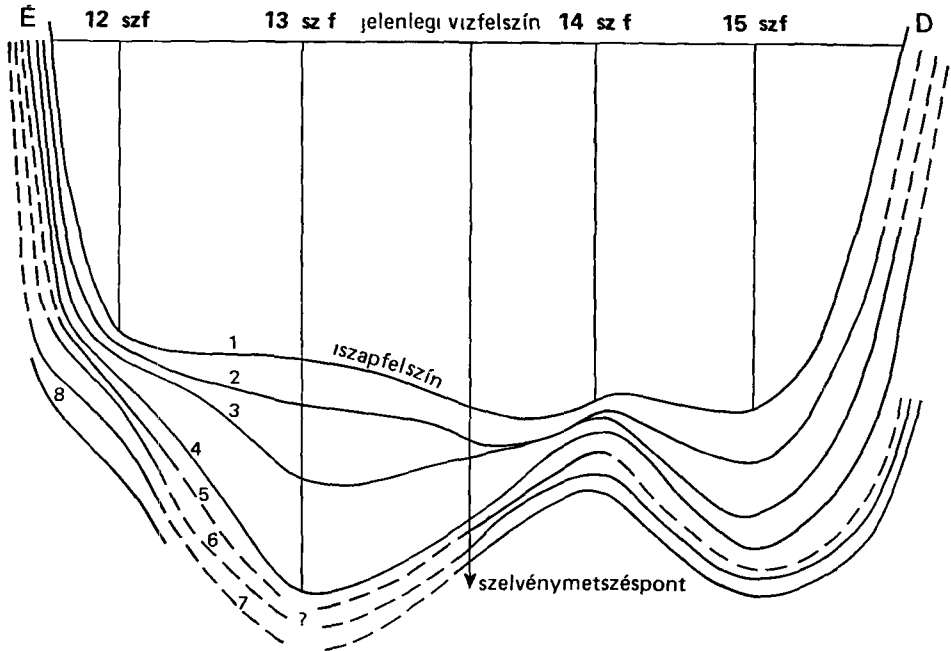
A meder morfológiája 1 a fúrásponatokon a mai vízálás mellett, 2 a használt erdők szakaszában, 3 a bukk szakaszában, 4. a tolgó—bukk szakaszában, 5 a fiatalabb kevert tolgó szakaszában, 6 az idősebb kevert tolgó szakaszában, 7 a mogyoro szakaszában, 8 a fenyő—nyír szakaszában

Fig 1 Morphological changes from the Pinus-Betula stage in Lake Balaton's bed along a profile extending from Balatonakali to as far as Balatonkenese now

Lake-bed morphology 1 at borehole points at present day water level, 2 Man-Used Forest stage, Quercus stage, 4 Quercus-Fagus stage, 5 Fagus younger Mixed stage, 7 Corylus & Pinus-Betula

Mv = 1 100 000

Mf = 1 100



2 ábra A Balaton medrének morfológiai változásai a Balatonalmáditól Siófokig terjedő szelvény mentén a mogyoró szakasztól napjainkig
A jelmagyarazatot lásd az 1. ábránál

Fig 2 Morphological stages changes from Corylus stage in Lake Balaton's bed along a profile extending from Balatonalmádi to Siófok

For legend, see Fig 1

szakasztól napjainkig — folyamatosnak tűnik. A holocén kor előrehaladtával a tó növényvilágában a mélyvízi növények lettek a meghatározók, melyek a bukk kor elején érték el dominanciájukat.

5 A fúrások rétegsorában a fosszilis sporomorpha asszociációk legfiatalabbja a használt erdők vegetációs szakaszával zárul, amikor ismét a sekélyvízi növények jutottak uralomra.

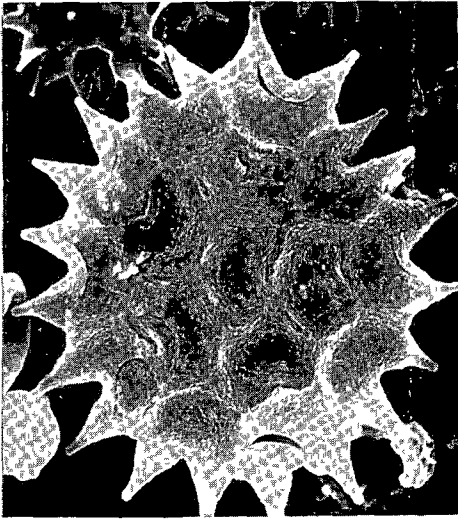
A most vizsgált fúrások palynológiai adatait összevetve a korábban mélyített Szighetű- és Keszthelyi-obol fúrásainak adataival — (ZÓLYOMI B 1952, MIHÁLTZSNÉ FARAGÓ M 1982), melyek szerint a Balaton tó keletkezése ezen a szakaszon a Wurm III-ra tehető (1 e 15 000 év) — azt a megállapítást engedi meg, hogy a Balaton mai medrének kialakulása Ny-ról ÉK felé haladva, szakaszosan, nem egyidőben történt, amint arra már SUMEGHY J (1952) is rámutatott. A Keszthelyi-obol és a balatonkenesei mederszakasz kialakulása között kb 5000 év időbeli különbség mutatkozik.

IRODALOM — REFERENCES

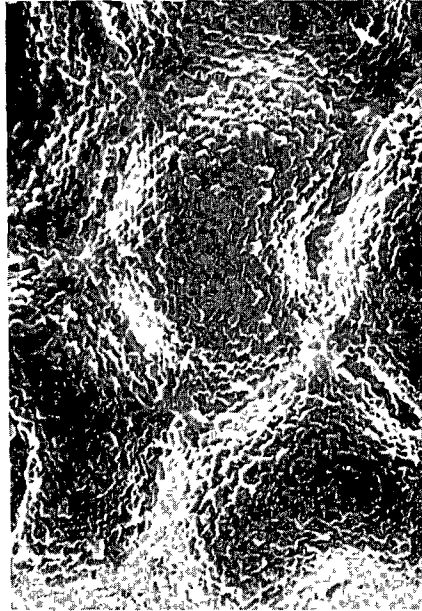
- BERTSCH K 1942. Lehrbuch der Pollenanalyse — Verl Ferd 69—175 Stuttgart
- DEJTÉRI BORBÁS V 1900 A Balaton tavának és partmellékének növényföldrajza és edényes növényzete — Foldr Társ Balaton Biz 2 (2)
- FIBRAS F 1949 Spät- und nachzeitliche Waldeschichte Mitteleuropas nordlich der Alpen — Fischer Verl Jena
- GLUCK A 1963 Die Susswasser-Flora Mitteleuropas Pteridophyten und Phanerogamen — Fischer Verl 15 Jena
- MIHÁLTZNÉ FARAGÓ M 1982 Palynológiai vizsgálatok a Balaton fenékmintáin — Foldt. Int Évi Jel 1981-ről 439—448
- MCANDREWS I — BERTI A 1973 Key to the Quaternary pollen and spores of the Great Lakes region — Royal Ontario Mus Life Sci Misc Pub 1—60
- NAGY L -né 1958 A Mátraalji felső-pannóniai kori barnakőszén palynológiai vizsgálata — Ann Inst Geol Publ Hung 12 (1) 24—352
- NILSSON T 1964 Stanardpollendiagramme und C^{14} Datierungen aus dem Agerods mosse im mittleren Schonen — Lund Univ Årsskr N F 59 (2)
- NILSSON T 1983 The Pleistocene — D Reid Publ Co 80—531
- SUMEGHY J 1952 Hozzászólások ZOLYOMI B 1952 Magyarország növénytakarójának fejlődéstörténete az utolsó jégkorszaktól — MTA X Oszt Kozl 1 (4)
- Soó R 1980 A magyar flóra és vegetáció rendszertani növényföldrajzi kézikönyve — Budapest
- ZOLYOMI B 1952 Magyarország növénytakarójának fejlődéstörténete az utolsó jégkorszaktól — MTA Biol Oszt Kozl 1 (4) 491—543

I. tábla — Plate I

- 1 *Pediastrum* sp
11 sz fúrás 0,8 m
 - 2 *Pediastrum* sp
a microverrucat felszíne — microverrucate surface
11 sz fúrás 0,8 m
 - 3 *Pediastrum* sp
9 sz fúrás 4,2 m
 - 4 *Botryococcus braunii* KUTZIG 1849
korrodált kolóniatelep — corroded colony
11 sz fúrás 0,8 m
-
- 1 SEM 600×
 - 2 SEM 2000×
 - 3 SEM 720×
 - 4 SEM 200×



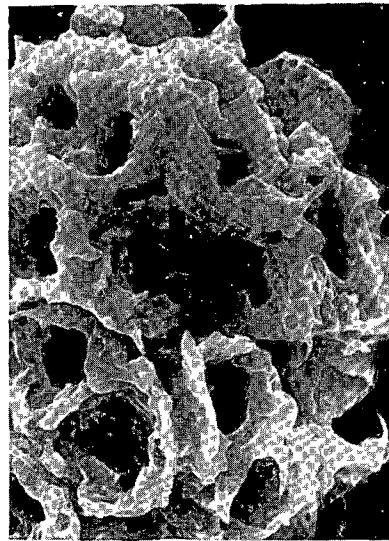
1



2



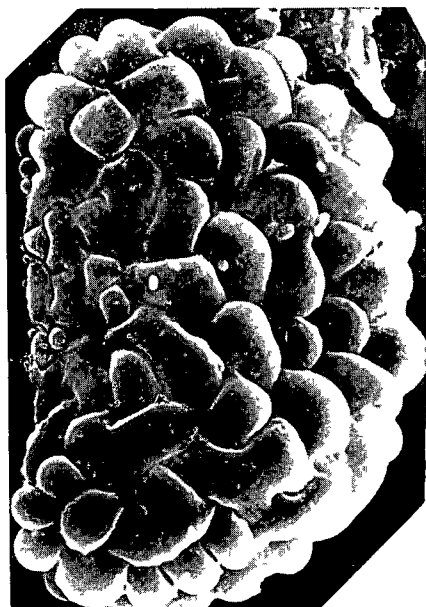
3



4

II. tábla — Plate II

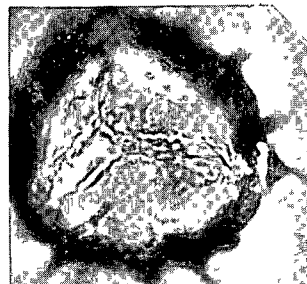
- 1 *Polypodium* sp
a macroverrucat felszíne — macroverrucate surface
10 sz fúrás 1,0 m
 - 2 *Dryopteris* sp
11. sz fúrás 2,2 m
 - 3 *Selaginella selaginoides* L.
11 sz fúrás 2,8 m
 - 4 *Tsuga spinulosa* W KR 1971
spinaevel díszített felszín — spinate surface
11. sz fúrás 2,8 m
 - 5 *Tsuga spinulosa* W KR 1971
15 sz fúrás 4,2 m
 - 6 *Acer* sp
11. sz fúrás 2,8 m
 7. *Acer* sp
a striat felszíne — striate surface
11 sz fúrás 2,8 m
- 1, 4, 6 SEM 1000×
2, 3, 5 1000×
7 4800×



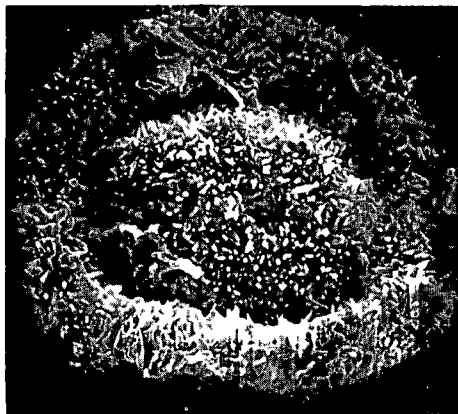
1



2



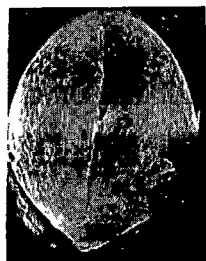
3



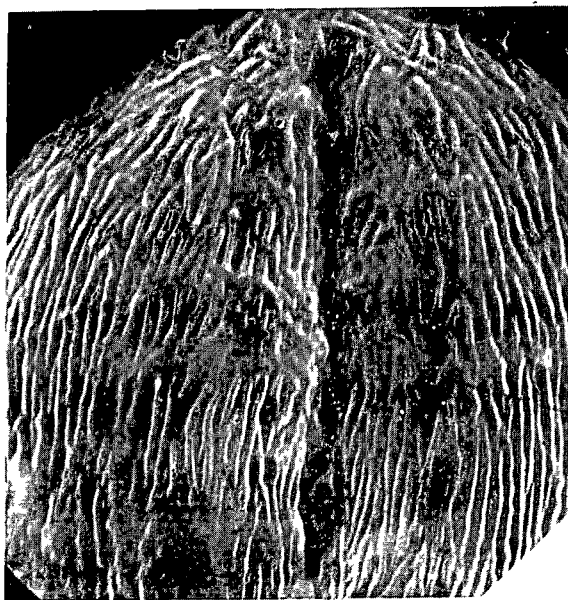
4



5



6



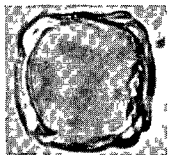
7

III tábla — Plate III

- 1 *Caryac* sp
11 sz fúrás 2,8 m
 - 2 *Myriophyllum verticillatum* L
9 sz fúrás 4,2 m
 - 3 *Tilia* sp
a foveolat felszíne — foveolate surface
11 sz fúrás 0,2 m
 - 4 *Corylus* sp
11 sz fúrás 2,2 m
 - 5 *Ulmus* sp
11 sz fúrás 2,2 m
 - 6 *Artemisia* sp
9 sz fúrás 2,2 m
 - 7 *Fagus sylvatica* L
11 sz fúrás 2,2 m
 - 8 *Alnus* sp
a megvastagodott exine — thickened exine
15 sz fúrás 4,2 m
 - 9 *Alnus* sp
a megvastagodott exinézű pórusrégió — pore region with thickened exine
15 sz fúrás 4,2 m
- 1, 2, 4–7 1000×
3 SEM 2000×
8 SEM 3000×
9 SEM 10 000×



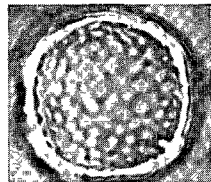
1



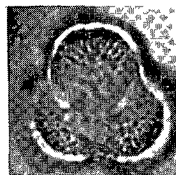
2



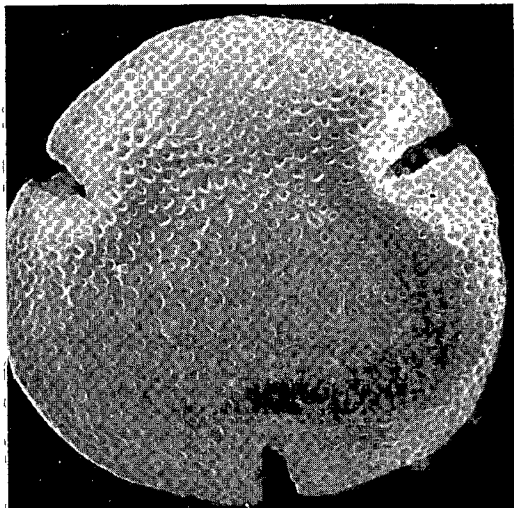
4



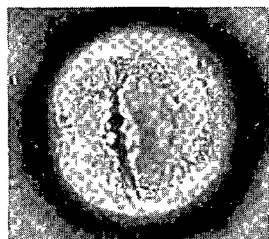
5



6



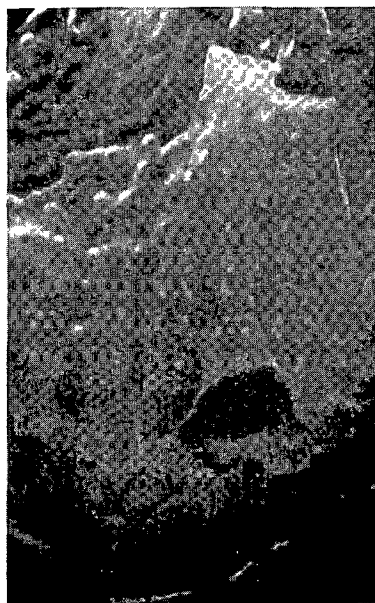
3



7



8

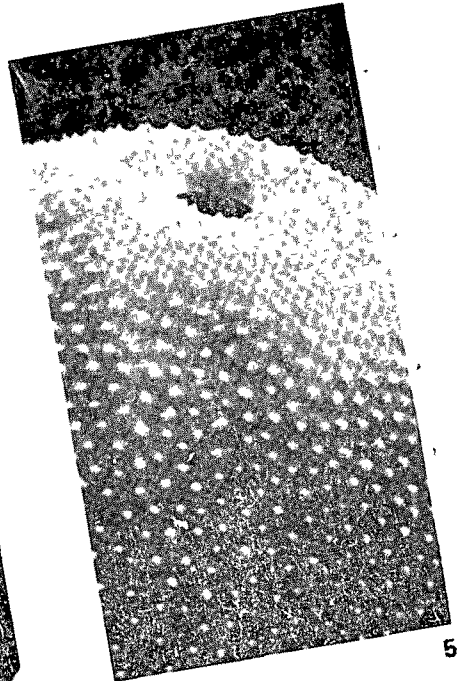
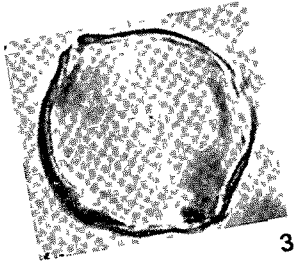
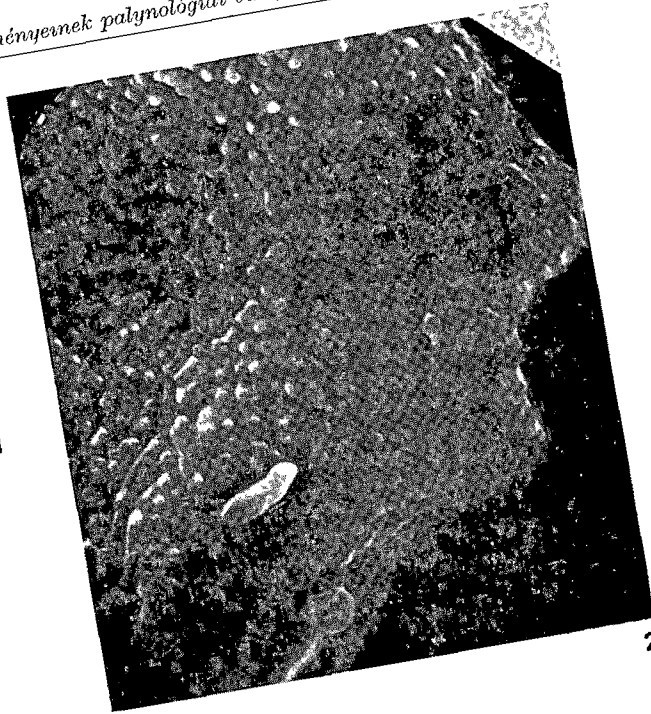
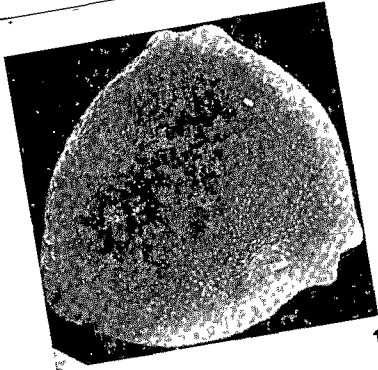


9

IV. tábla — Plate IV

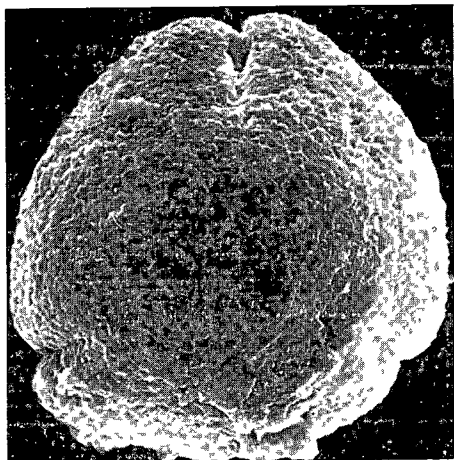
- 1–2 *Myrica* sp
8/3 sz fúrás 4,2 m
- 3 *Carpinus* sp
4/1 sz fúrás 2,2 m
- 4–5 *Juglans* sp
4/1 sz fúrás 0,2 m

- 1 2000×
2.: 10 000×
3.: 1000×
4 2000×
5. 13 000×

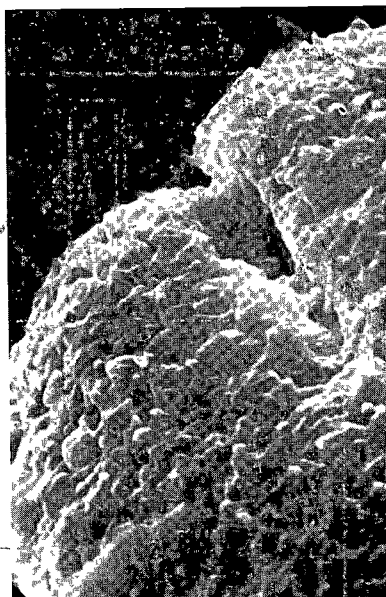


V tábla — Plate V

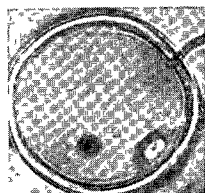
- 1 *Quercus* sp
az ultraspinæ felszínéről — surface of ultraspinæ
11 sz fúrás 0 2 m
 - 2 *Quercus* sp
a csíranylás régiója — area of germinal apparatus
11 sz fúrás 0 2 m
 - 3 *Phragmites communis* L
9 sz fúrás 4 2 m
 - 4 *Potamogeton* sp
9 sz fúrás 4,2 m
 - 5 *Typha latifolia* L
a microfoveolat díszítettségű tetrádja — microfoveolate tetrad mark
10 sz fúrás 1,0 m
 - 6 *Typha latifolia* L
a microfoveolat felszínű pórusrégió — microfoveolate pore region
10 sz fúrás 1,0 m
- 1, 5 SEM 2000×
2, 6 SEM 6000×
3, 4 1000×



