

FÖLDTANI KÖZLÖNY

A MAGYAR FÖLDTANI TÁRSULAT FOLYÓIRATA
БЮЛЛЕТЕНЬ ВЕНГЕРСКОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА
BULLETIN DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE HONGRIE
ZEITSCHRIFT DER UNGARISCHEN GEOLOGISCHEN GESELLSCHAFT
BULLETIN OF THE HUNGARIAN GEOLOGICAL SOCIETY

XCI. KÖTET

2. FÜZET



FÖLDTANI KÖZLÖNY XCI. kötet 2. füzet 152 oldal

Budapest, 1961. április—június

TARTALOM — СОДЕРЖАНИЕ — CONTENU

Értekezések — Научные статьи — Mémoires

Csiky Gábor: Az északmagyarországi szénhidrogén kutatások kőolajföldtani eredményei — Oil geological results of prospecting for hydrocarbons in North Hungary —	95—120
Majzon László: Az északmagyarországi oligocén rétegtani tagolódása foraminifera-tanulmányok alapján — Stratigraphical subdivision of the Oligocene of North Hungary by the results of studies on Foraminifera	121—125
Molnár József—Morvai Gusztáv: Eger környéki és néhány külföldi mangánérctelep összehasonlítása — Vergleichung der Manganerzlagerstätten von Eger mit einigen ausländischen oligozänen Manganerzlagerstätten	126—135
Bogsch László: Az oligocén—miocén elhatárolás bizonytalansága az egri fauna tükrében — Die Unsicherheiten der Grenzziehung Oligozän—Miozän im Lichte der Fauna von Eger — Entwicklung der Westkarpaten im Miozän	133—142
Bartkó Lajos: Az észak-magyarországi barnakőszéntelek kora — Über das Alter der nordungarischen Braunkohlenflöze	143—146
Ján Senes: A Nyugati Kárpátok ősföldrajzi fejlődése a miocénben — Die paläogeographische Entwicklung der Westkarpaten im Miozän	147—161
Oravec János—Véghné Neubrandt Erzsébet: A Vértes- és Bakony-hegységi triász rétegtani és szerkezeti kapcsolata — Stratigraphische und tektonische Zusammenhänge zwischen den Triasbildungen des Vértes- und Bakonygebirges	162—172
Oravec János: A Gerecse- és Buda—Pilis-hegység közötti rögterület triász képződményei — Die Triasbildungen des Schollengebietes zwischen den Gerecse- und Buda—Pilis Gebirgen	173—185
Sztróka Kálmán—Tolnay Vera—Földváriné Vogl Mária: A kabai meteorit — Über den Meteorit von Kaba	185—207
Kretzoi Miklós: A diósi gerinces-fauna és a miocén—pliocén határ kérdése — Die Wirbeltierfauna von Diósd und die Frage der Miozän—Pliozän-Grenze	208—216
Radócz Gyula—Vörös István: Konkréciókból kiinduló sugárirányú repedések a borsodi agglomerátumos andezittufában — Наличие радиальных трещин, происходящих из конкрий в аггломератных андезитовых туфах в ком. Боршод, Венгрия	217—222
Hönig Gyula: Trachidolerittelérek a komlói mélyfúrások középsőtriász dolomitösszetében — Trachidolerite dikes in the middle Triassic dolomite traversed by deep borings in the environment of Komló (Mecsek-Mountains)	223—225
Várszegi Károly: Levéllábú rák (Phyllopora) maradványok a mecseki perm összletből — Remains of Phylloporids from the Permian of the Mecsek Mountains	226—227
Gondozó György: Ásványkiválás a Pusztavám környéki eocén barnakőszénben — Eine mineralogische Ausscheidung in der Eozän-Braunkohle von Pusztavám	228—229
Útbeszámoló — Путешествие — Compte rendu de voyage	
Kiss János: Franciaországi tanulmányútam és a nyugati világ utánterelése	230—232
Hírek, ismertetések — Сообщения, рецензии — Notices, revue bibliographique	233—238
Társulati ügyek — Дела общества— Affaires de la Société	239—244

„A 75 éves Vendl Aladárnak ajánlom”

AZ ÉSZAK-MAGYARORSZÁGI SZÉNHYDROGÉN KUTATÁSOK KŐOLAJFÖLDTANI EREDMÉNYEI

DR. CSIKY GÁBOR*

Összefoglalás: A dolgozat első, bevezető fejezetében visszapillantást nyújt a megelőző kutatásokra. A második fejezetben területenként ismerteti az 1950—60 években végzett újabb kőolaj- és földgázkutatások földtani rétegtani, hegység szerkezeti és kőolajföldtani eredményeit.

Végül a harmadik fejezetben az eddigi kutatások eredménye alapján a paleogén medence földtani képét és kőolajföldtani értékelését adja.

I. Az előző kutatások összefoglalása

Az Északi-Középhegység területén a Bükk-hegység közeli és távoli környékén, a Bükkalján 1949-ben kezdődtek a szénhidrogén kutatások a „MASZOLAJ” ill. annak utódai a Kőolajkutató és Feltáró Vállalat és a Kőolajipari Tröszt által. Ezek eleinte előkutatás (prospekció) jellegűek voltak, sekélyszerkezet-kutatási módszerrel, később azonban a kedvező eredmények következtében tevékenységünk kismélyesgű szénhidrogén kutatással, sőt termelőfúrási tevékenységgel is párosult.

Az országnak ez az északi területe a földtani kutatások módszerének a területe, a sekélyfúrási kutatás klasszikus földjének mondható, ahol zömmel a földtani térképezési módszerrel kimutatott szerkezetek megvizsgálását végeztük.

A Bükk-hegység környékét a régóta közismert Bogács, Tard, Sály, Latorut, Nagybatony és recski aszfalt és kőolaj szivárgások és nyomok tették érdekessé a hazai kőolajkutatás számára. Majd a bükkcséki (1937) kis olajmező, újabban pedig a mezőkeresztesi (1951), demjéni (1953—1956) olajmezők és a fedémesi (1958) gázmező felfedezése hazánk fontos kőolaj körzetévé tették.

A Déli-Bükkalján a szénhidrogén nyomok már a század eleje óta ismeretesek a köszénkutató fúrásokból, melyeket Münnich Kálmán (1908) és a „Salgótarjáni Köszénbánya RT” mélyített Bogács és Tard között (1926). A Sály melletti latorvizfői alsóoligocén rétegekből származó sűrű olajszivárgás szintén fontos indikációt jelzett (1883).

Az 1932. évben megindult földtani térképezés keretében kiváló geológusaink a Bükkalján és Mátraalján több antiklinális szerkezetet mutattak ki: Szekrényvölgy, Ostoros-Szomolya, Bükkcsék, Fedémes, Ózd, Nagybatony. A Schréter Z. által 1932—34. években a déli Bükkalján földtani térképezéssel kimutatott szekrényvölgyi rögboltozaton a Tard-1. sz. kincstári mélyfúrást 1934—35. évben mélyítették le 1830 m-ig. A fúrás miocén vulkáni tufában 125—320 m között aszfalttal és kőolajjal jól impregnált rétegszövetet tárt fel, az oligocénben már csak igen gyenge olajnyomok jelentkeztek, úgyszintén a triász mészkő alaphegységben is. A fúrás a várt ipari mennyiségű kőolajat nem találta meg.

* Előadta a Magyar Földtani Társulat egri vándorgyűlésén 1960. október 21-én

A szintén Schréter Z. által kinyomozott bükkszéki boltozaton 1936-ban megkezdődött fúrási tevékenységet végre is siker koronázta és 1937-ben feltárták a Bükkalja ill. Kelet-Magyarország első ipari kőolajját. A Magyar Kincstár ezenkívül lemélyített 1936—41 között még néhány szénhidrogénkutató mélyfúrást, így Mezőkövesden kettőt, Nagybatonyban egyet, Recsken négyet, Szajlán egyet, Parádon kettőt, de ezek szénhidrogén nyomokon kívül többet nem adtak.

A háború befejezése után megkezdttük a további kutatások előkészítését. Az 1946—47. években Reich L. és Bem B. folytatták Schréter Z. munkája alapján a Déli-Bükkalján a földtani térképezést. Az addigi felszíni földtani kutatások alapján a Bükk déli pereme harmadkori képződményekből álló övezetét két egymástól elkülöníthető részre oszthattuk. Az északi övben az idősebb, oligocén és miocén rétegek és vulkáni képződmények uralkodnak. A déli övben a fiatalabb pliocén medence üledékek vannak a felszínen. Ezek a kutatások azt is kimutatták, hogy a Bükkalja töréses, gyűrődéses szerkezetű és a nagyobbik szerepet a vetődések játsszák. Két egymásra merőleges fő tektonikai irány uralkodik: az idősebb ÉK-DNy-i a száva-stájer, a fiatalabb ÉNy-DK irányú és az attikai mozgással kapcsolatos. A harmadkori üledékek, bár enyhén, hajlítottak is. A két öv a haránt és hosszanti vetők mentén érintkezik ott, ahol az északi öv idősebb képződményei a tufa takaróval együtt eltűnnek a pannóniai rétegek alatt.

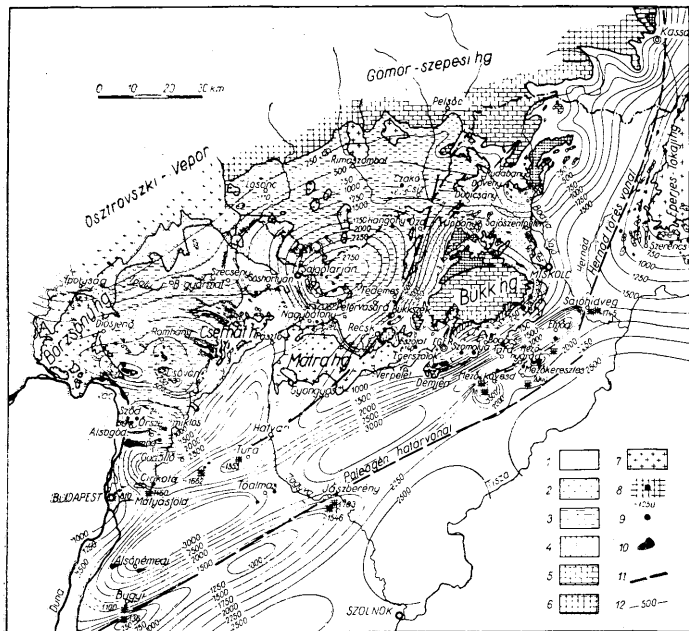
Reich L. és Bem B. a déli pliocén területen mutattak ki több egész fiatal rodáni gyűrődésű antiklinálist ÉK-DNy-i csapásiránnyal, Tardtól Bükkaranyosig. Akkor érthetően az volt a feltevésünk, hogy ezek a pliocén boltozatok a kőolajkutatás szempontjából értékesebbek lesznek, az északi öv miocén vulkáni tufa felszínű, vagy igen vékony pannon takarójú szerkezeteivel szemben, mint Ostoros-Szomolya és Szekrényvölgy. A végzett kutatások azonban ezt a feltevést egyelőre nem igazolták. Először is a feltételezett pannon szerkezetek nem bizonyultak boltozatoknak, másodsor pedig éppen a nyitott oligocén felszínű, vagy helyenként vékony miocén vulkáni tufa takaróval fedett oligocén szerkezetek bizonyultak olajtárolóknak. Ezeknél ugyanis a fedő szerepét a rupéli agyagmárga töltötte be.

Az Északi-Középhegység területén az Eötvös Geofizikai Intézet több ízben végzett gravitációs méréseket. Az 1933—34—36—37. években Mezőkövesd, Füzesabony, Parád, Recsk, Bükkszék és Verpelét vidékén, majd 1947. évben Mezőkeresztes környékén és attól keletre eső területeken. Végül az 1952—53., továbbá 1955—57. és 1959. évi mérések kiterjedtek a terület többi részére is és ezek nyomán kirajzolódott az észak-magyarországi terület majdnem teljes izogramma képe. Ezek szerint mind a Bükkalján, mind a többi középhegység körül számos gravitációs maximum terület mutatkozik. Ezek közül a legfigyelemreméltóbb a Déli-Bükkalján Démjéntől Cserépváraljáig 20 km-es szakaszon húzódó kis maximumokból álló vonulat, mely a Bükk-hegység ÉK-DNy-i csapásirányával párhuzamosan halad. Ezek a demjéni, ostorosi, szomolyai, bogácsi és cserépváraljai kis maximumok. Ettől a vonulattól délre, már az alföldi neogén medence peremén húzódó Mezőkövesd—mezőkeresztesi gravitációs maximum vonulatot a köztük levő Vatta—maklári minimum zóna választja el. A Geofizikai Intézet geokémiai csoportja szintén végzett kísérleti méréseket a demjéni és ostoros-szomolyai területen 1953. és 1954. években és több kedvezőnek vélt indikációt jelzett.

Megjegyezzük azonban, hogy az Északi-Középhegység területén a geofizikai méréseknek csak másodrendű, kiegészítő szerepe lehet, döntő szerepe a földtani és sekélyszerkezet kutatási módszernek van.

Mindezek után a Bükk-hegység déli peremén megkezdttük a szénhidrogén kutató fúrási tevékenységet és pedig a kilitásosabbnak vélt Reich és Bem által kimutatott tibolddaróci antiklinálison. Ennek sikertelensége után csak a demjéni kőolaj feltárására tértünk vissza a Déli-Bükkaljára és végeztük el annak tervszerű megkutatását.

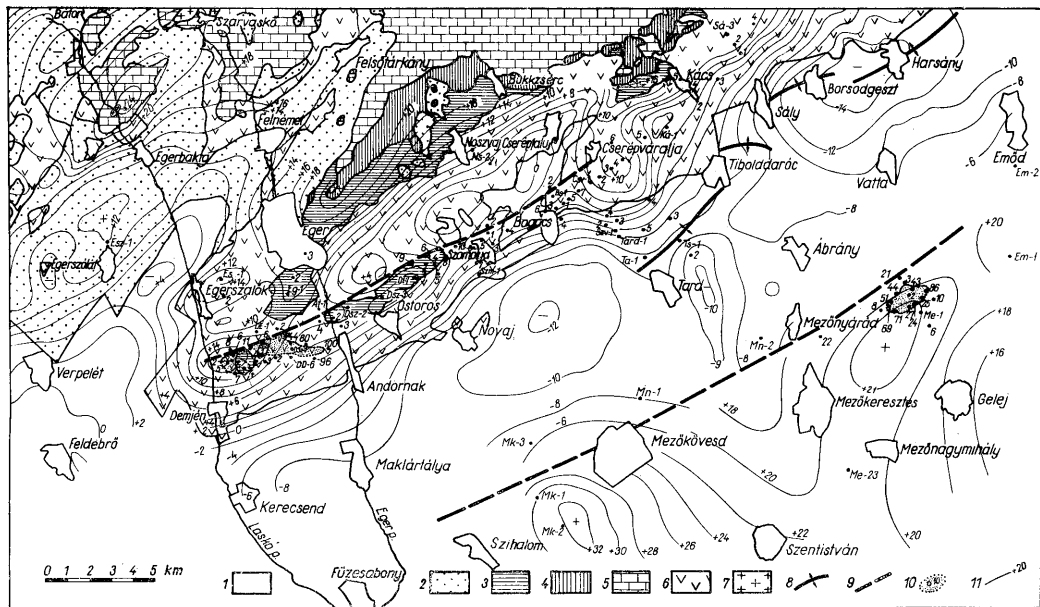
A Bükk-hegység déli peremén Demjénből kiindulva 1950 óta a következő területeken végeztünk kutatásokat: Demjén, Egerszalók, Eger, Andornaktálya, Ostoros, Szomolya, Bogács, Cserépváralfa, Kács, Sály, Szekrényvölgy, Tard-Tibolddarc és Noszvaj. A Bükkalja nyugati és északi részén Egerszólát, Fedémes és Hangony-Ózd területén. Végül a Bükk-hegység távolabbi környékéhez tartozó, a Középhegység területén kívüli területeken Mezőkeresztesen és Sajóhidvégen. Az utóbbiakra ezúttal nem fogok kitérni.



7. ábra. Az észak-magyarországi és dél-szlovákiai paleogén medence földtani és üledékvastagság térképe. Szerkesztette: Dr. Csiky Gábor. Magyarázat: 1. Pliocén és fiatalabb képződmények, 2. Miocén, 3. Oligocén, 4. Eocén, 5. Mezozoikum, 6. Paleozoikum, 7. Harmadkori vulkánikus képződmények, 8. Medence aljzat és tengerszint alatti mélysége, 9. Kutató fúrás, 10. Kőolaj és földgázmező, 11. Tektonikai vonalak, 12. Mezőozoosnál fiatalabb üledékek vastagság vonalai

Fig. 7. Geological and sediment thickness map of the North Hungarian and South Slovakian Palaeogene basin. Constructed by Dr. G. Csiky. Symbols: 1. Pliocene and younger formations, 2. Miocene, 3. Oligocene, 4. Eocene, 5. Mesozoic, 6. Palaeozoic, 7. Tertiary volcanics, 8. The basement and its depth below sea level, 9. Exploratory well, 10. Oil and gas field, 11. Tectonic lines, 12. Isopachs of sediments younger than Mesozoic

Рис. 7. Карта по геологии и мощности осадочных пород палеогенового бассейна в Северной Венгрии и Южной Словакии. Составил: Д—р Габор Чики. Объяснение: 1. Отложения плицена и более молодого возраста, 2. Миоцен, 3. Оligоцен, 4. Эоцен, 5. Мезозой, 6. Палеозой, 7. Вулканические образования третичного возраста, 8. Фундамент бассейна и его глубина под уровнем моря, 9. Разведочные скважины, 10. Нефтяные и газовые месторождения, 11. Тектонические линии, 12. Изоглисы по мощности отложений более молодого возраста мезозоя



2. ábra. A Bükk-hegység déli peremének vázlatos földtani-geofizikai térképe. M a g y a r á z a t: 1. Pliocén, 2. Miocén, 3. Oligocén, 4. Eocén, 5. Mezozoikum, 6. Harmadidőszaki vulkanitok, 7. Mezozoós vulkanitok, 8. Pliocén antiklinális tengely, 9. Vetődési vonal, 10. Kőolajmező és szénhidrogénkutató fúrás, 11. Gravitációs izogammák

Fig. 2. Geological-geophysical sketch map of the southern foreland of the Bükk Mountains. S y m b o l s: 1. Pliocene, 2. Miocene, 3. Oligocene, 4. Eocene, 5. Mesozoic, 6. Tertiary volcanics, 7. Mesozoic volcanics, 8. Axes of Pliocene anticlines, 9. Fault lines, 10. Oil fields and drill holes for oil, 11. Gravity isolines

Рис. 2. Схематическая геолого-геофизическая карта южной окраины гор Бюк. О б ъ я с н е н и е: 1. Плиоцен, 2. Миоцен, 3. Олигоцен, 4. Эоцен, 5. Мезозой, 6. Вулканисты третичного возраста, 7. Вулканисты мезозой, 8. Антиклинальная ось плиоцена, 9. Линия сброса, 10. Нефтяные месторождения и разведочные скважины на углеводороды, 11. Гравитационные изогаммы

II. Az újabb kutatások eredményei

Demjén

A déli Bükkalján Demjéntől északra a miocén vulkáni tufa koszorúból a felszínre bukkanó hangácsvölgyi oligocén folt S c h r é t e r Z. földtani térképezése folytán már régóta ismeretes. Ez az oligocén szerkezetileg kiemelt helyzetre utalt. A felszínen levő oligocén rupéli agyagmárga részben mangánkarbonát tartalmú, mely oxidálva MnO_2 -os rétegekké dúsult. Külszíni fejtéseket már az 1930-as években végeztek. Az Állami Földtani Intézet által (P a n t ó G.—M o l n á r I.) 1952. évben újabban telepített mangánkutató fúrások tarták fel az oligocén rupéli emelet kőolajjal impregnált tufatufit rétegeit, sőt az egyik fúrás az olajos homokköveket is elérte.

Ezek nyomán kezdtük meg 1953. évben a demjéni terület megkutatását és feltárását, mely két lépcsőben történt. 1953. és 1954. évben 16 szerkezetkutató fúrást mélyítettünk le, 300-600 m közti mélységig. A szerkezetkutató eredménye alapján 1954—55-ben 9 kismélységű olajkutató fúrást mélyítettünk, melyek több ipari mennyiségű kőolajat adó kutat eredményeztek. Majd 1956-ban több termelő-fúrást fúrtunk. Így alakult ki a Demjén-nyugati kis olajmező.

Még szerkezetkutató közben 1954-ben a hangácsvölgyi oligocén foltól ÉK-re kb. 1 km távolságra egy másik kisebb oligocén foltot találtunk, szintén miocén vulkáni tufa környezetben, melynek felderítésére a szerkezetkutató 1955. év végén kezdtük meg. Ez a kutatás vezetett a Demjén-keleti olajmező feltárására, melynek körülhatárolása még folyik és jelenleg fúrjuk a 100-ik fúrást. Megjegyezzük, hogy a múlt évben folytattuk a Demjén-nyugati olajmező be nem fejezett körülhatárolását is és jelenleg a 35-ik fúrásnál tartunk.

A mélyített kutatófúrások miocén, oligocén-katti, rupéli és latorffi képződményeket harántoltak. Néhány fúrás elérte a felsőeocén mészkövet is, sőt a középsőeocén is harántolta és belefúrt a középsőtriász korú mészkőbe.

A fúrások alapján a terület rétegtanát az alábbiak szerint foglaljuk össze:

Legidősebb képződmény a középsőtriász ladini mészkő, melyben néhány mészalga, korall, *Crinoides* és *Nodosaria* metszet ismerhető fel, 68 m vastagságban tártuk fel az 1. sz. fúrásban 776—844 m közt.

A triász felett középsőeocén tarka agyag települ, partszegélyi kőszénképződési nyomokkal, szenes agyaggal, felette szintén középsőeocén korú homokos márga *Triloculina* és *Quinqueloculina* tömeges előfordulásával. A felsőeocént lithothamniumos, nummuliteszes, briozóás mészkő képviseli milioliteszes márga-mézmárga betelepülésekkel. Ennek legfelső tagja (ludi alemelet) az agyagmárga-márgából álló alsó globigerinás-buliminás szint (azelőtt alsó-latorffi, 6. foraminifera szint). A középsőeocén vastagsága 35 m, a felsőeocéné 65 m.

Az eocén felett az oligocén képződmények következnek. Az alsóoligocén latorffi emelet jellegzetes halmaradványos, piritsemcsés agyagmárgából áll, mely Foraminifera-szegény ill. -mentes. Ezek a Foraminifera-meddő „tardi” rétegek. A latorffi emelet 40—80 m vastagságot tesz ki.

A latorffi üledékek felett a rupéli emelet képződményeit találjuk, melyek legnagyobb vastagsága 1000 m körül van. Itt megtaláltuk mind az 5 M a j z o n-féle Foraminifera-szintet.

A legalsó, a középső globigerinás-cassidulinás szint (azelőtt 4. szint) agyagmárgából áll, homokkő betelepülésekkel, gazdag *Globigerina bulloides* és *Cassidulina vitáisi* faunával.

A felette levő rhabdamminás-cyclamminás szint (volt 3. szint) felső része agyagmárgából áll, mangánkarbonátos agyag-agyagmárga csikkokkal, foltokkal, tufa-tufit

(andezit-dácittufa) betelepülésekkel, alsó részében pedig változó vastagságú homokkő betelepülések vannak. A homokkő rétegek alapján a szintet gyakorlatilag két részre tagoljuk: felső „fedő agyagmárga” rétegcsoportra, ez a 3/a szint és az alsó homokkőves agyagmárga rétegcsoportra, ez a „demjéni, vagy 3/b szint”, melyhez hozzátartozik az alatta levő középső globigerinás szint is. E szintre jellemző a gazdag agglutinált Foraminifera-fauna.

A következő felső globigerinás (volt 2. szint) és legfelső clavulinoideszes szint (volt 1. szint), melyek homokos agyagmárgából állnak és a fedő agyagmárga összlet legfelső részét képezik, már kisebb vastagságban vesznek részt és inkább a boltozat keleti részén található. A felső rupéli heterosteginás-lepidocyclinás (volt 0.-ás) szint csak a Demjén-keleti terület egyik fúrásában volt kimutatható.

A felsőoligocén katti emelet jelenléte kérdéses, csak a terület északi részén levő 16. sz. fúrásban volt biztosan kimutatható. Ezenkívül a terület déli részén felszíni katti foltok található.

Az oligocén képződményeket a miocén, főleg vulkáni képződmények igen változó, 0—320 m közti vastagságban takarják, így azok helyenként a felszínre bukkannak a vulkáni takaró alól.