1



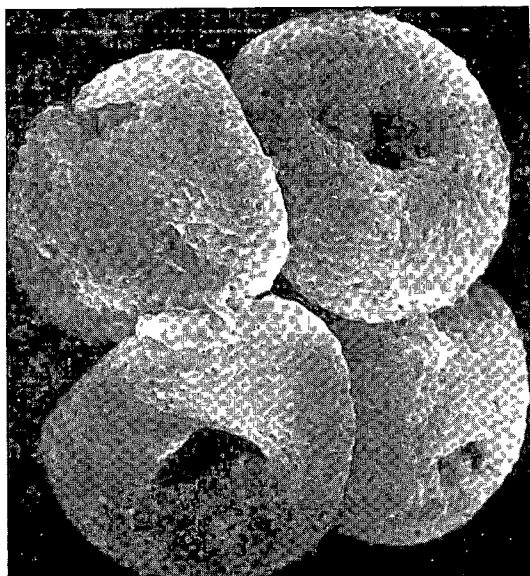
2



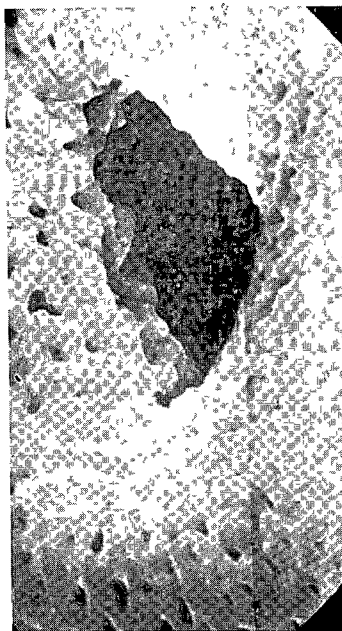
3



4



5



6

PALYNOLOGICAL STUDY OF PANNONIAN AND HOLOCENE
DEPOSITS FROM LAKE BALATON

by

F NAGY-BODOR

Hungarian Geological Institute Budapest, Nepstadion út 14
H-1143UDC 551 782+551 79 551 312 4 Balaton
56 07 58 081 3 551 312 4 Balaton

Key words | actual geology, genesis of Lake Balaton, basin morphology, periodicity, surface water, palynology, Pannonian, Holocene, Lake Balaton (Hungary)

Over the Balatonakali—Balatonkenese stretch of Lake Balaton, 8 boreholes were drilled into the bed of Lake Balaton (Tables 1—8) Of these, boreholes 9, 10, 11, 15 and 16 have cut rocks of different age including Upper Pannonian In Late Pannonian time the paleovegetation of the study area was characterized by the predominance of Taxodiaceae and Myricaceae associations typical of swamp environment Most of the boreholes intersected a sequence encompassing the Pinus—Betula vegetation stage of the Holocene (10 000 years B C) In these regions the origin of the lake itself can be dated as corresponding to that time, too The swamp vegetation cover was replaced by an exuberant growth of shallow-water plants (*Schoenoplectus*, *Sparganium*) With the progress of the Holocene the plants that favoured deep-water environments took the upper hand (*Myriophyllum spicatum*, *Potamogeton perfoliatus*) It was during the predominance of beech forests that the lakewater level reached its maximum (2500 years B C) In the Man-used forest vegetation stage, again the shallow-water conditions became predominant (Figs 1—2) Comparing own study results with those gained earlier in the Szigliget and Keszthely bays, it can now be stated that the formation from the west to a NE direction of the Lake Balaton sedimentary basin took place by some 5000 years later

AZ 1982 ÉVI BALATONI AKTUÁLGEOLÓGIAI KUTATÁS SORÁN MÉLYULT FÚRÁSOK SZERVES-GEOKÉMIAI VIZSGÁLATA

BRUKNERNÉ WEIN ALICE

M Áll Földtani Intézet Budapest, Népstadion út 14
H-1143

ETO 550 4 551 794(285 2 Balaton)

T á r g y s z a v a k szerves-geokémiai vizsgálat, uledék, holocén, Balaton

A hagyományos szerves-geokémiai vizsgálatokat (extrakció, C_{org} mérés, oszlopkromatografia, IR spektrofotometria, gaskromatográfia) a szerző a Balaton K-1 része (1 ábra) holocén uledekeiből vett magminták jellemzésére használta. A szerves-geokémiai adatok értelmezése elsősorban a forrásanyagra, az ulepedési környezetre és a kora diagenetikus átalakulásra nyújt felvilágosítást. A C_{org} és az oldható szerves anyag mennyiségeknek mélység szerinti változásából következtetések vonhatók le a tó produktivitásának alakulására. A C_{org} és a karbonáttartalom együttes hirtelen változása egyes fúrasok alján (9 sz., 15 sz. és 16 sz.) a holocénnél idősebb uledéksort jelez. Az oldható szerves anyag minőségi jellemzői alapján a szerves anyag kialakításában dominálnak az allochton, magasabb rendű szárazföldi növényi fajok, ill. vízi növények, de fontos szerepet játszanak az autochton, alacsonyabb rendű vízi szervezetek (algák) is. Az oldható szerves anyag bizonyos fokú kora diagenetikus (intenzív mikrobiális degradáció) átalakulást jelez. Az ulepedés alatt uralkodó viszonyokra inkább a nyíltvízi, oxikus körülmények voltak a jellemzők, mint az anoxikus mocsáriak. A 11 sz. fúras mintái szerves-geokémiai jellemzőket tekintve jelentősen eltérnek a többitől. A magyarzatia két lehetőség van vagy a partról került be jelentősebb mennyiségű szerves anyagban és karbonatban szegényebb törmelék, vagy az erősebb vízmozgás kimosta a finomszemcséjű szerves anyag és karbonát egy részét az ulepedés során. Az oldható szerves anyag egy része a parti kőzetekből erózióval került az uledékbe. Az erózió mértéke az egyes uledéksorok kialakulásánál nemileg eltérő lehetett.

Bevezetés

A jelenkori tavi uledékek szerves-geokémiai vizsgálata csak az utóbbi kb 10 évben kezdett elterjedni. Míg a szerves-geokémiai vizsgálatok zöme anyakőzet-olaj azonosítás és szénhidrogén-prognosztikai célú addig a jelenkori tavi uledékek szerves-geokémiai vizsgálata elsősorban a forrásanyagra, ulepedési környezetre és a kora-diagenetikus átalakulásra ad felvilágosítást.

Tavi uledékek szerves anyagát a plankton + bentosz vegetáció (autochton) és a környező szárazföldről bekerült magasabb rendű növények (allochton), valamint a kőzetekből erózió révén bekerült maradványok képezik. Ezek az ulepedés során biológiai vagy kémiai változások révén kora-diagenetikus átalakulást szenvednek. Ezalatt a szerves anyag egy része a humusz anyago-

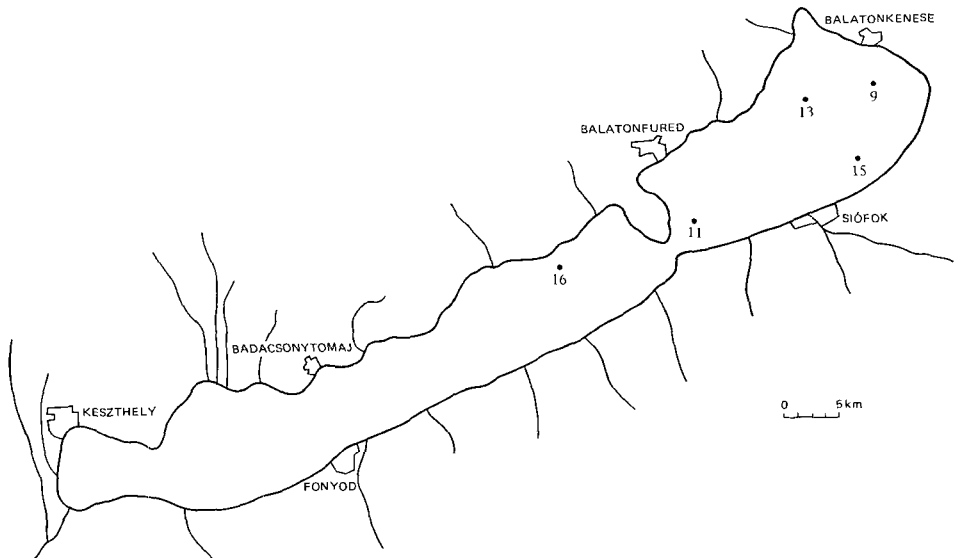
kon, ill az ásványi mátrixon kémiailag vagy fizikailag megkötődve oldhatatlanná válik (ún kotott lipidek) Az oldható (szabad lipidek) és az oldhatatlan szerves anyagok vizsgálata felvilágosítást nyújt a kialakításukban résztvevő biológiai anyagokról és az ülepedési környezetről (CRANWELL 1978, 1979, JOHNSON—CALDER 1973, BROOKS et al 1976) Munkánk során csak a szabad lipidek vizsgálatával foglalkoztunk Ot különböző mélységű fúrásból 0,5 m-enként vett mintákon részletes szerves-geokémiai vizsgálatokat, 25 cm-enként pedig szerves szén meghatározást végeztünk A fúrások helyét az 1 sz. ábrán tuntettuk fel

Vizsgálati módszerek

A légszáraz mintát finomra porítottuk, majd Soxhlet készülékben kloroformmal 32 órán keresztül extraháltuk Az így kioldott szerves anyagokból KBr pasztillás technikát alkalmazva IR felvételt készítettünk, a maradékot aszfaltenmentesítettük (A), majd szilikagél oszlopon petroléter 40–70 °C, benzol és benzol metanol=1:1 eleggyel az eluálószerék sorrendjében három frakcióra választottuk szét telített szénhidrogén (CH_{tel}), aromás szénhidrogén (CH_{ar}) és gyanta (Gy) Az első ún telített szénhidrogén frakcióról gáz-kromatográfiás elemzést készítettünk Az extrahált kőzetporból szerves szén (C_{org}) mérés történt

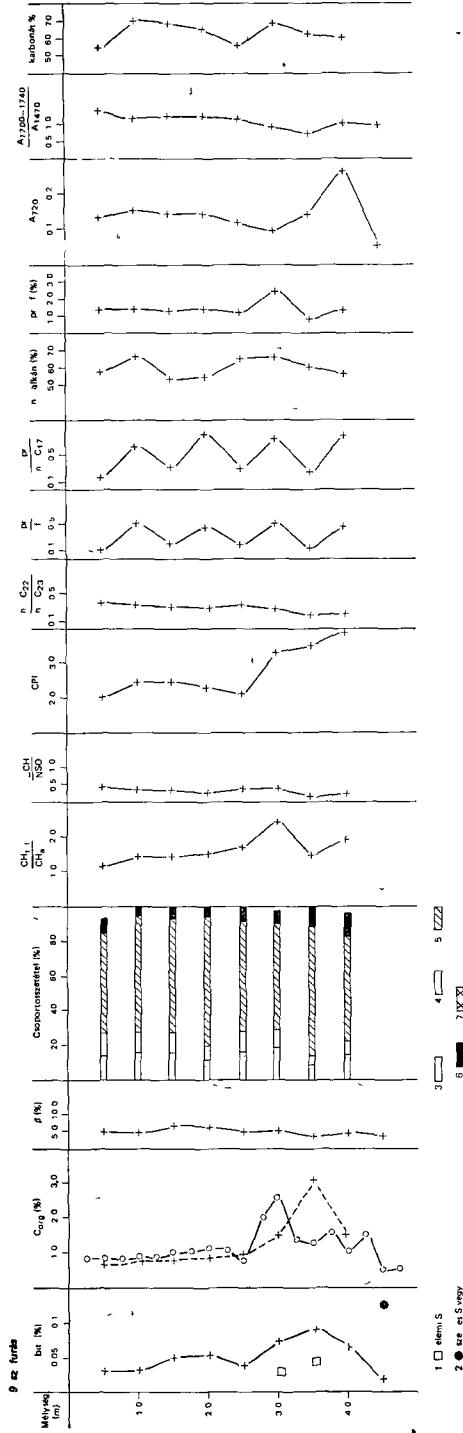
Eredmények

A mért és számított szerves-geokémiai paraméterek a mélység függvényében fúrásonként vannak feltüntetve (2, 3, 4 ábra) A karbonáttartalom fúrásonként és a mélység függvényében változó, jelentősebb eltérés csak a 11 sz.



1 ábra A szerves-geokémiai módszerekkel vizsgált fúrások helyszínrajza

Fig 1 Location plan of the boreholes studied by methods of organic geochemistry



2 abra A 9 sz. fúrás szerves-geokémiai paramétereit a mélység függvényében

1 Elemi kén, 2 szerves kénvegyületek, 4 CH_4 , 5 Gy, 6 A, 7 C_{17} tel + C_{18} ar + Gy

Fig. 2 Organic geochemical parameters of borehole 9 versus depth

1 Elementary sulphur, 2 organic sulphur compounds, 3 HC_{24} , 4 HC_{25} , 5 R, 6 A, 7 HC_{26} + HC_{27} + R

fúrásnál van, ahol 30–45%, míg a többiben 52–88% közötti értékek találhatók. A fúrások alján, ahol a szervesszén-tartalom jelentősen lecsökken, a karbonáttartalom is 20–30%-ra esik vissza.

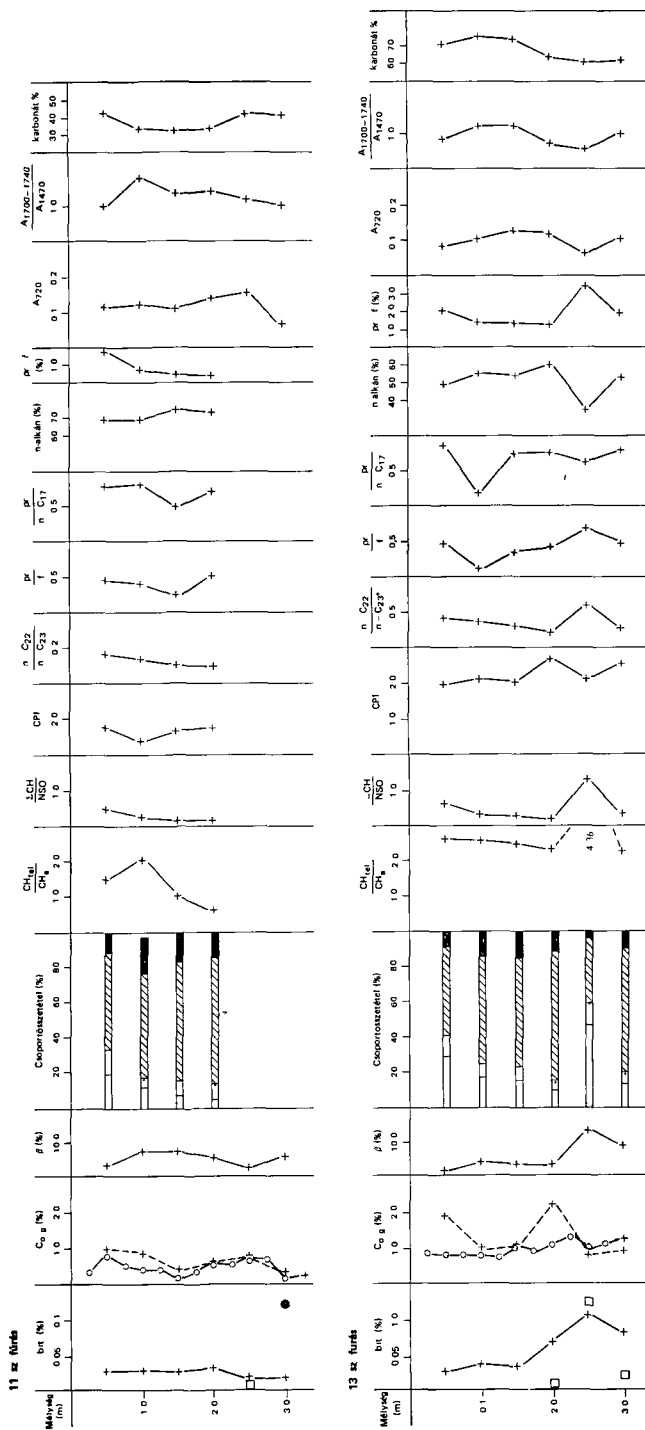
Az extrahálható szerves anyag (ún. szabad lipidtartalom, a továbbiakban bitumen) mennyisége 0,008–0,11% között változik. Általában a legmélyebb szakaszon a legkisebb, felfelé haladva maximumot ér el, majd a felső 2,0–1,5 m-es szakaszon általában 0,02–0,03% közötti értékre áll be. A fúrások 2,0 és 3,5 m közötti szakaszain vett mintákból különböző mennyiségű elemi kén oldódott ki az extrakció alatt. Ugyanakkor a mélyebbről vett mintákból kioldott bitumenek IR színeiben szerves kénvegyületekre utaló sávok jelentkeztek, kivéve a 13. sz. fúrást.

A C_{org} mennyisége 0,1–3,0% között van. A mélységgel való kapcsolatát vizsgálva a görbe hasonló lefutású, mint a bitumené. A felső 1,5–2,0 m-es szakaszon elég egységesen $\sim 1,0\%$ a C_{org} , kivétel a 11. sz. fúrás, melyre a többi-től eltérően a fúrás teljes mélységében jóval kisebb C_{org} értékek jellemzőek (3. ábra). Az előbb említett $\sim 1\%$ C_{org} adat, figyelembe véve a mintavétel módját, mélységét, jó egyezést mutat MÁTÉ FERENCNEK a jelenlegi balatoni üledékekre kapott adataival. A következő 2,0–3,5 m-es szakaszon 1,3–3,0%-os maximumot ér el a C_{org} , majd a fúrások legmélyebb szakaszain $< 0,4\%$. Ez utóbbitól eltér a 13. sz. fúrás, melyben nem csökken 1,0% alá a C_{org} (3. ábra). Az ábrákon feltüntetett a részletes szerves-geokémiai vizsgálatoknak alávetett 0,5 m-enként vett minták C_{org} értékeit is. Néhány helyen jelentős eltérés mutatkozik, mely a szerves anyag kőzeten belüli inhomogén elhelyezkedésével magyarázható.

A β érték $\left(\text{bituminizációs koefficiens} = \frac{\text{bitumen}}{C_{org}} \right) < 8,0\%$, kivéve a 13. sz. fúrás 2,5 m-ből vett mintáját, melynél 14%. Ez a minta a további szerves-geokémiai jellemzőket (IR abszorbancia arányok, csoportoszetétel, n-alkán eloszlás) tekintve is kiugró.

A bitumenek IR spektrumaiban igen erős sávok jelentkeznek az alifás alkotókra jellemző CH-vegyérték és -deformációs rezgési tartományokban ($2960 - 2850 \text{ cm}^{-1}$, $\sim 1470 \text{ cm}^{-1}$ és $\sim 1380 \text{ cm}^{-1}$). A $(\text{CH}_2)_n$ – ahol $n \geq 4$ hosszabb alifás lancokra jellemző 720 cm^{-1} -nél jelentkező elnyelési sáv a minták zomében közepes, ill. nagyobb intenzitással jelentkezik, sok esetben válla van, ill. felhasad. A metil és metilén csoportok deformációs rezgési sávjainak intenzitás-viszonya, mely az elágazottság mértékére jellemző, általában minden mintánál kicsi ($< 0,4$). A minták túlnyomó többségében $960 - 970 \text{ cm}^{-1}$ -nél egy kis csúcs vagy váll jelentkezik, ami telített gyűrűk jelenlétére utal. Aromás gyűrűkre, amid-csoportokra, telítetlen (kettős) kötésre utaló sávok csak igen gyengén jelentkeznek $1650 - 1540 \text{ cm}^{-1}$ tartományban. Erős sávként jelentkezik a karbonil csoport (CO_2) minden színeken $1740 - 1700 \text{ cm}^{-1}$ hullámszám tartományban általában két maximummal, ami jelzi, hogy észter, sav, keton típusú vegyületekben egyaránt előfordulhatnak. A karbonil-sáv és a metilén deformációs rezgési sáv intenzitás-viszonyát $\left(\frac{A_{1700-1740}}{A_{1470}} \right)$ az egyes fúrásoknál a mélység függvényében vizsgálva, általában egy enyhe, felfelé irányuló növekedési tendencia figyelhető meg, kivétel ez alól a 13. sz. fúrás.

Azoknál a mintáknál, ahol a további feldolgozás céljaira elegendő bitumen oldódott ki, csoportoszetétel és a n-alkán eloszlás vizsgálatát végeztük el. A mintákat általában a viszonylag kis CH_{tel} (4–28%), CH_{ar} (4–13%) és



3 abra A 11 és 13 sz fúrás szerves-geokémiai paramétereit a mélység függve nyében
A jelmagyarázatot lásd a 2 ábránál

Fig. 3 Organic geochemical parameters of boreholes 11 and 13 versus depth
For legend see Fig 2

A(4–21%) és a nagy Gy (57–76%) tartalom jellemzi Ettől az általános képtől eltér a 13 sz fúrás 2,5 m-rol származó bitumenje, melyet kiemelkedő CH_{tel} (47%) - és jóval kisebb Gy- és A-tartalom (39% és 3%) jellemez (3 ábra) A mélységgel való szisztematikus kapcsolat csak a 16 és 15 sz fúrás mintáinak aszfalten tartalmánál fedezhető fel, mely csökken a mélység növekedésével (4 ábra).