A miocén összlet alsó része vékony, maximum 10 m vastagságot kitevő burdigalaihelyét határt jelző szárazföldi homokos, kavicsos tarka agyag. Erre települ a horzsaköves helyenként kovás, bentonitos riolittufa, melyet az alsó riolittufa szintbe sorolunk.

A fedő agyagmárga és a homokkőves agyagmárga csoport közti határt az első kőolajtároló homokkő, úgyszintén az elektromos karotázás szelvény meglehetősen élesen jelzi és ez mint biztos réteghatár, jó azonosítási szintet adott a szerkezetnyomozáshoz.

A rupéli 3. szint homokkő rétegei finom-középszeműek, felső részén lazák, agyagos kötéseik, lefelé meszes kötéseik és kemények. Porozitásuk átlagban 25%, permeabilitásuk 40—100 milidarcy, vastagságuk néhány cm és 2 m között váltakozik.

A kutatások eredménye alapján a demjéni terület fedőhegység, mely a Bükk-hegység mezozoos-paleozoos tömege és a mélybe zökent pannon medenceüledékek között foglal helyet. A terület alaphegysége, a bükki triász mészkő, kiemelkedett, lepusztult és rögökbe töredezve lesüllyedt. A demjéni szerkezet tehát kiemelt helyzetű triász sasbérc, az oldalán röglépcsőkkel. Az eocén, majd oligocén tenger üledékeivel befedett triász sasbérc az oligocén végén a szávai orogén szakaszban kiemelkedett és ez az oligocén képződményeket enyhén meghajlította. Az oligocén végi regresszió után kiemelt oligocén rétegek egy része lepusztult. A miocén stájer hegységképződés és ezzel kapcsolatos vulkáni működés alakította ki a terület végső szerkezeti képét.

A demjéni szerkezet összetört boltozat, mely északi részén ÉK-DNy irányú csapásmenti, hosszanti nagy vetőhöz támaszkodik és számos harántvető tagolja. Ezek a vetők a szerkezetet több boltozatrög darabra, tömbre és az északi nagy-vető mentén lesüllyedt északi szárnyra tagolják. A szerkezet nyugati szárnya és tetővidéke a demjény nyugati mező, a keleti nagyobbik szárnya pedig a demjén-keleti mező. A demjéni olaj-előfordulás szerkezeti formája tehát boltozatrög, a kőolaj pedig főleg vetődéses csapdákban, továbbá kiékelődő homokkőrétegekben, tehát litológiai csapdákban halmozódott fel. Így mind a szerkezeti, mind az olajtárolási viszonyok kinyomozása elég nehéz feladatot jelent.

A kőolaj a fedő agyagmárga csoport tufa-tufit betelepüléseiben és a homokkőves agyagmárga csoport homokkő rétegeiben halmozódott fel. A felső kőolajelőfordulás nem számottevő. Az ipari jelentőségű kőolaj a homokkőves agyagmárga, a demjéni szint felső homokkő rétegeiben a produktív zónában halmozódott fel. Ebben több homokkőves rétegcsoportot különítettünk el és az a, b, c betűivel jelöltük meg. Lefelé a kőolajjal való

átítatottság csökkent, a 4. Foraminifera-szint homokkőrétegei már csak elvétve foltokban impregnáltak és csak gyengén olajos vizet adnak, tehát az olaj-víz határ alatti alsó vizes zónába esnek. A záróréteg szerepét a rupéli fedő agyagmárga töltötte be.

Egerszalók

A demjéni boltozattól északra levő egerszalóki gravitációs maximumról feltételeztük, hogy az a demjénihez hasonló szerkezetnek felel meg. Az 1955. évben lemélyített 2 fúrás eredménye alapján a rétegtani viszonyok hasonlóak a demjénihez. Az 1. sz. fúrás a tetővidéken a felsőeocén mészkő, márga és mészmárga (*Lithothamnium*, *Miliolina* és *Elphidium*) alatt középsőeocén szárazföldi tarka agyagot ért el, konglomerátum betelepülésekkel (kvarc, dolomit, mészkő). Ezen utóbbiban fauna nem volt. Az eocén vastagsága 116 m volt (középső eocén 72 m, felső eocén 44 m), de még nem értük el a triász mészkő aljátot.

A kőolajnyomok hiánya igazolni látszik azon feltevésünket, hogy a kőolaj dél felől származik és a demjéni szerkezet északi szárnyát harántoló törésvonal menti vetődések az olajtároló rupéli homokkő rétegeket lezárták.

Eger

Eger városa déli szélén a vincellér iskolánál az oligocén katti rétegek a felszínhez közel találhatóak. Ezt az előfordulást még T e l e g d i R ó t h K. ismertette (1912). A gravitációs izogal értékek a demjéni maximumtól ÉK-i irányban Eger város és a Bükk-hegység felé emelkedést mutatnak, s ennek alapján lépcsőzetesen emelkedő, vetődésekkel tagolt triász alaphegységű harmadkori rétegsor volt várható. Ennek a kiemelt területnek kívántuk megismerni a rétegtani és szerkezeti viszonyait, továbbá a Demjén-keleti olajmező közelségére való tekintettel megvizsgálni az esetleges kőolajfelhalmozódási és tárolási lehetőségeket.

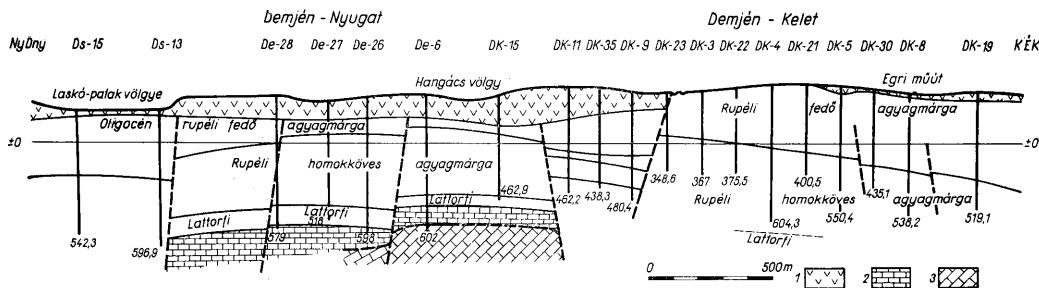
Ezen elgondolás alapján 3 fúrást mélyítettünk le, a vincellér iskolán keresztül fektetett ÉÉK-DDNy-i irányú szelvény mentén az 1958. évben.

A fúrások közül az 1. és 2. érték el a felsőeocén lithothamniumos, nummuliteszes, briozóás mészkő felszínét. A 3. fúrás lattorfinak vett kemény konglomerátumban ért véget, mely az 1. és 2. fúrásban nem volt kifejlődve. Az 1. fúrásban csak a Foraminifera meddő szint, a 2. fúrásban pedig ezenkívül az alsóglobigerinás szint is megvan. A rupéli emelet nagyjából egyöntetű kifejlődésű, annyi eltéréssel, hogy az 1. és 2. fúrásban harántolt felsőrupéli glaukonitos homokkővet a 3. fúrásban már nem találtuk meg. A katti rétegeket biztosan csak az 1. fúrásban harántoltuk, feltételezhető azonban, hogy a 2. fúrásban a felsőrupéli glaukonitos homokkő feletti rétegsor 2–13 m között szintén katti, és pedig azonos a vitatott katti-akvitáni Wind-téglagyári rétegsorral. Ezt azonban kőzetanyag hiányában nem tudjuk biztosan megállapítani.

A fúrások tanúsága szerint a Bükk-hegység triász mészkő tömegének törések mentén levett röglépcsősü süllyednek D-DNy irányban, a Demjén-keleti kiemelkedéstől É-ra levő mélyedés felé, mely a noszvaji ároknak DNy-i egerszalóki meghosszabbítása.

A fúrások közül a 3. fúrásban észleltünk gyenge gáznyomokat rupéli homokkő rétegben, a végzett rétegvizsgálat azonban csak vizet adott. A vincellér iskolai 2. sz. fúrásban megvizsgált felsőeocén mészkő 56 l/perc hozamú 32 °C hőmérsékletű vizet adott. A kutat átadtuk Eger városának.

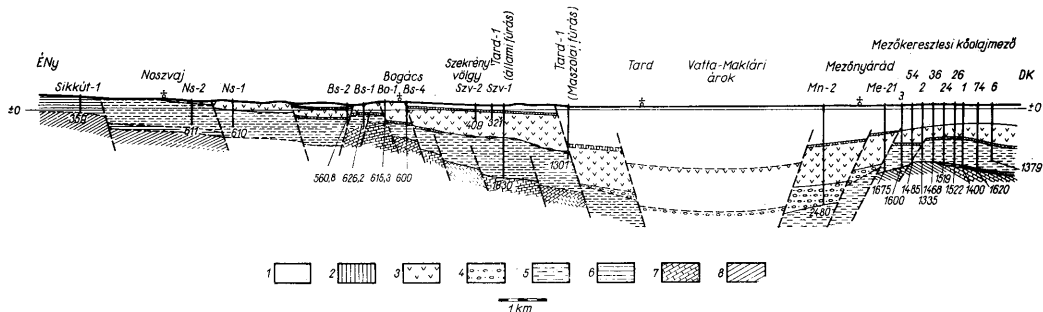
A város területén lefúrt 3. sz. fúrással azt reméltük, hogy a nyert adatok alapján sikerülni fog elsősegíteni a több évtizedes akvitáni-katti határkérdés megoldását. Sajnos nem sikerült.



3. ábra. Földtani szelvény a demjéni olajmezőn keresztül. M a g a r á z a t : 1. Középsőmiocén vulkáni képződmények, 2. Eocén, 3. Triász

Fig. 3. Geological profile through the Demjén oil field. S y m b o l s : 1. Middle Miocene volcanics, 2. Eocene, 3. Triassic

Рис. 3. Геологический профиль через нефтяное месторождение Дэмьен, О б ъ я с н е н и е : 1. Вулканические образования зреднего миоцена, 2. Эоцен, 3. Триас



4. ábra. Földtani szelvény a Déli-Bükkalján keresztül Mezőkeresztesig. M a g a r á z a t : 1. Pliocén, 2. Szarmata, 3. Felső és középsőmiocén vulkáni képződmények, 4. Alsómiocén szárazföldi képződmények, 5. Oligocén, 6. Eocén, 7. Középsőtriász (ladini), 8. Alsótriász képződmények

Fig. 4. Geological profile through the southern foothills of the Bükk Mountains up to Mezőkeresztes. Symbols: 1. Pliocene, 2. Sarmatian, 3. Upper and middle Miocene volcanics, 4. Lower Miocene terrestrial deposits, 5. Oligocene, 6. Eocene, 7. Middle Triassic (Ladinian), 8. Lower Triassic

Рис. 4. Геологический профиль через южное подножье гор Вюк до Меzőкерестеша. О б ъ я с н е н и е : 1. Плиоцен, 2. Сармат, 3. Вулканические образования верхнего и среднего миоцена, 4. Континентальные отложения нижнего миоцена, 5. Оligocén, 6. Эоцен, 7. Средний триас (ладинский ярус). 8. Образования нижнего триаса

Mint Egerszalók esetében, itt is megemlítjük, hogy úgy látszik a demjéni törésvonaltól északra eső területekre olajvándorlás nem történt.

Bükk déli pereme (Ostorostól — Sályig)

A demjéni kőolaj a Déli-Bükkaljára terelte a figyelmet és 1954-ben megkezdük annak alapos megkutatását. A kutatás célja volt a megismert demjéni boltozatból kiindulva az említett Bükk-déli peremi északi öv mentén feltételezett paleogén-triász kiemelt vonulat, gerinc szerkezeti és szénhidrogén tárolási viszonyainak a nyomozása É-ÉK-i irányban az általános csapásiránnyal párhuzamos felderítő, regionális szelvény mentén. A gravitációs mérések szerinti Demjéntől Cserépváraljáig kis maximumokból álló vonulat nagyjából egybeesik a fent jelzett triász gerinccel.

A szerkezet nyomozását Demjénből kiindulva Ostoros-Szomolya, Bogács, Cserépváralja és Kács területeken keresztül egészen Sályig végeztük, Demjéntől 27 km távolságra. A regionális szelvényre az egyes területeken telepített harántszelvények mentén is mélyítettünk le fúrásokat. A kutatás eredménye alapján a felderítő szelvény menti területet haránt és hosszanti vetők tagolják és az egyes rögök szerkezetileg eltérő helyzetben vannak.

Demjéntől K-ÉK felé haladva a szerkezet mélyül, majd ismét emelkedik. Ostoros és Szomolya között kiemelkedés van, mely nagyjából megfelel S c h r é t e r Z. Ostoros-szomolyai boltozatának. Innen kissé mélyül a szerkezet és a szomolyai terület terasz-szerű alakulatnak bizonyult. Ettől keletre levő mélyedésből hirtelen emelkedik ki a bogácsi boltozatrög. Az ezután következő mélyedés után a cserépváraljai maximum területén szintén hirtelen emelkedik ki a triász mészkő sasbérce, éspedig a felderítő szelvény mentén a legmagasabbra.

A következő kácsi és sályi terület szerkezetileg már mélyebben van és ezen a területen az előzőktől eltérően már a Bükk-hegység felé emelkedő röglépcsős szerkezet mutatkozott.

Míndezek alapján a feltételezett oligocén gerinc igazolódott. A gravitációs izogamma és földtani szerkezeti kép nagyjából összhangban van.

A rétegtani viszonyokat összegezve: a fúrások az ostorosi szerkezeten elérték a felsőeocén lithothammiumos, nummuliteszes, mészkövet és a középsőtriász ladini mészkövet (Ot. 1. fúrás). A bogácsi és cserépváraljai szerkezeten szintén a triász ladini mészkőbe hatoltak, (Bo. 1. Bs. 6., Csv. 4-6.) a szomolyai területen azonban a lattorfinál mélyebbre nem jutottak. Végül a kácsi és sályi területen a felsőeocén mészkövet érték el.

Az eocén, illetve triász képződményeket az említett területeken oligocén lattorfi és rupéli üledékek takarják, helyenként az északi szárnyakon katti rétegeket is találtak. Az oligocént általában foltokban, az északi szárnyon viszont vastagabb alsómiocén teresztrikum fedí, mindezeket pedig a változó vastagságú helvétii-tortónai vulkanit összlet. A bogácsi területen mindkét szárnyon pannon és szarmata képződmények is találhatóak.

Megemlítjük, hogy a bogácsi és ostoros-szomolyai fúrásokban (Bs. 1.—D. Sz. 5.) a felsőrupéli rétegsor alján új szintet találtunk: heteroszteginás-lepidocyclinás lithothammiumokat is tartalmazó glaukonitos laza homokos mészkövet, meszes homokkövet és glaukonitos agyagmárga réteget, mely hazai és külföldi viszonylatban ez idáig ismeretlen volt. Ezt az új szintet M a j z o n L. a rupéli emelet legfelső részébe helyezte.*

* A folyamatban levő újvizsgálatok európai analógiák nyomán katti emeletbe tartozónak igazolják. (Szerkesztőség)

Megjegyezzük, hogy míg az ostorosi és szomolyai területen a rupéli fedő agyagmárga mindegyik fúrásban megtalálható, Bogácson már csak a szárnyakon van meg, a cserépváraljai területen pedig hiányzik. Valószínű, hogy a kiemelt bogácsi és cserépváraljai területen a rupéli emelet felső fedő agyagmárga rétegsora lepusztult, s így a miocén alatt a rupéli emelet homokkőves agyagmárga rétegcsoporttal kezdődik, amit az elektromos karottázs szelvények is jeleznek.

Ami a kőolajtárolási viszonyokat illeti: a bogácsi fúrások vékony olajos rupéli homokkő rétegeket harántoltak, a lattorfi márga repedéseiben sűrű aszfaltos olajat, a triász mészkőben pedig igen gyenge olajnyomokat találtak. A megvizsgált olajnyomos rétegekből azonban csak vizet nyertünk. Ezen kívül a Bogács-6. fúrás bőhozamú kb. 300-400 l/perc 65 C°-os vizet adott a triász mészkőből.

Az ostorosi fúrások közül az egyik (7. sz.) talált olajnyomos lattorfi homokkő csikokat, rétegvizsgálatkor azonban csak gyengén olajnyomos vizet kaptunk. A szomolyai területen csak gyenge gáznymok jelentkeztek. Cserépváralján a 4. sz. fúrásban szintén csak gyenge gáznymokat észleltünk, a megvizsgált triász és rupéli rétegek azonban csak bő vizet szolgáltattak. A Kács-2. fúrás olajos rupéli rétegét megvizsgáltuk, de csak vizet nyertünk.

Az ostorosi és bogácsi szerkezeten egy-egy kutató mélyfúrást mélyítettünk le 758, ill. 651 m mélyséig. Ezek a fúrások az olajtárolási viszonyokról azonban újabb és jobb eredményeket nem szolgáltatottak.

Mindezen vizsgálatok alapján úgy látszik, hogy a Bükk-hegység déli pereme Ostoros—sályi szakaszán a kimutatott földtani alakulatokban a demjéni területhez hasonló ipari mennyiségű kőolaj nem halmozódott fel.

N o s z v a j

Az Ostoros—cserépváraljai vonulattól északra, azzal párhuzamosan gravitációs minimum öv húzódik, melynek szerkezetileg mélyebb voltára már a kiemelt szerkezetek északi szárnyán Bogácson és Szomolyán lemélyített fúrások is utaltak. Ettől a mélyedéstől É-ÉNy-ra a Bükk-hegység felé lépcsőzetesen emelkedő, vetődésekkel feldarabolt harmadkori rétegsor volt várható, hasonlóan az Ostoros—cserépváraljai triász gerincnek a Vatta—maklári árok felé eső déli szárnyához. Ezek a vetődések és esetleges kiékelődések mint csapdák szénhidrogéneket zárhatnak le. Ezen elgondolás alapján két fúrást mélyítettünk le 1957-ben Noszvajtól keletre eső területen.

A két fúrást vető választja el egymástól és azok egy-egy röglépcsőn helyezkednek el. Az északi 2. sz. fúrás vékony vulkáni összlet alatt átharántolta az oligocén rupéli rétegsort és lattorfi emeletben állt meg. Az ettől délre levő 1. sz. fúrás mélyebb helyzetben vastag vulkáni tufa-összlet alatt harántolta az oligocén rétegsort és a rupéli emeletben ért véget. Megjegyezzük, hogy a 2. sz. fúrástól É-ra ill. ÉNy-ra kb. 2 km távolságra 1927. évben 290,6 m mélyséig lemélyített Nagyvölgy-3. sz. köszénkutató fúrás oligocén és eocén rétegsort harántolt, a Síkkút-1. fúrás pedig 359 m-ig eocént.

Szénhidrogén nyomokat egyik fúrásban sem találtunk.

T a r d - S z e k r é n y v ö l g y

Ezen a területen a szerkezetkutatás két részletben folyt le. Először 1950-ben a Tardtól keletre eső R e i c h - B e m-féle Tard—tibolddaróci feltételezett pannóniai boltozatot vizsgáltuk meg 5 fúrással.

A fúrások közül 3 pleisztocén és pannóniai rétegsort harántolt 600 m körüli mélységig. Két fúrás viszont vékonyabb pannon-összlet alatt belefúrt a helvétii-tartóniai riolititufa és dácitból álló vulkánit összletbe. Sűrű aszfaltos olajnyomokat a dácit repedéseiben találtunk.

A szerkezetkutatás a Tard—tibolddaróci antiklinálist nem igazolta és kimutatta, hogy a pannóniai rétegek nem boltozódtak fel a feltételezett antiklinális tengely mentén, hanem D-DK-i irányban lejtnek az Alföld felé 5—10°-os dőléssel. A 4. és 5. sz. fúrásokhoz képest, melyek a vulkáni tufát elérték, az 1., 2. és 3. sz. fúrás vetők mentén lezököknt mélyebb röglépcsőn helyezkedik el.

Másodízben a kutatásokat a Tardtól ÉNy-ra levő szekrényvölgyi területen végeztük 1955—56. években.

A szekrényvölgyi területen a kutatás célja a Schréter Z. által kimutatott boltozaton lemélyített Tard.-1. sz. kincstári mélyfúrás és a régi szénkutató sekélyfúrások által feltárt aszfaltos, olajos miocén vulkáni tufa szintek tárolási viszonyainak és egyúttal a szerkezeti viszonyoknak a megvizsgálása volt.

A lemélyített 4 fúrás pannóniai, szarmata és miocén vulkánit képződményeket harántolt. A fúrások által feltárt dácit-dácititufa pad a miocén vulkánit összletet, meggyőzően egy felső és alsó csoportra osztotta. Ez döntő jelentőséggel bír, mert az összes Bükk-déli peremi fúrásokban ezt a tagolást végig lehetett vinni.

A szerkezeti viszonyok ÉNy-felé való emelkedést jeleztek záródás nélkül. Valószínű, hogy a fúrások a tibolddaróci 4. és 5. fúrásokkal együtt ugyanazon röglépcsőn helyezkednek el.

A fúrások több aszfaltos-olajos réteget harántoltak. A kőolaj a horzsköves riolititufa repedéseiben tufás homokkővekben és a dácit repedéseiben gyűlt össze. A rétegvizsgálatok azonban csak vizet eredményeztek. Megjegyezzük, hogy a kincstári mélyfúrásban talált és leírt aszfaltos rétegeket nem találtuk meg.

A tardi és szomolyai mélyszerkezet kutatás

Tekintettel arra, hogy az eddigi kutatások alapján az Ostoros—cserépváraljai kiemelt vonulat szerkezeteiben ipari kőolaj felhalmozódást nem találtunk, továbbá hogy a bükkaljai kőolaj dél felől származhatott, indokoltnak láttuk a kutatásokat a kiemelt vonulattól délre a Vatta—maklári árok északi oldalán, az ún. tardi medencében folytatni, ahonnan feltevés szerint a kőolaj felvándorolhatott. Feltételeztük, hogy a Demjén—cserépváraljai vonulattól délre szerkezetileg mélyebb helyzetben levő röglépcsőkben a vastagabb pannon fedő alatt vetővel lezárt csapda helyzetben több kőolajat találunk.

Ennek tisztázására mélyítettük le a Tard-1. sz. kutatófúrást, a szekrényvölgyi területtől délre és a Szomolya-1. fúrást a szomolyai boltozattól délre. Ezen utóbbi kedvező geokémiai indikációk is indokolták.

A két fúrás a hozzáfűzött reményt nem váltotta be. A Tard-1. sz. fúrás a vártnál szerkezetileg mélyebbnek bizonyult, az átharántolt miocén tufaösszletben olajnyomokat nem talált és az oligocén rupéli homokkőves csoportot 1301 m-es talpmélységig nem érte el. A szomolyai mélyfúrás a latorfi képződményekben fejeződött be 1250 m-ben és az átharántolt rupéli homokkővekben szénhidrogéneket még nyomokban sem talált.

Ennek a két fúrásnak az eredménye nem adott kielégítő és végleges választ fent jelzett feltevésünkre. A továbbkutatás előtt ajánlatosnak tartottuk szeizmikus mérések végzését, főleg a demjéni olajmezőtől délre, Kerecsend és Maklár környékén, dőlés irányában néhány refrakciós szelvény mentén. Ezek a mérések folyamatban vannak.

Andorn aktálya

A Bükk déli peremén végighúzódó Demjén—cserépváraljai nagy vetővonalnak igen fontos szerkezet- és csapdaképző szerepe van az eddigi kutatások eredménye szerint. Ennek mentén helyezkedik el a demjéni olajmező, továbbá az ostorosi, szomolyai, bogácsi és cserépváraljai szerkezetek, mely utóbbiak azonban Demjénnel szemben az eddigi kutatások eredménye alapján nem tartalmaznak ipari jelentőségű szénhidrogén kincset, amint azt már említettük.

Ezek után sor került a demjéni olajmező és az ostorosi szerkezet közti andornaktályai terület szerkezetkutatására. Feltételeztük, hogy a Demjén-keleti olajmezőtől K-ÉK-re a nagy vető mentén, ahhoz hasonlóan kőolajfelhalmozódásra alkalmas csapda alakult ki az oligocén rupéli összletben. Ennek megvizsgálására 4 fúrászt mélyítettünk le 1959-ben. A kutatás jelenleg szünetel, de folytatni fogjuk.

A fúrások alapján a terület rétegtani és szerkezeti viszonyai hasonlóak a demjénihez. A szerkezetet északról a demjéni nagy vető határolja. A vetőtől északra mélyült fúrás vastag miocén összletet harántolt, melynek felső része helvét riolitufából áll (alsó riolitufa szint), alsó része pedig burdigalai-helvét határt jelző kavicsos tarkai agyagból homokkő betelepülésekkel. A miocén alatti oligocén rétegsor felső része katti emeletbe tartozik.

Ez a fúrás tehát a demjéni törésvonaltól északra húzódó egerszalók—noszvaji mélyedésbe esik, mely azt végig kíséri egészen Cserépváraljáig. A mélyedést helyenként, így ezen a területen, de Szomolyán is feltűnően vastag alsómiocén szárazföldi képződmények töltik fel, úgyszintén katti rétegek is, amelyek a Bükk déli peremén általában szórványos és kérdéses foltokban találhatók.