A $\frac{\text{CH}_{\text{tel}}}{\text{CH}_{\text{ar}}}$ és $\frac{\sum \text{CH}}{\text{NSO}}$ arány igen enyhe csökkenést mutat a mélységgel, néhány fúrásban maximumon átmenve Ez alól kivétel a 9 sz fúrás, ahol a $\frac{\text{CH}_{\text{tel}}}{\text{CH}_{\text{ar}}}$ arány maximumon átmenve enyhén nő a mélységgel (2 ábra)

A telített CH-frakció gázkromatográfiás vizsgálatának eredményeit fúrásoként mutatjuk be A 9 sz fúrás mintáinak n-alkán spektrumában egy maximum található n-C₂₃ vagy n-C₂₅-nél A telített frakció 52–68%-át képezik a n-alkánok (átlag ~60%), míg a két jellegzetes izoprenoid a prisztán (pr) és fitán (f) együttes mennyisége igen kicsi, 0,8 és 2,4% a két szélső érték, de az átlag 1,2% A CPI érték (karbon preferencia index = egy adott szénatomszám tartományban a páros, ill páratlan szénatomszámú n-alkánok egymáshoz való viszonya) a fúrás felső 2,5 m-ben 2–2,5 míg lejjebb megnő 3,0–4,0-re

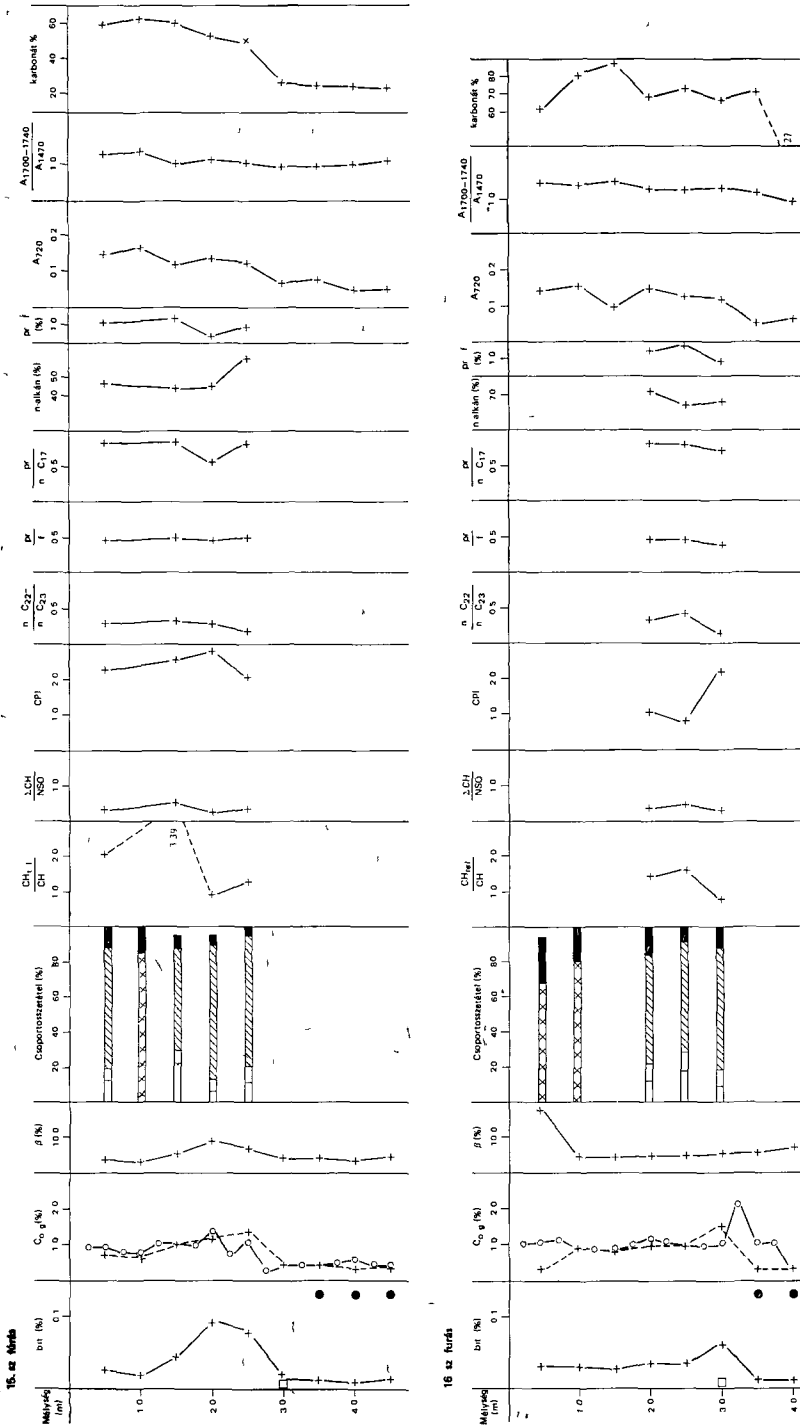
A $\frac{n\text{-C}_{22}}{n\text{-C}_{23+}}$ arány a mélységgel csökken és 0,5, vagyis a n-alkán spektrumban döntő többségben vannak a magasabb szénatomszámú n-alkánok A $\frac{\text{pr}}{\text{f}} = 0,1–0,5$, a $\frac{\text{pr}}{n\text{-C}_{17}} = 0,2–0,8$ között változnak A n-alkán spektrumokon a n-C₁₉–n-C₂₇ közötti tartományban egy nagy, ún nafténes hupli található, melyet a telített ciklikus elágazó szénláncú szénhidrogének és egyéb tetra- és pentaciklikus szénhidrogének okoznak

A 11 sz fúrás 2,0 m-es mintájának n-alkán spektrumában n-C₂₇-nél, a felette levőkben n-C₂₃-nál található egy maximum (5 ábra) A telített frakciónak átlagosan 70%-át képezik a n-alkánok A pr + f mennyisége a 0,5 m-en kapott 1,8%-os értéktől eltekintve igen kevés ~0,6% A CPI 1,3–1,8 között változik A $\frac{n\text{-C}_{22}}{n\text{-C}_{23+}} < 0,2$, alulról felfelé enyhén nő A $\frac{\text{pr}}{\text{f}} = 0,2–0,55$ míg a

$\frac{\text{pr}}{n\text{-C}_{17}} = 0,5–0,8$ között változik A n-alkán spektrumában az 1,0 m-es minta kivételével csak egy enyhe hupli található

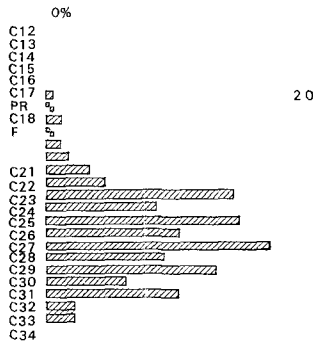
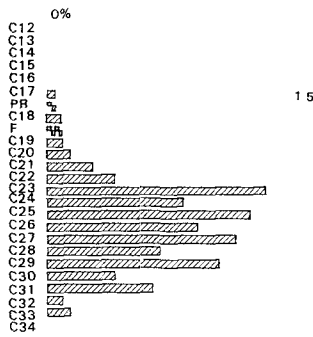
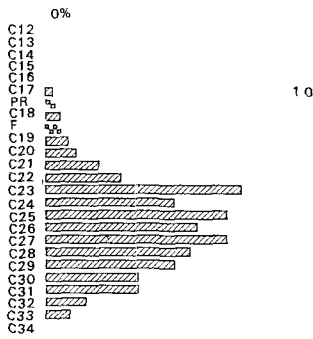
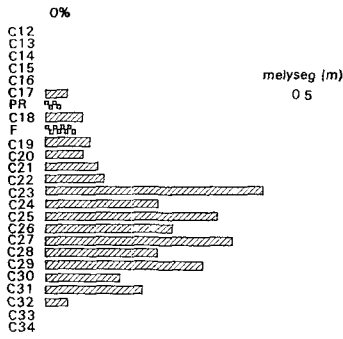
A 13 sz fúrás mintáinak n-alkán spektrumában általában egy maximum található n-C₂₃- vagy n-C₂₅-nél Ettől eltér a 2,5 m-es minta ahol még egy maximum van n-C₁₈-nál A telített frakció 50–60%-át képezik a n-alkánok, kivéve az előbbi mintát melynél csak 36%-át A pr + f = 1,4–2,2%, míg a 2,5 m-es mintában 3,6% A CPI 2,0–2,7 között változik, egy felfelé irányuló csökkenési tendencia figyelhető meg A $\frac{n\text{-C}_{22}}{n\text{-C}_{23+}}$ hányados < 0,5, felfelé kissé nő Kivétel a 2,5 m-es minta, ahol az előbbi hányados 0,65 A $\frac{\text{pr}}{\text{f}}$ arány 0,4–0,7, a $\frac{\text{pr}}{n\text{-C}_{17}} = 0,5–0,9$ között változik mindkét aránynál az 1,0 m-es minta kitűnik jóval kisebb értékeivel (0,1 ill 0,2) A gázkromatogramokon általában nagy hupli található

A 15 sz fúrás mintáinak n-alkán spektrumában egy maximum található n-C₂₃ vagy n-C₂₅-nél Egy kiugró értéktől (~60%) eltekintve a telített frakció



4. ábra A 15 és 16 sz. fúrás szerves-geokémiai paramétereit a mélység függvényében
A jelmagyarazatot lásd a 2. ábránál

Fig. 4 Organic geochemical parameters of boreholes 15 and 16 versus depth
For legend see Fig. 2



~44%-át képezik a n-alkánok A $pr + f = 0,2 - 1,2\%$ között változik, a kiugró kis értéket figyelmen kívül hagyva az átlagérték $\sim 1,0\%$ A CPI $2,0 - 2,8$ között változik, $2,0$ m-től felfelé kissé csökken A $\frac{n-C_{22-}}{n-C_{23+}}$ hányados $< 0,3$, felfelé kissé nő A $\frac{pr}{f}$ átlagértéke $0,4$, nem változik, míg a $\frac{pr}{n-C_{17}} = 0,8$ kivéve a $2,0$ m-es mintát, melynél $0,55$ A gázkromatogramokon általában óriási nafténes hupli jelentkezik

A 16 sz fúrásból csak $2,0$ és $3,0$ m között 3 db mintából lehetett gázkromatográfiás vizsgálatot végezni A $3,0$ m-es minta n-alkán spektrumában n-C₂₉-nél, míg a többiben n-C₂₃-nál található egy maximum A telített frakció $62 - 72\%$ -át képezik a n-alkánok, míg a $pr + f$ mennyisége $0,6 - 1,8\%$ A CPI $1,6 - 3,1$ közötti, a $\frac{n-C_{22-}}{n-C_{23+}}$ hányados $< 0,4$ A $\frac{pr}{f}$ nem változik jelentősen, átlagértéke $0,4$, a $\frac{pr}{n-C_{17}} = 0,7 - 0,8$ között van A két felsőbb minta gázkromatogramján nagy hupli található, míg az alsóbbén jóval kisebb

Értékelés

A szerves-geokémiai adatok értelmezésével több problémakorre próbálunk feleletet adni A tó produktivitásának alakulása, a C_{org} és bitumen adatokkal követhető nyomon A leülepedett szerves anyag összetevőire az IR és az n-alkán spektrumok adhatnak felvilágosítást. Az, hogy a leülepedett szerves anyag milyen fokú kora-diagenetikus változást szenvedett mikrobiális degradáció révén, szintén n-alkán eloszlásból, a CPI, a $\frac{n-C_{22-}}{n-C_{23+}}$ és a $\frac{\Sigma CH}{NSO}$ hányados alakulásából ítélhető meg Az ülepedési környezetre, bizonyos fokig a redox viszonyokra a n-alkán spektrumból számítható különböző paraméterek

5 ábra A 11 sz furas CH_{tel} frakciójának n-alkán eloszlása

Fig 5 The n-alkane distribution of HC_{sat} fraction

$\left(\frac{pr}{f} \text{ és } \frac{pr}{n-C_{17}} \text{ arány}\right)$ révén lehet következtetni Az erózió mértékére, ill erózió révén a parti idősebb kőzetekből bekerült szerves komponensek jelenlétére a gázkromatogram jellege nyújthat felvilágosítást

Holocén tavi uledékekkel (CRANWELL 1977, 1978, 1981, GIEGER et al. 1980, ISHIWATARI et al 1980) összehasonlítva a balatoniakban jóval kisebb a szerves szén mennyisége, így a Balaton nem tekinthető produktív tónak Ez nem vonatkozik a jelenlegi viszonyokra, ugyanis CSERNY T szóbeli közlése szerint a mintavétel során a felső kb 50 cm-nyi híg, szapropéles iszapréteg elveszett Ha ezt a tényt nem vesszük figyelembe és a fúrás 0 m-ét tekintjük az uledék – víz határnak, akkor az első C_{org} adat, mely 25 cm-ről van, évi 0,2–0,4 mm-es ulepedési sebességgel számolva (CSERNY T szóbeli adata) kb 1250–625 éves mintát, tehát még vagy a honfoglalás előtti, vagy 1360 koruli uledéket jellemez A C_{org} értékek szorosan összefüggenek a karbonáttartalommal A fúrások (9, 15, 16 sz.) legmélyebb szakaszain, ahol a karbonáttartalom hirtelen lecsökken, visszaesik a C_{org} is, ami arra utal, hogy a korulmények jelentősen eltérhettek a holocén kori tavi uledékekre jellemzőktől A 9 sz fúrásnál 4,5 m-nél, a 15 számúnál 3,0 m-nél, a 16 számúnál 4,0 m-nél figyelhető meg ez a változás BODOR E (szóbeli közlés) az említett mélységekben már pannóniai uledéket regisztrált A holocén összlet alsó részén (2,0–3,5 m) a megnovekedett C_{org} -tartalom nagyobb produktivitással magyarázható A felső 2,0 m-es szakaszon a 0,8–1,0%-ra beálló C_{org} értékek jelzik a lecsökkent és állandósult produktivitást Valószínűleg a nagyobb produktivitásnak tulajdonítható a holocén alsó részén mutatkozó maximális bitumen mennyiség is

Ugyanitt az extraktban jelentkező jelentős mennyiségű elemi kén a szulfátredukáló baktériumok működésének eredménye (BROOKS et al 1976) A szulfátredukáló baktériumok intenzív működése a víz megnovekedett oldott sótartalmával magyarázható A víz oldott sótartalmának az adott szakaszon (2,0–3,5 m) való megnovekedését valószínűsíti, hogy a Ba-mal kicserélhető Ca- és Mg-ionok mennyiségének ábrázolásánál a görbe lefutása hasonló a bitumen mennyiségének változását ábrázoló görbe lefutásával (IKÉNYI K szóbeli közlése) Az oldható szerves anyag mennyisége általában szintén kisebb (sok esetben egy nagyságrenddel is) mint az említett holocén tavakra kapott értékek A C_{org} és bitumen adatok még leginkább a Lake Haruna (Ishiwatari et al 1980) 133 cm-es uledékoszlopának adataival vethetők össze

A szerves anyag kialakításában az alacsonyabb rendű vízi szervezetek (IR szinképekben a CO-csoport észterként) és a magasabb rendű szárazföldi növényi anyagok (IR spektrumban CO-csoport sav, keton alakban, n-alkán spektrumban maximum a magasabb szénatomszámú tartományban) egyaránt részt vesznek Az oldható szerves anyagban a n-alkán spektrumok alapján a terrigén szerves anyagok dominálnak, de jellegüket tekintve eltérés van ez egyes fúrások között, ezért fúrásonként külön tárgyaljuk Emléjtárban annyit meg kell jegyezni, hogy irodalmi adatok alapján az autochton (alacsonyabbrendű vízi szervezetek, pl algák) hozzájárulás elsősorban az ún kötött lipid frakcióban jelentkezik (CRANWELL 1979, 1981) Miután munkánk során a szabad lipideket vizsgáltuk, ezért a n-alkán eloszlás alapján elsősorban az allochton hozzájárulás minősége és közelítő mennyisége becsulhető

A 9 sz fúrás n-alkán spektruma alapján az oldható szerves anyagban 4,0–3,0 m között a szárazföldi növényi anyagok dominálnak ($n-C_{25}$, ill $n-C_{23}$ -nál a maximum, CPI=3,0–4,0, IR spektrumban a hosszú alifás láncokra jel-

lemző 720 cm⁻¹-es csúcs felhasad, ill. válla van) Felfelé haladva a dominancia megmarad, de a CPI érték 2,0–2,5 közé való esukkenése intenzív mikrobiális degradációra utal (JOHNSON – CALDER 1973) Irodalmi adatokkal való összevetés révén a különböző típusú erdei vegetáció (CRANWELL 1977) és magasabb rendű vízi növények (GIEGER et al 1975) mellett nem zárható ki a különböző típusú fű és hanga-félék (CRANWELL 1981, JOHNSON – CALDER 1973) részvétele sem Ez utóbbiakról mutatta ki JOHNSON és CALDER (1973), hogy aerob körülmények között intenzív mikrobiális lebontást szenvednek, ekkor a n-alkán spektrumban a n-C₂₃ lesz a domináns a n-C₂₉-es kisebb maximum mellett és a spektrum viszonylag kiegyenlítetté válik (CPI = 1,3) Ez a balatoni minták zomében előforduló n-C₂₃-as maximum egyik lehetséges magyarázata BODOR E (szóbeli közlés) a szárazföldi lombos erdőfajok mellett a fűrés teljes hosszában még dominánsként algát is talált, amit a n-alkán spektrumok nem valószínűsítene, mivel az alga hozzájárulásra jellemző n-C₁₇-es csúcs igen kicsi Az ellentmondás csak látszólagos egyrészt az algák bomlása során keletkező lipidek igen hamar különböző fizikai, ill. kémiai kötődés révén oldhatatlan ún. kötött lipiddé válnak (CRANWELL 1979, 1981, NISHIMURA 1977), másrészt az ulededés során az uledék felső, anaerob részében az intenzív bakteriális működés, elsősorban az alacsonyabb szénatomszámú szénhidrogéneket fogyasztja el (GIEGER et al 1980) ezért csak jelentős produktivitás esetén jelenik meg a n-C₁₇ domináns csúcsként Azt, hogy a balatoni minták egyébként diagenetikus (éretlen) stádiumban levő szerves anyaga bizonyos fokú kora-diagenetikus változásokon ment át [biokémiai degradáció és polikonzáció, mely aztán inszolubilizáció révén vezet az oldhatatlan geopolimerhez (TISSOT – WELTE 1978)], alátámasztani látszik a kisebb CPI értékeken kívül a $\frac{\Sigma CH}{NSO}$ és a $\frac{CH_{tel}}{CH_{ar}}$

arány is, mely általában a fűrésoknál felülről lefelé enyhén csokken, jelezve a nagyobb molsúlyú NSO-vegyületek keletkezésének irányába való eltolódást

A 9 sz. fűrésnél a $\frac{CH_{tel}}{CH_{ar}}$ arány ettől az általános képtől eltér, lefelé maximumon átmenve nő A jelenséget magyarázni egyelőre nem tudjuk

A gázkromatogramokon található ún. „nafténes huplik” eredetét tekintve (pl. olaj) szennyezésnek (MCKIRDY et al 1980) és a környező kőzetekből bekerült, már némileg átalakult ún. szórt szénhidrogéneknek (TISSOT – WELTE 1978) is tulajdonítható Figyelembe véve a legfelső, részletes vizsgálatnak alávetett minta korát az olajszennyezés figyelmen kívül hagyható Mivel a huplik nagysága a 9 sz. fűrés teljes hosszában nem változik, az erózió az ulededés során azonos mértékűnek tekinthető

Az ulededési körülményekre sok egyéb paraméter mellett (DIDYK et al 1978) esetünkben elsősorban a $\frac{pr}{f}$ és a $\frac{pr}{n-C_{17}}$ arány nyújthat felvilágosítást

Az előbbi értékét az eredeti szerves anyag típusa is befolyásolja A pr és f izoprenoidokat általában a klorofill oldalláncából, a fitolból származtatják (TISSOT – WELTE 1978) Más szerzők szerint bizonyos vörös halofil baktériumok domináns lipidjében is előfordulnak (REED 1977) Jelenkori uledékekben a pr és f alig, vagy igen kis mennyiségben fordul elő A 9 sz. fűrés telített frakciójában a két izoprenoid átlagos előfordulása ~1,0%, ami rendkívül kis érték, ezért a belőlük képzett hányados nem elég informatív, jelentős mérési hibával lehet terhelt LIJMBACH (1975) szerint az ulededési környezetre vonat-

kozóan informatívabb a $\frac{Pr}{n-C_{17}}$ hányados Ő ugyan olajokra vonatkozóan vizsgálta, de feltételezéseink és eddigi vizsgálataink alapján (BRUKNERNÉ et al. 1985) kőzetextraktumokra is felhasználhatónak bizonyult. A hányados a dia-genetikus stádiumon belül bizonyos fokú érés után jellemző, úgy tűnik, hogy teljesen éretlen anyagokra nem alkalmazható (GALIMOV et al. 1982). Az intenzív mikrobiális működés alapján feltételezhető, hogy az ulededési körülmények valamivel közelebb voltak a nyíltvízi O_2 -ben dús környezethez, mint az anoxikus, anaerob mocsári környezethez.