A vetőtől délre levő kiemelt helyzetű fúrások már az oligocén rupéli emelet közismert fedőmarga és homokkőes agyagmarga (demjéni szint) rétegsorát harántolták.

A rupéli emelet homokkőes rétegsorában jó tárolókőzeteket találtunk, de szénhidrogén nyomok nem voltak.

Egerszólát

A bükkaljai kutatások továbbfejlesztése céljából az egerszalóki gravitációs maximumtól ÉNy-ra levő egerszóláti maximumon egyetlen fúrászt mélyítettünk le azzal a feladattal, hogy a demjéni és bükkszéki olajtároló szerkezetek közti területen az oligocén rétegek jelenlétéről felvilágosítást nyerjünk.

Az Egerszólát-1. sz. fúrás azonban 330 m vastagságot kitevő tengeri szarmata (agyag, meszes agyag) és miocén vulkáni tufa és agyagos képződmények alatt kérdéses korú triász vagy perm kalciteres mészkő, agyapala és breccsából álló alaphegységbe hatolt, tehát oligocén rétegeket nem talált. Valószínűnek tartjuk, hogy a fúrásztól északra evő egerbaktai felszíni triász-perm korú képződményeknek lezökkent részét értük el.

Fedémes

Schréter Z. és Szentes F. munkája nyomán vált ismeretessé a bükkszéki boltozat szárnyán elhelyezkedő fedémesi, kerekaszói brachiantiklinális, mely kőolajkutatás szempontjából érdekesnek mutatkozott a bükkszéki olajmező közelségére való tekintettel és Szentes F. mélyfúrás telepítését javasolta is 1947-ben.

A szerkezeti viszonyok kivizsgálására 1956-ban megkezdtük a kutatást. Ez idáig 20 sekélyfúrászt mélyítettünk le 450—700 m közti mélységig és két mélyfúrászt, melyek közül az egyik 1500 m-ig mélyült. Ez a fúrás tárta fel a terület harmadkori képződményeit,

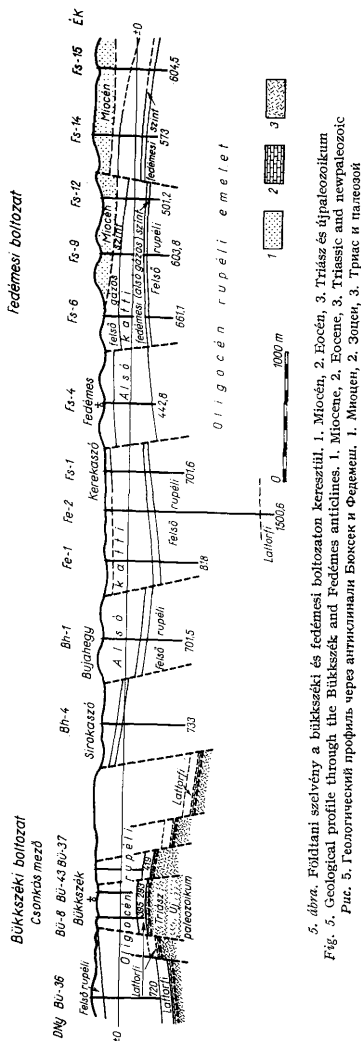
sajnos azok fekjét a feltételezett mezozoós aljzatot műszaki okok miatt nem érte el. Ezt a feladatot újabb mélyfúrással tervezzük elvégezni.

A fúrások alapján a terület rétegtani viszonyait az alábbiak szerint foglalhatjuk össze.

A megfúrt legidősebb képződmény a latorfi emelet Foraminifera-mentes rétegsora volt (100 m vastag). Ezt kb. 800 m vastagságban a rupéli emelet foraminiferás képződményei takarták, agyag, agyagmárga, homokkő betelepülésekkel, helyenként vulkáni tufa (andezittufa) betelepülésekkel. A rupéli rétegsort nem mindig lehetett Foraminifera-szintjeire tagolni, kivéve a felsőrupéli szintet, mely kb. 200 m vastagságban van kifejlődve. A sekélyfúrások általában ebben álltak meg. A rupéli emelet felett 400 m átlag vastagságban a katti emelet képződményeit találtuk: agyag, agyagmárga rétegek, főleg a felső részén glaukonitos homokkővel, helyenként konglomerátum betelepülésekkel. Elég gazdag mikrofaunája van.

A fúrások egy része alsómiocén-burdigalai korúnak vett rétegeket is harántolt 250 m maximális vastagságban, melyek főleg homokkő és agyag, agyagmárga rétegekből állnak, riolituffa és konglomerátum betelepülésekkel. A homokkő kissé glaukonitos. Foraminifera-szegény vagy -mentes rétegsor. Az egyik fúrásban (19. sz.) 40 cm-es fás barnakőszén betelepülés is volt. A miocén korú rétegeket általában a szerkezetnek a vetőtől keletre eső részén, vagyis a Darnó szerkezeti övbe eső fúrásokban harántoltuk.

Az eddigi kutatások alapján a Szentés-féle kerekaszói antiklinálistól ÉK-re rajzolódott ki a fedémesi boltozat, melyet ÉK-DNy-i és ÉNy-DK-i vetők tagolnak. A boltozat DK-i szárnyának a képe, mely a Darnó zónába esik, még tisztázat-



5. ábra. Földtani szelvény a bükkszéki és fedémesi boltozaton keresztül. 1. Miocén, 2. Eocén, 3. Triász és újratriászok
Fig. 5. Geological profile through the Bükkszék and Fedémesi anticlines. 1. Miocene, 2. Eocene, 3. Triassic and re-triassic
Рис. 5. Геологический профиль через антиклинали Бюкск и Фэдэмеш. 1. Миоцен, 2. Эоцен, 3. Триас и палеотриас

lan. Itt szükségesnek látszik egy mélyebb fúrásnak a lemélyítése, mely a bükkszéki 51-hez hasonlóan tisztázná a földtani viszonyokat.

A csapásmenti szelvényből kitűnik, hogy a fedémesi boltozattól délre levő Buja-hegyi területen, ahol a kutatás jelenleg folyik, erőteljes szerkezeti emelkedés mutatkozik Bükkszék felé. A Fedémesnél szerkezetileg jóval kiemeltebb Bükkszéken, amint ismeretes a tetővidéken a katti és felsőrupéli rétegek hiányoznak, tehát a gáztároló fedémesi szintek is.

A fedémesi fúrások a boltozat tetővidékén két kis gáztelepet tártak fel az oligocén rétegekben. A felső gázos szint katti homokkőben képezi a „felső fedémesi” szintet. Ez a telep, melyet két fúrás tárt fel, nem számottevő. Az „alsó fedémesi” szint gázát felsőrupéli homokkő rétegek tárolják. Ezt 4 fúrás tárta fel (9, 12, 14, 19).

Az eddigi eredmények alapján indokoltnak találjuk Fedémes és Bükkszék közvetlen, úgyszintén távolabbi környéke szerkezeti és szénhidrogén tárolási viszonyainak megismerése céljából a kutatásoknak a kiterjesztését. Ennél a kutatásnál feltétlenül figyelembe vesszük Schréter Z., továbbá Majzon I. és Szentés F. által javasoltakat, ami az irodalomban ismeretes.

Jelenleg Fedémes felől közeledünk Bükkszékhez, a Buja-hegyen át. Ez után sorra kerül Bükkszék északi, majd annak nyugati tarnavölgyi része. Ezen kívül a távolabbi környéken mindazon területek, ahol a földtani térképezés kutatásra alkalmas földtani alakulatokat sejtett.

Ózd — Hangony

Az Ózdtól nyugatra levő kiterjedt lapos félboltozat Jaskó S. és mások munkája alapján vált ismeretessé. Jaskó S. szénhidrogén kutató fúrás lemélyítését is javasolta. Az oligocén katti felszínű vetőkkel mérsékeltén tagolt félboltozat a fedémesihez hasonlóan a Darnó-vonal ÉÉK-i meghosszabbításának az „árló vonal”-nak támaszkodik. Hiányzó keleti szárnya az Ózdtól keletre eső vetőkkel erősen tagolt, kőszéntelepes, miocén felszínű területre esik.

A szerkezeti viszonyok felderítésére 1953-ban 5 fúrásat mélyítettünk 430—750 m közti mélységig, továbbá egyet 1141 m-ig (Ózd-2.). A fúrások vastag oligocén katti és rupéli rétegsort harántoltak. Csak az Ózd-2. sz. fúrás harántolta át a kb. 800 m vastag egyhangú közettani kifejlődésű homokos-agyagos, sílres faciesű alsókatti rétegsort. Alatta felsőrupéli rétegek következtek, melyeket 330 m vastagságban tártunk fel.

A katti rétegekkel való szintezés nem volt megbízható, így a nyert szerkezeti kép is csak tájékoztató jellegű. Elfogadható vezető szintnek csak a rupéli felszín mondható, ezt viszont csak egyetlen fúrásban értük el.

A kutatás közben 1953-ban végzett gravitációs mérések eredménye alapján feltételezhető volt, hogy az ózdi terület nem kiemelt, hanem mélyebb szinklinális terület és a szerkezeti kiemelkedés ettől nyugatra, Hangony és Domaháza között várható. Megjegyezzük továbbá, hogy az akkor nyert értesülések szerint Ózdtól kb. 12 km-rel É-ra a Csehszlovákiában levő Czako melletti két fúrás a triász alaphegységet magasan (430 ill. 815 m) érte el, anélkül, hogy a felsőrupelínál idősebb oligocén rétegeket harántolták volna. Ezek után felmerült a kérdés, hogy az idősebb rupéli rétegek területünkön egyáltalán ki vannak-e fejlődve.

Míndezek figyelembevételével 1956-ban Ózdtól nyugatra lemélyítettük a Hangony-1. sz. mélyfúrás, az ózdinál szerkezetileg magasabban várható helyzetben, a teljes oligocén rétegsor feltárása és a medencealjzat elérése céljából. Célunkat azonban nem tudtuk elérni, mert a fúrás átharántolva az oligocén katti és rupéli rétegsort, a rupéli középső globigerinás szintben állt meg és fejeződött be műszaki okok miatt 1505 m talp-

mélységben. A nyert adatok alapján kiderült, hogy a Hangony-1. fúrás az Ózd-2. fúrással, mely 1141 m-ig mélyült, szerkezetileg kb. egymagasságban van, mely tény a gravitációs izogamma képpel nincs összhangban.

Ezek után feltételezhető a nyugat felé való elmélyülés is, amennyiben a J a s k ó S. által kiemeltnek vélt ózdi boltozat mélyén a czáki fúrásokhoz hasonlóan, a mélyebb rupéli szintek hiányoznának a hangonyi területtel szemben, ahol a fúrás azokat feltárta. Ellenkező esetben kérdés, hol van a kiemelkedés. Minderre persze egy a medence aljzatig lemélyített földtani alapfúrás jellegű kutatófúrás könnyedén választ adna.

III. Mélyföldtani és kőolajföldtani összefoglalás

A szénhidrogén kutatások vázlatos ismertetése után vegyük most kissé szemügyre az egész Északi-Középhegységi területet az olajgeológus szemüvegén keresztül. Lássuk vázlatosan rétegtani viszonyait, problémáit, hegységszerkezeti felépítését, fejlődéstörténetét, majd olajföldtani adottságait és értékelését főleg a már némileg ismert Bükkaljai területen.

Amint az már ismeretes, gyakorlati, olajkutatási szempontból hazánk területét K e r t a i Gy. elgondolása alapján 7 medencérszre különítjük el.

Az észak-magyarországi Középhegység és annak déli peremi ill. a Nagyalföld északi peremi része képezi az északi paleogén medencét. Déli határát a Bugy – Sajóhidvég között megállapított „paleogén határ” jelzi. Északról a csehszlovák határon túli paleozóos-mezozóos Osztróvszki-Vepor és Szepes-Gömöri hegység vonulatok szegélyezik, keleten a „Hernád vonal”, nyugaton pedig a Börzsöny-, a Dunazug- és Budai-hegység. A medencét nagyjából két részre oszthatjuk: az északi középhegységi részre és a déli Alföld-peremi lezökkent részre. A kettő közötti határt nagyjából a pannon határ vonná meg.

A medencével kapcsolatban néhány szám adatot közlök. Az egész paleogén medence 12 960 km²-t tesz ki, ebből a tárgyalt középhegységi rész 6750 km². Ennek kb. 36%-át, vagyis 2430 km²-t a felszíni paleozóos, mezozóos és vulkáni középhegységek foglalják el, marad tehát 4320 km²-t kitevő paleogén-miocén üledékes terület, melynek ez ideig kb. 4%-át (175 km²-t) kutattuk meg kőolajra és földgázra. Ez a megkutattott terület a Bükkalját és a Budapest környék dunabalparti részét, Cserhátalját foglalja magába. Alig ismert a nyugati nógrádi medencérsz, mely jelentős kiterjedésű, továbbá az ÉK-i kisebb borsodi medencérsz. Ez a tény a további kutatások, perspektívák szempontjából fontos.

A paleogén medence aljzatát túlnyomórészt mezozóos-triász üledékek képezik az Alföld peremi részen és a Bükkalján. Az ÉK-i Sajó-Hernád közti részen új paleozóikum (karbon és perm) van, a nógrádi medencérsz északi részén (Balassagyarmat, Szécsény, Sósartján és Salgótarján) pedig metamorf pala (fillit, csillámpala) tételezhető fel (az oligocént áttörő bazalt és andezit zárványai, továbbá a balassagyarmati és losonci fúrás alapján) elszórtan, főleg dél felé mezozóos mészkő-dolomit szirtekkel, melyek az őrszentmiklósi területen már összefüggő aljzatot adnak. Ezek a képződmények alkotják összefüggő vonulatként medencénk északi keretét is, úgyszintén a medencén belüli elszórtan levő sziget-hegységeket, így Uppony-, Bükk-hegység, és kisebb rögöket Vác, Romhány, Csóvár környékén és Siroknál.

A medence aljzatát (triász, permo-karbon) csak néhány fúrás tárta fel a Bükkalján (Demjén, Ostoros, Bogács, Cserépváralja, Egerszólát, Recsk, Bükkészék) és a Cserhát-alján (Göd, Őrszentmiklós), továbbá az Alföld-peremi sávban (Városliget, Mátyásföld, Gödöllő, Tura, Mezőkövesd, Mezőkeresztes, Emőd, Sajóhidvég). Az a néhány fúrás pedig, mely főleg a nyugati nógrádi területen egyáltalán mélyült, így Balassagyarmat, Szécsény, Sósartján, Nagybatony, Salgótarján, sajnos nem érte el a medencealjzatot.

Az eocén képződmények viszonylag (az oligocénhez képest) alárendelt szerepűek. A legnagyobb vastagságot 150 m-t Recsken érték el, továbbá Egerszalókon 116 m-t, de itt nem harántoltuk át teljesen. Tóalmáson az eocén vastagsága 171 m. Kivételes esetként említjük meg a Cinkota-6. sz. fúrásban kb. 850 m vastagságot kitevő eocén összletet.

A medencealjzat denudált felszínét helyenként középsőeocén szárazföldi képződményekből álló foltok borítják (Demjénben 35 m, Egerszalókon 72 m vastagságban). A felsőeocén tenger vizsont majdnem teljesen elborította területünket, de általában vékony üledékes összletet hagyott hátra, mely helyenként le is pusztult. Így Mezőkeresztesen 90 m, Demjénben 65 m, Egerszalókon 44 m, Órszentmiklóson 83 m, Bükkszéken pedig 67 m-t ért el.

A felsőeocén tenger helyét elfoglaló kiterjedtebb, mélyebb és állandó jellegű oligocén tenger által lerakott vastag üledékösszlet adja meg ennek a medencének jellegét és szénhidrogének szempontjából a jelentőségét. Az alsóoligocén felső részében kialakuló geoszinklinális mélysége a rupéli emeletben kulminált, majd a katti emeletben megkezdődött a terület kiemelkedése és a tenger regressziója.

Az oligocén legnagyobb vastagságban a nagybányai fúrásban volt ismeretes, 1524 m, a legújabb adat szerint azonban a sajgótarjáni fúrásban 2232 m-es talpmélységig végig oligocén rétegsort harántoltak, sajnos nem érték el a medencealjzatot. A déli peremi sávban Cinkotán 1400 m, Gödöllőn pedig 880 m vastag oligocén rétegsort harántoltunk. Valószínűnek tartjuk, hogy az oligocén rétegek legnagyobb vastagságával Nagybányai és Salgótarjáni között és attól keletre eső medencerészben lehet számolni.

Az alsóoligocén, latorfi emelet vastagsága viszonylag a legkisebb, így Recsken 115 m, Tardon 386 m, Mezőkeresztesen eléri a 427 m-t, Demjénben 40-80 m között van, Órszentmiklóson 37 m, Cinkotán 76 m, Balassagyarmaton 71 m vastagságban tárták fel.

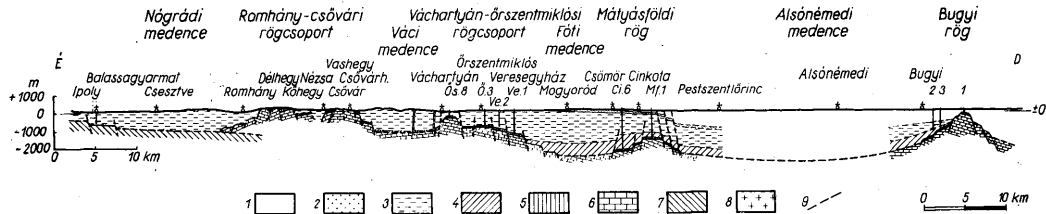
A rupéli emelet képződményei érik el a legnagyobb vastagságot. Így Nagybányában 1055 m-t, Fedémesen 1000 m körül, Salgótarján 1130 m, Demjénben 400—1000 m között, Mezőkeresztesen 600—800 m között, Órszentmiklóson 800 m körül, Cinkotán 1000-1100 m közti vastagságot, Balassagyarmaton vizsont alig 200 m-t.

A felsőoligocén, katti rétegek főleg észak felé dominálnak és a Hangony, Domaháza, Borsodnádásd közötti medencerészben érik el legnagyobb vastagságukat, közel 800 m-t, főleg az alsókatti slires fáciesben. A nógrádi medencerészben (Balassagyarmat, Sósartyán) 200—600 m vastagok. A déli területen Veresegyházán 350 m, Cinkotán és Gödöllőn pedig 170—180 m vastagságban harántoltuk. Legújabban a salgótarjáni mélyfúrásban a felsőoligocén összlet vastagságát Vitális S. 1085 m-ben állapította meg.

A katti tenger az előzőhöz képest nagyjából ÉK-felé keskenyedve rakta le üledékeit, de fúrásaink megtalálták Egertől keletre is a déli Bükkalján a noszvaji kis mélyedésben, úgyszintén foszlányait Demjénben is.

A miocén kor képződményei a kőolajkutatók számára nem sok érdekességet rejtenek, — annál többet a szénkutatóknak. A váltakozó miocén tengerek üledékei a Bükk-hegységtől északra a borsodi medencében, a Sajó-völgyében, továbbá a Cserhát hegység környékén és északi Mátraalján található nagyobb vastagságban (300—500 m).

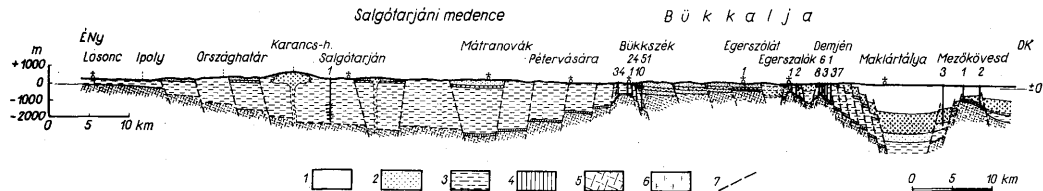
A Bükk déli peremén a miocén feltűnő vastagságú szárazföldi és vulkáni képződmények képviselik. Az oligocén után a terület kiemelkedett, szárazföldi időszak következett, melynek következtében az oligocén rétegek egy része lepusztult. Így a mezőkövesdi fúrások vékony oligocén (Mk-2, 84 m-t), a Mezőkeresztes-23. sz. fúrás pedig alig talált oligocént. A Bükk-hegység előtti mélyedésekben, árkokban vastag teraszterikus üledék halmozódott fel a miocén elején. Így a noszvaji árokban az Andornaktálya-1. sz. fúrás szerint 200 m körüli vastagságban, a Vatta—maklári árokban pedig a Mezőnyárad-



6. ábra. Földtani szelvény a paleogén medencén keresztül Balassagyarmattól Bugyiig. Magyarázat: 1. Pliocén és fiatalabb képződmények, 2. Miocén, 3. Oligocén, 4. Eocén, 5. Kréta, 6. Triász, 7. Paleozoós metamorfi pala, 8. Neogén vulkáni képződmények, 9. Vető

Fig. 6. Geological profile through the Palaeogene basin from Balassagyarmat to Bugyi. Symbols: 1. Pliocene and younger formations, 2. Miocene, 3. Oligocene, 4. Eocene, 5. Cretaceous, 6. Triassic, 7. Palaeozoic metamorphics, 8. Neogene volcanics, 9. Fault

Рис. 6. Геологический профиль палеогеновый бассейн от местности Балашадьярмат до Буды. Объяснение: 1. Плиоценовые и более молодые образования, 2. Миоцен, 3. Олигоцен, 4. Эоцен, 5. Мел, 6. Триас, 7. Метаморфические сланцы палеозоя, 8. Неогеновые вулканические образования, 9. Сбросы



7. ábra. Földtani szelvény a paleogén medencén keresztül Losonctól Mezőkövesdig. Magyarázat: 1. Pliocén, 2. Miocén, 3. Oligocén, 4. Eocén, 5. Triász-paleozoikum, 6. Neogén vulkáni képződmények, 7. Vető

Fig. 7. Geological profile through the Palaeogene basin from Losonc to Mezőkövesd. Symbols: 1. Pliocene, 2. Miocene, 3. Oligocene, 4. Eocene, 5. Triassic-Palaeozoic, 6. Neogene volcanics, 7. Fault

Рис. 7. Геологический профиль через палеогеновый бассейн от местности Лосонц до местности Мезёкёвешд. Объяснение: 1. Плиоцен, 2. Миоцен, 3. Олигоцен, 4. Эоцен, 5. Палеозой триаса, 6. Неогеновые вулканические образования, 7. Сбрось.

2. fúrás szerint 500 m vastagságú. A teresztrikumra a helvétai és tortónai vulkanizmus termékeinek vastag takarója borult, mely a Vatta-maklári árokban elérte az 1000 m-t is.

A szarmata és pliocén rétegek csak az Alföld felől benyúló öblökben mutatkoznak és vastagságuk az Alföld felé fokozatosan növekszik (pásztói, verpeléti és bogácsi öből).

Az észak-magyarországi paleogén medencében a felsőeocéntól egészen a pliocén végéig majdnem minden emelet üledékeiben megtaláljuk a vastagabb-vékonyabb vulkánit képződményeket. Legnagyobb területet azonban a miocén vulkanizmus termékei, lávák, tufák takarnak. Ezek az irodalomból jól ismertek, így csupán azokra az újszerű megállapításokra utalok, melyeket a déli-bükkaljai fúrásaink vulkánit kőzetanyagának *D u b a y L.* és *C z i m b o r a i L.* által végzett vizsgálatai alapján teszünk.

D u b a y megállapítása nyomán némileg egyszerűsödött *S c h r é t e r Z.* immár klasszikussá vált, finomabbnak mondható felszíni vulkáni tagolása, hármas vulkáni tagolódásra. A Bükk déli peremi fúrásokban Demjéntől Sályig mindenütt jól felismerhető és megkülönböztethető az alsóhelvétai alsó riolittufa (max. 500 m vastag), a tortónai hiperszténes dácit és dácittufa (30—50 m vastag) és szarmata felső riolittufa (100 m vastag). Az alsó riolittufa a burdigálai kavicsos tarka agyag rétegekkel kapcsolatos szárazföldi képződmény. Ez képezi a Demjén és környéke, Egerszalók, Andornaktálya, Ostoros és Szomolya tufa-takaróit. Kelet felé a vulkánit összlet vastagszik és mindinkább teljesebbé válik. Szomolyán túl megjelenik a szintjelző dácit-dácittufa, továbbá az erre települő felső riolittufa szint, melynek korát már faunás szarmata rétegekkel való kapcsolata is igazolja.

Megemlítve a sajtóhidvégi fúrásainkban feltárt újszerű és egyelőre egyedülálló trachitos vulkánitokat, melyek *M a u r i t z B.* vizsgálatai révén váltak ismeretessé, mondhatjuk, hogy a bükkaljai medencebeli miocén vulkánit összlet kelet felé fokozódó vastagsággal különleges helyzetet foglal el a Mátra és a Tokaj vidéki vulkánosság között.

Eltelkintve ez alkalommal a mezozoos-paleozoos alaphegységi képződményektől, melyeknek tektonikája az irodalomból jól ismeretes, néhány szót a harmadkori képződmények szerkezeti viszonyairól.

A Bükkalja legfontosabb szerkezet-alakító tektonikai eleme, tényezője a *T e l e g d i R ó t h K.* által 1937-ben a bükkszéki fúrásokban kimutatott ÉÉK—DDNy irányú „Darnó-vonal” melynek nyugati oldalán Recsktől Csigig az oligocén rétegek brachiantiklinális vonulatot alkotnak. A Darnó-vonal mentén NyÉNy irányban végbement valószínű horizontális kéregmozgás következtében pikkelyes rátolódás is történt, mely miocén előtti szávai mozgás lehet.

A déli Bükkalja fontos szerkezet-alakító tényezője a demjén—bogácsi, úgyszintén a vele párhuzamos mezőkövesd—mezőnyárádi törésvonal. Ezek mentén valószínűleg beszakadás történt a miocén elején, amikor is az előbbtől északra a kis egerszalók—noszvaji árok, attól délre pedig röglépcsőkkel a nagy Vatta—maklári árok alakult ki.

A nógrádi és borsodi medencerészben a hosszanti és haránttörések rendszere szabja meg a szerkezetet. *I d. N o s z k y J.* mutatta ki ezeknek a töréseknek rendszerét s a hosszanti ÉK—DDNy-i irányokat pannóniai emeletbeli attikai mozgási szakaszba tartozónak, az ÉNy—DK-i harántirányokat pedig pannóniai utániaknak, a romániai mozgási szakaszba tartozóknak minősítette. Megjegyezzük, hogy a borsodi medencerészben, a Bükkalján a hosszanti ÉK—DDNy-i törések uralkodnak, a nógrádi—salgótarjáni medencerészben pedig a haránttörések.

S c h r é t e r Z. szerint a Bükk déli peremén az óharmadkori képződmények az oligocén végén a szávai gyűrődési fázisban valószínűleg enyhe gyűrődésnek voltak alávetve. A vastag miocén vulkánit összlet pedig a középsőmiocén stájer fázisban valószínűleg szintén gyengén gyűrődött, de mint merev kőzet főleg törésekkel mozgott.

A déli pliocén övben fiatalabb gyűrődések nyomai mutathatók ki, melyek a pannon utáni, rodáni gyűrődési fázisban történhettek. Ezen utóbbit fúrásaink nem igazolták.

Schréter Z. a bükkszéki boltozatot összetört, felpikkelyezett alakulatnak tartja.

Szentes F. a medence Salgótarján és Pétervására közti részén a katti emelet végén a szávai mozgási szakasznak megfelelő általános gyűrődést állapított meg. Ennek nyomán az oligocén itt lapos részaránytalán, „féloldalas” redőkbe gyűrődött, melyek a Bükk-hegység felé erősödve pikkelyes feltolódásig fokozódtak. Így szerinte a bükkszéki boltozat a Bükk-hegység irányából eredő féloldalas nyomás hatására kialakult aszimmetrikus pikkelyes feltolódás. Megállapítása nyomán ezt érvényesnek tarthatjuk a többi Bükkszék-től É-ÉK felé több hullámban emelkedve és süllyedve folytatódó szerkezetre a Darnó-öv mentén, így Fedémesen, Ózdon, Susán, Urajon, Csiz környékéig.

Kulháy Gy. szerint az Osztrovszki—Vepor, a Szepes—Gömöri- és a Bükk-hegység paleozóos-mezozóos tömegeinek eltérő irányú és sebességű mozgásai (közeledése) a paleogén üledéksort ÉK—DNY-i redőnyalábokba gyűrte, majd később töréseket hozott létre.

Id. Noszky J. a Cserhát-hegységben a „felboltozódás féléket” nem tartja általános regionális gyűrődésnek, mert „hiányzik belőlük a rendszer”. Az epirogenetikus süllydéssel járó helyi okokra vezeti vissza.

Bartók L. a nógrádi-medencebeli sóshartyáni boltozattal kapcsolatban megjegyzi, hogy a szávai orogén fázisba tehető gyűrődéssel egy időben és utána törések darabolták fel az egész területet.

Jaskó S. nyomán a paleogén medence oligocén és miocén képződményeinek hegységszerkezetéről a következőket mondhatjuk. Megismételve azt, amiben minden szerző egyetért: a gyűrődések mellett a vetődések igen gyakoriak. A vetődéses és gyűrődéses formák egymáshoz való viszonya változó. A két elem együtt olyan kiemelkedő és besüllyedő formákat eredményezett, melyek átmenetet képeznek a sasbérc (rögboltozat) és antiklinális boltozat ill. tektonikai árok és szinklinális között. Tény az, hogy területünkön nincsenek egységes regionális gyűrődések, hanem valószínűleg az alaphegység rögök töréssíkjok menti elmozdulásai okozták a harmadkori fedőhegység részek meghajlásait.

A paleogén medence hegységszerkezetéről alkotott nézetekkel kapcsolatban az alábbi megjegyzést tesszük. Hazánkban a hegységszerkezeti szemlélet az idők folyamán változott. A századfordulóig kialakult hegységszerkezeti szemléletről nem beszélhetünk. Egyedül Hoffmann K. Budai-hegységi klasszikus szelvényében jut kifejezésre e korszak hegyszerkezeti szemlélete. Ebben egyrészt a Magyar Középhegység röghegység jellegét állapította meg, másrészt a magyar geológus nemzedékeknek a töréses hegységszerkezetre vonatkozó szemléletét is hosszú időre megszabta. Uhlig V. századforduló körüli nagyvonalú hegységszerkezeti szintézise a magyar geológusokat a szerkezeti kérdések fokozottabb vizsgálatára serkentette. Erre az erdélyi földgázkutatás kiváló lehetőséget nyújtott. Böckh Húgónak az Erdélyi-medencére vonatkozó nagyvonalú szintézise, gyűrődéses elmélete nagy jelentőségű a magyar hegységszerkezeti szemlélet fejlődésében, melynek egyenesen életrekelője és kialakítója volt. Ez a felfogás azonban táptalaját rövidesen elveszítve átadta helyét a rögös tektonikai szemléletnek. Ez a felfogás valószínűleg a klasszikus gyűrődéses területek hiányában (Kárpátok, Erdélyi-medence) középhegységeink szemléletében alakulhatott ki és honosodott meg a továbbiak folyamán.

Az 1940—44 között végzett erdélyi, mezőségi felvételek az ott dolgozó geológusok tektonikai szemléletére hatással volt és arra a meggyőződésre jutottak, hogy az addig uralkodó töréses szerkezeti felfogást egy gyűrűt-töréses felfogássá kell módosítani. Ez a szemlélet főleg a középhegységi paleogén medencebeli szerkezetekkel kapcsolatban vált

uralkodóvá. Ez a fenti szerzők megállapításaiban kifejezésre is jut, sőt mondhatjuk, a gyűrődéses jelleg kidomborítása mellett, így B a r t k ó n á l, J a s k ó n á l, K u l h a y n á l és S z e n t e s n é l.

Két dologban a szerzők mindnyájan megegyeznek. Az oligocén végén a szávai orogén szakaszban létrejött általában ÉK—DNy-i csapású paleogén boltozatokat a fiatalabb, főleg miocén mozgások törésekkel feldarabolták olyannyira, hogy azok szerkezeti forma jellege sokszor alig ismerhető fel. Továbbá tény az, hogy az Erdélyi-medencehez hasonló regionális gyűrődésű antiklinális vonulatok területünkön nem mutathatók ki. Feltételezzük azonban, hogy az epirogén mozgási szakaszban lokálisan fellépő orogén jellegű oldalnyomás hatására jöhettek létre gyűrődések.

A gyűrődéses jelleg kihangsúlyozása mellett tehát a paleogén medencebeli földtani alakulatokat „paleogén redők” névvel jelölhetjük utalva ezáltal azok különleges átmeneti még tisztázatlan voltára. Még további vizsgálatokra van szükség, melyeknek a település redőformáira és a gyűrődési folyamatokra külön-külön kell kiterjednie.

Ezek után lássuk a paleogén medence kőolajföldtani viszonyait, különös tekintettel a Bükk-hegység déli peremére, ahol két oligocén olajmezőt tártunk fel, Demjént és Mezőkeresztet. Ez a két mező jelenleg az ország keleti része olajtermelésének kb. az 50%-át adja.

A medence felépítésében döntő szerepű oligocén üledékösszlet általános elterjedésében kőolajnyomos. Valószínű, hogy itt annak idején jelentős kőolaj és földgáz keletkezhetett. A kőolajtelepek kialakulását és megmaradását a paleogén képződményekre jellemző erős diszlokáltság, kis szerkezeti egységekre való tagolódás azonban kedvezőtlenül befolyásolta, s így az eredeti szénhidrogén tömegnek valószínűleg csak kisebb része, az is meglehetősen megosztva tudott viszonylag kisebb előfordulásokban megmaradni. Ugyanakkor a fentiek alapján valószínű, hogy nagyobb szénhidrogén tömeg maradt szétszórót állapotban. A telep-képződést a tektonikai feldaraboltságon kívül megnehezítette a tároló homokkőrétegek lencsés kifejlődése, úgyszintén azok mérsékelt porozitás és permeabilitás viszonyai.

Valószínű, hogy a nagy területen és tömegben jelenlevő anyakőzetből nyugodt települési viszonyok mellett kialakuló nagyobb csapdáknak a megelőknl jóval nagyobb szénhidrogén telepek alakulhattak volna ki. Így csak viszonylag kisebb, de valószínűleg több szénhidrogén előfordulással számolhatunk, ami a további kutatást a medencében mindenképpen indokolja.

Az oligocén telepekben a tároló rétegek zömét a rupéli emelet homokkő rétegei (Demjén, Mezőkeresztés, Őrszentmiklós, Fedémes) továbbá a latorfi emelet homokkövei képezik (Mezőkeresztés). Kevés kőolajat tárolnak a rupéli és latorfi agyagmárgában levő tufa—tufit betelepülések (Bükkszék, Demjén), úgyszintén a rupéli és latorfi agyagmárga repedései (Bükkszék, Déli-Bükkalja). Kivételesen a katti emelet homokkő rétegei is tárolnak gázt, éspedig Fedémesen.

K e r t a i Gy. nem régen (1957) ismertett kőolaj teleptani rendszerében élesen elválasztja a szénhidrogén előfordulások osztályozásánál a szerkezettani és teleptani szempontot. Szerinte a földtani szerkezet, alakulat jellege nem határozza meg a szénhidrogének felhalmozódásának módját, vagyis a telep típusát, így a szerkezet jellege és a telep típusa külön osztályozandó. A fentiek alapján a paleogén medence kőolaj és földgáz előfordulásai (Bükkszék, Mezőkeresztés, Őrszentmiklós, Demjén, Fedémes) gyűrődéses-töréses szerkezetek, vetőkkel tagolt boltozatok. Ezekben belül a teleptípus lehet tektonikai (vetővel lezárt), vagy közettani (kiékelődő homokkőlencsék), kivételesen halmazcspada (mezőkeresztési triász kőolaj).

A Bükk-hegység környékén levő legidősebb képződményekkel kapcsolatos kőolajnyomokat a kiscsigósi karbon-kori (újabbban alsótriász) pala bányából említene. Ez a

fekete színű agyagpala, B ö c k h H. vizsgálata szerint kőolaj anyakőzet lehetett. Ipari jelentőségű kőolaj tárolására ilyen régi képződmény nem alkalmas, mert a nagyfokú diagenezis következtében nincs megfelelő porozitása, csak esetleg némely paleozoós mészkő karsztosodott felszíne lehet alkalmas tárolásra. Általában az erősen tektonizált, zavart településű paleozoós képződményekben olyan nagyobb tektonikai egységet, amelyben ipari jelentőségű kőolaj is felhalmozódhatott, nem remélhetünk. A kis egységek kutatása pedig nagy bizonytalansággal jár.

Az alsótriász werfeni agyagpala fúrásokból kikerült kőzetanyaga szintén nem alkalmas kőolajtárolásra. A középsőtriász mészkő, mely eredetileg szintén tömött kőzet, karsztosodott üreges felszíne alkalmas tektonikai helyzetben s jól lefedve, mint halmaz-csapda tárolhat ipari jelentőségű kőolajat, amint azt Mezőkeresztesen tapasztaltuk.

A triász mészkő kőolajtárolási lehetősége szempontjából kissé kedvezőtlen benyomást keltett az, hogy a mezőkövesdi szerkezet tetővidékén lefúrt Mk.-1. sz. kutatófúrás bőséges karsztvizet tárt fel benne. A mezőkeresztesi szerkezeten viszont már kedvezőbb helyzetet találtunk. Az itt lemélyített Me.-24. sz. mélyfúrás eredménye ebből a szempontból nagyjelentőségű, mert ez az első alföldi fúrás, mely a triász-eocén mészkő rétegekből kőolajat termelt. Ez fontos adat a triász mészkő aljzatú medencerész értékelése szempontjából.

Sajnos ugyanezt nem állíthatjuk a demjén—cserépváraljai triász vonulatról, ahol a kiemelt triász mészkövet több ízben megvizsgálva csak vizet nyertünk. Megjegyezzük azonban, hogy a mészkő tároló üregrendszere általában nem egységes, így a felfelé vándorló kőolaj a szerkezeti helyzettől függetlenül kerülhetett csapdába arra alkalmas helyen. Így nem a salsbérce tetején, hanem annál mélyebb helyzetben, esetleg röglépcsőben.

A triász-eocén rétegekben felhalmozódott kőolaj, valószínűleg máshonnan vándorolt oda. Anyakőzetként számításba jöhetnének a paleozoós bitumenes palák, de ezeket Mezőkeresztes közvetlen közelében nem találtuk meg és a Me.-29. sz. mélyfúrás sem ért el ilyen kőzetet, bár 717 m vastagságban (1473—2190 m) tárta fel a triász mészkövet. A bitumenes palának az elterjedése ismereteink szerint nem nagy, így nem valószínű, hogy a Bükk-hegység környéki kőolaj anyakőzeteként számításba jöhetne. A triász mészkövet sem tekinthetjük kőolaj anyakőzetnek, még kevésbé a felsőeocén lithothamniumos mészkövet, mely sekélytengeri partközeli képződmény.

Legvalószínűbb az oligocén képződményeknek anyakőzet volta. Ennek tudatában feltételezhetjük, hogy a kőolaj az oligocén utáni hegységképződési mozgások útján viszonylag nagyobb mélységbe került oligocén rétegekből vándorolt az aránylag magasabban maradt triász és eocén üledékekbe.

A Mezőnyárad-2. sz. mélyfúrás a Mezőkeresztes—mezőkövesdi salsbérce vonulattól északra levő Vatta—maklári árok mélyén feltehetően elérte az oligocén rétegeket. Nincs kizárva az sem, hogy ettől D-re levő nagy gravitációs minimum terület által jelzett gelei mélyedésben is megvan az olajképződésre alkalmas fáciesű oligocén, esetleg annál idősebb üledékek. Ebből a mélyedésből vándorolhatott kőolaj a kiemelt salsbércek tárolásra alkalmas rétegeibe, így az üreges mészkőbe is.

A Vatta—maklári árok, ill. tardi medence oligocén képződményeiből a kőolaj egyrészt észak felé vándorolt és itt a demjéni olajmező és a Bogács, Tard, Sály környékén jól ismert kőolaj és aszfalt nyomok képében jelentkezett. Másrészt dél felé vándorolt és a mezőkeresztesi és mezőkövesdi kiemelkedés olajcsapdára alkalmas helyzetű és kifejlődésű rétegeiben halmozódott fel.

A Vatta—maklári árok északi oldalán, a tardi medencében felfelé vándorló kőolaj egy része kétségkívül eltávozott már, csak az aszfalt-aszfaltos olaj maradt vissza belőle a Tard—Bogács környéki miocén vulkáni képződményekben. Más része viszont csapdába kerülhetett a mélyebb oligocén esetleg triász-eocén röglépcsőkben, melyeknek a kutatása fontos és

nehéz feladatot jelent. Feltehető azonban, hogy ezen a területen nagyobb tektonikai egységeket nem találunk mert diszlokált vetőkkel tagolt röglépcsős szerkezetekről van szó.

Lássuk most mi a helyzet a Bükk- és Mátra-hegységtől északra eső Darnó-öven túli területeken, ahol egy oligocén kőolaj és földgáz mezónk van, Bükkszék és Fedemes.

Valószínű, hogy az oligocénnek mint anyakőzetnek itt is döntő szerepe van, bár itt sincs kizárva a mezozoós és paleozoós anyakőzet lehetősége, hisz ezen a területen is ismerünk olyan kőzeteket, így agyagpalákat, melyek anyakőzetként számításba jöhetnek. Az előbb említettek azonban ezekre is vonatkoznak.

Közelfekvőbb minden esetre az a feltevés, hogy a Darnó-öv menti bükkszéki és fedemesi boltozatokban felhalmozódott kőolaj és földgáz ezektől nyugatra és ÉNy-ra levő szinklinális területről migrált fel, ahol a nagybátonyi és salgótarjáni fúrások tanúsága szerint az oligocén rétegek valószínűleg a legnagyobb vastagságot 2500 m-t, esetleg többet is elérnek.

Ha szemügyre vesszük ugyanis az eddigi kutatások alapján szerkesztett terciér üledékvastagság térképet, a középhegységi részen azt látjuk, hogy a Mátrától északra eső középső részében nagyjából a salgótarjáni medencében (Sóshartyán és Pétervására között) az üledékek a legvastagabbak. Ettől keletre levő borsodi részben, mely nagyjából a Bükkalját foglalja magába, az üledékek vastagsága már kisebb. A nyugati, szoros értelemben vett nógrádi medencében, az Északi Cserhát-alján az üledékek vastagsága alig haladja meg feltehetően az 1000 m-t. Ezen a kiemelt területen kimutatott boltozatokban (Sóshartyán) szintén vándorolhatott fel kőolaj és földgáz a salgótarjáni mélyedésből. Visszatérve a bükkaljai kőolajra, valószínű tehát, hogy az legfeljebb oligocén korú, ennél fiatalabb nehezen képzelhető el. Az elvértve miocén képződményekben tapasztalt kőolaj, így Miklósvölgy, Sulyomtető, Tard, Szekrényvölgy migráció útján jutott bele. Ennél idősebb kőolaj is keletkezhetett, de nem valószínű, hogy megmaradhatott ősföldrajzi okok következtében.

A kőolaj anyakőzete több mint bizonyos, hogy a lattorfi emelet felső része, az 5. sz. Foraminifera-szint halmaradványos agyag-agyagmárga üledéke, de nincs kizárva, hogy a rupéli emelet alsó része agyagos rétegei is anyakőzet jellegűek (L o c z y L. „kiscelli agyag” anyakőzete).

Megjegyezzük, hogy a lattorfi halpikkelyes agyagmárga talán az egyedüli oligocén kifejlődés, mely végig követhető kelet felé az északkerdélyi paleogén medence epikontinentális, medence-faciesű nagyilondai halpaláin keresztül a máramarosi medence belső kárpáti átmeneti, flisoid faciesű („diszodiliform”) alsó oligocén rétegein, egészen a külső kárpáti igazi flis paleogén diszodil paláig, mely M a c o v e i szerint a külső kárpáti paleogén flis-kőolaj bizonyított anyakőzete. Ez fontos megállapítás, mert az egyedüli és biztos támpont egyelőre a Kárpát-medencék különböző oligocén faciesének nehéz összehasonlításai, párhuzamosítási kísérletéhez, amit a közeljövőben tervezünk megvalósítani román, lengyel és cseh geológusokkal.

Tény az, hogy a középhegységi paleogén medencében, amely a két világháború között a Magyar Állam szénhidrogén kutatási tevékenységének a fő tere volt, ezek a kutatások meglehetősen rendszertelenül folytak, egy-egy érdekesebbnek kínálkozó részt kiemelve, egy-egy szénhidrogén indikációs területet vizsgálva meg. A rendszeres kutatás szempontja vezetett bennünket az 1949-ben megkezdett bükkaljai tevékenységünk során és az eredmény jelentkezett is. Mindenkor figyelembe vettük és vesszük ezen a területen a megelőző kutatások eredményeit, melyeket a Földtani Intézet kiváló geológus gárdája ért el felszíni térképezéssel, mert ezek becses adatot, jó kiindulási alapot szolgáltattak kutatásainkhoz.

A Déli-Bükkalján a kutatás még folyamatban van, de már javában folyik a tevékenység a Bükk-hegység ÉNy-i peremén is és a munkálatok súlypontja a közeljövőben

ide helyeződik át. Innen haladunk nyugat felé a Nógrádi-medencébe, a cserhátalji területre. A nógrádi rész kevésbé felkutatott, kiemelt szerkezetű oligocén terület, mely a többi medencerészhez képest kevésbé diszlokált és benne számos gázindikáció ismeretes. Mindezzért a medencét szénhidrogének szempontjából reménybeli területnek tekintjük.

B a r t k ó L., a Nógrádi-medence legjobb ismerője, már 1946—47-ben a terület szerkezetkutatását, több fúrás lemélyítését és néhány szerkezetet is megjelölt. Így Sósartyán és Szécsény vidékén, továbbá a Vác—Csövár—romhányi rögök és az Ipoly közti területen. Megjegyezzük, hogy ugyanezen medencerészben a déli Cserhátalján levő őrszentmihályi gáztelep szintén nyugodtabb települési viszonyokat mutat. A fentiek kivül sokat ígér a mélyebb szerkezetű nagybányai boltozat megfúrása is.

A déli Alföld-peremi övben néhány mélyfúrás lemélyítését tervezzük a Vatta—maklári árok északi oldala röglépcsőin, a tardi medencében a mezőkövesdi szerkezeten annak újraértékelése céljából, továbbá a Mátra-hegység déli előterében az oligocén jelenléte tisztázására, úgyszintén a Cserhát déli előterében az őrszentmihályi területtől keletre a Galga mentén.

Végül szükségesnek látjuk néhány földtani alapfúrás jellegű kutatófúrás lemélyítését a medence aljzatig a Vatta—maklári árokban, továbbá a Darnó-öv nyugati előterében Pétervására környékén és Domaházától délre. Mindezek a fúrások a paleogén képződmények rétegtani, hegységszerkezeti, ösföldrajzi, s üledékképződési viszonyainak pontosabb megismerését célozzák, ami végső fokon a szénhidrogén kutatás és feltárás érdekeit szolgálja.

Ha befejezésül mérleget készítenénk több mint 10 esztendő szénhidrogénkutatásunk tisztán földtani eredményeiről, azt hiszem bátran elmondhatjuk, hogy azok sok új értékes adattal gazdagították hazánk földtani felépítéséről való ismereteinket.

Hazai viszonylatban is azt tapasztaljuk, mint szerte a világon, hogy a nyersanyagkutatás, főleg a szénhidrogénkutatás által elért földtani eredmények döntő jelentőségűek. Ez meg kell győzzön mindnyájunkat afelel, hogy az eddigi felszíni földtani szemlélet már nem elegendő ahhoz, hogy megoldja mélyreható földtani problémáinkat. Csak a mélyföldtani szemlélet képes feleletet adni sok, főleg alapvető problémáinkra és közelebb vinni hazánk földtani megismeréséhez.

A fúrások üzemi földtani szolgálatát C z i m b o r a y L. (1951—1956) és K o v á t s Zs. (1952-től) geológusok látták el. A fúrási kőzetanyag laboratóriumi feldolgozását a Kőolajbányászati Tudományos Laboratórium geológusai végezték. (Lásd irodalom.)