A 11 sz. fúrás n-alkán spektruma alapján (maximum $n-C_{27}$ -nél) 2,0 m-ig az oldható szerves anyagban a szárazföldi növényi anyagok elsősorban a különböző típusú erdei fajok [pl. nyír, tolgó, éger (CRANWELL 1973)] az uralkodók. A lombos erdei vegetáció mellett a bakteriális alga degradáció révén keletkezett maradványok is jelentős szerephez jutnak (CPI = 1,3–1,8). A magasabb rendű szárazföldi növények dominanciája felfelé haladva is megőrződik, de nő az alga hozzájárulás. Ez utóbbit valószínűsíti a többi fúrástól különböző nagyobb aszfalténtartalom (10–19%) és 0,5 m-en a $n-C_{17}$ előzőkhez viszonyított nagyobb értéke. Bizonyos fokú kora-dia-genetikus átalakulás itt

is megfigyelhető (CPI < 2,0 $\frac{\Sigma CH}{NSO}$ és $\frac{CH_{tel}}{CH_{ar}}$ felfelé kissé nő). Az ulededési viszonyok elég egységesek lehettek átmenetet képezve a nyíltvízi és anoxikus környezet között. Ez a fúrás a szerves-geokémiai jellemzőket tekintve, jelentősen eltér a többitől. A kőzetanyag kevésbé karbonátos, durvább szemcséjű. A gáz-kromatogramok közül csak az 1,0 m-es mintánál található ún. nafténes hupli, ami intenzívebb erózióra utal. A többi fúrástól erősen eltérő kép magyarázatára két lehetőség van: vagy a partról bekerült szerves anyagban és karbonátban szegényebb tormelék „hígította” fel az uledéket, vagy erősebb vízmozgás kimosta finomszemcséjű szerves anyag és karbonát egy részét.

A 13 sz. fúrás 3 m-es mintájának oldható szerves anyagában dominálnak a magasabb rendű szárazföldi növények. Ez a dominancia a 2,5 m-es mintát kivéve, végig megmarad. A 2,5 m-es minta n-alkán, spektruma alapján plankton hozzájárulás figyelhető meg (GIEGER–SCHAFFNER 1975). Az ulededési körülmények elég egységesek voltak a vizsgált 3,0 m-es szakaszon, átmenetet képezve az oxikus és anoxikus viszonyok között. Ez alól kivétel az 1,0 m-es minta, melynek szerves anyaga feltételezhetően O_2 -ben gazdagabb, nyíltvízi körülmények között ulededhetett le. Az erózió mértékében az ulededés során számottevő változás nem lehetett. Kora-dia-genetikus átalakulást okozó mikrobiális alga degradációval számolni kell, különösen a 2 m feletti szakaszon.

A 15 sz. fúrás oldható szerves anyagában 2,5 m-től felfelé a magasabb rendű szárazföldi növényi fajok az uralkodók. Az ulededési körülmények az előző fúrásokhoz hasonlóan átmenetet képeznek a nyíltvízi, O_2 -ben dús és anoxikus között, kivéve a 2,0 m-es mintát, ahol inkább aerob, nyíltvízi körülmények uralkodhattak. Az erózió mértéke nagyobb lehetett, mint a többi fúrásnál és az uledéksor keletkezése folyamán egyenletes 1,5 m-től felfelé kora-dia-genetikus változást okozó mikrobiális degradációval lehet számolni, mely azonban nem lehetett jelentős.

A 16 sz. fúrásból gáz-kromatográfias vizsgálat csak a 3,0–2,0 m közötti szakasz 3 db mintájából készült. A 3,0 m-es minta oldható szerves anyagában dominálnak a különböző lombos erdei fajok, ill. fűfélék n-alkánjai [pl. tolgó, nyír, éger (CRANWELL 1973)]. Felfelé haladva a szárazföldi növényi dominancia

megmarad (IR spektrumban intenzív 720 cm^{-1} -es csúcs vállal), de a felső 1,0 m-es szakaszon a jelentősen megnőtt aszfaltén mennyiség ($\sim 22\%$) és az észter csúcs az IR spektrumban megnövekedett plankton hozzájárulást jelezhet. Részletes vizsgálat hiányában az erózió megléte és mértéke, valamint az uledékesi korulmények csak a 3,0–2,0 m közötti részen becsülhetők. Az uledékesi viszonyok átmenetiek voltak, az erózió mértéke 2,5–2,0 m-en kissé megnőtt. A CPI $< 2,0$ alapján a 2,5–2,0 m-es szakaszon intenzív mikrobiális degradáció lehetett.

Összefoglalás

A Balatonszemes vonalától keletre eső, a térképen feltüntetett fenékfúrások szerves-geokémiai vizsgálata alapján a következő általános következtetések vonhatók le:

- 1 A fúrások 3,5–2,0 m közötti szakaszán a megnövekedett C_{org} és az oldható szerves anyag mennyisége jelentős produktivitás-növekedésre utal.
- 2 A C_{org} és a karbonáttartalom együttes hirtelen lecsökkenése a 9, 15 és 16 sz. fúrás alatt a holocén koritól eltérő uledékesort jelez.
- 3 Az oldható szerves anyagban dominál az allochton, magasabb rendű szárazföldi lombos erdei vegetáció és a különböző fűfélék, ill. a vízinövények (pl. sás). Mellette a szerves anyag kialakításában az autochton alacsonyabb rendű vízi szervezetek (plankton) is részt vesznek.
- 4 Az oldható szerves anyagban bizonyos fokú kora-diagenetikus átalakulás (intenzív mikrobiális degradáció) nyomai rögzíthetők.
- 5 Az oldható szerves anyag a parti kőzetekből behordott szerves anyagot is tartalmaz. Az erózió mértéke a 15 sz. fúrás uledékesorának kialakulásánál nagyobb, a 11 sz. fúrásnál kisebb lehetett az átlagosnál.
- 6 Az uledékes alatti uralkodó viszonyok átmenetet képeznek a teljesen nyíltvízi, O₂-ben dús, oxikus és az anaerob mocsári anoxikus környezet között, kissé oxikus irányba eltolódva.
- 7 A 11 sz. fúrásra a többiétől jelentősen eltérő szerves-geokémiai jellemzői alapján egy erőteljesebb vízmozgásban történő uledékes, ill. jelentős szervesanyag behozatal lehetett a jellemző.

IRODALOM — REFERENCES

- BROOKS P. W. — EGLINTON G. — GASKELL S. J. — MCHUGH D. J. — MAXWELL J. K. — PHILP R. P. 1976 Lipids of recent sediments. I. Straight-chain HC-s and carboxylic acids of some temperate lacustrine and sub-tropical lagoonal/tidal flat sediments. — *Chemical Geology* 18 (1) 21–38.
- BRUKNERNÉ WEIN A. — VETŐ I. — DUDICH E. 1985 Az anoxikus Tardó Agyag (oligocén) uledékképződésének geokémiai vizsgálata. — *Földt. Int. Évi Jel.* 1983-ról 272–301.
- CRANWELL P. A. 1973 Chain-length distribution of n-alkanes from lake sediments in relation to post-glacial environmental change. — *Freshwater Biology* 3 259–265.
- CRANWELL P. A. 1977 Organic geochemistry of Cam Loch (Sutherland) sediments. — *Chemical Geology* 20 (3) 205–221.
- CRANWELL P. A. 1978 Extractable and bound lipid components in a freshwater sediment. — *Acta Geochim. Cosmochim.* 42 (10) 1523–1532.

- CRANWELL P A 1979 Decomposition of aquatic biota and sediment formation bound lipids in algal detritus and lake sediments — *Freshwater Biology* 9 305–313
- CRANWELL P A 1981 Diagenesis of free and bound lipids in terrestrial detritus deposited in a lacustrine sediment — *Organic Geochemistry* 3 79–89
- DIDYK B M — SIMONEIT B K T — BRASSELL S C — EGLINTON G 1978 Organic geochemical indicators of paleoenvironmental conditions of sedimentation — *Nature* 272 (5650) 216–222
- GALIMOV E M — KODINA L A — BOGACHEVA M P — SLIMINSKY V G 1982 Organic geochemical studies of samples from Deep Sea Drilling Project Leg 64, Gulf of California Sites 474, 477, 478, 479 and 481 — *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* 64 (2) 819–836
- GIEGER W — SCHAFFNER C 1975 Aliphatic, definic and aromatic hydrocarbons in Recent Sediments of a highly eutrophic lake — *Advances in Organic Geochemistry* 375–390 Madrid
- GIEGER W — SCHAFFNER C — WAKEHAM S G 1980 Aliphatic and olefinic hydrocarbons in recent sediments of Greifensee, Switzerland — *Acta Geochim Cosmochim* 44 (1) 119–129
- ISHIWATARI R — OGURA K — HORIE S 1980 Organic geochemistry of a lacustrine sediment (Lake Haruna, Japan) — *Chemical Geology* V 29 (3/4) 261–280
- JOHNSON R W — CALDER J A 1973 Early diagenesis of fatty acids and hydrocarbons in salt marsh environment — *Acta Geochim Cosmochim* 37 (8) 1943–1956
- MÁTÉ F 1987 A Balaton-medér recens uledékének térképezése — *Földt Int Évi Jel* 1985-ről (in press)
- MCKIRDY D M — COOK P J 1980 Organic geochemistry of Pliocene–Pleistocene calcareous sediments, DSDP Site 262, Timor Trough — *AAPG Bulletin* 64 (12). 2118–2138
- LIJMBACH G M G 1975 On the origin of petroleum — 9th World Petroleum Congr Proc 2 357–369
- NISHIMURA M 1977 The geochemical significance in early sedimentation of geolipids obtained by saponification of lacustrine sediments — *Acta Geochim Cosmochim* 41 (12) 1817–1824
- REED W E 1977 Biogeochemistry of Mono Lake, California — *Acta Geochim Cosmochim* 41 (9) 1231–1246
- TISSOT B P — WELTE D H 1978 Petroleum formation and occurrence — Springer Verlag Berlin–Heidelberg–New York

ACTUOGEOLOGICAL DRILLING IN LAKE BALATON IN 1982 ORGANIC GEOCHEMISTRY

by

A BRUKNER-WEIN

Hungarian Geological Institute Budapest, Nepstadion út 14
H-1143

UDC 550 4 551 794(285 2 Balaton)

Key words geochemical methods, organic materials, sediments, Holocene, Lake Balaton (Hungary)

The conventional analytical methods of organic geochemistry (extraction, C_{org} measurements, column chromatography, IR spectrophotometry, gas chromatography) were used by the author for characterizing core samples of Holocene sediments taken from the E part of Lake Balaton (Fig 1) The interpretation of the results is informative primarily of the source material, the depo-

sitional environment and of the early diagenetic alteration. From the variation versus depth of the amount of C_{org} and soluble organic matter conclusions can be drawn on the productivity history of the lake. The sudden change in both the C_{org} and the carbonate contents at the bottom of some boreholes (No. 9, 15 and 16) is indicative of a pre-Holocene sequence. As shown by the qualitative characteristics of the soluble organic matter, allochthonous higher terrestrial and aquatic plant species were the main contributors to the formation of organic matter, though autochthonous lower aquatic organisms (algae) played an important role, too. The soluble organic matter is indicative of some early diagenetic (intense microbial degradation) alteration. The conditions that prevailed during deposition were characterized by openwater oxic features rather than anoxic palustrine ones. The samples of borehole 11 differ considerably from the others as far as the organic geochemical characteristics are concerned. There are two possible alternatives of explanation: either the influx from the shore of considerable amounts of clastics rather poor in organic matter and carbonates or the effect of heavy water agitation that removed some of the fine-grained organic matter and carbonate during deposition. Some organic matter was introduced, as a result of erosion, from coastal rocks into the sediment. The degree of erosion may have been somewhat different during the deposition of the various sedimentary sequences.

RECENS TRÓPUSI SEKÉLYVÍZI KARBONÁTOS ULEDEÉKEK SZEDIMENTPETROGRÁFIAI VIZSGALATÁNAK EREDMÉNYEI III VOROS-TENGER (HURGHADA, EGYIPTOM)

LÉLKES GYORGY

M Áll Földtani Intézet Budapest, Népstadion út 14
H-1143

ETO 552 54 551 585 53(267 33)
552 54(620)

T á r g y s z a v a k aktuálgeológia, uledékközettan, karbonátos uledék, szemcsenagyság, száraz trópusi környezet, Voros-tenger (Egyiptom)

A cikksorozat harmadik része arid trópusi környezetű, sziliklasztos—karbonátos vegyes uledékképződésű terület uledékmintáinak petrográfiai vizsgálatával (szemcsenagysági elemzéssel, valamint az uralkodó — főleg a 0,5—1,0 mm-es — homokfrakció komponenseinek kvalitatív és félkvantitatív meghatározásával) foglalkozik

A vizsgálati terület fő környezeti egységeinek (parti síkság, árapályovi zóna, sekély foltzátonyos lagúna, néhanyszor 10 m mélységű korallzátonytest, illetve zátonyelőter környezet) jellegzetes uledéktípusai 1 alluviális tormentális uledékek (bioklasztos szilikathomok), 2 szilikathomokot tartalmazó karbonátok (peneroplid és soritid foraminiferás—molluscás kalkarenitek), 3 korallós—corallinaceás—molluscás kalkarenitek, 4 a környezeti egység sekélyebb részén korallós—molluscás, mélyebb részén korallós—molluscás—hyalin foraminiferás kalkarenitek

A vizsgálati területen az átmenet a sziliklasztos—karbonátos, illetve a tisztán karbonátos uledékképződésű területek között meglehetősen éles A parti síkság bioklasztos szilikathomok uledékei és az árapályovi zóna szilikathomokot tartalmazó kalkarenitjei mellett a többi környezeti egységben lényegében tisztán karbonátos uledékképződés folyik

Bevezetés

A Magyar Állami Földtani Intézetben folyó aktuálgeológiai kutatások keretében RADÓCZ GY 1984-ben egyiptomi (Hurghada környéki) tanulmányi kiránduláson vett részt a voros-tengeri jelenkori uledékképződés és korallzátony környezet tanulmányozására Útjelentése (RADÓCZ 1984) tartalmazza a kirándulás előzményeit, célját, a helyszíni tevékenységet és a munka folytatására tett javaslatokat, valamint a Voros-tenger Hurghada környéki részének térképét a mintavételi pontok feltüntetésével Az útjelentésből itt annyi kívánczik kiemelésre, hogy a budapesti Amphora Konnyűbúvár S C néhány tagjával közösen lebonyolított út — a MÁFI aktuálgeológiai kutatásainak történetében először — lehetőséget adott nagyobb, maximum 70 m mélységből történő mintavételre is A tanulmányi kirándulásról többnyire összehasonlító vizsgálatra és oktatási célra hazahozott anyagból 20 uledékmintát vizsgáltam meg A kisebb mélységű mintákat RADÓCZ GY, a nagyobb mélységűeket FELVÁRI ZS és SURÁNYI CS gyűjtötte.

PEREGI Zs (MÁFI) 1978-ban egyéni turistaút keretében tartózkodott Egyiptomban és végzett tengeri megfigyeléseket ugyancsak Hurghada környékén. Megfigyeléseit ismeretterjesztő formában publikálta (PEREGI 1982).

A munka célja, vizsgálati módszerek

E-munka fő-célja, összhangban a korábbi aktuálgeológiai vizsgálatokkal (LELKES 1986, 1987), anyagvizsgálati adatszolgáltatás, valamint a jellegzetes szemcsetípusok fényképes bemutatása.

A vizsgálatok szemcsenagysági elemzésekre, valamint az uralkodó (főleg a 0,5–1,0 mm-es) szemcsenagysági frakció uledékes komponenseinek kvalitatív és félkvantitatív meghatározására terjedtek ki. A szemcsenagysági adatok meghatározása szítalással történt. A durvaszemcsés, esetenként a finom- és középszemcsés homokfrakciók anyagából műgyanta felhasználásával vékonycsiszolatok készültek. Összetételüket a csiszolatok egy arányos területegységén észlelhető szemcsék leszámolásával határoztam meg.

Irodalmi adatok

Az irodalmi áttekintés főleg BEHAIRY és EL-SAYED (1984) nyomán készült. A voros-tengeri korallzátonyok geológiájával és geomorfológiájával már több, mint egy évszázada sok kutató foglalkozott. MILNE (1875), WALTHER (1888), HUME (1906), CROSSLAND (1939), NESTEROFF (1955), GUILCHER (1955, 1979), BERRY et al (1966) és FRIEDMAN (1968). Az egyiptomi, szudáni és az aqabai-obolbeli zátonykomplexumok uledékeit és uledékes fácieseit EL-SAYED és HOSNY (1980), EL-SAYED (1984), BRAITHWAITE (1982), valamint GABRIÉ és MONTAGGIONI (1982) tanulmányozta. A Vörös-tenger északi része és a Szuezi-obol uledékeit különbozó aspektusból MOHAMED A. F. (1949), MOHAMED M. A. (1979, 1980), SAID (1950, 1951), SHUKRI és HIGAZY (1944a, 1944b) vizsgálta, míg a Szuezi-obol és az Aqabai-obol környezetének tektonikai viszonyaival GARFUNKEL és BARTOV (1977), BEN-AVRAHAM et al (1979), valamint GARFUNKEL (1981) foglalkozott. A szerkezeti viszonyok és az uledékképződés összefüggését többek között ROBERTS és MURRAY (1984), valamint ROBERTS (1987) tanulmányozta. A voros-tengeri zátonyok cementációjáról AMIEL et al (1971), FRIEDMAN et al (1974, 1976), BEHAIRY és EL-SAYED (1984) publikált.

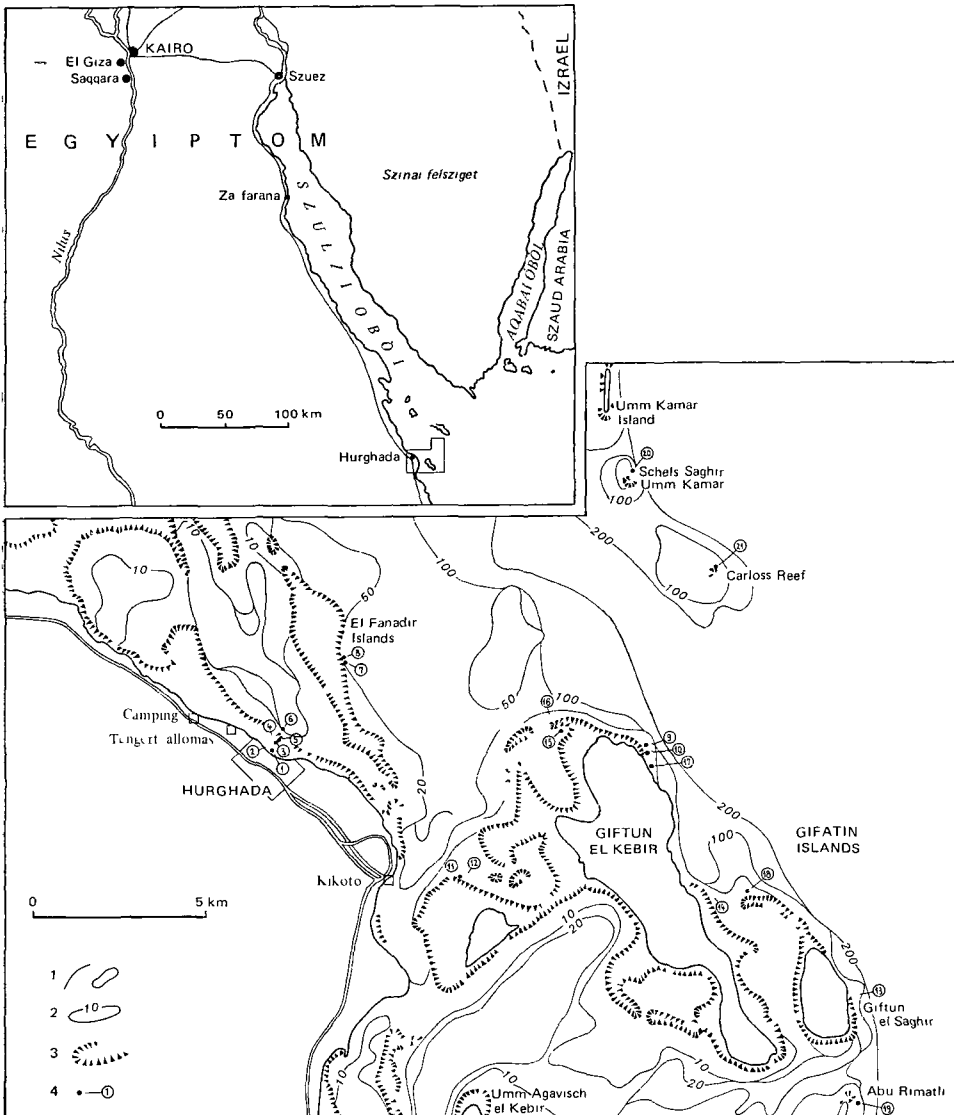
A vizsgálati terület, környezeti adatok

A vizsgálati területet és az arra vonatkozó környezeti adatokat EL-SAYED (1984) a következőkben ismerteti.

Hurghada a Szuezi-obol és a Vörös-tenger északi részének találkozásánál fekszik (1. ábra). A Vörös-tenger keskeny parti síksága a partvonal és a partvonalat szegélyező, főleg kristályos kőzetekből álló magas hegyvonulatok között helyezkedik el. A part mentén majdnem folyamatosan pleisztocén vagy óholocén zátonymészkö teraszok találhatóak 0,5–10 km szélességben.

A Vörös-tenger északi részén széles árapályovi zóna figyelhető meg kb. 120 cm árapály ingadozással (MORCOS 1970). A területet forró, száraz éghajlat jellemzi, mindössze 3 mm átlagos csapadékkal. Az uralkodó szél É–ÉNy-i, alkalmanként D–DK-i. A téli és nyári évszakban a sótartalom Hurghadánál 39–41% között, a víz felszín hőmérséklete 21–33 °C között változik.