IRODALOM — ЛИТЕРАТУРА — REFERENCES

1. B a r t k ó L.: Beszámoló az 1946. és 1947. évben Sósartyán-Szécsén környékén végzett kutatásokról. Jelentés a jövedéki mélykutatás 1946 és 1947—1948. évi munkálatairól. 1947—1948. — 2. B a r t k ó L.: Előzetes jelentés a Romhány környékén végzett földtani kutatásokról. Jelentés a jövedéki mélykutatás 1947—1948. évi munkálatairól. 1948. — 3. B a r t k ó L.: A salgótarjáni barna-köszén medence ÉNY-i részének földtani viszonyai. MÁFI Évi jelentések 1948. — 4. C s i k y G.: A magyarországi kőolaj- és földgáztelepek szerkezetkutatások földtani eredményei. Bányászati lapok 1956. 5. sz. — 5. C s i k y G.: A Budapest környéki újabb szénhidrogén kutatások és azok földtani eredményei. Földtani Közöny 1956. 4. f. — 6. C s i k y G.: A szerkezetkutató fúrások gyakorlati jelentősége a kőolajkutatás szempontjából. (Kézirat) Pályamű. Bányászati Egyesület. 1957. — 7. C s i k y G.: Beszámoló a mezőkeresetségi, tardi és ózdi szerkezetkutatásokról. Vállalati jelentések 1949—1955. — 8. C s i k y G.: A sekélyfúrás kutatások földtani jelentései. Vállalati jelentések 1949—1960. — 9. C s i k y G.: C z i m b o r a y L.: Beszámoló a demjéni területen végzett kutatásokról. Vállalati jelentés 1955. — 10. H e g e d ű s Gy.: Jelentés Hangony—Domaháza—Borsodnádás környékén végzett felvételről. MÁFI Évi jelentései 1948. — 11. J a s k ó S.: A Darnó-vonal. MÁFI Évi jelentései. Beszámoló a vitauilésekről. 1946. — 12. J a s k ó S.: Ózd környékének földtani leírása. MÁFI Évi jelentései. 1948. — 13. K e r t a i Gy.: A magyarországi medencék és a kőolajtelepek szerkezete a kőolajkutatás eredményei alapján. Földtani Közöny 1957. 4. f. — 14. K ö r ö s s y L.: Kőolaj- és földgázkutatások Magyarországnak a Dunántól K-re fekvő területein. A kőolajkutatás és feltárás módszerei Magyarországon. 1957. — 15. K u l h a y Gy.: Jelentés a csihi medencében végzett földtani felvételről. MÁFI Évi jelentései 1941—1942. — 16. L ö c z y L.: A bükkcséki ásványolaj feltárás és az Alföld É-i perem-hegységeiben folyó kincstári geológiai kutatások. Ásványolaj. 1937. 13—14. sz. — 17. M a j z o n L.: A bükkcséki mélyfúrások. MÁFI Évkönyve XXXIV. k. 1940. — 18. M a j z o n L.: Bükkcséken és környékén javasolt fúrásponatok. MÁFI. Évi jelentései 1945—1947. II. k. — 19. M a j z o n L.: Az újabb bükkcséki mélyfúrások. MÁFI. Évkönyve XXXVII. k. 1948. — 20. M a j z o n L.: Szepesházy K.—Dubay L.—K ö v á r i J.—Nyírö R.—Kiss Kocsis I. né—Csongrádi B. né—

Széles M.: A Kőolajipari Tröszt Tudományos Kutató Laboratóriumának jelentései 1949—1960. — 21. Majzon L.: Kőolajfúrásaink újabb rétegtani eredményei. Földtani Közöly 1956. 1. sz. — 22. Majzon L.: A magyarországi oligocén mikropaleontológiai rétegtana 1957 (kézirat). — 23. Majzon L.: Magyarország paleogén Foraminifera-szintek. Földtani Közöly 1960. 3. f. — 24. id. Noszky J.: A Cserhát-hegység földtani viszonyai. Magyar tájak földtani leírása 1940. — 25. Rozlosnik F.: Geológiai tanulmányok a Mátra északi oldalán Parád, Recsk és Mátraballa községek között. MÁFI Évi jelentései 1933—1935. II. k. — 26. Schmidt E. K.: A kincstár csonka-magyarországi szénhidrogén-kutató mélyfúrásai. MÁFI Évkönyve XXXIV. k. 1939. — 27. Schréter Z.: Nagybányai környékének földtani viszonyai. MÁFI Évi jelentései 1933—1935. III. k. — 28. Schréter Z.: A Bükk-hegység déli-keleti oldalának földtani viszonyai MÁFI Évi jelentései 1933—1935. — 29. Schréter Z.: Bükk-szék környékének földtani és hegyszerkezeti viszonyai. MÁFI Évi jelentései 1936—1938. II. k. — 30. Schréter Z.: Jelentés a további ásványolaj feltárások irányítása érdekében Bükk-szék környékén végzett földtani vizsgálatokról. MÁFI Évi jelentései 1945—1947. II. k. — 31. Schréter Z.: Újabb földtani vizsgálatok a Sajó-völgyi barna-kőszén medencében. MÁFI. Évi jelentései 1949. — 32. Senes J.: Oligocén medzi sahami a Lucencom. Geologiczky Sbornik. 1953. Bratislava. — 33. Szentes F.: Jelentés az 1934—35. években a Mátra északi oldalán végzett földtani felvételről. MÁFI. Évi jelentései 1933—35. II. k. — 34. Szentes F.: A Salgótarján és Pétervárasra közötti terület. Magyar tájak földtani leírása. 1943. — 35. Szentes F.: Fedémes környékének hegyszerkezeti viszonyai. MÁFI Évi jelentései 1945—1947. II. k. — 36. Telegdi-Roth K.: A bükk-széki ásványolaj-kutatás és természetes földtani tanulságai. MÁFI Évkönyve XL. k. 1951. — 37. Vadász E.: A magyar hegyszerkezeti szemlélet fejlődése. Földtani Értesítő 1942. 4. sz. — 38. Vadász E.: Magyarország földtana. 1960. — 39. Vitális S.: Földtani megfigyelések a salgótarjáni szénmedencében. Földtani Közöly. 1940.

Oil geological results of prospecting for oil and gas in North Hungary

DR. G. CSIKY

The Palaeogene Basin of North Hungary is situated on and north of the northern margin of the Great Hungarian Basin, in the areas of the mountain chain beginning with the Börzsöny and Dunazug Mountains and ending with the Eperjes—Tokaj Mountains, and it is bordered in the North on Czechoslovakian territory by the Ostrovski-Vepor and Gömör-Szepes Mountains. Its southern borderline is the so-called Palaeogene line, presumed for a long time to represent the southern limit of extension of Palaeogene sediments. The basin consists of two parts: the northern, mountainous territory and the southern one situated on the rim of the Plains, above a faulted basin basement.

The part of the basin situated in the mountainous territory is a classical field of small-depth hydrocarbon prospecting, where it was possible to find and investigate oil structures by methods of geological surveying.

The first, introductory chapter of the present paper deals with older prospecting work prior to 1945. In the environment of the Bükk Mountains traces of oil were known as early as 1883, mainly from coal-prospecting borings. Prospecting commenced in 1932 by the Hungarian State resulted in 1937 in the discovery of the Bükk-szék oil field.

The second chapter reviews the prospecting work carried out since 1945, for each prospective area separately, as well as the geological, stratigraphical, tectonical and oil geological results of the same. The prospective areas are situated in the closer and wider environment of the Bükk Mountains. The economic results were the discovery of the Mezőkeresztes oil field in 1951, of the Demjén oil field in 1953—56 and of the Fedémes gas field in 1958. These two oil fields yield about 50 per cent of the production coming from Hungarian territory east of the Danube.

The first part of the third chapter gives, on the basis of all of the borings performed hitherto, a summary picture of the subsurface geological relationships of the Northern palaeogene basin. The basin basement consists chiefly of Triassic deposits, while in the northeastern part there occur also Late Palaeozoic (Permo-Carboniferous) deposits in the basement. The northern mountainous frame and the mountain islands emerging from the basin likewise consist of rocks of similar age. The ancient relief of the basin basement is unconformably overlain by Eocene sediments. The main feature, as well as the most important one from the point of view of oil geology, is the Palaeogene marine series of great thickness. The depth of the Oligocene geosyncline reached its maximum in the Rupelian stage; in the Chattian there commenced already the emergence of the area and the regression of the sea. The Oligocene sediments have their greatest thickness in the Salgótarján Basin (2500—3000 metres).

The deposits of the rapidly changing Miocene seas overline the Oligocene in patches of much smaller thickness (300—500 metres). On the other hand, the terrestrial and volcanic formations are locally developed in remarkable thicknesses. Thus, in the troughs and depressions in the foreland of the Bükk Mountains there occur early Miocene terrestrial deposits of as much as 500 metres thickness, overlain by a thick cover of Helvetian-Torto-

nian volcanics, occasionally 1000 metres thick. The Sarmatian and Pliocene deposits occur exclusively in ancient embayments reaching towards the north from the then sea-covered Hungarian Plain.

The most important structural feature of the basin is the Darnó line north of the Bükk Mountains, which is a line of overthrusting activated by horizontal tectonic forces. There are two other structural lines of parallel, i. e. NE-SW trend, namely the Demjén and Mezőkövesd faults along the southern margin of the Bükk Mountains. Along these, horst-and-graben structures were formed at the beginning of the Miocene. The Palaeogene formations underwent folding in the Savian phase of orogeny: the folds were, however, considerably broke up later, mainly by Miocene tectonism. So the structural features of the basin, whose folded nature is to be stressed, can with good reason be called „Palaeogene folds”.

The second part of the third chapter deals with the oil geological relationships of the basin. The oil and natural gas occurrences of the Palaeogene basin (Bükkszék, Mezőkeresztes, Órszentmiklós, Demjén, Fedémes) occur in folded and faulted structures, in domes divided by faults. Within these structures, the reservoir type can be tectonic (fault-closed), or stratigraphic (lensing-out sandstone layers), and exceptionally of the aggregate type (Triassic oil of Mezőkeresztes).

The exploitable oil of the area is held by the sandstone layers of the Rupelian and of the Lattorfian stages of the Oligocene. There occurs some oil in the tuffaceous interbeddings of the Rupelian and Lattorfian clay marls, in pores and fissures. The mother rock of the oil is presumably the clay and clay marl complex of the lower Oligocene (Lattorfian stage), with fish remains and without Foraminifera. This is the only Oligocene facies which can be traced uninterruptedly towards the east, through the fish shales of Nagyilonda of the North Transylvanian Palaeogene basin and the lower Oligocene of inner Carpathian flyschoid facies of the Maramures Basin, up to the Oligocene dysodil shales of the outer Carpathian Flysch which, according to M a c o v e i, is the proven mother rock of the outer Carpathian Flysch oil. This is an important statement inasmuch as it is the only certain basis for attempts at parallelizing and comparing the different Oligocene facies of the Carpathian basins.

At the end of the chapter the perspectives of the future prospecting work are sketched and it is stated that the results of prospecting for raw materials and especially for hydrocarbons is of a decisive significance. The hitherto employed way of looking at geology exclusively as a surface science is not sufficient any more to solve the problems of the deep. Only the subsurface aspect of geology may clear a lot of problems, some of which are of the utmost importance, and bring us nearer to the better recognition of facts.

Нефтегеологические результаты разведочных работ на нефть и газ в северной Венгрии

ДР. ГАБОР ЧИКИ

Северная часть Венгрии — северная крайняя область Большой Венгерской Низменности и область Северных Средних Гор между горами Бёржён — Дунауг и Эперьеш — Токай образуют северный палеогеновый бассейн, который на севере ограничивается горными хребтами Островский — Вепор и Гёмёр — Сепеш, а на юге линией палеогена. Бассейн может быть подразделен на две части: на северную область Средних Гор и на южную погруженную часть бассейна на краях Большой Венгерской Низменности.

Часть бассейна в зоне Средних Гор является классической почвой для разведки на нефть и газ на небольшую глубину, где проводились работы по изучению и вскрытию структур, выявленных методом геологического картографирования.

Первый вводный раздел данного труда дает краткий обзор о прежних разведочных работах, прошедших в этой зоне до 1945 года. В районах, окружающих горы Бюк следы нефти известны уже с 1883 года, главным образом в скважинах, заложённых с целью разведки на каменный уголь. Разведка, начатая венгерскими государственными организациями в 1932 году, привела к вскрытию нефтяного месторождения Бюксек — в 1937 г.

Второй раздел данного труда охватывает разведочные работы, проведенные на углеводороды по районам после 1945 года, с изложением их геологических, стратиграфических, тектонических и нефтегеологических результатов. Эти разведочные районы расположены на близких и отдаленных краях гор Бюк. Результатом разведочных работ является вскрытие нефтяного месторождения Мезёкерестеш (в 1951 году), нефтяного месторождения Дэмьен (в 1953—1956 годах) и газового месторождения Федэмэш (в 1958 году). Указанные

два нефтяные месторождения обеспечивают 50% от количества нефти, добываемой в Венгрии на востоке от Дуная.

Первая часть третьего раздела на основании результатов всех построенных до самого последнего времени скважин дает сводную картину о геологических условиях имеющихся в недрах северного палеогенового бассейна. Фундамент бассейна складывается главным образом из отложений триасового возраста, его северо-западная часть — из метаморфических сланцев палеозоя, а северо-восточная часть — из отложений новопалеозоя (пермского-каменноугольного периода). Эти-же отложения образуют и оконтуривающие горы на севере, а также островные горы внутри бассейна. Отложения эоцена несогласно резко меняющимися мощностями покрывают выветрившуюся поверхность фундамента бассейна. Характер данного бассейна и значение его с точки зрения нефтегазоносности определяется мощным комплексом осадочных пород, заложенных олигоценным морем, которое занимало место эоценового моря. Максимум геосинклиальной глубины олигоцена был достигнутым в рупельском ярусе, а потом в хаттском ярусе началось поднятие зоны, т.е. отступление (регрессия) моря. Максимальная мощность у этих отложений олигоценного возраста имеет место в Шалготарьянской части бассейна (в 2500—3000 метров).

Отложения от чередующихся миоценовых морей уже более тонкими слоями (мощностью в 300—500 м), местами залегаются на отложения олигоцена. С другой стороны, континентальные и вулканические отложения миоцена местами развиты до выделяющихся больших мощностей. Таким образом, во впадинах и в грабенах перед горами Бюк в начале миоцена накопились мощные континентальные отложения доходившие до 500 метров мощности, а на этих залегался мощный покров продуктов гельвето-торгонского вулканизма, который доходил даже и до 1000 метров мощности. Отложения сармата и плиоцена могут быть найдены только в заливах, вклинивающихся со стороны Большой Венгерской Низменности.

Самым важным фактором, влияющим на структуро-образование бассейна является линия «Дарно». Вдоль этой линии имело место движение земной коры в горизонтальном направлении, которым был вызван и чешуйчатый надвиг. Кроме указанной, идут еще две важные структурные линии в северо-восточном — юго-западном направлениях параллельно друг другу, а именно линии разлома Дэмьена и Мезёкёвешда на южном крыле гор Бюк, вдоль которых образовались система горстов и сбросы с грабенами в начале миоцена. Отложения палеогена подвергались складкообразованию в орогенном периоде Сава, но образовавшиеся при этом антиклинали резко раздробились сбросами, вызванными главным образом движениями в миоцене. Итак, кроме подчеркивания складчатого характера, геологическим формациям в данном бассейне можно дать название «палеогеновые складки».

Во второй части третьего раздела изложены нефтегеологические условия бассейна. Нефтяные и газовые месторождения палеогенового бассейна (Бюксек, Мезёкерестеш, Ерсентмиклош, Дэмьен, Федемеш) являются складчато-сбросовыми структурами, антиклиналями, расчлененными сбросами. В пределах таких структур могут иметь место ловушки такого типа как тектонические (закрытые сбросами), литологические (выклинивающиеся линзы песчаника) и — в исключительных случаях — массивные ловушки (нефть из триасовых отложений в районе Мезёкерестеш).

Промышленная нефть у этих залежей содержится в песчаниках рупельского и латорфского ярусов олигоцена. Небольшая нефть содержится также и в туфовых и туффиновых пропластках глинистого мергеля и в его трещинах рупельского и латорфского ярусов. Материнской породой нефти по всей вероятности является свита глины и глинистого мергеля с остатками рыб латорфского яруса нижнего олигоцена, несодержащая фораминиферы. Это есть единственная формация олигоцена за которой можно следить на восток, до самого конца через рыбные сланцы встречаемые в палеогеновом бассейне Северной Трансильвании у местности Надьялонда, через слою нижнего олигоцена с флишиоидной фацией внутрикарпатских районов бассейна Марамарош, вплоть до дисидильных сланцев флишевого олигоцена в закарпатских районах. По мнению Маковей, этот комплекс дисидильных сланцев является доказанной материнской породой нефти в карпатском палеогеновом флише. Такое определение имеет большое значение, так как это есть единственный надёжный момент для испытаний по сопоставлению и корреляции различных фаций, имеющих место в карпатских бассейнах.

В конце раздела автор рисует перспективы дальнейших разведочных работ и подчёркивает, что геологические результаты, достигнутые в области разведки на полезные ископаемые и главным образом на углеводороды, имеют решающее значение. Принятый до сих пор подход геологии поверхности уже недостаточен для решения проблем геологии больших глубин. Только исходя из геологии больших глубин можно получить ответ на целый ряд вопросов и главным образом по основным проблемам, что в конечном счете — может привести к лучшему познанию действительного положения.

AZ ÉSZAK-MAGYARORSZÁGI OLIGOCÉN RÉTEGTANI TAGOLÓDÁSA FORAMINIFERA-TANULMÁNYOK ALAPJÁN

DR. MAJZON LÁSZLÓ*

Összefoglalás: Észak-Magyarország területén a szénhidrogénkutató fúrások anyagának vizsgálata alapján ismertük meg az idősebb oligocén üledéksorát (Tard, Bükkszék, Recsk, Mezőkeresztes és Demjén). Változatos Foraminifera-faunájuk révén szintezhető rétegek az ország nyugati részén is megfigyelhetők. Az adatok egyébként egyes területekre vonatkozóan az irodalomban már ismeretesek. A felsőoligocén rétegei még nincsenek emyire részletesen tanulmányozva. Az egri volt Wind-féle agyagfejtő rétegeit a szerző a mikro-paleontológiai kiértékelésen kívül a települési viszonyokat is figyelembe véve, a katti emeletbe helyezi.

Az észak-magyarországi oligocén rétegek felszíni elterjedését és kifejlődését igen gazdag irodalmi adatokból jól ismerjük. Szabó J., id. Noszky J., T. Roth K., Rozlozsnik P., Schréter Z. mellett Bartkó L., Ferenczi J., Horvitzky F., Jaskó S., Majzon L., Szentés F. és mások foglalkoztak az északi országrész területén ezeknek az üledékeknek tanulmányozásával. A vizsgálatokon belül számos megjelent értekezés nagy mértékben bővítette az oligocén rétegekre vonatkozó ismereteinket. Azonban főleg éppen ezen a területen 1933-ban megindult és azóta is folyamatban levő szénhidrogén kutató fúrások (Tard, Bükkszék, Szajla, Recsk, Nagybátony, Ózd, Mezőkeresztes, Demjén), melyekből előkerült rétegminták vizsgálatainak adataiból nyert általános megismerések révén nyílt módunk az oligocén rétegsorozat kifejlődésének és taglalásának az eddigénél jóval nagyobb arányú kritikai szemléletére. Ebben pedig nagy segítséget nyújtottak a rétegekből előkerült Foraminiferák, melyeknek sztratigráfiai értékét és fontosságát Hantken M. már 1862-ben hangoztatta. Éppen ezekből a fúrásokból előkerült egyes Foraminifera-fajok és faunatársaságok korszerű tanulmányozása révén értük el azokat az eredményeket, melyeknek segítségével oligocén üledékeinket finomabban is szintezni tudtuk.

Szemléletünkben mondhatnók kizárólag a mikrofaunisztikai szempontokat vettük figyelembe, meg kell azonban jegyeznünk, hogy rétegeinkben található Foraminiferák Budapesttől Emődig, sőt Rudabányáig jóval részletesebben vannak tanulmányozva, mint litológiailag az egyes rétegfelelések.

* * *

Külföldi és magyarországi foraminifera-vizsgálatok eredményeképpen megállapíthatjuk, hogy az oligocén tenger lassú, fokozatos transzgressziója hazánk területére ÉK-K felől hatolt előre. A fúrások anyagának vizsgálatából kiderült a fekérrétegek rendszerint a felsőeocénbe sorolt és a „budai”-bryozoás márgával megegyező, plankton Foraminiferákban gazdag lerakódások, lithothamniumos mészkő, ritkábban a triászba tartozó képződmények. Ezek felett, de mindig csak a kiemelt hegységek szegélyén jelenik

* Előadta a Magyar Földtani Társulat 1960. okt. 21-én tartott vándorgyűlésén Egerben

meg, mint transzgressziós lerakódás az úgynevezett „hárshegyi” homokkő és konglomerátum, melynek alapanyaga főleg finomabb-durvább kvarcsezemből tevődik össze, de a mélyebb szintjében, vagyis a fekürétegekhez közelebb, akad benne koptatott mészkő-kavics is. B a r t k ó L. a „hárshegyi” homokkő összetételében tengeri, lakusztiris és teresztrikus eredetű lerakódásokat is feltételez.

A „hárshegyi” homokkő, illetve konglomerátum egyenértékű képződménye, mely az alaphegységtől távolabbeső részekben rakódott le, egy sötét, vagy barnásszürkés agyag, palás agyag, mely a barnás színeződéseknél kevés kalciumkarbonátot is tartalmazhat. Fúrásaink, melyek az oligocén harántolták, mindig csak az egyik képződményt tárták fel. Így a balassagyarmati és Nógrádszakállal szemben, Csehszlovákiában a bušincei fúrás a „hárshegyi” homokkővet, míg a többiek az agyagos, palás, néhol, mint Nagybatónynál kovás lerakódásokat fúrták át. A teljesség kedvéért meg kell említenünk, hogy egyes mezőkereszteszi fúrások (38., 49., 50. és 78. számú) vékonyabb konglomerátum betelepülései az agyagos, palás rétegösszetben réteg- és közzettanilag megfelelnek a „hárshegyi” homokkőnek. Vagyis itt ez a kétféle alsóoligocén fácies együtt fejlődött ki. Mindkét rétegféleség igen jól megkülönböztethető nemcsak litológiailag, hanem azáltal is, hogy Foraminifera-faunát nem, vagy csak néhány bemosott, töredezett példányt tartalmaz.

Az agyagos, palás rétegek keletkezési helye mangrovés, lapos és szélespartok öve lehetett, mely partnak a környéke csak finomabbszemű kőzetekből épült fel. Sikér, szapropelszerű, iszapos, időnként szárazzá-váló partra utal a benne található igen sok növény- és halmaradvány.

A középsőoligocén idején a tenger a mikrofaunisztikai vizsgálatok szerint egységes lehetett nemcsak Magyarországon területén, hanem azon túl is. Így észak felé Przemysl vidékéig, esetleg még távolabb; kelet felé pedig az észak-erdélyi Kovás, Rohi, Nagyilon-dán keresztül Tintéig. Az erre való összeköttetést igazolná a debreceni állami mélyfúrás rupéli adata.

Az oligocén folyamán a rupéli emeletben a legmélyebb a tenger és az egyező vélemények (B o g s c h L., V e n d l A.) szerint ez 150—200 m mélység körül lehetett. A lerakódott kőzetanyag tömött agyagmárga és meszes agyag. Bizonyos fenékingadozásra utalnak azok a finomszemű, néhol tufás homokkő betelepülések, melyek ebbe az igen vastag agyagmárgás rétegösszetbe települnek. A rupéli vége felé a homokkővek gyakoribbá válnak és kifejlődésük is vastagabb, ami már arra utal, hogy a felsőoligocén állandóbb, fokozottabb jellegű kiemelkedő tendenciát mutató időszakához közeledünk. A középsőoligocénbe sorolt lerakódásoknak a hegység felépítésében is jelentős szerepük van.

Foraminifera-faunájuk révén Häring, a Przemysl melletti Krubel-maly, az észak-erdélyi Rohi, Hollómező rupéli rétegekkel mutatnak egyezőséget. Mikrofaunájukat összehasonlítva, az északi kifejlődésű Berlin melletti hermannsdorfi szeptáriás agyag, a Mainzi-medencei rupelton, vagy az elszászi hasonlókorú üledékekével nagy különbségeket tapasztalhatunk.

Foraminifera-faunája révén az eddigi „kiscelli agyag”-nak vett, meglehetősen izopikus fáciesben kifejlődött rétegsorozatot sikerült szintekre tagolnunk, mely szintek elég jól kivethetők Budapesttől egészen Rudabányáig. E szintek jellemző fajtársasága és egyes szintálló fajok alapján, melyek a fúrások vertikálisan vizsgált rétegeiből sok helyről már ismeretesek, a felszíni előfordulások beosztását is meg tudjuk oldani. Így a felszabadulás után derült ki, hogy a budai Parkasréti temető agyagmárgája, melyet egyes kutatók budai márgának is vettek, a rupéli emelet alsó szintjébe tartozik.

A rupéli emelet foraminiferás szintjeiről újabbat nem igen tudunk mondani. Ezeknek kiegészítő és átértékelő beosztását legutóbb (1960) M a j z o n L. és V a d á s z E.

ismertette. Meg kell említeni, hogy Eger—Demjén környékén néha az oligocén egyenlőtlennül erodálódott felszínére rakódtak le a miocén riolituffa rétegek. Ez utóbbiakat hol a felsőoligocén, hol pedig a rupéli emelet agglutinált, homokos házú Foraminiferákkal jellemzett szintjére települve találjuk, vagy pedig a negyedkori lerakódások alatt közvetlenül a rupéli emelet szintjei következnek. Ilyen üledéksorozatot tártak fel az egri strandfürdő vízellátása érdekében lemélyített fúrások is (1955). Ezek közül a Népkertben, a fürdőtől nyugatra fekvő fúrás rétegmintáit alkalmunk volt tanulmányozni, és nem lesz érdektelen, ha a rétegtani beosztást közöljük.

- 0 — 13,7 m holocén, pleisztocén,
 13,7 — 116,2 m rupéli agglutinált Foraminiferák szintje,
 116,2 — 144,6 m rupéli középső globigerinás szint,
 144,6 — 167,3 m latorfi foraminiferamentes, halmaradványos szint és
 167,3 — 182,0 m ludi, alsó globigerinás szint, mely alatt, mint a 3. és 7. számú fúrások igazolják, eocén lithothamniumos mészkő, vulkáni tufa, majd triász mészkő következett.

Ezeket a rupéli szinteket térképen ábrázolni nehéz, hiszen egyrészt egymás felett fekszenek, másrészt a felszínen találhatóokról még nincsenek meg a teljes vizsgálati adatok. Ismerünk olyan esetet is a Darnó áttolódási öv folytatásában fekvő upponyi részen, ahol a 8. számú fúrás a triász guttensteini mészköve alatt 260 m-es vastagságban harántolta a rupéli emeletbe tartozó agyagmárga rétegeket.

A rupéli emelet képződményeihez hasonlóan Észak-Magyarországon szintén nagy szerepük a katti emeletbe sorolható lerakódások. Ezeknek részletes, korszerű vizsgálata, pontosabb rétegtani besorolása és ismertetése tudományos és gyakorlati szempontokból is igen nagy fontosságú. Elég nehéz ez a feladat, különösen a nagy változatosságban fellépő fácies-változások miatt. A katti üledékek rétegtani beosztásánál mindenre kiterjedő földtani szemléletre és részletes anyagvizsgálatra van szükség. Egyébként ez a feladat azért is nehéz, mert legtöbbször a katti emeletbe tartozó lerakódások helyileg még tovább tagolhatók.

Igen sokszor izopikus fáciesben fejlődtek ki az alsókatti rétegek a rupéli emelet felső részébe soroltakkal. Ezeket az üledékeket nevezi az irodalom katti „slir” rétegeknek. A litológiai kifejlődés az idősebb lerakódásokkal megegyező s csak az újabb kutatások alapján derült ki, hogy a mikropaleontológiai vizsgálatok megegyező eredményeket adtak a határ megvonására. A katti lerakódásokból már hiányoznak a jellegzetes paleogén formák s helyet adnak egy újabb, fiatalabb összetételű faunának, mely azután virágkorát a tortónai lerakódásokban éri el.

A slires kifejlődés Foraminifera-faunájára jellemzők a kőzetek felszínén szabadszemmel is megfigyelhető *Bathysiphon*-félék, a nagytermetű *Cyclammina cancellata* és a *Marginulina cristellaroides*, ezenkívül *Reophax* és a gyakori spatangida-tüskék.

Szükséges volna a nagy vastagságú slires kifejlődés anyagának a rupélihez hasonló részletes mikropaleontológiai vizsgálata. Ennek segítségével valószínűleg itt is finomabb rétegtani beosztásokat nyernénk.

Agyagos fáciesben kifejlődött katti rétegek az Ipoly-völgyében és a Mátra ÉK-i részén figyelhetők meg. Az előbbi területen vékonyabb kifejlődésűek, mint a Cserhát ÉNy-i telérvonulatánál, hol a kissé homokos, slires agyagot a telér kontakthatása olyan erősen megpörkölte, hogy makroszkóposan szinte bazaltszerű (Szécsény). A Zagyva és Tarna forrásvidékén a rétegek körülbelül 300 m vastagságot is elérnek. Ugyanez a helyzet a Mátrától ÉK-re eső részeken is, Recsktől Bükkszenterszébetig. Az ózdi területen lemélyített Bolyok-2. számú fúrás 804 m-es kifejlődésben tárta fel és alatta a felsőrupéli agyagmárgába jutott. Legújabbban a salgótarjáni fúrás még nagyobb vastagságban

harántolta. Péterváására—Fedémes között már komolyabb vastagságú homokos betelepülések is vannak az agyagban.

Itt kell megemlékeznünk az egri, volt Wind-féle agyagfejtő rétegeiről. Ennek eddigi korkérdéseivel foglalkozó irodalmat Benkőné jól foglalta össze. A magunk rétegről mikrofauna vizsgálataink alapján a kor tekintetében újból a felsőoligocén (= katti emelet) vagyunk kénytelenek hangoztatni. Ezt alátámasztja az a tény is, hogy az agyagfejtő baloldali, kimondottan agyagmárga rétegei már néhány rupélire utaló Foraminiferát is tartalmaznak, melyeket újabban Nyirő R. is megfigyelt. Az itteni feltárásból és a novaji glaukonitos rétegből is előkerült *Miogypsina* fajok ennek nem mondhatnak ellent, mivel a Buja-hegy-4. számú fúrás 272 m mélységben harántolt felsőrupéli agyagmárgából, Budapest környéken több fúrás (Cinkota, Rákosszentmihály, Mátyásföld) katti rétegből is különböző fajok ismeretesek. A nemzetség elterjedése egyébként a rupéli-burdigalai emeletek között mozog.

De eltekintve a Foraminifera-faunától és az ebből levont — már ismert — következtésektől, a Wind-féle feltárás rétegeinek távolabbi kapcsolatai is inkább a katti emelet mellett döntenek. Így a Telegdi Roth K. és Benkőné től is említett mytilusos rétegek mását is megtaláljuk a budai Sashegy északi oldalán (Földvári A. 1929), Leányfalun (Majzon L., 1933), az uniós édesvízi rétegeket Szentendrén (Wein Gy., 1939) és hasonlót ezekhez Mohorán (Ferenczi I., 1937). Mindezek a katti emelet legfelső részében települnek, akárcsak Egerben. De a fedő eruptívumra is találunk példákat. A szlovákiai Helembán (bár Senesék a pectunculuszos rétegeket a kattival ekvivalens akvitáninak mondják) és a dunabogdányi pectunculuszos homokon is mállott biotitos-amfibólandezit fekszik.

Ezeket a megegyező, szinte konvencionális adatokat is figyelembe kell hogy vegyük, mert így a földtörténeti szakasz, itt a katti emelet kategóriája, nagyobb területre vonatkoztatva is megegyezően alkalmazható, nem is említve azt, hogy jobban beilleszthető a földtörténeti folyamatok menetébe. Ezenkívül számolnunk kell azzal is, hogyha az egri fauna miocén és ha, mint a leningrádi Korobkov professzor írja a budaujlaki rupéli fauna felsőecén, úgy végül is nem akad kimondottan oligocén makrofaunát tartalmazó lerakódásunk.

E kis kitérés után visszatérve az észak-magyarországi oligocén rétegekre, megállapítható a felszínen is és a fúrásokban, is a sírres kifejlődésre közvetlenül a glaukonitos homokkő települ, mely igen változatos szemmagyságú, muszkovitos közetfésülés. Érdekesége, hogy helyenkint, de különösen a Zagyva és Tarna vidékén fej vagy cipő alakú konkréciókat is zár magába és szerkezete gyakran diagonális álrétegzettséget mutat. Ez partközeli származásra utal, ahol a tengerjárás és a szél egyformán hatottak reá. A benne előforduló zöldesbarnás glaukonitszemecskék néhol egész sötétzöldszínűvé festik az egyes padokat (pl. Ságújfalú, Nógrádmegyér). Rétegvastagsága a zagyvarónai fúrás adatai szerint 500 m körül mozog, míg a szélei felé, vagy az átmenetekben természetesen már kisebb a többi katti larakódás javára. A Cserhátban Sós- és Kishartyán, Piliny, valamint Mátrabérc, Bodony környékén, magasabb tagjait a Parád vidéki Várhely, Hársastető és Pálbükki felső részein találjuk.

Megjegyzendő, hogy a glaukonitos homokkőben akadnak helyenként agyagos közbetelepülések is.

Ebben a rétegfésülésben, még az agyagos részekben is, csak igen ritkán találunk Foraminiferákat. Ezek is kopotott, kozmopolita formák, mint *Orbulina universa*, *Cibicides dutemplei* és *Gyroldina soldanii*.

Ezekben vázoltam észak-magyarországi oligocénünk mikropaleontológiai kifejlődését és elterjedését. A kép a katti emelet magasabb részére vonatkozóan nem teljes és ezért az általánosítások még módosításra szorulnak. Ellentmondások is lehetségesek az

egy részletmegállapításokkal kapcsolatban és éppen emiatt szükséges az eddig elért földtani eredményeket és összefüggéseket mindig és minél hamarabb közzétenni s az ekkor felmerülő problémákat, esetleges ellentmondásokat, megvitatni. Ezek viszik előre nemcsak a földtan tudományát, de a gyakorlati kutatásokat is.

IRODALOM — REFERENCES

B e n k ő n é C z a b a l a y L.: Az egri téglagyári rétegösszlet faunaképe. Földt. Közl. LXXXVIII. p. 344. 1958. — M a j z o n L.: Fúrólaboratóriumi foraminifera-vizsgálatok. Földt. Int. Évi Jel. 1933—1935. évekről, p. 1026. — M a j z o n L.: A mélyfúrási laboratórium Foraminifera vizsgálatai. Földt. Int. Évi Jel. 1939—40. évről, III. p. 285. — M a j z o n L.: Újabb adatok az egri oligocén rétegek faunájához és a paleogén-neogén határkérdés. Földt. Közl. LXXII. p. 40. 1942. — M a j z o n L.: A legújabb Bükk-széki mélyfúráások. Földt. Int. Évk. XXXVII. 1948. — M a j z o n L.: Magyarországi paleogén foraminifera-szintek. Földt. Közl. 90. p. 355. 1960. — T e l e g d i - R o t h K.: Felső-oligocén fauna Magyarországról. Geol. Hung. I. 1914. — V á d á s z E.: Magyarország földtana. II. kiadás, 1960.

Stratigraphical subdivision of the Oligocene of North Hungary by the results of studies on Foraminifera

DR. I. MAJZON

The older North Hungarian Oligocene became known by hydrocarbon-prospecting deep borings (Tard, Bükk-szék, Recsk, Mezőkeresztes and Demjén). These formations can be subdivided on the basis of their abundant Foraminifera fauna which permits also their parallelization with some of the Oligocene in the western part of the country. The data concerning the individual regions of occurrence were already published in literature. The strata of the upper Oligocene are not yet known as thoroughly. — The strata of the clay pit of the former Windt brickyard are relegated by the author, — on micropaleontological evidence as well as considering the geometry of the deposits, — to the Chattian stage.

EGER KÖRNYÉKI ÉS NÉHÁNY KÜLFÖLDI OLIGOCÉN MANGÁNÉRCTELEP ÖSSZEHASONLÍTÁSA

MOLNÁR JÓZSEF—MORVAI GUSZTÁV

Összefoglalás: Az öt oligocén mangánérctelep megvizsgálása után azt a következtést kell levonnunk, hogy ipari felhasználhatóság szempontjából, a jelenlegi technológia állása mellett, csak az oxidos ércek jelentősek. Az elsődleges kifejlődési oxidos ércek már keletkezésüknel fogva magukon hordozzák azokat a jellemzőket (nagyobb fémtartalom, könnyű dúsíthatóság), amelyek ipari szempontból előnyit jelentenek. Ezek a telepek partközeli kifejlődésűek.

Ezzel szemben a karbonátos telepek mindig sekélytengeri kifejlődésben jelennek meg. A felszínre kerülő, vagy felszín közelében levő oxidált és dúsultabb teleprészek rendszerint kis vastagságuknál és elterjedésüknel fogva nem jelentősek. A karbonátos telepeknek hátránya a viszonylag kicsiny mangántartalom mellett, hogy olcsó fizikai módszerekkel nem dúsíthatók. Ezek a nehézségek a hazai oligocén korú karbonátos mangántelepek felhasználásánál, úgyszintén a szlovákiai és bulgáriai telepeknél is fennállanak. A karbonátos mangántelepek elektrolítmangán előállításához a kémiai ipar nyersanyagaként ugyan számításba jöhetnének, azonban a hidrometallurgiai módszerek nagy energiaigénye és nagy önköltsége, valamint a vékony telepkifejlődés és tektonikai elszabdaltság miatt fennálló bányászati problémák következtében erre legalábbis is hazánkban belátható időn belül nem kerülhet sor.

A Magyar Földtani Társulat Elnökségének az az elhatározása, hogy szokásos évi vándorgyűlését az egeri oligocén, illetve az észak-magyarországi miocén problémájának szenteli, vetette fel a gondolatot, hogy az 1950-53 között megkutatott Eger-környéki mangánérc kérdésre visszatérjünk.

Az utóbbi években e területen lemélyült szénhidrogénkutató fúrások a mangán-kutatások maximális 200 m-es mélységét jóval túlhaladták s így a telepek mélységi tagozódása, továbbá a fekéi és az alaphegység kifejlődése is ismertté vált. Időszerűnek tartjuk, hogy kibővült adatok birtokában a hazai oligocén mangánércterületet a hasonló korú külföldiekkel összehasonlítsuk.

Teleptani jellemzés

Az oligocén időszak képződményei jórészt folyamatos üledékképződéssel következnek az eocén felett, de egyes medencérezsekben diszkordáns települési formák is találhatóak.

Az eocén és oligocén rétegek faunisztikai és üledékképződési szempontból lényegesen eltérnek egymástól, elhatárolásuk aránylag egyszerűbb feladat. Az oligocén felső határa azonban még sok tekintetben vitás.

A Kárpátok belső övében az oligocén tenger összefüggéseit szigethegységek szakították meg, amelyek kifejlődésbeli különbségeket eredményeztek. A Kárpát-medence É-i és ÉK-i részén az eltérések alárendeltek, üledékhézag alig jelentkezik. A Kárpátok külső övében a változatosabb kifejlődés ellenére a rétegek jól követhetők.

* Előadva a Magyar Földtani Társulat egeri vándorgyűlésén, 1960. október 21-én Egerben

A medencerészeket az üledékképződés menetére is kiható gyorsabb és lassúbb fenékgigazodások jellemzik. A képződmények partközeli, legfeljebb sekélytengeri keretbe illeszthetők. E földtani keret határozta meg a mangános üledékek felhalmozódásának körülményeit. Az egyes előfordulások rétegtani és általános teleptani jellemzését a következőkben adhatjuk meg:

1. *Kišovce* — *Švabovce* a szlovákiai poprádi medencében található. A medence belsejében árkos szerkezet alakult ki. Az előfordulás alapja triász mészkő. E mészkőre alsóoligocén korú durva konglomerátum és homokkő települ. A középső-oligocént márga, agyag és márgás mészkő alkotja. E rétegcsoportban két 1 m-en aluli mangánkarbonátos telep fejlődött ki. Az összlet vastagsága 200—250 m. A felsőoligocén emelet homok, homokkő, amely fokozatosan, közel hasonló kifejlődéssel a miocén rétegekbe megy át.

A mangánkarbonátos érc szürkésfekete, kifejlődése tömör, pados, a külszíni kibúvások mentén enyhén oxidált, *Kontaj* vizsgálatai alapján rodokrozitot, mangánokalcitot, kalcitot, dolomitot, opált, piritet, melnikovitot és szerves anyagot tartalmaz.

Az oxidos teleprészekben piroluzit és manganit található. A telepek mangántartalma átlagosan 14—15%. A $Mn : SiO_2$ arány a termelés adatai szerint 1 : 1, a Fe-tartalom a Mn-tartalom 1/6-od része. Az ércet csekély mangán- és vastartalma ellenére nagy $CaCO_3$ -tartalma miatt nagyulvasztókban dolgozzák fel. A viszonylag nagy vasszulfid tartalom (6—8%) a hidrometallurgiai feldolgozást is lehetővé teszi.

2. *Eger* — *Demjén*. A mangános telepek Noszvajtól Egeren át Demjénig, közel 20 km-es szakaszon követhetők. Az alaphegység a szlovákiaihoz hasonlóan triász mészkő (ladin), azzal a különbséggel, hogy e fölé vékony középső- és felső eocén márga, lithothamniumos mészkő is települ. Az alsóoligocént durva homokkő, konglomerátum és lemez márga rétegei alkotják. A mangántelepeket is magába záró középsőoligocén uralkodóan agyagból és márgából áll. Nem ritkák a laza homokkő és homokpadok. A felsőoligocén glaukonitos homok és márga.

Az üledékképződésben vulkáni képződmények is részt vesznek a rétegösszlet közé települt 30-nál is több, vékonyabb-vastagabb andezittufa réteggel. A tufarétegek — néha bentonitosak — vastagsága pár cm-től 1—2 m-ig változhat.

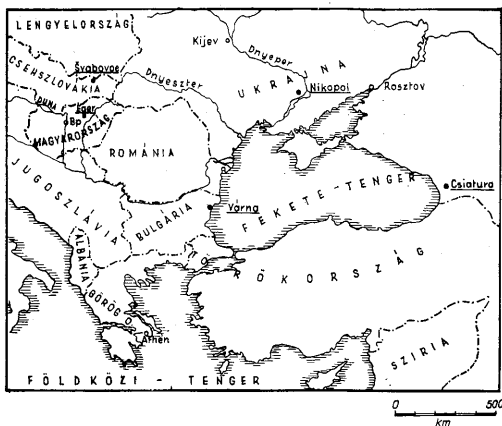
A mangántelepek a *Majzon-féle 3.*, alárendeltben pedig a *4. Foraminifera-szintben* fejlődtek ki. A telepek elsődleges kifejlődése — *Pantó G.* és *Molnár J.* 1952. évi vizsgálatai szerint — mangánkarbonátos, amely a felszín közelében oxidálódott. A telepek vastagsága 0,1 és 2,0 m között váltakozik, számuk a 30-at is meghaladja, leggyakoribb a félméteres telep. A telepek dőlése DK-i irányban 30—40°. Gyakori a kiékelődés, kisebb szerkezeti vonalak melletti elvonszolódás és lezökkenés. A telepvastagságok ingadozása és tektonikai szétदारabolódása a telepek azonosítását gátolja, sokszor lehetetlenné is teszi. Jellemző, hogy a mangános szintek mangántartalma következetesen fordított arányban áll a Foraminifera-k gyakoriságával, vagyis ha a mangántartalom emelkedik, a Foraminifera-fajok megritkulnak. A produktív összlet vastagsága 400 m. Az oligocén összlet felett vékony miocén tarkaagyag, majd közel 200 m-es vastagságban az alsó riolitufa fejlődött ki.

A mangánkarbonátos kifejlődésű telepek színe szürke, alig megkülönböztethető a közbetelepült meddő rétegektől. Uralkodóan halványan sávozottak, szerkezetük földes, vízben könnyen szétáznak, jól iszapolhatók. Mangántartalmuk ritkán emelkedik 20% fölé.

Az oxidált telepek másodlagos kifejlődésűek, színük a sötétbarnától a barnássárgáig változhat. Mangántartalmuk néha a 40%-ot is eléri. A képződmény színéből jó közelítéssel a mangántartalom megbecsülhető. A sötétebb szín a mangántartalom növe-

kedését jelenti. Egyenletesen barna telep ritka. Szerkezetük ugyancsak földes, a magasabb fémtartalmúak kevésbé szétázók, nehezen iszapolhatók.

A karbonátos telepek rendkívül finom sávozottságát a mangánkarbonát, agyag, agyagmárga és márga váltakozása adja. A karbonátos összetetben, különösen az egrí feltárásokban vannak olyan rétegek is, ahol a fehér mangánkarbonát sűrű egymás melletti lencsékben, fészkekben halmozódott fel. E kifejlődés mangántartalma rendszerint 10% alatt marad. A bizonyos szemmagysághoz kötött mangántartalom megoszlásának vizsgálatából az tűnt ki, hogy az agyagos és iszapos frakcióhoz aránylag a legkevesebb mangántartalom van kötve. A durvább frakciók mangántartalma valamivel nagyobb, de szemcseosztályonként közel azonos értékű.



1. ábra. Oligocén mangánérctelepek elterjedésének vázlatja
Abb. 1. Skizze der Verbreitung oligozäner Manganerzlagerstätten

A karbonáttartalom a megvizsgált rétegsoron keresztül szabálytalanul változik, általában az agyagmárgának megfelelő összetétel alatt ingadozik. A mangánkarbonátos telepeket természetesen a nagyobb karbonáttartalom jellemzi. A kémiai elemzésekből kiténik, hogy a karbonáttartalom $1/2$ – $1/3$ -a mangánhoz, illetve a vashoz kötött.

Koch S.—Grasselly Gy. ásványtanilag meghatározhatatlan vashidroxid-dal szennyezett gélként jellemzi az egrí oxidos ércet.

Grasselly Gy. teljes elemzéséből a szennyezések levonása után a visszamaradó anyag tiszta piroluzitnak adódik. Látszólag ellentmond ennek a megállapításnak Székely Á. DTA-vizsgálata, amelyen a piroluzitra jellemző csúcs nem jelentkezik, valószínűleg a kolloidális szemcseméret akadályozza az endoterm csúcs megjelenését. A sósavas kezelés közben jelentkező klórgáz viszont piroluzitra utal. Mind a meddő, mind pedig a mangánkarbonátos szakaszokon eléggé elterjedtek a piritkonkréciók.

3. Várna. A bulgáriai mangánérc előfordulása a Fekete-tenger partjáról kiindulva, félkörben körülöleli Várnát. Az érctelepeket tartalmazó agyagos, tufás és homokkö-

ves kifejlődésű oligocén képződmények a felsőkréta meszes, márgás összletén levő eocén márgára települnek. Az oligocén rétegösszlet teljes vastagsága 50—100 m között változik. Az oligocén képződmények felett uralkodóan homokból és konglomerátumból álló miocén képződmények következnek.

A terület a Fekete-tenger felé dől és lépcsőzetesen lezökkent szerkezetű. A pliocén mozgások enyhén gyúrt formákat eredményeztek, ennek folytán a D-i teleprészek dőlése változó. Az északi telepes összlet törmelékes vulkáni anyaggal kevert. Elsődleges kifejlődésű a szürkésfehér, oolitos, réteges, mangánkarbonátos értelep, amelyben 0,5—10 cm nagyságú fekete színű oxidos mangánkonkréciók vannak.

A karbonátos értelep Z a p r j a n o v a N. vizsgálatai szerint rodokrozitból, mangánokalcitból, agyagásványokból, galukonitból, piritből, kalcedonból és gipszből áll. Az oxidált érc pszilomelánt, vashidroxidot, opált, kalcitot és törmelékes anyagot tartalmaz.

A karbonátos érc mangántartalma széles határok között (5—35%) változik. A SiO_2 -tartalom a Mn-tartalommal fordítva arányos. A Fe- és a P-tartalom az oxidált ércekben tetemes. Az oxidált telepek mangántartalma aránylag kis ingadozással közepes minőséget mutat (30—40%). Az érc termelése a kremikovci nagy mangántartalmú vasércék feldolgozásánál melléktermékkül kapott olcsóbb mangán miatt háttérbe szorult.

4. N i k o p o l i. A nikopoli előfordulás a Dnyeper jobb partján több négyzetkilométernyi területet foglal el. Az alaphegységet a podoliai—azovi kristályos (gránit, gneisz, amfibolit) tömb alkotja. Erre az aljzatra agyagból és homokból álló oligocén rétegsor települ. A mangántelepes összlet vastagsága 20—80 m. A fedőképződménye glaukonitos agyag. Erre homok, miocén, mészkő és agyag következik. A nikopoli terület É-i részén az egykori szárazföldre közelebb elsődleges oxidos, D-en pedig a sekélytengeri zónában mangánkarbonátos érc képződött. A telepvastagság 0,5—3,0 m között változik.

Az oxidos érc laza, üreges, konkréciós, gyakran terrigén anyaggal keveredett. Jellemző ércásványok: piroluzit, manganit, pszilomelán és wad.

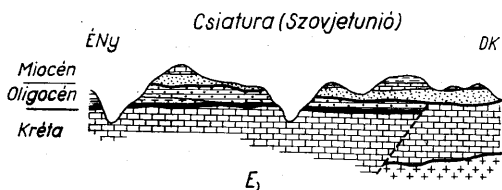
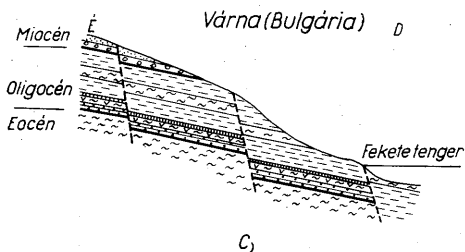
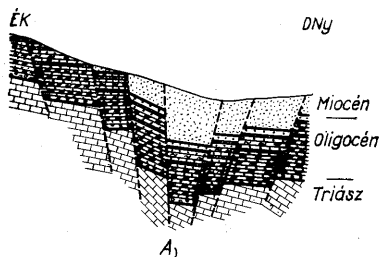
A nikopoli oxidos érc egy laza széteső típus kivételével a legjobb minőségű mangánérc, természetes állapotban 17—43% közötti mangántartalommal. A ferromangán előállításához szükséges Mn—Fe arány kedvező, további felhasználásági előny a könnyű, mechanikai úton történő dúsítási lehetőség.