A partvonalat egy keskeny, főleg szilikátos tormelékanyagból, valamint korall és kagyló vázelemekből álló homokos sáv határolja. Az árapályovi zóna aljzata pleisztocén vagy óholocén zátonymészkö, ezt vékony, laza üledékréteg



1 ábra A vizsgálati terület és a mintavételi pontok földrajzi helyzete (RADO CZ GY 1984 nyomán)

1 Partvonal, sziget, 2 mélységvonal, 3 korallátvány, 4 mintavételi hely

Fig 1 Geographic position of the study area and locations of the sampling points (after GY RADO CZ 1984)

1 Shoreline, island, 2 depth line, 3 coral reef, 4 sampling point

Mintavételi pontok
Sampling points

Minta jele*	Környezeti egység	Fácies	Az alzatminták gyűjtési mélysége (m)
2 ¹	Parti síkság	Felszíni alluviális laza szilikáthomok bioklaszttal	
3 ¹ 4 ¹	Árapályovi zóna	Szilikáthomokos biokalkarenit	0,1 0,5
5 ¹ 6 ¹ 7 ² 8 ² 11 ² 12 ² 15 ³ 17 ³	Sekély foltzátonyos laguna	Biokalkarenit	2 3 10 20 3 6 6 12
9 ² 10 ² 13 ² 14 ² 16 ³ 18 ³ 19 ³ 20 ³ 21 ³	Korallzátonytest, zátonyelölet	Zatonymészko, biokalkarenit	40 25 55 51 55 30 27 63 70

* Az 1 jeli mintavételi pontról, a felszíni pleisztocén vagy óholocén zátonymészko teraszról való szilárd kőzetmintát nem vizsgáltam. A mintát RADÓCZ GYULA gyűjtötte.

The solid rock sample (collected by GY. RADÓCZ) from a surface reef-limestone terrace of Pleistocene or Early Holocene age at sampling point 1 has not been analyzed.

Gyűjtő ¹RADÓCZ GYULA, ²FELVARI ZSUZSA, ³SURANYI CSABA

borítja. Ez a zóna a tenger felé lagúnába megy át, melynek maximális mélysége kb. 10 m.

A terület uledéktípusai EL-SAYED és HOSNY (1980) szerint a következők: a parti uledékeket általában durvaszemcsés, jól osztályozott szögletes vagy kissé koptatott arkózias homokok alkotják, melyek jelentős mennyiségű bioklasztot is tartalmaznak. Az árapályovi zóna uledékei finom—középszemcsésűek, jól osztályozottak, sok karbonátos alkotót tartalmaznak. A lagúnát nagyon finom—finomszemcsés biogén karbonátos uledékek borítják.

Hurghada környékén foltzátonyok, szegélyzátonyok és kevésbé jól kifejlődött sánczátonyok figyelhetők meg. Ezek a képződmények hasonlóak a Vörös-tenger más részén található korallzátonyokhoz. A területen a legáltalánosabban és legjobban elterjedt korall az *Acropora*. A növények közül az

algák főleg a zátonyokhoz kapcsolódnak ALEEM (1978) szerint a karbonát-anyag-termelő Halmedák nagymértékben elterjedtek a területen. Az üledékek karbonátos frakcióiban gyakoriak a Gastropodák, Pelecypodák, Foraminiferák és az Echinoidea vázelemek. A Foraminiferák közül a Textularia, Spiroloculina, Quinqueloculina, Triloculina, Sorites és Peneroplis nemzetségek a leggyakoribbak.

Mintavételi helyek

A vizsgált minták által képviselt szedimentációs környezeti egységeket és fáciessteruleteket, valamint az aljzatminták gyűjtési mélységét az 1 táblázat mutatja. A mintavételi pontok földrajzi helyzete az 1 ábrán látható.

Vizsgálati eredmények

Szemcsenagyság

A MILLIMAN (1974) által javasolt három fő szemcsenagysági frakcióra vonatkozó gyakorisági súlyszázalékos adatokat a 2 táblázat mutatja.

2. táblázat — Table 2

A minták szemcsenagysági vizsgálati eredményei Granulometric analyses of the samples

Minta sorszáma	Gyakorisági súly%		
	0,063 mm alatt	0,063—2,0 mm	2,0 mm fölött
2	0,3	79,5	20,2
3	4,3	62,6	33,1
4	4,5	93,2	2,3
5	2,3	75,0	22,7
6	0,3	96,4	3,3
7	1,0	86,8	12,2
8	0,7	88,4	10,9
9	0,2	85,0	14,8
10	0,4	75,5	24,1
11	0,1	96,4	3,5
12	0,5	77,4	22,1
13	0,2	54,5	45,3
14	0,5	66,1	33,4
15	2,0	87,2	10,8
16	0,3	82,4	17,3
17	0,2	76,1	23,7
18	0,3	75,7	24,0
19	0,6	82,6	16,8
20	0,3	88,3	11,4
21	0,4	84,7	14,9

Az adatok általános értékelése

WAGNER és VAN DER TOGT (1973) osztályozási szempontjai szerint a vizsgált minták egységesen 10%-nál kevesebb 0,063 mm alatti szemcsét tartalmazó szilikáthomokok, illetve biokalkarenitek

Az uledékes komponensek kvalitatív és félkvantitatív meghatározása

A különböző mintákban észlelhető szemcsék minőségi és mennyiségi jellemzőit a 3a-b táblázat szemlélteti

3a táblázat — Table 3a

Az uledékes komponensek minőségi és mennyiségi jellemzői
Qualitative and quantitative characteristics of the sedimentary components

Szemcsenagyság	0,1—0,25 mm				0,25—0,5 mm	
	3		4		6	
Mintaveteli hely						
Komponensek	db	%	db	%	db	%
Corallinacea	74	9,6	64	8,7	89	17,1
Foraminifera	67	8,7	89	12,2	17	3,3
Korall	101	13,1	102	13,9	307	58,9
Echinodermata	4	0,5	7	1,0	5	1,0
Mollusca	22	2,9	9	1,2	44	8,4
Biogén indet szemcse					7	1,3
Nem azonosított mikrites szemcse	91	11,8	126	17,2	52	10,0
Szilikátos terrigén szemcse	411	53,4	335	45,8		
Összesen	770	100,0	732	100,0	521	100,0

Az adatok általános értékelése

A biogén szemcsék közül a korallak, Corallinaceák, Foraminiferák és Molluscák EL-SAYED (1984) adataival összhangban mennyiségileg jelentősek, az Echinodermata vázelemek kevésbé jelentősek, a mészanyagú féregcső maradványok, Bryozoák, Arthropodák és Halimedák alárendeltek. A feltűnő ellentmondás a Halimedák ALEEM (1978) által jelzett gyakorisága és a vizsgálati anyagban megfigyelt rendkívül kis mennyisége között. ROBERTS és MURRAY (1984) nyomán valószínűleg a sótartalom lokális megnövekedésével magyarázható.

A korallak közül a Scleractinia töredékek dominálnak, de néhány mintában a Gorgonia-spiculák is viszonylag gyakoriak.

A Foraminiferák túlnyomórészt bentonikusak, a planktonikus példányok száma nagyon kevés. A bentonikusak közül a penerophid, soritid és hyalin alakok gyakoriak, a miliolid és agglutinált formák néhány mintát nem számítva kevésbé gyakoriak, a bekergezők ritkák.

A Mollusca vázelemekben belül a biztosan meghatározható Gastropodák maximális mennyisége 20% körül.

3b. táblázat — Table 3b

Az üledékes komponensek minőségi és mennyiségi jellemzői a 0,5—1,0 mm-es szemcsefrakcióban
 Qualitative and quantitative characteristics of the sedimentary components (0.5—1.0 mm)

Mintavételi hely Komponensek	2		3		4		5		6		7		8		9		10		11	
	db	%	db	%	db	%	db	%	db	%	db	%	db	%	db	%	db	%	db	%
Corallinacea	22	9,2	16	7,8	33	17,7	60	29,4	66	32,0	71	31,8	76	35,7	29	16,4	22	11,9	60	30,3
Halimeda	1	0,4	1	0,5	3	1,6			2	1,0	2	0,9			1	0,6				
Foraminifera	17	7,1	61	29,9	60	32,3	23	11,3	30	14,6	26	11,7	9	4,2	23	13,0	21	11,4	9	4,6
Korall	18	7,6	19	9,3	19	10,2	74	36,2	53	25,7	72	32,3	75	35,2	62	35,0	63	34,0	48	24,2
Echinodermata	5	2,1	5	2,5	2	1,1	2	1,0	5	2,4	4	1,8	6	2,8	2	1,1	1	0,5	17	8,6
Mollusca	11	4,6	41	20,1	42	22,6	31	15,2	35	17,0	37	16,6	35	16,4	42	23,7	39	21,1	27	13,6
Féregeso									2	1,0	2	0,9	1	0,5	1	0,6			1	0,5
Bryozoa																				
Arthropoda																				
Biogén indet szemcse	12	5,0	7	3,4	14	7,5	14	6,9	12	5,8	8	3,6	10	4,7	9	5,1	14	7,6	22	11,1
Foszfátszemcse															1	0,6				
Nem azonosított mikrites szemcse																				
Karbonátos litoklaszt					1	0,5			1	0,5	1	0,4	1	0,5	2	1,1	24	13,0	14	7,1
Szilikátos terrigén szemcse	153	64,0	54	26,5	12	6,5									5	2,8	1	0,5		
Összesen	239	100,0	204	100,0	186	100,0	204	100,0	206	100,0	223	100,0	213	100,0	177	100,0	185	100,0	198	100,0

3b. táblázat folytatása

Mintavételi hely Komponensek	12		13		14		15		16		17		18		19		20		21	
	db	%	db	%	db	%	db	%	db	%	db	%	db	%	db	%	db	%	db	%
Corallimacea	40	21,9	24	15,1	33	15,6	46	23,2	22	15,0	51	26,3	31	16,4	26	12,9	32	16,2	25	13,7
Hahmeda			1	0,6	1	0,5														
Foraminifera	11	6,0	25	15,7	41	19,4	15	7,7	21	14,3	14	7,2	19	10,0	17	8,5	20	10,1	27	14,7
Korall	64	35,0	39	24,5	67	31,7	64	32,3	33	22,3	78	40,2	82	43,4	80	39,8	101	51,0	73	39,9
Echinodermata	3	1,6	4	2,5	3	1,4	9	4,5	5	3,4	5	2,6	2	1,1	3	1,5	10	5,1	4	2,2
Mollusca	34	18,6	30	18,9	32	15,2	36	18,2	31	21,1	31	16,0	38	20,1	36	17,9	23	11,6	31	16,9
Féregeso	1	0,5	1	0,6	1	0,5	2	1,0	1	0,7	1	0,7	2	1,1	1	0,5	3	1,5	2	1,1
Bryozoa			2	1,3					1	0,7							1	0,5		
Arthropoda			2	1,3					26	17,7			10	5,3	21	10,4	4	2,0	12	6,6
Biogen indet szemcse	11	6,0	18	11,3	13	6,2	9	4,5	9	4,6	9	4,6	9	4,6	9	4,6	9	4,6	9	4,6
Foszfátszemcse																				
Nem aronosított mikrites szemcse	19	10,4	9	5,7	20	9,5	17	8,6	7	4,8	6	3,1	5	2,6	13	6,5	4	2,0	8	4,4
Karbonátos litoklaszt			4	2,5											4	2,0				
Szilikátos terrigén szemcse																				
Összesen	183	100,0	159	100,0	211	100,0	198	100,0	147	100,0	194	100,0	189	100,0	201	100,0	198	100,0	183	100,0

A 3a-b táblázatban a 0,1—0,25 mm-es szemcsenagysági frakcióban szereplő darabszámok 5—5, míg a 0,25—0,5 és 0,5—1,0 mm-es frakcióban 10—10 mikroszkopi látómezőben megfigyelhető szemcsék számát jelentik

The numbers of specimens given in the table here represent the numbers of grains counted in five microscopic visual fields for each item in the 0,1—0,25 mm grain fraction and in 10 fields for each item in the 0,25—0,5 and 0,5—1,0 mm fractions

A biogén szemcsék egy része mikritesedés miatt pontosabban nem azonosítható

A nem-biogén szemcséket szilikátos terrigén tormelékszemcsék és karbonátos litoklasztok képviselik. A szilikátos terrigén tormelékszemcsék közelebbi meghatározásával nem foglalkoztam. Ilyen szemcsék a minták kis részében, de többnyire jelentős mennyiségben észlelhetők. A valószínűleg pleisztocén vagy óholocén kőzetekből származó karbonátos litoklasztok mennyiségileg nem jelentősek.

A Corallaceák és korallok általában jól vagy közepesen, a Mollusca héjtoredékek változó mértékben koptatottak. A Foraminifera többnyire épek. A torédékes példányok nagy része sortid Foraminifera. A finomhomok méretű szilikátos terrigén szemcsék kissé, a nagyobb szemcsenagyságúak jól koptatottak.

Az üledékek csoportosítása

A különböző vizsgálati eredmények figyelembevételével az üledékek a következőképpen csoportosíthatók:

Nem-karbonátok

1 típus Bioklasztos szilikáthomok 2 sz. minta

Szilikátos terrigén anyagot tartalmazó karbonátok

2 típus Foraminifera—Mollusca kalkarenit + szilikáthomok 3, 4 sz. minta

Karbonátok

3 típus Korall—Corallinacea—Mollusca kalkarenit 5, 6, 7, 8, 11, 12, 15, 17 sz. minta

4 típus Korall—Mollusca kalkarenit 10, 18, 19, sz. minta

5 típus Korall—Mollusca—Foraminifera kalkarenit 9, 13, 14, 16, 20, 21 sz. minta

Az adatok általános értékelése

A fenti csoportosítás egyrészt a vizsgálati terület üledékképződésének általános jellegét (szilikálasztos, szilikálasztos—karbonátos vegyes, illetve tisztán karbonátos), másrészt a vizsgálati terület különböző környezeti egységeinek jól elkülönülő üledéktípusait mutatja. A parti síkság alluviális tormelékes üledékképződését bioklasztos arkózás szilikáthomok (1 üledéktípus) képviseli. Az árapályovi zónában megfigyelhető szilikáthomokos, peneroplid és sortid foraminiferás—molluscás kalkarenit (2 üledéktípus) a szilikálasztos—karbonátos vegyes üledékképződés szép példája. A tisztán karbonátos üledékképződés színtere a foltzátonyos lagúna, valamint a néhányszor 10 m mélységű korallzátonytest, illetve zátonyelőtér környezet. A lagúnát elsősorban korall—corallinaceás—molluscás kalkarenit (3 üledéktípus) jellemzi, míg a korallzátonytest—zátonyelőtér környezet sekélyebb részén korall—molluscás kalkarenit (4 üledéktípus), mélyebb részén korall—molluscás—hyalin foraminiferás kalkarenit (5 üledéktípus) észlelhető. A tisztán karbonátos üledékek határozottan meglévő összetételbeli különbségei mellett a 3—5 üledék-

típus között átmenetek is megfigyelhetők, ez elsősorban a magasabb batimetrikus helyzetű lagúnabeli szemcsék egy részének mélyebb környezetbe történő mozgásával magyarázható

Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozom RADOCZ GYULÁNAK a közéleti vizsgálatra onzetlenül átadott uledékmintákért, valamint a vizsgálati területre vonatkozó részletes magyarázataiért, HAAS JÁNOSNAK és JAMBOR ÁRONNAK a munka penzugyi es vizsgálati idő feltételeinek biztosításáért, ORAVECZNÉ SCHIFFER ANNÁNAK a Foraminiferakra vonatkozó hasznos konzultációkért

IRODALOM — REFERENCES

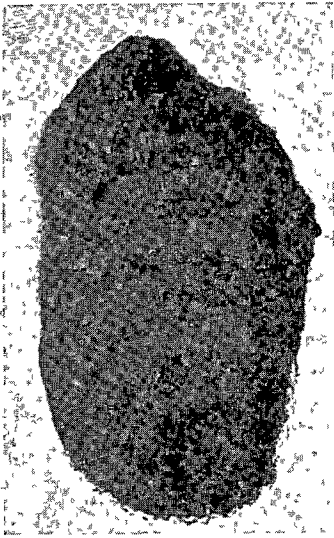
- ALEEM A A 1978 Contribution to the study of marine algae of the Red Sea 1 The algae in the neighbourhood of Al Ghardaqa, Egypt (Cyanophyceae, Chlorophyta and Phaeophyta) — Bull Fac Sci KAU 2 73—88, Jeddah
- AMIEL A J — FRIEDMAN G M — MILLER D S 1971 Lithification of modern Red Sea reefs — 8th Intern Sed Congr Program with Abstracts, p 3
- BEHAIRY A K A — EL-SAYED M KH 1984 Carbonate cements in a modern Red Sea reef, north of Jeddah, Saudi Arabia — Mar Geol 58 443—450
- BEN-AVRAHAM Z — ALMAGAR G — GARFUNKEL Z 1979 Sediments and structure of the Gulf of Elat (Aqaba), northern Red Sea — Sediment Geol 23 239—267
- BERRY L — WHITEMAN A T — BELL S V 1966 Some radiocarbon dates and their geomorphological significance, emerged reef complex of the Sudan — Z Geomorphol. 10 119—143
- BRAITHWAITE C J R 1982 Patterns of accretion of reefs in the Sudanese Red Sea — Mar Geol 46 297—325
- CROSSLAND C 1939 Some coral formations In Report on the preliminary expedition for the exploration of the Red Sea in the RRS „Mabahith” — Publ Mar Biol St. Ghardaqa 1 21—35
- EL-SAYED M KH 1984 Reefal sediments of Al-Ghardaqa, northern Red Sea, Egypt — Mar Geol 56 259—271
- EL-SAYED M KH — HOSNY CH F 1980 Sediments of the intertidal zone of Ghardaqa, Red Sea, Egypt — Proc Symp Coastal Mar Environ Red Sea 2 3—15 Khartoum
- FRIEDMAN G M 1968 Geology and geochemistry of reefs, carbonate sediments, and waters, Gulf of Aqaba (Elat), Red Sea — Jour Sed Petr 38 895—919
- FRIEDMAN G M — AMIEL A J — SCHNEIDERMAN N 1974 Submarine cementation in reefs example from the Red Sea — Jour Sed Petr 44 816—825
- FRIEDMAN G M — ALI S A — KRINSLEY D H 1976 Dissolution of quartz and cementation in reefs example from the Red Sea — Jour Sed Petr 46. 970—973
- GABRIE C — MONTAGGIONI L 1982 Sedimentary facies from the modern coral reef, Jordan, Gulf of Aqaba, Red Sea — Coral Reefs 1 115—124
- GARFUNKEL Z 1981 Internal structure of the Dead Sea leaky transform (rift) in relation to plate kinematics — Tectonophysics 80 81—108
- GARFUNKEL Z — BARTOV Y 1977 The tectonics of the Suez Rift — Isr Geol Surv Bull 71
- GUILCHER A 1955 Géomorphologie de l'extrémité septentrionale du banc corallien Farsan (Mer Rouge) — Ann Inst Oceanogr 30 55—100
- GUILCHER A 1979 Les rivages coralliens de l'Est et du Sud de la presqu'île de Sinai — Ann Geogr 88 398—418
- HUME W F 1906 The topography and geology of the Peninsula of Sinai (Southern portion) — Cairo Natl Survey Dept Egypt, Printing Dept

- LELKES GY 1986 Recens trópusi sekélyvízi karbonátos üledékek szedimentpetrografiai vizsgálatának eredményei I Kuba (Batabano-obol, É-i part) — *Földt Int Évi Jel* 1984-ről 561—590
- LELKES GY 1987 Recens trópusi sekélyvízi karbonátos üledékek szedimentpetrografiai vizsgálatának eredményei II Florida (Biscayne Bay, Key Largo és Marquesas Keys környeke) — *Földt Int, Évi Jel* 1985-ről 309—321
- MILLIMAN J D 1974 *Marine carbonates* — Springer Verlag Berlin—Heidelberg—New York
- MILNE J 1875 *Geological notes on the Smaltic Peninsula and northwestern Arabia* — *Q J Geol Soc London* 31
- MOHAMED A F 1949 The distribution of organic matter in sediments from the Northern Red Sea — *Am Journ Sci* 247 116—127
- MOHAMED M A 1979 The recent bottom sediments of the Gulf of Suez, Red Sea — *J Univ Kuwait (Sci)*, 6 209—228
- MOHAMED M A 1980 The distribution of carbonates in the Recent bottom sediments of the Gulf of Suez (Red Sea) — *Proc Symp Coast Mar Red Sea* 2 37—51 Khar-toum
- MORCOS S A 1970 *Physical and chemical oceanography of the Red Sea* — *Oceanogr Mar Biol Ann Rev* 8 73—202
- NESTEROFF W 1955 Les récifs coralliens du Banc Farsan Nord (Mer Rouge) — *Ann. Inst Oceanogr* 30 8—53
- PEREGI Zs 1982 Latogatás a Vörös-tenger mélyén — *Föld es Ég* 17 208—211
- RADOCZY GY 1984 Jelentes a vörös-tengeri (egyiptomi) tanulmányi kirándulásról (1984. augusztus 4—20) — *Földt Int Adattár T* 12 845 kézirat
- ROBERTS H H 1987 Modern carbonate-siliciclastic transitions humid and arid tropical examples — *Sediment Geol* 50 25—65
- ROBERTS H H — MURRAY S P 1984 Developing carbonate platforms southern Gulf of Suez, northern Red Sea — *Mar Geol* 59 165—185
- SAID R 1950 The distribution of foraminifera in Northern Red Sea — *Contrib CUSHMAN Found Foraminifer Res* 1 9—29
- SAID R 1951 Organic origin of some calcareous sediments from the Red Sea — *Science* 113 518—519
- SHUKRI N M — HIGAZY R A 1944a Mechanical analysis of some bottom deposits of the Northern Red Sea — *Jour Sed Petr* 14 45—69
- SHUKRI N M — HIGAZY R A 1944b The mineralogy of some bottom deposits of the Northern Red Sea — *Jour Sed Petr* 14 70—85
- WAGNER C W — VAN DER TOGT C 1973 Holocene sediment types and their distribution in the southern Persian Gulf In *The Persian Gulf Holocene carbonate sedimentation and diagenesis in a shallow epicontinental sea* — Springer Verlag 123—155 Berlin—Heidelberg—New York
- WALTHER J 1888 Die Korallenriffe der Sinaihalbinsel — *Abh Math—Phys Kl, Koeningl Saechs Ges Wiss* 9 339—505