A karbonátos érc szürkésfehér oolitos, vagy laza tömegek formájában mutatkozik. Minősége a kis vastartalom kivételével (3—4%) az úrkúti karbonátos érccel azonos. Ásványtanilag rodokrozitból és manganokalcitból áll. Felhasználása nyers állapotban egyelőre csak a nagyolvasztókra korlátozódik.

5. C s i a t u r a, a Föld egyik legjelentősebb üledékes mangánérc lelőhelye. Az előfordulás mintegy 35 km²-nyi területet foglal el Új-Grúziában a Fekete-tenger partján. Aljzatát a nikopolihoz hasonlóan, kristályos kőzetek alkotják (kvarcporfir, ortofir). A kristályos alapra felsőkréta mészkő települ, majd oligocén korú agyagos, homokos rétegsor következik. Az igen nagy kiterjedésű oligocén képződményeket fiatalkori mozgások (pliocén) táblákra tagolták. Az értelepek az oligocén alján fejlődtek ki. Fedőjük tarka agyag és homokkő. Az oligocén rétegek felett miocén képződmények találhatók. Az összletet helyenként fiatal bazalt törli át. A 2—5 m vastag mangános összletet vékony meddő homokkő közbetelepülések szakítják meg és azt két alösszletre osztják. Az alsó jobb minőségű, a felső pedig mangánban szegényebb oxidos telepeket tartalmaz. A lelőhely ÉK-i részét fokozatos süllyedés, a meddő közbetelepülések meg-növekedése és a karbonátos érc megjelenése jellemzi.

A telepek partközéltől a sekélytengeriig nyomozható keletkezési körülményeit a piroluzitos, manganitos, majd karbonátos övek kifejlődése tükrözi vissza.

Kišovce-Švabovce (Csehszlovákia)



2. ábra. Oligocén mangánérctelepek áttekintő földtani szelvényei. M a g y a r á z a t: 1. Homok, 2. Homokkő, 3. Konglomerátum, 4. Agyag, 5. Tarka agyag, 6. Márga, 7. Tufa, 8. Mészkö, 9. Gránit, gneisz, kvarcporfir stb., 10. Oxidos mangánérc, 11. Karbonátos mangánérc, 12. Pleisztocén takaró

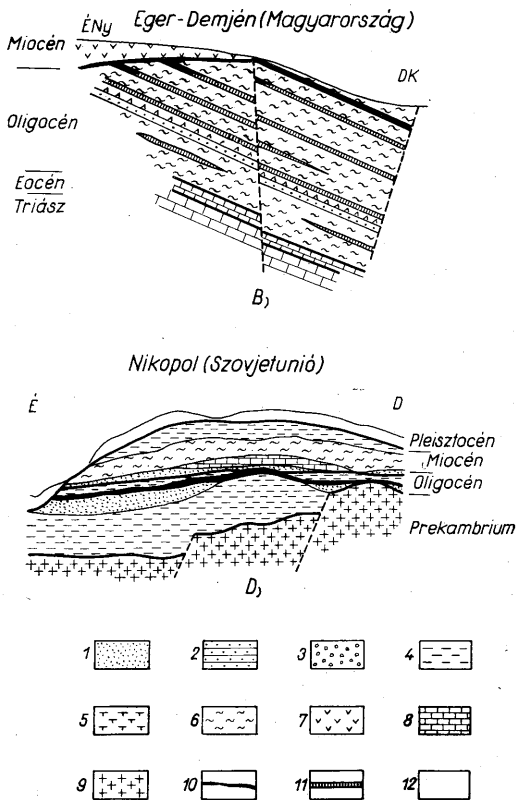


Abb. 2. Geologische Übersichtsprofile oligozäner Manganzlagerstätten. Erklärung: 1. Sand, 2. Sandstein, 3. Konglomerat, 4. Ton, 5. Bunte Tone, 6. Mergel, 7. Tuiff, 8. Kalkstein, 9. Granit, Gneis, Quarzporphyr usw. 10. Oxydisches Manganerz, 11. Karbonatisches Manganerz, 12. Pleistozäne Bedeckung.

Az oxidos érc színe, mangántartalmától függően, a barnától a feketéig változhat. Az érctelep kifejlődése oolitos pados. Vegyi összetétele a nikopolitól a nagyobb Mn- és a kisebb SiO_2 -tartalommal különbözik. A telepek alsó részén alacsony hőmérsékletű hidrottermális tevékenység nyomai mutatkoznak, a bazalt áttörések és benyomulások környékén kontakt hatásra átalakult teleprészek ismeretesek (braunit). A karbonátos telepek külszíni kibúvási intenzíven oxidálódtak. A különböző érc típusok a legkülönbözőbb kohászati és vegyi feldolgozásra kerülnek.

* * *

Amint az egyes előfordulások ismertetéséből kitéjük, általában az alaphegység fölé durvaszemű homok, homokkő és konglomerátum teleptül, amely már az oligocén transzgressziót vezeti be. A durvatörmelékanyagot fokozatosan finomabb homokos, agyagos, márgás üledékek váltják fel, jelezvén a medence lassú süllyedését és a nyugodtabb üledékképződést. A finomabb üledékek túlsúlyra jutása egyúttal már a középső-oligocén kezdetét, majd kifejlődését és a mangános telepek kialakulását is jelenti. E hatás főként a Kárpát-medencében több száz méteres rétegvastagságban jut kifejezésre. A Kárpátok külső övében az üledékképződés közel azonos.

A tárgyalt előfordulások telepeinek kifejlődése nem egységes. A mangánfelhalmozódás, főként a finomabb agyagos, márgás kőzetekhez kötött. Vannak laza homokos és oolitos kifejlődésű telepek is. A keletkezési körülmények kivétel nélkül üledékes eredetre utalnak. Az előfordulások többtelepesek. Míg a szlovákiai, magyarországi és bulgáriai telepek elsődleges kifejlődése karbonátos, addig a szovjetunióbeli telepek az elsődleges karbonátos érc mellett elsődleges oxidos érc kifejlődést is mutatnak. A szlovákiai, bulgáriai és a hazai területeken az oligocén mindhárom emelete biztosan kimutatható, ezzel szemben a Szovjetunióban csak az alsó- és középsőoligocén kifejlődése látszik valószínűnek. Az első három előfordulás karbonátos kifejlődése kifejezetten a sekélytengeri, a Szovjetunió telepei pedig emellett a partközeli képződés jellegét is magukon viselik.

Vegyi összetétel szempontjából a szovjet lelőhelyek karbonátos ércei kisebb SiO_2 - és nagyobb CaO-tartalommal tűnnek ki. Az Eger—demjéni terület nagy Al_2O_3 -tartalmával az összes többitől különbözik. A több elemzésből számított Mn-tartalom alapján a csiaturai érc minősége a legjobb. A legkisebb Mn-tartalmúak az Eger—demjéni előfordulások. A Fe-tartalom az összes tárgyalt oligocén telepekben általában csekély. A káros komponensek (S, P) mennyisége közel megegyező. Ásványtani szempontból lényeges eltérés nem tapasztalható.

A mangán felhalmozódás körülményei

A települési és ősföldrajzi viszonyokból a telepek üledékes jellege kétségtelenül megállapítható. Az elsődleges oxidos telepek parközeli képződményeknek foghatók fel, ahol a tengervíz átszellőzése adott volt. A karbonátos telepek mélyebb, de még a sekélytenger kereteit túl nem lépő földtani környezetben alakultak ki, ahol redukációs közeget is fel kell tételeznünk (szerves anyag, pirit). Kézenfekvő lenne, hogy a bulgáriai és a hazai előfordulásokat a telepek közé zárt vulkáni piroklasztikumokból halmirozális útján vezessük le, hiszen a Keleti Alpokból (Tennengebirge) erre példát is ismerünk. Így azonban nem tudnánk megmagyarázni az Eger környéki telepek keletkezését, főként a mélyebb szintekét, ahol még a vulkáni termékeknek nyoma sincsen. Bár a bolgár kutatók általában hajlanak a halmirozális útján levezethető genetikához, mivel azonban a Várna környéki telepek csaknem pontosan az egykori oligocén partvonalat követik,

maguk is arra a következtetésre jutottak, hogy inkább szárazföldi lepusztulást kell feltételezni.

Elképzelésünk szerint a mangánionok mind az öt előfordulás esetében szárazföldi lepusztulásból, oldat, illetve szől formájában jutottak az oligocén üledékgyűjtőbe. Az üledékgyűjtőbe került mangánionokat az alacsony p_H -jú áramlatok mindaddig szállították, amíg a mangánkiváláshoz szükséges lúgossági fokot el nem érték. Az Eger-környéki mangántelepek megvizsgált mintanyagának p_H -ja 7,5—9,5 szélső értékek között változott. Ezek az értékek jól egyeznek a mangánkiválás optimális p_H -értékeivel.

A szárazföldi lepusztulás mellett szől az Eger környéki telepeknek az a vizsgálati eredménye, hogy az egymás alatt levő telepek és azok Mn-tartalma csaknem periodikusan megismétlődő változást mutat. Ennek okát a szárazföldi lefordási terület „évszakonkénti” intenzitásváltozásában, esetleg szabályos időközökben működő tengeráramlásokban kereshetjük, amikor a víz hőmérsékleti- és p_H -viszonyai elősegítették, vagy lefékeztek a mangánionok kiválását. Az elsődleges karbonátos ércek a felszín közelében mangánoxidokká alakulnak át. Az oxidációt a kőzetpórusok és repedések mentén beszivárgó nagyobb redoxpotenciálú oldatok segítik elő, illetve hozzák létre.

Délkelet-európai oligocén mangánércelőfordulások kifejlődésének rétegtani áttekintése

I. táblázat

Időszak	Kor, emelet	Előfordulás helye:				
		Kišovce — Svabovce (Csehszlovákia)	Eger — Demjén (Magyarország)	Várna (Bulgária)	Nikopol (Szovjet-unió)	Csiatura (Szovjet-unió)
Harmadkor	Miocén	homok, kavics	riolittufa, tarka agyag	homok, konglomerátum	agyag, lumasellás mészkő, szürke homok	homokos agyag, lumasellás mészkő, homok
	F. oligocén	márga, homokkő	glaukonitos homok, agyag, márga	agyag, márga, bentonitos agyag	glaukonitos agyag oxidos és karbonátos mangánérc homok, agyag	homokkő, tarka agyag, karbonátos mangán- és oxidos érc homokkő közbetelepüléssel
	K. oligocén	mangánkarbonátos agyag	agyag, márga homok, laza homokkő, andezit-tufa, bentonit, mangánkarbonátos agyag	mangánkarbonátos agyag		
	A. oligocén	márga, homokkő, konglomerátum	homokkő, lemezes, kovás márga, konglomerátum	tufás márga, homokkő		
	F. eocén	—	mészkő	agyagmárga	—	—
Mezozoikum	F. kréta	—	—	mészkő, márga	—	mészkő
	Triász	mészkő	mészkő	—	—	—
Prekambrium	—	—	—	—	gránit, gneisz, amfibolit	kvarcporfir, ortofir

A sok vagy a kevés telepet tartalmazó összletek kifejlődésének okát a konszolidált, vagy kevésbé konszolidált aljzattal magyarázzuk. A kevésbé konszolidált aljzat gyorsabb süllyedése az üledékösszlet vastagságát és ezen belül a telepek számának kialakulását határozza meg.

A hazai telepeket a fémtartalom hirtelen változása jellemzi, e változás nem a hosszú földtani idő megváltozott körülményeivel, hanem ezen belül a gyorsan ható fiziko-kémiai viszonyokkal hozható kapcsolatba.

Az elsődleges mangánkarbonátos telepek csak akkor válnak ipari jelentőségűvé, ha a kétértékű mangán négyvegyértékűvé oxidálódva piroluzit, ill. mangánomelán alakjában koncentráldók. Ez a jelenség az összes előfordulások telepeiben megtalálható.

Kémiai elemzések

II. táblázat

Előfordulás megnevezése:	Kisönce-Svabovce	Eger-Demjén		Várna		Nikopol			Csiatura	
	karbonátos	oxidált	karbonátos	oxidált	karbonátos	oxidos	oxidos	karbonátos	oxidos	karbonátos
Az érc típusa:	rodokrozitos	piroluzitos	rodokrozitos	pszilomelános	rodokrozitos	piroluzitos	pszilomelános	rodokrozitos	mangánitos	rodokrozitos
SiO ₂	12,46	9,54	24,61	8,2	19,3	3,32	19,22	9,00	8,42	7,31
Al ₂ O ₃	3,72	3,50	16,45	2,5	3,1	1,23	4,12	2,09	0,80	1,47
Fe ₂ O ₃	3,60	3,62	7,92	4,8	1,36	0,47	4,00	5,42	0,13	1,56
FeO	—	—	—	—	0,7	—	—	ny	—	ny
CaO	13,62	5,84	11,84	6,2	7,5	0,61	3,0	13,78	0,32	22,65
MgO	3,51	2,09	4,89	0,8	1,0	0,18	2,10	2,88	2,00	—
MnO	28,66	1,05	7,67	4,9	35,11	18,62	13,77	32,01	29,30	30,72
MnO ₂	—	54,71	8,22	55,9	—	64,01	39,01	—	37,60	—
P ₂ O ₅	0,26	0,38	0,08	0,75	0,15	0,58	0,57	1,67	0,37	—
SO ₃	0,53	—	—	0,03	—	0,08	0,59	0,69	—	1,01
CO ₂	30,19	—	—	0,3	28,5	—	—	28,35	0,15	33,31
H ₂ O	—	—	—	—	—	0,78	—	0,90	8,41	1,79
Ízzítási veszteség		17,03	15,98	17,08		10,22	13,32			

Ha az oligocén időszak magyarországi ösföldrajzi viszonyait vizsgáljuk és ezen keresztül esetleg partközeli primér oxidos kifejlődését megállapíthatnánk, az minden bizonnyal ipari érdeklődésre is számot tarthatna. Jelenleg azonban ilyen adottságok feltételezésére nem rendelkezünk elegendő adattal.

Az oligocén rétegösszlet olajtartalmanál fogva az utóbbi években beható vizsgálat tárgyát képezi, ezen keresztül minden remény meg van arra, hogy az oligocén képződ-

mények elterjedését és pontos színtezését a jövőben nemcsak a kőolajkutatás, hanem esetleges további mangánkutatásnál is eredményesen fel tudjuk használni. Ennek segítségével nem tartjuk kizártnak, hogy a magyarországi oligocén képződményekben esetleg az elsődleges oxidos mangántelepek kifejlődését is megismerhetjük.

IRODALOM — LITERATUR

1. Avaliani, G. A.: Mineralogija csiaturszkih karbonatnüh margancevüh rud. Geologicseskij szbornik Kavkazszkogo Insztituta Mineralnogo szürja. No 1. Moszkva, 1959. — 2. Avaliani, G. A. Marganec. Moszkva, 1953. — 3. Betectin, A. G.: Promisleniie margancevüe rudü SZSZSZR. Moszkva — Leningrad, 1946. — 4. Betectin, A. G.—Genkin, A. D.—Filimonova, A. A.—Sadlun, T. N.: Teksturü i szstrukturü rud. Moszkva, 1958. — 5. Jantsky B.: A demjéni limonitos mangánérc települési viszonyai. MÁFI. Évi Jel. 1950. — 6. Koch S.—Grasselly Gy.: Magyarországi mangánérc-előfordulások ásványai. M. Tud. Akad. Közl. Bp. 1952. — 7. Konta J.: Thermické studium sedimentovárni manganové horniny od Švábovcu. Sbornik Ústředního Ústavu Geologického. 1951. XVIII. — 8. Pantó G.—Molnár J.: Az eger-demjéni mangánérc. MÁFI. Évi Jel. 1953. — 9. Rode, E. Ja.: Kiszlorodniie szoedenienija marganca. Moszkva, 1952. — 10. Satszkij, N. Sz.: O margancenozniüh formacijah i metallogenii marganca. Izvesztija Akademii Nauk SZSZSZR Szerija geologicseskaja 4. Moszkva, 1954. — 11. Schreter Z.: Eger környékének földtani viszonyai. MÁFI. Évi Jel. 1912. — 12. Szádeczký-Kardoss E.: Geokémia. Akad. Kiadó. Budapest, 1955. — 13. Sztrahov, I. M.: Osznovi isztoricszkogij geologii. 1948. — 14. Vadász E.: Földtörténet és földfejlődés. Akad. Kiadó, Budapest, 1957. — 15. Vadász E.: Magyarország földtana. Akad. Kiadó, Budapest, 1960. — 16. Vasziljev, L.—Zaprjanova, N.—Nikiforov, N.: Izledovanjia v' rhu manganovite rudi i vkljucvaszsjia gi kompleks ot Varnenszko. Godisnik na Upr. za Geol. Prucisvanija tom VIII. 1958. — 17. Veradszkij, V. I.: Geohimija marganca v szvjazisi sz uceniem sz polezniüh iszkopaemüh. Izbranniie szocsinenija tom I. 1937.

Vergleichung der Manganerzlagerstätten von Eger mit einigen ausländischen oligozänen Manganerzlagerstätten

J. MOLNÁR — G. MORVAI

Nach einer vergleichenden Untersuchung der besprochenen fünf Manganerzlagerstätten lässt sich feststellen, dass bei dem heutigen Stand der Technologie vom Gesichtspunkte der industriellen Anwendung allein die oxydischen Lagerstätten von Belang sind. Die primären oxydischen Lagerstätten verfügen schon als Folge ihrer Entstehung über industriell vorteilhafte Eigenschaften (höherer Metallgehalt, bessere Anreicherungs-möglichkeiten). Diese Lagerstätten sind ufernahe Bildungen.

Demgegenüber liegen die karbonatischen Lagerstätten durchweg in Fazies des seichten Meeres vor. Die ausbeissenden bzw. oberflächennahen oxydierten und metallreicheren Lagerstättenteile sind meistens infolge ihrer geringen Mächtigkeit bzw. Verbreitung unbedeutend. Ein Nachteil der karbonatischen Lagerstätten besteht neben dem verhältnismässig kleinen Manganerzgehalt darin, dass das Erz nicht durch billige physikalische Verfahren angereichert werden kann. Diese Schwierigkeiten treten sowohl bei der Nutzbarmachung der einheimischen oligozänen karbonatischen Manganerzen als auch bei den tschechoslowakischen und bulgarischen Lagerstätten auf. Obwohl die karbonatischen Manganerze als Rohstoff für die chemische Industrie, zur Herstellung von Elektrolytmangan in Betracht zu ziehen wären, kann mit der Verwendung des Erzes — wenigstens in Ungarn — wegen der hohen Unkosten und des hohen Energiebedarfs der hydrometallurgischen Methoden, sowie der infolge der geringen Flözmächtigkeit und der tektonischen Zerstückelung der Flöze bestehenden bergbautechnischen Probleme — in absehbarer Zeit nicht gerechnet werden.

AZ OLIGOCÉN-MIOCÉN ELHATÁROLÁS BIZONYTALANSÁGA AZ EGRI FAUNA TÜKRÉBEN

DR. BOGSCH LÁSZLÓ*

Összefoglalás: Az egi fauna korának meghatározásában tükröződő bizonytalanságok okai: nem rétegenként történt anyagbegyűjtés, nem eléggé részletes feldolgozás és az orto- és parakronológia figyelmen kívül hagyása. Módszeres gyűjtés és feldolgozás, továbbá aprólékos, törzsfelődési jelenségeket is figyelembe vevő őslénytani munkával érhető csak el biztos korhatározás.

Amidőn Társulatunk Elnöksége az egi vándorgyűlés programját összeállította, azzal bízott meg, hogy korreferátumban ismertessem az egi faunára vonatkozó őslénytani irodalmat, illetőleg a fauna korát tárgyaló nézeteket. Szorosan összefügg ezzel az oligocén-miocén határ kérdése is.

Nem lehet céлом itt az egi faunával kapcsolatban, amelyet annyi kiváló kutatónk tárgyalt már, s köztük Csepreghy né Mezőnerics I. a puhatestűek, Majzo n I., pedig a Foraminiferák oldaláról a legutóbbi időben is megvilágított, valamilyen véglegesnek tűnő álláspontot nyilvánítani.

A kapott feladatot viszont felhasználom arra, hogy az oligocén-miocén határkérdéssel kapcsolatban az élettörténeti és földtörténeti időhatározás elvi kérdéseit is korreferátumszerűen összefoglaljam. A világszerte napirenden levő határkérdések igazolják ennek időszerűségét. A kérdés sok nehézsége különösen világossá vált a Nemzetközi Geológus Kongresszus 21. ülészakán is, ahol igen sok szekció és bizottság foglalkozott e hálátlan feladattal. Ott is nyilvánvaló volt, hogy nagy nemzetközi együttműködés, szoros kollektív munka szükséges a sztratigráfiai kérdések kibogozásához. Ezekben az őslénytannak nagyon jelentős szerep jut s örülnék, ha korreferátumommal a magyar paleontológusok munkájának fontosságát, eddigi szép eredményeit, de a nehézségeket is feltárva, számukra az eddiginél még nagyobb megértést sikerülne nyerni.

* * *

1914-ben jelent meg Telegdi-Roth K. „Felső-oligocén fauna Magyarországból” c. munkája. Ez foglalkozik első ízben őslénytani monográfia formájában az azóta már ugyancsak sokat vitatott és valóban világhírnévre szert tett egi faunával. Telegdi-Roth K. [1912] és Schréter Z. [1913], sőt korábban már Böckh J. [1867] is röviden megemlítik az „egi faunát”, de az őslénytani feldolgozás eredményeit csak Telegdi-Roth K. [1914] említett munkája közli. A dolgozat az egi fauna csigáit és kagylóit ismerteti s ezek alapján a szerző megállapítja [19, p. 66]. „hogy az egi fauna egyrészt az oligocént és miocént, másrészt az északi és déli fiatalabb harmadkori faunákat áthidaló, kevert faunának kitűnő példája”.

* Előadva a Magyar Földtani Társulat egi vándorgyűlésén 1960. október 21-én, Egerben

1936-ban G á b o r R. (munkáját id. N o s z k y közli) 3 már ismert alak mellett 14 új csigaformát írt le Egerből. Azt a következtetést vonja le [7, p. 8], „hogyan az egri, felső oligocén fauna phylogenetikailag is, tipikus áthidaló faunája az oligocénnek és miocénnek A miocén fajokkal való erős rokonság pedig azt mutatja, hogy ezeket a miocén bázisán levő rétegeket kell tekinteni a mi miocén fajaink fejlődési bölcsőjének; amennyiben másutt ehhez hasonló tények még nem voltak észlelhetők, innen látszik kiindulni — területünkre nézve, — a miocén fajok fejlődése. Vagyis az egri fauna, számos új alakjánál fogva, az oligocénhez képest már új faunának tekinthető.”

Ugyanazon évben N o s z k y J. (id.) foglalkozik az egri faunával. Megemlíti, hogy „számos Foraminifera, Coelenterata, Echinodermata, Vermes, Bryozoa, Crustacea, Vertebrata és fosszilis növénymaradvány is” előkerült. A Cephalopodák közül 2, a Gastropodák közül 228, a Scaphopodák közül 6, a Pteropodák közül 1 és a Pelecypodák közül 87 alakot ismertet és felsorol néhány egyéb, nem a puhatestűek közé tartozó alakot is, többnyire csak nemzetségre meghatározva. N o s z k y megállapítja [11, p. 95], hogy a „fajok zöme körülbelül egyforma arányban oszlik meg az oligocén és miocénban gyakori formák között Az oligocén jelleg azonban mégis túlnyomó benne”.

G a l I. [1937—38] a balassagyarmati fauna feldolgozása alkalmával megállapítja, hogy ez az állattársaság egykorú az egrivel. Az egri fauna N o s z k y t ó l közölt adatait átértékelve, kimutatja, hogy az egri faunában a miocén faunaelemek gyakoribbak, mint az oligocénbeliek. „Mindent egybevetve oda jutunk tehát, hogy az Eger és Balassagyarmat közelében napfényre került, minden tekintetben érdekes és tanulságos tengeri puhatestűek a miocén emelet idejének kezdetét jelzik minden nagyobb földtörténeti szakasz kezdetének jellemző vonása az, hogy a szerveződés föltűnő lendülettel csak úgy ontja kohójából az új alakokat” [6, p. 16—17].