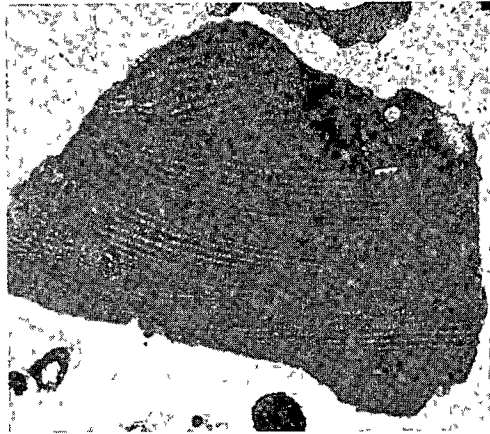
I. tábla — Plate I

Vorosalgák — Red algae

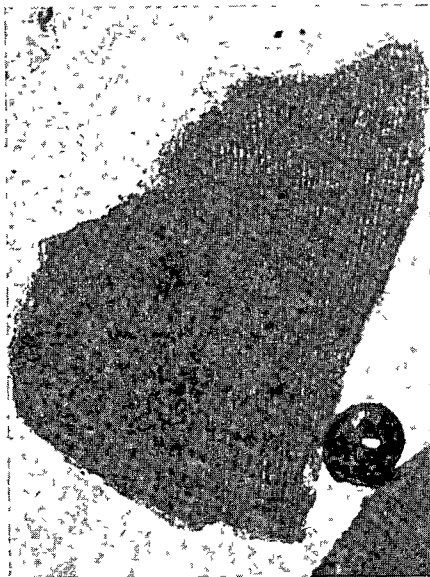
1–4 Corallinacea vázelemek — Skeletal elements of Corallinacea*1* 16 sz minta — Sample 16*2* 19 sz minta — Sample 19*3* 4 sz minta — Sample 4*4* 9 sz minta — Sample 9*1–4* 80×



1



2



3



4

II tábla — Plate II

Foraminiferák — Foraminifera

- 1—3 Peneroplid Foraminiferák haránt (1—2 kép) és hosszanti metszetben (3 kép) — Peneroplid Foraminifera in transversal (f 1—2) and longitudinal sections (f 3)
 1—2 3 sz minta — Sample 3
 3 7 sz minta — Sample 7
- 4—5 Soritid Foraminiferák equatoriális (4 kép) és axiális metszetben (5 kép) — Soritid Foraminifera in equatorial (f 4) and axial sections (f 5)
 4 3 sz minta — Sample 3
 5 2 sz minta — Sample 2
- 1—3, 5 80×
 4. 40×



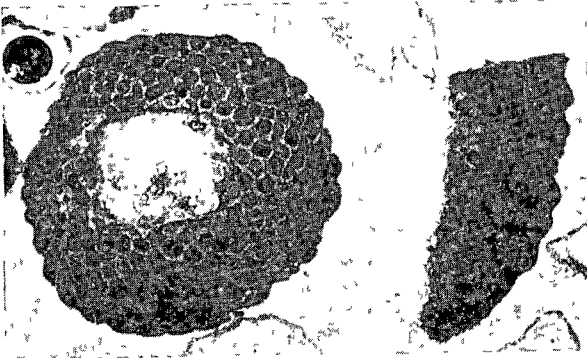
1



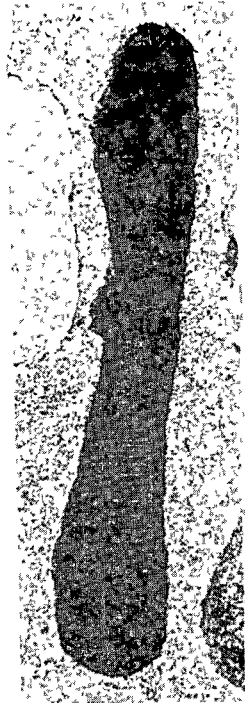
2



3



4



5

t

III tábla — Plate III

Foraminiferák — Foraminifera

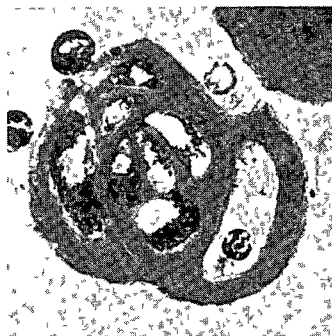
- 1—3 Mihold Foraminiferák — Mihold Foraminifera
1 4 sz minta — Sample 4
2 8 sz minta — Sample 8
3 17 sz minta — Sample 17
- 4—5 Agglutinált Foraminiferák — Arenaceous Foraminifera
4—5 15 sz minta — Sample 15
- 1—5 80×



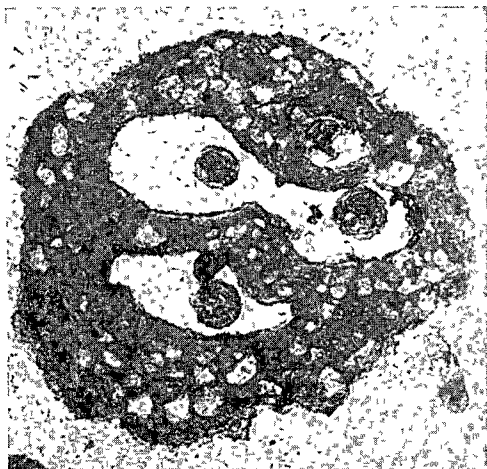
1



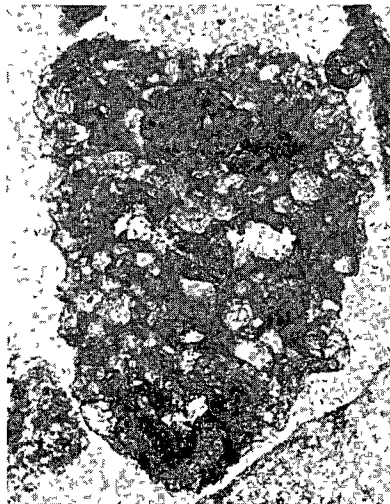
2



3



4



5

IV tábla — Plate IV

Foraminiferák — Foraminifera

- 1–3* Hyalín Foraminiferák — Hyaline Foraminifera
1 13 sz minta — Sample 13
2 4 sz minta — Sample 4
3 9 sz minta — Sample 9
4 Bekéregző Foraminifera — Encrusting Foraminifera
15 sz minta — Sample 15

1–4 80×



1



2



3



4

V tábla — Plate V

Korallak — Corals

- 1—2 *Gorgonia*-spicula hossz- (1 kép), illetve keresztmetszetben (2 kép) —
Gorgonia spicules in longitudinal (f 1) and transversal (f 2) sections
1 7 sz minta — Sample 7
2 5 sz minta — Sample 5
- 3—4 *Scleractinia* töredékek — Fragments of *Scleractinia*
3 6 sz minta — Sample 6
4 5 sz minta — Sample 5

1 40×
2—4 80×



1



2



3



4

VI tábla — Plate VI**Molluscák — Mollusca**

- 1–3* Különbozó mikroszerkezetű Mollusca héjtoredékek — Mollusc shell fragments of different microstructure
1 14 sz minta +N — Sample 14
2 21 sz minta — Sample 21
3 13 sz minta — Sample 13
- 4–5* Gastropoda hossz- (4 kép), illetve keresztmetszetben (5 kép) — Gastropods in longitudinal (f 4) and transversal (f 5) sections
4 10 sz minta — Sample 10
5 4 sz minta — Sample 4
- 1–5* 80×



1



2



3



4

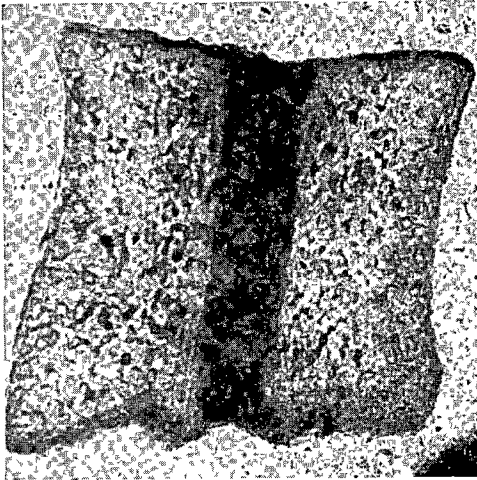


5

VII tábla — Plate VII

Echinodermaták — Echinoderms

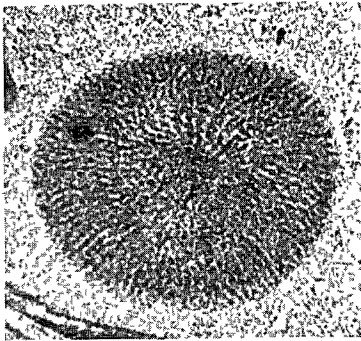
- 1—3 Echinodermata vázelemek — Skeletal elements of echinoderms
 1 13 sz minta — Sample 13
 2 16 sz minta — Sample 16
 3 12 sz minta — Sample 12
- 4—6 Echinoidea tuske egyenes (4 kép), illetve ferde keresztmetszetben (5—6 kép) A 4 képen látható tuske ásványtanilag kalcit-monokristály, míg az 5 kép pólusos kalcit-monokristály belső részből és polikristályos kalcitaggregátum külső peremből álló suntuskét mutat A keresztelt mikolok között készült 6 kép a tuske belső és külső része közti különbséget még kihangsúlyozottabban mutatja
 Echinoidea spine in normal (f 4) and oblique transversal (f 5—6) sections The spine in f 4 is, mineralogically, a calcite monocrystal, while f 5 shows a spine consisting of a calcite monocrystal interior part and a polycrystalline calcite aggregate rim Made between crossed nicols, f 6 shows the difference between the interior and the exterior of the spine in an even more pronounced form
 4 5 sz minta — Sample 5
 5—6 20 sz minta — Sample 20
- 1—3 40×
 4—6 80×



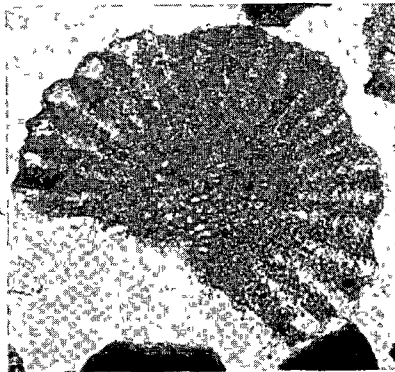
1



2



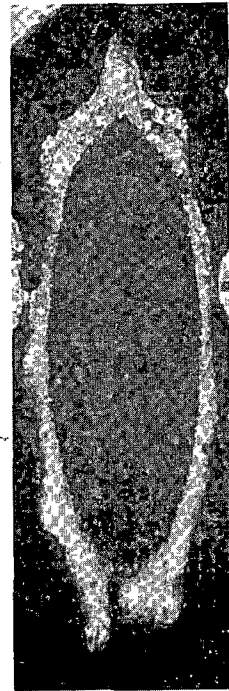
3



4



5

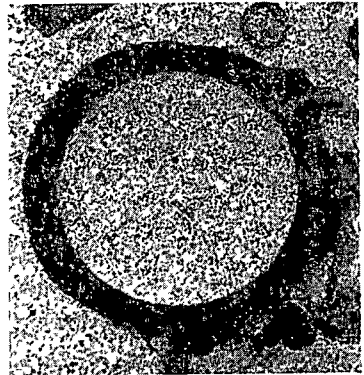
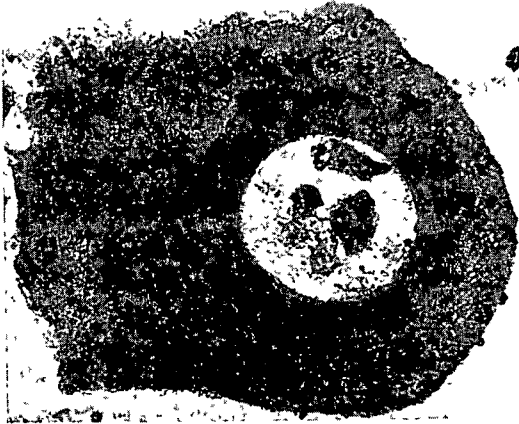
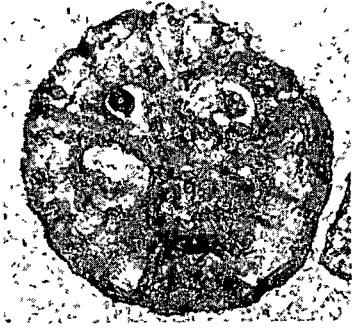


6

VIII tábla — Plate VIII

Egyéb biogén szemcsék — Other biogenic grains

- 1—3 Bryozoák keresztmetszetben — Bryozoans in cross section
1 20 sz minta — Sample 20
2 19 sz minta — Sample 19
3 13 sz minta — Sample 13
- 4 Arthropoda (rákpáncél toredék) — Arthropoda (fragment of carapace of a Crustacea)
21 sz minta — Sample 21
- 5—6 Férgecsövek keresztmetszetben Az 5 képen látható csó corallinaceás bekéregzésű — Worm-tubes in cross section The tube in f 5 has been encrusted by Corallinacea
5 21 sz minta — Sample 21
6 20 sz minta — Sample 20
- 1—6 80×



PETROGRAPHICAL STUDIES ON RECENT TROPICAL
SHALLOW-WATER CARBONATE DEPOSITS
III RED SEA (HURGHADA, EGYPT)

by

GY LILLES

Hungarian Geological Institute Budapest, Nepstadion ut 14
H-1143

UDC 552.54.551.585.53(267.33)
552.54(620)

Key words actual geology, sedimentary petrology, carbonate sediments, grain size, and tropical environment, Red Sea (Egypt)

Part III in a series of papers, this paper is dealing with a petrographic study of sedimentary samples from an arid tropical area of mixed siliclastic-carbonate sedimentation (granulometric analysis, qualitative and semi-quantitative determination of the predominant particle size of mainly 0.5 to 1.0 mm). The samples were collected by geologist GY RADÓCZ (Hungarian Geological Institute) and members of the Amphora Scuba Divers Club of Budapest, Zs FELVÁRI and Cs SURÁNYI, in 1984.

The environmental units and facies areas represented by the analyzed samples and the depth at which the bottom samples were collected are shown in Table 1. The geographic locations of the sampling points are shown in Fig. 1. The granulometric analyses are given in Table 2, while the qualitative and quantitative characteristics of the grains observable in different samples are contained in Table 3.

In the light of the various analytical results, the sediments may be grouped as follows:

Non-carbonates

Type 1 Silicate sand with some bioclastic materials 2

Carbonates containing land derived silicate material

Type 2 Foraminifera—Mollusca calcarenite plus silicate sand 3, 4

Carbonates

Type 3 Coral—Corallinacea—Mollusca calcarenite 5, 6, 7, 8, 11, 12, 15, 17

Type 4 Coral—Mollusca calcarenite 10, 18, 19

Type 5 Coral—Mollusca—Foraminifera calcarenite 9, 13, 14, 16, 20, 21

The above grouping exhibits, on the one hand, the general features of sedimentation in the study area (siliclastic, mixed siliclastic-carbonate and purely carbonate sedimentation), on the other hand, the quite distinct depositional types of the various environmental units of the same area. The alluvial clastic sedimentation of the coastal plain is represented by bioclastic "arcosic" silica sands (Type 1). The peneroplid and soritid Foraminifera—Mollusca calcarenite with land-derived silicate material in the tidal zone (Type 2) is a spectacular example of a mixed siliclastic-carbonate sedimentation. An environment of pure carbonate sedimentation is represented by the patch-reef lagoon and the coral reef body of a depth of a couple of 10 m and the fore-reef environment. The

lagoon is characterized primarily by Coral—Corallinacea—Mollusca calcarenite (Type 3), while in the shallower parts of the coral reef body—fore-reef environment, coralline-molluscan calcarenite (Type 4) and, in the deeper parts, that of Mollusca—hyaline Foraminifera (Type 5) can be observed. Along with the quite distinct differences in the composition of the pure carbonate sediments, transitions between Types 3 and 5 can also be observed. This can be explained primarily by the transfer of some of the grains from the shallower lagoon to a bathymetrically deeper environment.

**AZ ORSZÁGOS FOLDTANI ADATTÁR TUDOMÁNYTÖRTÉNETI ÉRTÉKŰ
KÉZIRATOS TERULETI JELENTÉSEI
1839—1899**

VITALIS GYORGY

M Áll Foldtani Intezet Budapest, Nepstadion út 14
H-1143

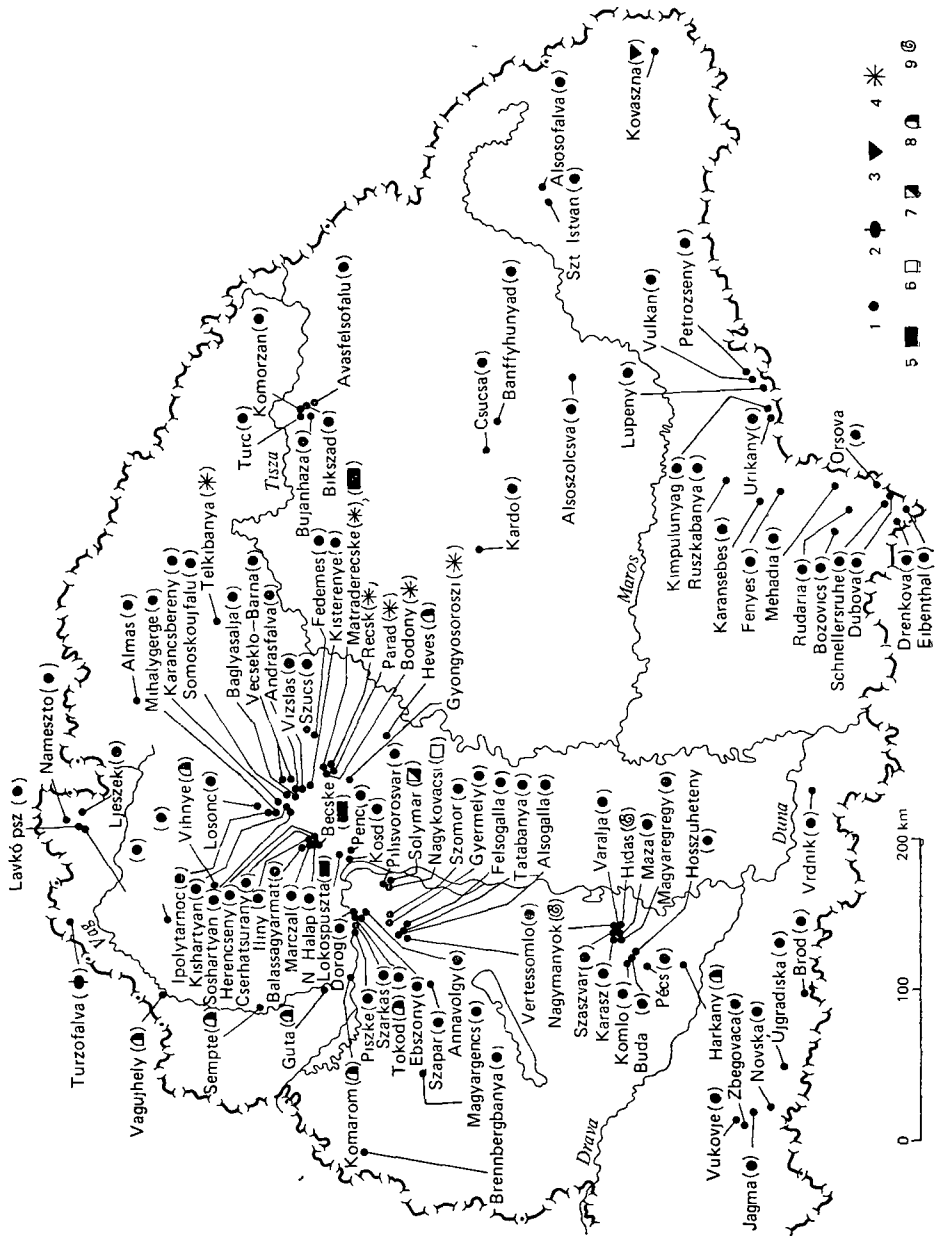
ETO 061 68 55(439)

T a r g y s z a v a k kutatási területi jelentés, Adattár

A tanulmány az Országos Foldtani Adattárban található legrégibb, az 1839—1899 évek közötti, tudománytörténeti értékű kéziratok területi jelentésekre hívja fel a figyelmet és egyúttal az időszak földtani kutatási tevékenységébe is bepillantást nyújt

A Magyar Állami Foldtani Intézet Dokumentációs Főosztálya keretében működő Országos Foldtani Adattár (roviden Adattár) folyamatosan gyűjti és rendszerezi a gyűjtőkorébe tartozó kéziratok földtani dokumentációkat [BOHN P — FORDÓSNÉ BOZÓ M — HALASI L — KISS K — MARCZIS J — OSWALDNÉ BÁRÁNY I 1984, VITÁLIS GY (szerk) 1983] A jelen tanulmány az Adattárban található legrégibb, az 1839—1899 évek közötti, tudománytörténeti értékű kéziratok területi jelentésekre kívánja felhívni a figyelmet és egyúttal az időszak földtani kutatási tevékenységét is vázolni [BÁN J 1953, BOHM F 1939, FULOP J 1984, FULOP J — TASNÁDI KUBACSKA A (szerk) 1969, MATLEKOVITS S (szerk) 1898] A tanulmány szövegrészében zárójelben mindenütt megadom a hivatkozott jelentés adattári számát, míg az irodalomban csak a témával, vagy a korról foglalkozó tanulmányokat idézem. Az egyes jelentésekben tárgyalt jelentősebb nyersanyagok földrajzi helyzetét az 1. ábra szemlélteti.

Az Országos Foldtani Adattárban található tudománytörténeti értékű kéziratok területi jelentések közül a legrégibb — még az Intézet 1869 évi alapítását megelőző évekből — a lábatlami (píszmicei) márványbányára vonatkozó, az 1839. április 24-én, az 1844. május 11-én és az 1845. június 2-án kelt, eredeti kézírásos, NEDECZKY J és KRAFFT M között kötött, magyar nyelvű béleleti szerződés (Mészki 30). Ezeket az 1861. szeptember 10-én Brassóban kelt, B v COTTA freibergeri professzortól származó „Kovászna vasérctelepeiről” szóló jelentés (T 8032), és az 1866. május 15-én kassai keltezésű, F NEUBAUER által összeállított „Gutachten des FRANZ NEUBAUER, k k Berghauptmannes zu Kaschau, über die Bergbau-Unternehmung des Herren STEPHAN KOPPY et Comp in Telkibánya” (Su 1) tárgyú szakvélemény másolata. Az előbbi egy helyszíni bejárás alapján a terület szferoszideritére, agyagtartalmú vasércére és agyagvaskőpaláira hívja fel a figyelmet, az utóbbi pedig a telkibányai szulfidos ércesedés földtani, teleptani és gazdaságföldtani viszonyával foglalkozik.



1. ábra Az Országos Földtani Adattár 1839–1899 évek közötti kéziratos területi jelentéseiben tárgyalt nyersanyagok földrajzi elhelyezkedése

1. Kőszén, 2 kőolaj és földgáz, 3 vasérc, 4 szulfidos érc, 5 agyag, 6 tűzálló agyag, 7. festékföld, 8 víz, 9 ostenlyan

Fig 1 Geographical distribution of the mineral deposits discussed in survey reports between 1839-1899 stored in the National Geological Data Base

1 Coal, 2 petroleum and natural gas, 3 iron ore, 4 sulphide ores, 5 clay, 6 refractory clay, 7 colour earth, 8 water, 9 paleontological sites

A Magyar Királyi Földtani Intézet alapítási évében, 1869 december 22-én kelt HANTKEN M., az Intézet első igazgatója „A Kis-czelli tályag elterjedése Nograd megyében” c., a Magyarhoni Földtani Társulat szakülésén elhangzott előadásának kézírásos anyaga (C IV 1) amely „A Magyarhoni Földtani Társulat Munkálatai” 1870 évi V. kötetének 196—200 oldalán nyomtatásban is megjelent

A további évek jelentéseit — a jobb áttekinthetőség érdekében — nyersanyagfajták szerint ismertetem

A kőszén (feketekőszén és barnakőszén) területekkel, illetve azok kutatásával foglalkozó területi jelentések — amelyek VITÁLIS I és VITÁLIS S szakvélemény gyűjteményéből származnak — szolgáltatják a tárgyidőszak anyagának döntő többségét. Ezeket nem a kőszénfeleségekként, hanem időrendben és a dokumentációk jellege szerint ismertetjük

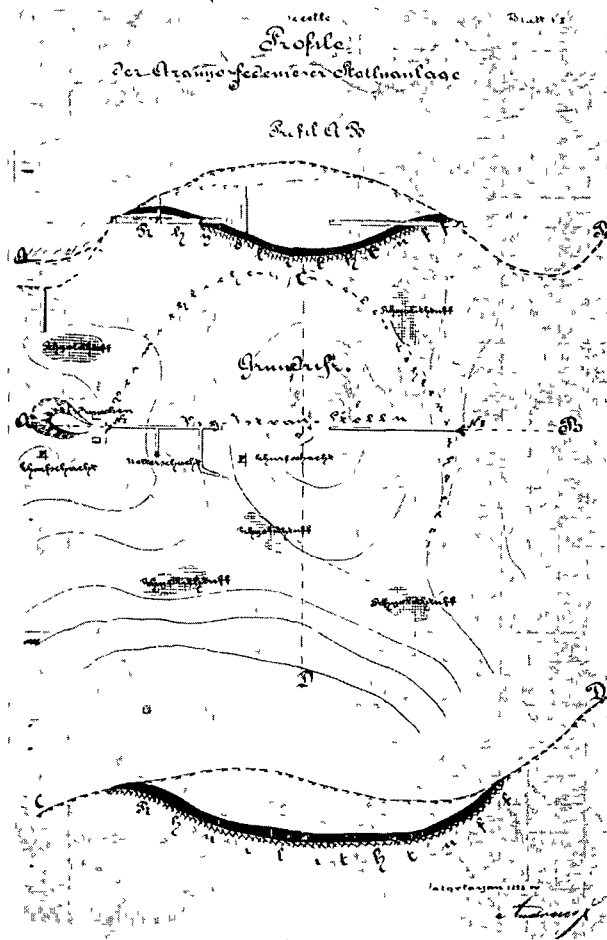
Ezek közül a legrégebb az 1870 január 6-án kelt, J. BURGEL által a Novska, Újgradiska és Brod környéki lignitokról német nyelven írt jelentés (K IV 8), valamint az 1871 augusztus 15-én kelt, HOFMANN K. által készített „Az avasi medence földtani leírása” (R X 144) c. jelentés magyar nyelvű másolata. Az 1882—1898 évek közötti kőszénkutatási szakvéleményeket, illetve jelentéseket kivétel nélkül német nyelven írták. 1882-ből származik, az aláírás nélküli „Das Szorényer Braunkohlengebiet” (R IX 1) [A szorényi barnakőszén-terület]-ről szóló bécsi keltezésű jelentés

1888-ban J. GOEDICKE a bécsi k. k. geol. Reichsanstalt bányamérnök tagja, 1889-ben GERBER F. a Salgó-Tarjáni Kőszénbánya-Részvény-Társulat bányamérnök igazgatója írt bécsi, illetve salgótarjáni keltezésű szakvéleményt a Nógrád megyei Karancsberény szénelőfordulásáról (C III 1, C III 2). Ugyancsak GERBER F.-től származik 1890-ből az esztergomi szénmedence rövid leírása, 1891-ből pedig egy nagyobb lélegzetű jelentése a pécsi szénelőjövételről és bányaműről (E I 1, M XIII 2). Ez utóbbi jelentés első részében a bánya keletkezését, a második részben a földtani viszonyokat, a harmadik részben a bányauzemet, illetve a bányaműszaki adottságokat írja le

1890-ben kelt a nagyváradi—belényesi vasútvonal mentén fekvő kardói lignitbányáról (R II 1), 1892-ben pedig az Urkány—Zsilvolgyi Magyar Kőszénbánya Rt. zsilvolgyi bányászataról (R III 2) szóló (ugyancsak ismeretlen szerzőjű) jelentés

ANDREICS J., a Salgó-Tarjáni Kőszénbánya-Részvény-Társulat bányamérnöke készítette 1892-ben az Egertől északnyugatra fekvő vidék földtani és közettani adatait összefoglaló tanulmányt (B XIV 2), amely öt rajzmellékletet is tartalmaz. Ezek közül az aranyosfedémes táróuzem eszményi földtani szelvényeit a 2 ábra szemlélteti. A Salgótarjától keletre fekvő szénelőjövételről Heves és Borsod megyében (B XIV 3), valamint a szucsai szénterületről (B XIV 4) GERBER F. 1893 évi jelentése, illetve CHORIN F.-hez írt levele tájékoztat

1894-ben ANDREICS J. két jelentése is foglalkozik a Budapesti Kőszénbánya és Téglagyár Rt., az Esztergomi-medencében levő kőszénével (E I 2, E I 3). A Salgótarjáni-medencében levő Kis-Terence, Vizslás, Andrásfalva, Kis-Hartyán, Sós-Hartyán, Megyer, Nagy-Géc, Szalmatercs, Karancs-Ság, Ság-Újfalu, Karancs-Keszi, Lapujtó és Kotroczipusztá szénterületeit ugyancsak ANDREICS J. írja le GERBER F. kiegészítő levele kíséretében (C IV 2) [Cserhát-] Surány, Nagy Haláp, Marczal, Illy [Illy], valamint Herencsény szénelőfordulásáról HEIM N. beszámolója (C I 1, C I 2) tájékoztatnak



2. ábra Az aranyofedemesi tártóüzemi eszmenyi szelvényei az 1892 évből, ANDREICS J. után (B XIV 2)

Fig 2 Idealized section of the Aranyofedemes Adit from 1892 after J ANDREICS (B XIV 2)

Az 1895 évben ugyancsak a Salgótarjáni-medencében kutatnak Kistere-nye (C IV 3), [Ipoly-] Tarnóc, Vilke, Jelsőcz, Szécsény, Losonc, Varbó, Trázs, Csitár és Balassagyarmat környékének bejárását (C II 2), továbbá Marczal, Illy, Haláp, [Cserhát-] Surány és Herencsény szenterületét (C I 3) GERBER F. levelei ismertetik, míg Balassagyarmat környéke barnaszén települési viszonyaival – GERBER F. bányaigazgató megbízásából – [ID] LÓCZY L. professzor szakvéleménye (C II 3) foglalkozik GERBER F. 1896-ban levélben tájékoztatja az Igazgatóságot a penczi szenteruletről (C X 1) és jelentést ír az Északmagyarországi Kőszénbánya és Ipar Rt. nógrádi (Baglyasalja) szénbányauzeméről (C IV 4)

Az 1895 évben kelt a Bluhweiss & Reiner cégnek a horvát-szlavonországi

Podgaric, Vukovje, Zbegovaca és Jagma környéki bányabirtokairól készített exposé (K IV 9), 1897-ben pedig SCHIMETSEK N a vrdniki szénbányauzemről, a budapesti ezredévi kiállítás alkalmából készített jelentése (K IV 1), melyhez egy 1 5760 méretarányú bányatérkép és egy földtani szelvény is tartozik

A dél-erdélyi kőszénterulettekkel GERBER F a Karánsebes és Mehádia melletti szénelőjovetelről (R IX 2) szóló 1893 évi jelentése és a petrozsényi feltárásokról 1896-készített tanulmánya (R III 3), ANDREICS J az Urikány Zsilvolgyi Magyar Kőszénbánya Rt bányabirtokának 1896 évi leírása (R III 4), HEINRICH F (?), majd ANDREICS J 1897 évi jelentése a Gerbert-Rotter féle zsilvolgyi bányákról (R III 5 és R III 6) foglalkozik. Ezek között található továbbá GERBER F az Eibenthal-Újbánya szénbányászataról (R VIII 1), PFAFF G a dubovai szénterületről (R VIII 2), ANDREICS J az Al-Duna menti kőszénelőfordulásokról (R VIII 3), valamint egy ismeretlen szerző és KAUFMANN C a Bozovics melletti almásvolgyi szén-, illetve kutatási területről szóló (R VII 1) 1898 évi jelentése

Az 1896–1898 években a dunántúli kőszénterulettek felé fordul az érdeklődés. JELINEK E (ózdai keltezéssel) a felsőgallai szénelőfordulásról (V I 1), ismeretlen osztrák szerző a brennbergi bányauzemről (D II 1), KAUFMANN C m kir bányakapitány a tokodi bányászatról (E IV 17), HOFFMANN R a Salgótarjáni Kőszénbánya Rt bányamérnöke, illetve PFAFF G salgótarjáni bányai igazgató Piszke, Gyermely és Szomor szénterületéről (V III 1, V III 2) ír jelentést PFAFF G (V III 2 adattári számú) jelentéséhez csatolva találjuk HANTKEN M – a Salgótarjáni Kőszénbánya Rt igazgatóságához címzett – piszkei keltezésű eredeti kéziratos jelentését. ANDREICS J az annavolgyi és a dorogi szénbányászatról ír egy részletesebb (E I 4), továbbá a dorogi (E I 8) és az annavolgyi (E I 9) bányakorletről egy-egy rövidebb jelentést. KAUFMANN C a Szápár környéki kutatásokról (B VIII 1) számol be, ANDREICS J pedig a Magyar Általános Kőszénbánya Rt ó-dorogi, új-dorogi, ó-tokodi, eb-szónyi és szarkási bányauzemeire vonatkozó, az értékleltárral kiegészített tudnivalókat foglalja össze (E II 9). Közben PFAFF G Somoskőújfalu szénterületéről ír (C VI 1), majd ismét a dűnántúli területekről találunk jelentéseket.

ANDREICS J a Kőszén- és Téglagyárak Rt szászvári bányauzemét (M IV 3) ismerteti, ROTH F főbányamérnök pedig – petrozsényi keltezéssel és magyar nyelven – szintén a szászvári bányaműre (M IV 4) vonatkozó üzemi természetű tapasztalatait foglalja össze. PAUK R – az Észtergom–Szászvári Kőszénbánya Részvény-Társaság dorogi bányafelügyelőségéről keltezett – a [Pilis-] vorosvári és szentiványi bányászatról szóló jelentései és levelei (B IV 1), PFAFF G a felsőgallai bányászatról szóló jelentése (V I 2), a tatai korzet mélyfúrásairól – ismeretlen szerző által – készített táblázat és térképmutató (V I 3), PAUK R a szászvári bányaműről írt jelentése (M IV 5), valamint ANDREICS J a felsőgallai bánya széntelepek alatti rétegeit bemutató jelentése (V I 4) ismét német nyelven íródott. Ez utóbbi mellékletében található a vértessomlói 4 [sz.] fúrás – ZSIGMONDY B által feldolgozott – réteg-sorának magyar nyelvű leírása és egy német nyelvű táblázatos kimutatás a környéken mélyített fúrásokban harántolt széntelepek vastagságáról.

Az 1898 év egyetlen magyar nyelvű jelentését „A salgótarjáni Kőszénbánya Részv-Társulat Krassó-Szorény megyei birtokáról” (R IX 3) ANDREICS J készítette.

Az 1899 év magyar nyelven írt dokumentumai közül Grósz Á okl bá-

nyamérnok munkái érdemelnek figyelmet. Így megemlítjük Magyaregregy és Kárász szénterületével foglalkozó leveleit és jelentéseit (M III 1), az egregyi 1 1000 méretarányú bánya- és az 1 2880 méretarányú átnézeti térképpel, valamint a magyaregregyi kutatások 1 75 000-es átnézeti térképével, a mázai szénelőjovetelről (T 10 993), és a hosszú-hetényi szénterületről (M XIII 4) szóló egy 1 25 000-es színezett földtani térképet is tartalmazó jelentést, valamint Komló és Budafa bányászati-expozíóját (M VII 1) Grósz Á által sajátkezűleg rajzolt 6 db bányatérkép, illetve -szelvény melléklettel. Ezek közül egy eszményi rajzot a 3 ábra szemléltet. Ugyancsak figyelemre méltó és rendkívül szemléletes Grósz Á -nak a szászvári szénbányát bemutató átnézeti térképe (M IV 20) és földtani szelvénye (M IV 21) (4, 5 ábra).

Az 1899 év német nyelvű köszénkutatási jelentései közül a Mecsek hegysegi területeket a Dunagózhajózási Társaság váraljai bányászatának leírása, a Lajos akna 1 2880 méretarányú térképével (M V 2), (a szerző neve hiányzik), PAUK R bányafelügyelő váraljai leltárjelentése (M V 3), ANDREICS J jelentése az „Adolf Engel és Fiai” cég komlói bányauzeméről (M VII 2), a Dunántúli-kozéphegység északkeleti részéről ANDREICS J a felsőgallai bányaműről (V I 5), ROTH F jelentése Ebszöny, Dorog, Tokod és Szarkás szénterületéről (E I 5), WINKLEHNER J — annavolgyi keltezésű — tanulmánya az annavolgyi szénbányászatról (E I 6) egy 1 7500 méretarányú térképvázlattal és ROTH F jelentése a tatai bányászatról és annak leendő feltárásairól (V I 6) szólót, valamint TALLATSCHER F Alsó Szolcsva-i (R X 1), VATTER F a Bánffyhunad melletti almásvolgyi szénelőjovetelről (R VI 1) és ANDREICS J a Csucsá melletti szénterület bejárásáról (R VI 2) készített jelentését említjük meg.

A köszénbányászatra, illetve -kutatásra vonatkozó jelentések sorát PAUCK R a Kosd vidéki kutató fúrásokra vonatkozó levele és két jelentése (C X 2, C X 3) zárja, egy 1 75 000 méretarányú színezett földtani térképpel, illetve földtani szelvényvel. A felsorolt jelentések mind földtani és bányászati, mind tudomány- és bányászattörténeti szempontból értékes kiegészítéseket és további részleteket tartalmaznak az egyes bányavidékekre vonatkozó nyomtatásban megjelent ismeretekhez (DZSIDA J 1944, JIČÍNSKÝ J 1931, PAPP K 1915, SCHMIDT S 1932, VITÁLIS I 1939).

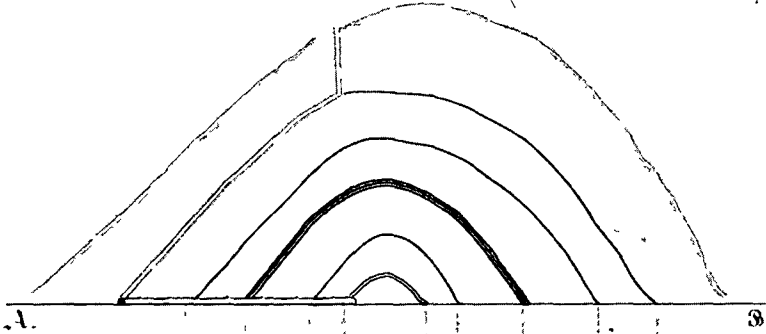
A köszénrel foglalkozó *adminisztratív* jellegű *dokumentumok* közül három haszonbéri, illetve szénjogi szerződés, három ajánlat és egy adományozási okmány is található. Ezek az Aranyos kocség [Heves megye] birtokosai és GOLDSTEIN G egri lakos közötti magyar nyelvű haszonbéri szerződés (B XIV 1), GERBER F német nyelvű jelentése Ságújfalu, Karancsság, Szalma-tercs, Karancskeszi, Lipta Gerge és Mihály Gerge, s Kutas pusztá szénjogi szerződéseiről (C III 3) és gróf PÁLFFY J bajmóci területére vonatkozó, szintén német nyelvű bérleti szerződés (F III 1). Az ajánlatok Bárna és Vecsekő (C VI 2), Almás (Szepes m) (F I 1), valamint Szent István és Alsófalva (Maros-Torda és Udvarhely m) szénterületére (R X 2) szólnak, míg a m. kir. bányakapitányság által kiállított — Dorog kocség határában levő „József” bányatelekre vonatkozó — adományozási okmány (Szén 1/a) ugyancsak érdekes kortörténeti dokumentumnak számít (6 ábra).

A *kőolaj- és földgázkutatás* témaköréből a Trencsén megyei Turzófalva melletti területtel R ZUBER professzor 1899-es, lemlbergi keltezésű német nyelvű szakvéleménye és CSEH L m. kir. bányatanácsos, bányageológus 1899-es

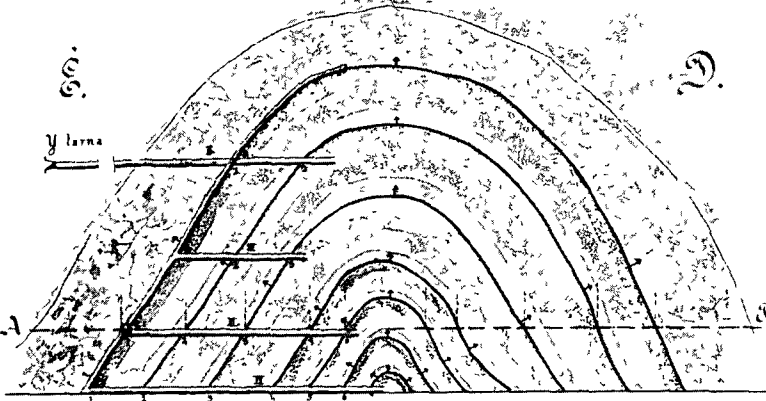
Metszet A-B-n át.

1 1000.

1899



Alaprajz.



Ezen ideig visz feltüntetve a komlói települést. Y loma csak 2 azonoslag te-
 lepedet hárított. Ha a pontot csapásványban elnyugodnak magyaráz,
 ezen folyóval b pontot mutatunk hárítottat, ugyan már 3 helyen ha
 talat. Ha b pontot, a c d felé folytatjuk ezen folyóval a már ott pon-
 tokból egyet hárítottat mutatunk egy ezek már 3 állás 7 helyen
 mutatunk. A melygy fel- mint telepük fenn a telepés a egy
 retek.

Mitt Jászai ar 1899 aug. 10. határon

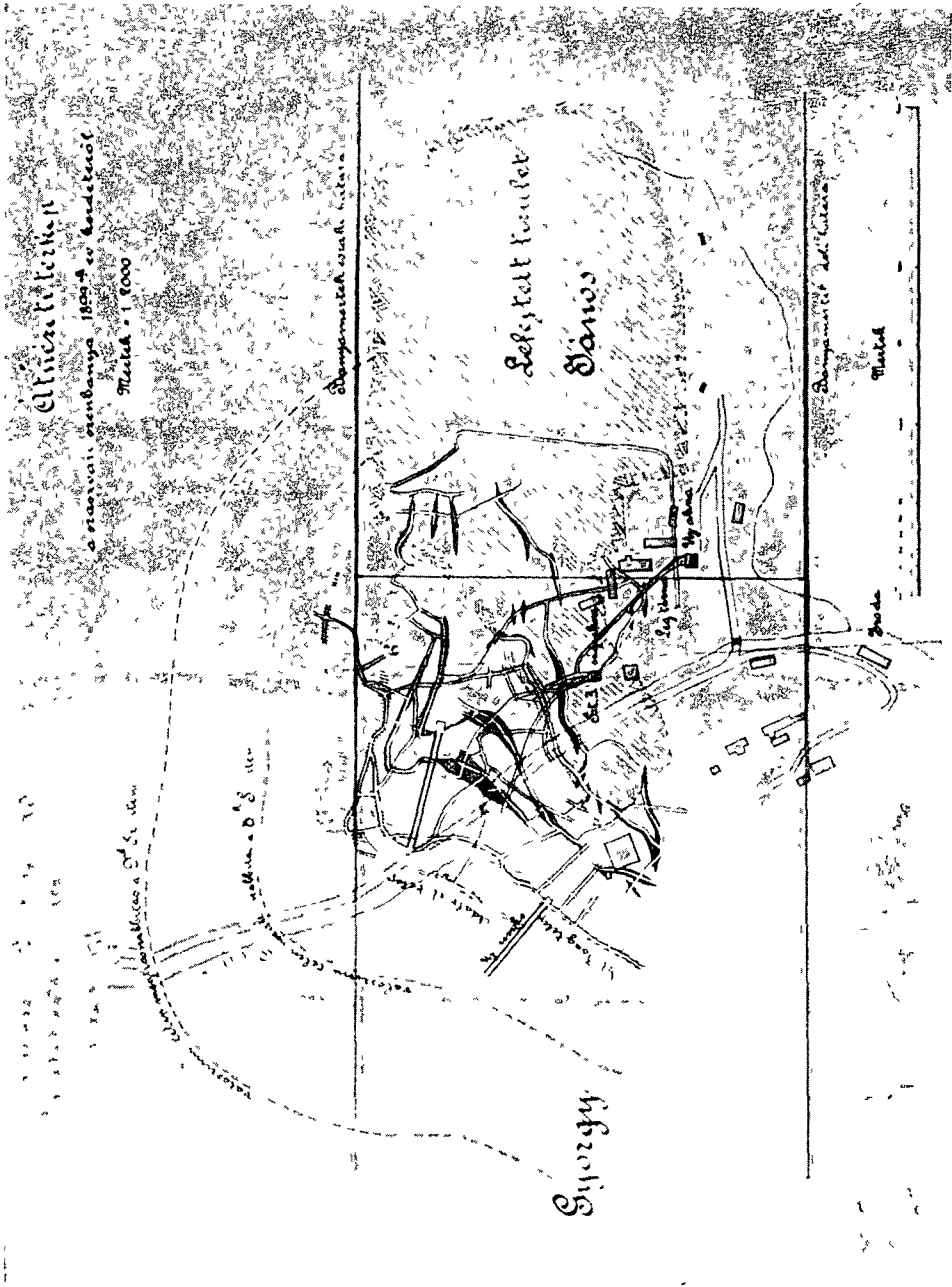
Szinmagvarazat

Grösz

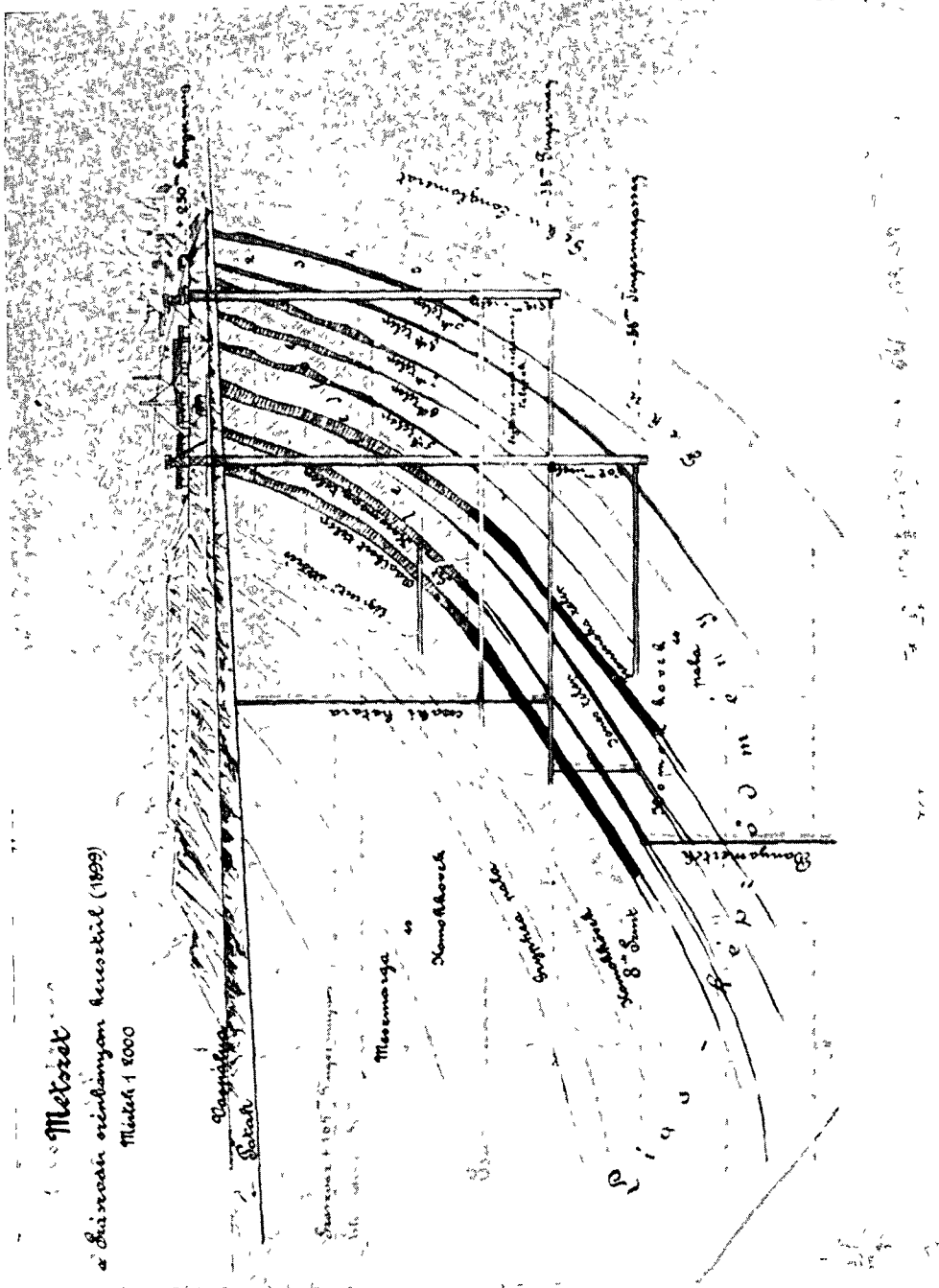
== mill. agat
 ● szénben vágat

3 ábra A komlói szénterület települési vazlata az 1899 évből, GROSZ Á után (M VII 1/f)

Fig 3 Sketch of the mode of the superposition of the coal beds at Komló from 1899 after A GROSZ (M VII 1/f)



4 ábra A szászváti szénbánya abnvezeti térképe az 1899 év kezdeteiről, GROSZ Á után (M IV 20)
 Fig 4 Outline map of the Szászváti coal mine from the beginning of 1899, after GROSZ (M IV 20)



5 ábra A szászvári szénbánya földtani szelvénye az 1899 év kezdetétől, Grósz Á. után (M. IV. 21.)
Fig. 5 Geological section of the Szászvár coal mine* from the beginning of 1899, after Á. Grósz (M. IV. 21.).

1891. évi 1314. szám

Szen.
1/a

ADOMÁNYOZÁSI OKMÁNY.

O császár, es Apostoli királyi Felsege nevében

A Dorog megyében, es Dorog városában felelő Dorog körzete
 melletti, az „Kőművelés és bányászati Kaszárna” nevű helyen
 hat, mint bányászati területnek kijelölt terület

1890. évi 1861. számú általános adományozási rendelet az 1890. évi
 december hó 21-én hozott törvényes és budapesti királyi
 kapitányok 1891. évi február hó 6-án 21. számú általános
 adományozási rendelettel hozott határozatával az 1890. évi 649. számú
 zirkulárummal „Werner Huberde” néven bányászati terület birtok
 kán Dorog körzeten Dorog megyében
 Dorog megyében es Dorog városában felelő Dorog körzete
 melletti 12. számú általános adományozási rendelettel az 1890. évi 649. számú
 zirkulárummal „Werner Huberde” néven bányászati terület birtok
 adományozták

6 abra Barnakőszenterület adományozási okmánya Dorog határában, az 1891. évből
 (Szen 1/a)

Fig 6 A deed of settlement of a brown coal mine from 1891 (Szen 1/a)

selmebányái keltezésű magyar nyelvű szakértői véleménye (T 10 199) foglalkozik

A *szulfidos ércekkel* csak VARGA J 1899-es mátrabányái keltezésű „A jelenleg Mátrabánya [Recsk] kozbírtokossága cím alatt egy konzortium (néhai JÁRMAY G és társai) tulajdonát képező Heves megyei Recsk, [Mátra-] Derecske, Parád, Bodony és Gyongyos Oroszi kozségek határában fekvő bányabirtok és uzemek” című ismertetése (T 3340) foglalkozik

A *vegyes ásványi nyersanyagokkal* SCHAFARZIK F két jegyzetlap-másolata foglalkozik. Az 1890 évben kelt a Nagykovácsai határában települő bauxit-tűzállóagyaggal foglalkozó, és 1895-ben kelt a Solymár határában levő festék-föld-féleségekről szóló

A *hidrológia* és a *hidrogeológia* témakörét felolelő jelentések a következők. A Vág folyó jobb (Guta és Vágújhely kozt), valamint bal partján (Komárom és Sempte kozt) alakítandó szabályozási társulat részére 1874-ben készült egy-egy vízműtani leírás, melynek kivonatos másolata a T 5444 adattári számon található

MATYASOVSKY J a harkányi hévforrások földtani viszonyairól szóló, 1891-es pécsi keltezésű szakvélemény másolata (T 6394) részletesen ismerteti a térség földtani és vízföldtani viszonyait

CSEH L „A Vihnyei gyógyító ásványos hévvíz források környékének geológiai viszonyok alapján ajánlatba hozott artézikut lemélyítésére szolgáló adatok” (Víz 252) c, 1895-ben Selmebányán kelt szakvéleménye a források vizét a proxénandezit és a dolomitos mészhatáran levő érszerű hasadékból származtatja, a vízhozam növelését az e hasadékot a korábbi fúrásnál mélyebben elérő, 100 m mély kúttal javasolja megoldani

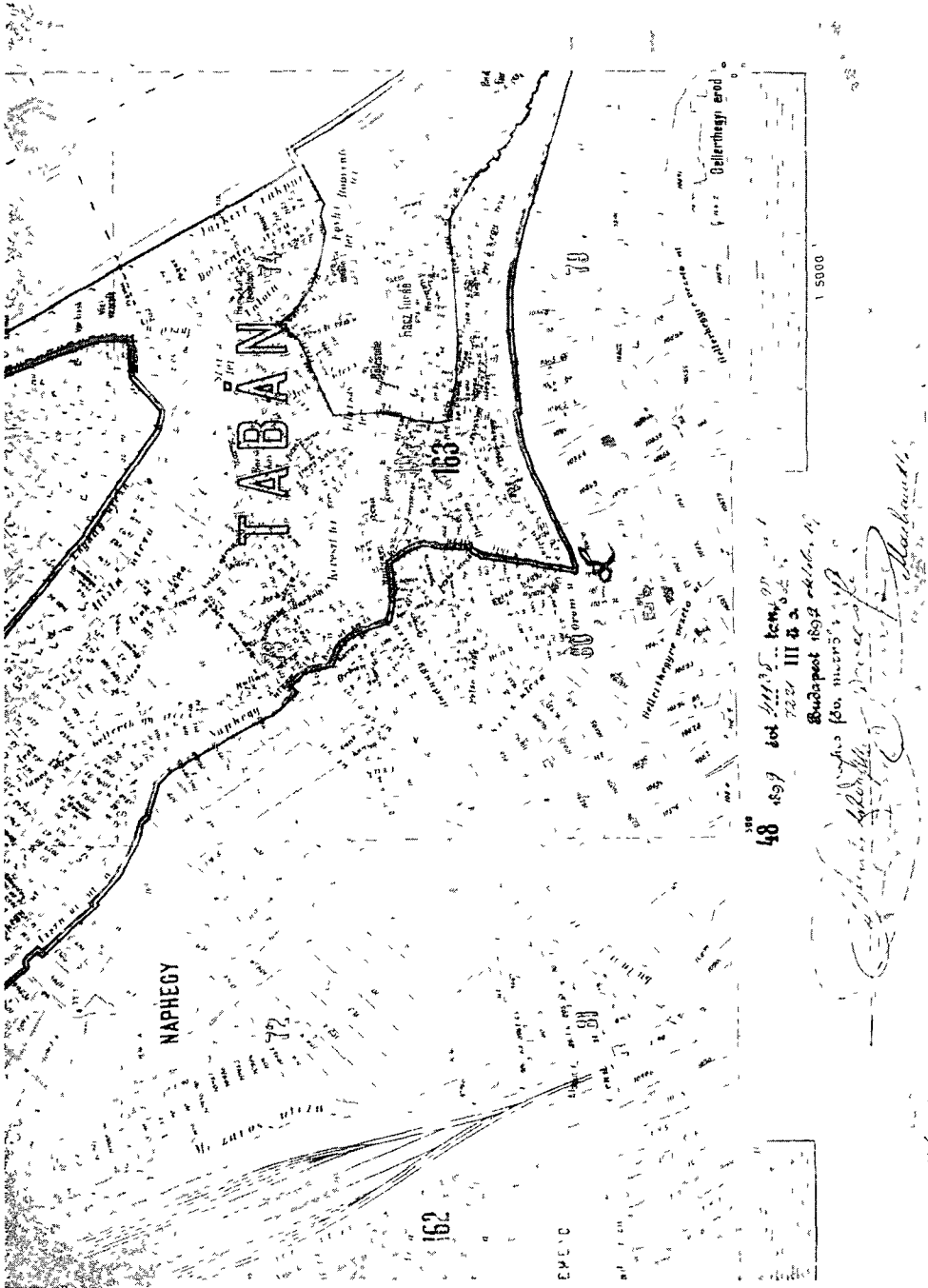
A tokodi vízkérdéssel foglalkozik BOCKH J földtani intézeti igazgató 1898-ban kelt német nyelvű szakvéleménye (E IV 16), míg a tokodi új akna és a korakna 1893—1898 közötti munkáinak sorrendjéről, valamint a vízemeléséről összesen öt kimutatás (E IV 10—14) tájékoztat

A budai Császárfürdő (Víz 66/b) 1897-ben kelt és a Rudasfürdő (Víz 5/b) 1899-ben kelt engedély okirat másolatában megtalálható mind a belső, mind a külső védőterület határpontjainak részletes leírása. Mindkettőben olvasható, hogy a „belső védőterületen ásások, fúrások, továbbá robbantás, kőfejtés, szóval a földkéregnek bármily néven nevezendő megbontása csakis geológus-szakértői véleményen alapuló bányakapitánysági engedéllyel foganatosítható”. A „korulírt külső védőterületen belül mélyeztetendő kutak, a hegyek tetein 30 méternyi, a lejtőkon 20 méternyi és a völgy mélyedésekben 15 méternyi mélységgig szabadon előállíthatók” (lásd Víz 66/b). A belső és külső védőterület korabeli térképi ábrázolását a budai Ráczfürdő példáján a 7. ábra szemlélteti

PÁLFY M 1899-ben kelt, a Heves nagykoztségben tervezett artézi kút ügyében készített eredeti kéziratok jelentése zárja a hidrogeológiai dokumentumok sorát

Végül az *öslénytan* témájú jelentéseket LŐRENTHEY I 1890-ben kelt „A nagymányoki (Tolna m) pontusi emelet és faunája”, és az 1893-ban kelt „Adatok Hidas(d) baranyamegyei helység felsőpontusi faunájához” című dolgozata képviseli. Az előbbi a Földtani Intézet Évkönyve IX. kötet 2. füzeté 33—48., az utóbbi a Földtani Kozlony XXIV. kötet 6—8. füzeté 181—186. oldalán nyomtatásban is megjelent

A kőolaj és földgáz, a vasérc, a szulfidos érc, az agyag, a tűzálló agyag,



7 ábra A budai Rácz fürdő külső és belső védőterületének térképrészlete az 1899 évből (Víz 5/a.)

Fig 7. Detail from a map showing the external and internal protective areas of the Rácz Bath in Buda from 1899 (Víz 5/a)

a festékföld, továbbá a vízföldtan és az őslénytán témaköréből a MÁFI Adattárában található, viszonylag csekély számú területi jelentés csak toredékét képezi, de ugyanakkor jó keresztmetszetet nyújt az ország területén annak idején végzett földtani kutatási tevékenységről

A Földtani Intézet 1869 évi alapításától a századfordulóig erőteljesen fellendülő nyersanyagkutatási és bányászati tevékenység további dokumentumai elsősorban a Magyar Országos Levéltár és más intézmények, továbbá feltehetően még magánszemélyek birtokában is megtalálhatók. Ezért itt is felhívjuk a szakemberek figyelmét a birtokukban levő, országos értékű földtani kutatási dokumentumoknak a MÁFI Országos Földtani Adattárba történő leadására, illetve elhelyezésére, ahol azokat méltóképpen megőrizzuk

* * *

A jelen tanulmány összeállításához nyújtott segítségért LENGYEL I és KRISTÓF J, az ábrák reprodukciójáért PELLÉRDY L -NÉ, a térképszerkesztésben való közreműködéséért HONFI J -NÉ munkatársainknak ezúton is köszönetet mondok

IRODALOM — REFERENCES

- BÁN J 1953 A magyar kőszénbányászat története az 1759–1918 években — MTA Műsz Tud Oszt Kozl 8 (3–4) 499–525
- BOHN P — FORDÓS NÉ BOZO M — HALASI L — KISS K — MARCZIS J — OSWALDNÉ BÁRÁNY I 1984 A Magyar Állami Földtani Intézet Adattárának országos feladatai — Földt Kut 27 (1) 73–80
- BOHM F 1939 Ásványolaj es földgáz Magyarországon 1935-ig — Bany Koh Lapok, 72 (9) 153–189
- DZSIDA J 1944 A Salgótarjáni Kőszénbánya Rt nógrádi szénbányászatának története 1868–1943-ig — Kiadja a Salgótarjáni Kőszénbánya Rt bányagazgatósága, Salgótarján
- FULOP J 1984 Az asvanyi nyersanyagok története Magyarországon — Műsz Konyvkiadó, Budapest
- FULOP J — TASNÁDI KUBACSKA A (szerk) 1969 100 éves a Magyar Állami Földtani Intézet — Műsz Konyvkiadó, Budapest
- JUČINSKÝ J 1931 Die Pecsér Steinkohlenbergwerke der Ersten Donau-Dampfschiffahrts-Gesellschaft 1852–1931 — Universitäts-Buchdruckerei „Dunántúl”, Pécs
- MATLEKOVITS S (szerk) 1898 Az 1896 évi ezredeves kiállítás eredménye Bányászat Kohászat Ipar — Budapest
- PAPP K 1915 A magyar birodalom vasérc- és kőszénkészlete — MKFI Alk és Gyak Kiadv Budapest
- SCHMIDT S 1932 Az esztergomi szénmedence bányászatának ismertetése — Esztergom
- VITALIS GY (szerk) 1983 Az Országos Földtani Adattár tevékenysége es szolgáltatásai (Vezető a Magyar Állami Földtani Intézet Adattárában) — Földt Int Adattár T 12 260 kézirat
- VITALIS I 1939 Magyarország szénelőfordulása — Rottig-Romwalter Nyomda Rt. kiadása, Sopron

HISTORY OF EARTH SCIENCES AS REPRESENTED
BY GEOLOGICAL SURVEY REPORTS STORED
IN THE FILES OF THE NATIONAL GEOLOGICAL DATA BASE
1839—1899

by

GY VITÁLIS

Hungarian Geological Institute Budapest, Nepszablon út 14
H-1143

UDC 061 68 55(439)

Key words progress report, research, regional planning, data storage

In the present study the earliest survey reports (1839—1899) of historical importance, stored in the National Geological Data Base belonging to the Department for Documentation of the Hungarian Geological Institute are briefly discussed

The overwhelming majority of the documents deal with the black coal areas of Pécs and the brown coal areas of Esztergom and Salgótarján, respectively. These are survey reports written between 1888—1898 exclusively in German, while from 1899 there are also several manuscripts in Hungarian.

Reports on prospecting for hydrocarbons, sulphide ores, non-metallic mineral materials, and in the fields of hydrology, hydrogeology and paleontology, respectively, are present in much smaller numbers both in Hungarian and German. Their number is still sufficient, however, to draw conclusions concerning the contemporary geological investigations in Hungary. Some characteristic manuscripts are also shown.