1942-ben M a j z o n L. az egri Foraminiférák vizsgálatával foglalkozott. Munkájában [9] összefoglalást ad az eddigi felfogásokról részletes irodalomjegyzékkel s közli — rétegek szerint — a Wind-gyári feltárásból előkerült Foraminiférák listáját. Ebből kiderül, hogy a legtöbb puhatestű ősmaradványt szolgáltató réteg Foraminifera-fajokban igen szegény s a Foraminiférák többsége mélyebb rétegből származik.

B e n k ő n é C z a b a l a y L. 1958-ban id. N o s z k y Jenőnek a puhatestűeket tárgyaló hátrahagyott kézírata és saját vizsgálatai alapján a téglavetőben feltárt rétegsort egészen a tarka agyag és riolittufa rétegcsoportig akvítáni korúnak mondja. [1]. Hivatkozik K o l o s v á r y G.-ra, aki a Balanusokat akvítániaknak minősíti, valamint H e g e d ű s Gy.-ra, aki szerint a korallok miocén jellegűek.

Flóra vizsgálatok (A n d r e á n s z k y G., P á l f a l v y I. — amelyekkel itt most nem kívánunk foglalkozni — részben oligocén, részben vegyes oligocén-miocén, részben miocén flórákat mutattak ki innen a különböző rétegekből.

Részben a felsorolt szerzők, részben a rendelkezésre állt munkák alapján más kutatók is részletesen foglalkoztak az egri faunával s annak korával.

Hazai kutatóink közül legutóbb C s e p r e g h y n é M e z n e r i c s I., a külföldiek közül — hogy csak kettőt említsek — mintegy 20 évvel ezelőtt S o r g e n f r e i, Th., [1940], a közelmúltban pedig S e n e š J. [1958 a] foglalkozott a puhatestűek alapos analízise kapcsán az egri faunával s annak korával. Mind ők, mind V a d á s z E. is Magyarország földtana c. könyvében (az 1. kiadásban csak utalásszerűen, a 2. kiadásban már határozott állásfoglalással) az egri fauna korát akvítániainak mondják.

Ugyancsak nem kívánok itt azokkal a megállapításokkal sem foglalkozni, amelyek elsősorban földtörténeti szempontból vizsgálták az oligocén-miocén határkérdést. Nálunk S c h r é t e r Z., H o r u s i t z k y F., C s e p r e g h y n é M e z n e r i c s I. munkái és a Földtani Közlöny 90. köteté 3. számában M a j z o n L. sorai tárgyalják behatóan a problémát, a külföldiek közül pedig éppen csak a francia tudósok 1958. évi miocén kol-

lokviümán elhangzott *Denizot G.* előadásra utalok, mint egyik legújabbra, valamint ismét *Senes J.* munkáira.

A felsorolt faunafeldolgozások, a belőlük leszűrt rétegtani kiértékelések s a tény, hogy az oligocén-miocén határkérdés ma is állandóan visszatérő téma, mind azt igazolja, hogy a probléma még nem nyert t végleges és megnyugtató megoldást.

Az irodalom szemmelkövetése arról győz meg, hogy más határkérdések is állandóan vitások s általában egész „sztratigráfiai” rendszerünk fölöttébb ingatagnak tűnik. Vizsgáljuk meg, hogy honnan adódik a bizonytalanság s van-e mai ismereteink birtokában mód arra, hogy ezt a bizonytalanságot kiküszöböljük.

Az idő kontinuum. S ebben a kontinuumban a földtörténet folyamán Földünk egészen és egészében állandóan mozgás volt, változások következtek be. E történések gyakran csak apró mennyiségi változásokban mutatkoztak meg, sokszor azonban jelentős minőségváltozással együtt jelentkeztek mind az élettelen, mind pedig az élő anyagban.

A változások a földtörténet okmánytárában többnyire jól felismerhetők s végeredményben lehetővé teszik, hogy a Föld történetének rendkívül hosszú idejét részekre tagoljuk.

Mind a földtörténeti és élettörténeti alap kutatásoknál, mind pedig ezek gyakorlati kivételésénél, ami sokszor a népgazdaság szempontjából is messzemenően hathat ki, állandóan visszatérő kérdés a „mikor?” kérdése.

Nem csodálkozhatunk azon, hogy a kérdés megválaszolása ma sokszor még komoly nehézségekbe ütközik. Gondolnunk kell arra, hogy míg a fizika több ezer éves múlt, s a kémia is igen hosszú fejlődés után érte el mai ragyogó eredményeit, addig a többi természettudomány művelése adott társadalmi viszonyok mellett, csak jóval később indulhatott meg. A földtörténet tagolásának kutatását legfeljebb 200 egynehány éves múltra vezethetjük vissza (*Lehmann, 1756*), *Werner* előadásai Freibergben még később indultak meg és *Smith W.* 1799-ben már összeállított kézírata csak 1816-ban vált közzismertté. Az azóta eltelt idő azonban mégis igen jelentős eredményeket hozott.

Közismert, hogy a földtörténeti idő tagolása abszolút vagy relatív lehet. Talán nemsokára elkövetkezik az az idő, amikor abszolút mértékben adhatjuk meg a földtörténeti múlt egyes eseményeinek időpontját. Ma azonban az abszolút időszámítást még csak igen korlátozott mértékben alkalmazhatjuk s egyelőre meg kell elégednünk a relatív, azaz viszonylagos földtörténeti időszámítással.

Közismert az a tény is, hogy a viszonylagos időszámítás újabban főleg két irányban folyó kutatásokkal igyekezett elérni célját. Az egyik módszer elsősorban az élettelen anyag változásainak figyelembevételével diasztrófikus alapon, a másik pedig az élővilág fejlődésére épülve biosztratigráfiai alapon tagolta a Föld történetét.

A két módszerrel végzett viszonylagos földtörténeti kormegállapítás nagy vonásokban egyezik, hiszen a dialektikus kölcsönhatások következménye — a két irány művelőinek sokszor igen éles harca ellenére is — összességű eredmények alakultak ki.

A viszonylagos kormegállapítás fontosságát a Nemzetközi Geológus Kongresszusok is kezdettől fogva elsőrendűnek tartották. Kialakították a térbeli és időbeli kategóriákat. Az Észak-amerikai Egyesült Államokban az utolsó 20 évben — amint azt *Horsitzky F.* [1955] ismertetéséből is tudjuk —, először a térbeli fogalmak kettétagolásával litogenetikuss és kronosztratigráfiai rendszert építettek ki, s ezen a vonalon továbbhaladva a nominalizmus reménytelen útjára léptek.

Schindewolf, O. H. (1943) is igen érdekes munkában foglalkozik a földtörténeti események időmeghatározásának kérdésével. Legfőbb érdeme, hogy okfejtésében szigorúan követi a logika követelményeit. Világosan kimutatja, hogy a földtörténeti idő viszonylagos tagolására egyedül az élővilág fejlődése alkalmas. A diasztrófikus jelenségek a fejlődés folyamán természetesen, minden ciklításuk mellett, ugyancsak mindig

magasabb fejlődési síkon mennek végbe, de valamely diasztrófikus jelenségből egymagában annak történeti idejére nem következtethetünk. Ha azonban az egykori élővilágnak képviselője kerül kezünkbe, az mindig eligazít bennünket abban az irányban, hogy az élet fejlődéstörténetének melyik szakaszában járunk. Schindewolf ezért azt hangsúlyozza, hogy az őslénytan adhatja meg a maga kronológiájával az egyetlen logikai alapot az élet történetének s így a földtörténetnek tagolásához. Szó szerinti fordításban a következőket írja: „A földtörténeti időszámítás egyetlen járható útja, amely a tudományos és alkalmazott földtan részéről felállított követelményeknek megfelel, a szerves anyag fejlődésének időbeli kiértékeléséből áll”. (Hangsúlyozza, hogy nem ez a paleontológia főfeladata, hiszen az őslénytan anyagával és kutatási módszerével a biológiai tudományokhoz áll közelebb.)

Schindewolfnak ez az állítása egyébként a földtörténeti időtagolásban gyakorlatilag már réges-régen alkalmazott. Hiszen elég, ha arra utalunk, hogy a földtörténeti idők (paleozóikum stb.) neve is erre vonatkozik s általánosan elterjedt. E nevek egyébként, amelyeket J. Phillips javasolt a primer stb. megjelölés helyett s immár közel másfélszázados múltra tekintenek vissza, arra is utalnak, hogy a paleontológiai kronológia alapján történt a földtörténeti idők tagolása. A gyakorlat tehát — ha nem is ebből indult ki — mindenesetre igen régen ezen az alapon dolgozik.

Megállapíthatjuk tehát, hogy a földtörténeti idő viszonylagos tagolása e l m é l e t i l e g csak a paleontológiai kronológia (mondhatnánk egyszerűen: őslénytani időszámítás) módszerével vezethet megfelelő eredményre s megállapíthatjuk azt is, hogy a g y a k o r l a t valóban ezen az úton is jár jó másfélszázada.

Az elmélet és gyakorlat ilyen jó összhangja mellett meglepőnek tűnhetik, hogy mégis oly sok bizonytalansággal küszködünk a relatív kronológiában.

Ha megvizsgáljuk az okokat, azt látjuk, hogy a módszertani hibák mellett egész sora merül föl olyan kérdéseknek, amelyekre ma részben még nem is tudunk feleletet adni.

A módszerbeli hibák az „egri fauna” esetében onnan is adódnak, hogy már Telegdi-Roth K. alapvető munkája is együttesen tárgyalja az x és k réteg faunáját. Még 50 évvel ezelőtt is megtörtént tehát, hogy az anyag feldolgozása nem a legaprólékosabban, a rétegek szerint történt. A faunalista egységes, annak jeléül, hogy a rétegenkénti értékelés akkor még nem volt követelmény. Telegdi-Roth K. pedig igazán közismerten pontos és megbízható kutató volt, amit igazol az is, hogy az őslénytani leíró részben az egyes fajoknál szabatosan megírja, melyik rétegből hány példány került elő. Ennek alapján az x és k réteg faunája különválasztható. Noszky J. ugyancsak az egész feltárás puhatestűit dolgozta föl.

Majzon L. értekezésében [1942] érvényesül már a rétegenként történő, pontos gyűjtés és feldolgozás elve. Munkája nem a puhatestűeket, hanem a Foraminiferákat tárgyalja, amelyek éppen abban a k rétegben alig fordulnak elő, amely a puhatestűeknek gazdag maradványanyagát szolgáltatta.

A kutatók egyik csoportja tehát nagyrészt a k rétegből származó puhatestűek, a másik viszont nem a k rétegből előkerült Foraminiferák alapján igyekezett a kort meghatározni. Tegyük még hozzá, hogy Benkőné Czabaly L. szerint Kólosváry G. a feltárásból előkerült Balanusok, Hegedűs Gy. pedig a korallak alapján határozott kort.

Ezzel megint egy gyakorlati kérdéshez jutottunk, amely a rétegenkénti gyűjtésen túl Schindewolf, O. H. „orthochronológia” és „parachronológia” fogalmaival áll összefüggésben. Schindewolf azt mondja [1950. p. 85], hogy minden nagyobb földtörténeti szakasz számára először empirikusan meg kell találni azt a jellemző állatcsoportot, amely a szóban forgó földtörténeti szakasz finom tagolásához a legtöbb eredményt nyújtja. Gyors fejlődésű állatcsoportok természetesen sokkal több eredménnyel

kecsgetnek, mint azok, amelyeknél az evolúciós tempó lassú. Ennek a megítéléséhez szükség lenne nagyvastagságú, az egymásutánosság tekintetében világosan áttekinthető rétegsorokra, ahol az egymásutániséghez semmi kétség nem férhet. Gyakorlatilag ez harmadidőszaki üledékeinkben csaknem elérhetetlen.

A harmadidőszak tagolásában azonban már megtörtént az ortokronológiát megszabó csoport kiválasztása akkor, amikor L y e 11 az egész kainozóikumot a puhatestűek alapján tagolta. Nem kétséges, hogy ez a választás nem volt a legszerencsésebb, de végeredményben a 130 év előtti ismeretanyag birtokában L y e 11 nem cselekedhetett másként. Ezen adottság mellett minden más állatsoportra alapozott kronológia egyelőre csak parakronológiáként értékelhető mindaddig, amíg akkora ismeretanyag nem áll rendelkezésünkre, hogy az egész élővilág fejlődésmenete alapján, most már orto- és parakronológia megkülönböztetése nélkül, állapíthassuk meg az élettörténet egyes szakaszait s így alapot nyújthassunk a földtörténeti idő tagolásához is.

A rétegenként történő gyűjtés és feldolgozás módszere ma már általános. Az orto- és parakronológia megkülönböztetése — bár elvileg nem tartjuk helyesnek, de mint kiégszítő munkamódszert átmenetileg szükségesnek látjuk — a legtöbb esetben figyelmen kívül marad s így gyakran okozhat zavart.

Az ismeretek hiányossága, az anyag elégtelensége és a feldolgozott területnek a hézagossága, ősmaradványokban való szegénysége további nehézségeket okoz.

A finomabb időbeli tagolás legtöbbször „sztratotípusok” alapján történik. A dolog természetéből következik, hogy a sztratotípusok nem mindig szolgáltattak időben megszakítatlan, üledékfolytonossággal jellemzett sorozatokat. Az egyes sztratotípusok — mint térbeli fogalmak — nem mindig, (sőt elég ritkán!) esnek egybe valamely fajlőtvél — amely időbeli fogalom. Azonkívül az egyes emeletek típusául megadott rétegsorok mind üledékkifejlődés, mind ősmaradványtartalom szempontjából, tehát mind lito-, mind biofaciológiailag szűkebb keretekre korlátozóttak.

A megfelelő, időben velük pontosan egykorú heteropikus fáciesek csak ritkán mutathatók ki közvetlen, biztos összefüggésben.

S e n e ő J. [1958 b, c] is hangsúlyozza, hogy az utolsó pár évben éppen az oligocén-miocén határon is annyi „átértékelés” történt, hogy a típusosnak hitt kifejlődések ősmaradványaikkal hova-tovább elvesztik világviszonylatban elismert sztratigráfiai jelentőségüket. Kitérő táblázatos összeállításban szemlélteti a sztratigráfiai egységek típusait. Gondolatsoraink — ezen a területen — teljesen egyeznek. Javasolja neosztratotípusok felállítását biokronológiai alapon. A kiindulás részletes őslénytani vizsgálatokból kell, hogy megtörténjék.

Ebben a munkában S e n e ő J. jelentős szerepet szán a néhány éves Nemzetközi Paleontológiai Uniónak, de hozzá kell tennem, hogy a Nemzetközi Geológus Kongresszusok Sztratigráfiai Bizottsága számos albizottságával együtt ugyancsak hatalmas munkát végzett eddig s vállalt a jövőre vonatkozóan is.

A Mediterrán Neogén Kommisszió 1960-ban tartotta 2. ülését a Nemzetközi Geológus Kongresszus 21. ülészakánának keretében. Az 1959-i 1. ülésén leszögezte, hogy az oligocén a katti emelettel végződik, a miocén pedig az akvitánival kezdődik.

A S e n e ő t ő l kívánt nagy nemzetközi együttműködés elvileg fennáll, csak persze — türelmetlenségünkben úgy érezzük — lassú az eredmények megérése. Ez azonban nem csodálatos, ha a különböző országok sztratigráfiai bizottságainak elvi álláspontját ismerjük s látjuk a nehézségeket ezek összehangolásához.

Az amerikaiak nominalizmusával szemben a szovjet sztratigráfiai bizottság elgondolásai jóval áttekinthetőbbek és a gyakorlatnak is jobban megfelelnek.

A szovjet sztratigráfiai rendszer a meglévő nemzetközi tagolás mellett regionális és helyi tagolást ismer. Leglényegesebb sajátossága, hogy az univerzális és a regionális

tagolás őslénytani alapon kötelező. A helyi tagolásnál pedig, a lehetőséghez képest, ugyancsak az őslénytani alapon megadott kormegállapítás kívánatos.

Mind ezek után nem lehet számunkra kétséges, hogy a földtörténeti viszonylagos kormeghatározás alapjául elméletben és gyakorlatban az őslénytani időhatározás a megfelelő módszer.

Az elvi alap tehát világos. Csak a gyakorlati kivitelben vannak gyakran nehézségek, mert sok paleontológus alapos, elmélyült irodalmi ismereteken és összehasonlító anyag felhasználásával történt munkáján kívül gyakran találkozunk az irodalomban felületes meghatározásokkal is, gyors munka alapján odavetett faunalistákkal, amelyekben gyakoriak a tévedések. Tévedések alapján levont következtetések természetesen a legtöbbször hibás eredményre vezetnek időtagolás szempontjából is, és arra hajlamos lelkekben megingatják a bizalmat a paleontológiai kronológiai módszer iránt.

Örömmel állapíthatjuk meg, hogy a magyar irodalomban már sok kitűnő, a korszerű követelményeknek megfelelő munkával találkozunk; de kétségtelen az is, hogy ezen a téren további fejlődésre is szükségünk van még.

Az őslénytani anyagfeldolgozásnak ma rengeteg nehézséggel kell megküzdenie, már csak az anyag óriási mennyisége és minőségileg igen különböző értékűsége miatt is. Ezen a téren az őslénytani dokumentáció kiterjesztése rendkívül kívánatos volna. Elképzeltetésül súlyos az a munka, amelyet a tiszteleti tagunk, R o g e r J. vezetése alatt működő intézet kifejt.

A nevezéktani szabályok pontos betartásával, az ősmaradványok leírasi szabályainak lelkiismeretes alkalmazásával és a Magyarországról leírt fajok dokumentációjának kiadásával mi is nagymértékben megkönnyíthetnénk a nemzetközi dokumentáció munkáját.

Ezek a módszertani problémákon túlmenően egész sereg elvi nehézség is fennáll. Ezek egy része abból is adódik, hogy az őslénytani munkából sokszor hiányzik a megfelelő biológiai szemlélet. Egykori élőlényekkel biológiai szemlélet nélkül nyilvánvalóan nem lehet korszerűen foglalkozni! Óriási nehézségeink vannak az őslénytanban taxionómiai vonalon is, aminek egyik főoka az őslénytani fajfogalom meghatározásában van. Hadd idézzem itt V a d á s z E. [1912. p. 139] következő mondatát: „... az őslénytani rendszer csak a legújabb idők óta közeledik a ma élők rendszeréhez, aminek főoka abban az ismert tényben rejlik, hogy csak a közelmúltban tért reá — eddig követett különböző irányai után — az élettudományi útra, mely hivatva van a kihalt és ma élő szervezetek között meglévő eddigi hézagokat áthidalni, sőt az ezekkel foglalkozó tudományokat legcélszerűbben együvé foglalni”.

Meggyőződésem, hogy ezeknek a nehézségeknek a leküzdése rövidesen bekövetkezik. Ehhez azonban szükség van arra, hogy újra és újra próbálkozzunk új módszerekkel, új irányokkal, amelyek a tudomány dialektikus egységének szemléletében viszik előre ismereteinket.

Ha ősfaunánk feldolgozásában nagyon alapos morfológiai megfontolásokkal, biometriai módszerekkel és lehetőleg mennyiségi anyagvizsgálattal helyes taxionómiai értékeléshez jutunk, majd továbbhaladva paleoökológiai (őskörnyezettani), paleocönológiai (őstársulástani), paleobiogeográfiai (őséletföldrajzi) adatainkat megfelelően analizáljuk, eljutunk olyan evolúciós sorokhoz, amelyek időtagolásra alkalmasak lesznek. S ha mindehhez a megfelelő biológiai szemlélettel fogunk hozzá, amint azt a szovjet irodalom is példázza, akkor majd az egrí fauna újraértékelése is olyan monográfia alakjában történhetik meg, amelyik nemcsak az oligocén-miocén határkérdés szempontjából ad megnyugtató választ, hanem megfelel N a l i v k i n akadémikus óhajának is, aki a Mezozoós Konferencia alkalmából minél több és jobb őslénytani monográfia kiadásában jelölte meg egyik kívánságát.

Meggyőződésem, hogy N a l i v k i n akadémikus ilyen természetű monográfiákra gondolt.

IRODALOM — LITERATUR

1. Benkőné Czabaly L.: [1958]: Az egri téglagyári rétegösszlet faunaképe. Földtani Közöly 88. — 2. Böckh, J. [1867]: Die geologischen Verhältnisse des Bükk Gebirges und der angrenzenden Vorberge. Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanst. 17. — 3. Csepregyhé Meznerecs I. [1956]: Stratigraphische Gliederung des Ungarischen Miozäns im Lichte der neuen Faunauntersuchungen. Acta Geol. Tom. IV., Fasc. 2. — 4. Csepregyhé Meznerecs I. [1956]: A hazai miocén rétegtani taglalása az újabb faunavizsgálatok alapján. Annales hist. — nat. Musei Nat. Hung. (Series Nova) Tom. VII. — 5. Dénizot, G. [1938]: L'étage aquitainien et la limite oligo-miocène. Comptes Rendus du Congrès des Soc. Savantes de Paris et des Départements. Colloque Sur Le Miocène. — 6. Gáál I. [1937—1938]: Az egriekkel azonos harmadkori puhatestűek Balassa-Gyarmaton és az oligocén-kérdés. Ann. hist. nat. Mus. Nat. Hung. Pars min., geol., pal. — 7. Gábor R. [1936]: Újabb felső oligocén Gastropodák. Ann. hist.-nat. Mus. Nat. Hung. Pars min., geol., pal. 30. — 8. Horusitzky F. [1955]: Geokronológiánk mai problémái. Földtani Közöly 85. — 9. Májzon L.: [1942] Újabb adatok az egri oligocén faunájához és a paleogén-neogén határkérdés. Földtani Közl. 72. — 10. Májzon L. [1960]: Magyarországi paleogén Foraminifera szintek. Földtani Közl. 90. — 11. Noszky J. id. [1936]: Az egri felső cettien molluskafaunája. Ann. hist. nat. Mus. Nat. Hung. Pars min., geol., pal. 30. — 12. Schindewolf, O. H. [1950]: Grundlagen und Methoden der paläontologischen Chronologie. (3. kiadás, 1. kiadás 1943.) — 13. Schröter, Z. [1913]: Eger környékének földtani viszonyai. A. M. Kir. Földt. Int. Évi jelentése 1912-ről. — 14. Senes, J. [1958 a]: Pectunculus-Sande und Egerer Faunentypus im Tertiär bei Kováčov im Karpatenbecken. Geologický Ústav Dionyza Štura. Geologické Práce — Monografická série 1—15. Senes, J. [1958 b]: Considération sur la nécessité de créer des stratotypes nouveaux du Tertiaire de l'Europe (raisons et critères). Extrait du C. R. Sommaire des séances de la Société Géologique de France. — 16. Senes, J. [1958 c]: Kritické poznámky k stratotypom oligocénu a miocénu a k otázke neostatotypov (Kritische Bemerkungen zu den Stratotypen des Oligozäns und Miozäns und zur Frage der Neostatotypen). Geologický Sborník Ročník IX. Číslo 1. — 17. Sorgenfrei, Th. [1940]: Marint Nedre-Miocen i Klimtinghoved paa Als. — Danmarks Geol. Undersög. II. R. Nr. 65. — 18. Telegdi-Roth K. [1912]: A Magyar Középhegység északi részének felső oligocén rétegeiről, különös tekintettel az Eger vidéki felső oligocénra. Koch emlékkönyv. — 19. Telegdi-Roth K. [1914]: Felső-oligocén fauna Magyarországból. Geol. Hung. L. I. — 20. Vadász E. [1912]: Pajfoglalom az őszállattanban. Koch emlékkönyv. — 21. Vadász E. [1953]: Magyarország földtana 1. kiad. Akadémiai Kiadó. — 22. Vadász E. [1960]: Magyarország földtana 2. kiad. Akadémiai Kiadó.

Die Unsicherheiten der Grenzziehung Oligozän-Miozän im Lichte der Fauna von Eger

L. BOGSCH

Die Ursachen der Unsicherheiten in der Altersbestimmung der Fauna von Eger (Erlau) sind: die Fauna ist nicht Schicht für Schicht eingesammelt worden; die Bearbeitung ging nicht genügend in die Einzelheiten; die Begriffe der Ortho- und Parachronologie und deren Konsequenzen wurden ausser acht gelassen. Eine genaue Altersbestimmung lässt sich allein durch methodische Sammlung und Bearbeitung, sowie durch minutiöse, auch die entwicklungsgeschichtlichen Tendenzen berücksichtigende paläontologische Arbeit verwirklichen.

AZ ÉSZAK-MAGYARORSZÁGI BARNAKŐSZÉNTELEPEK KORA

DR. BARTKÓ LAJOS*

Összefoglalás: A Börzsöny-hegység K-i oldalától Miskolcig húzódó kisebb megszakításokkal 130 km hosszúságban, egyidőben, paralikus kifejlődésben keletkezett miocénkori barnakőszénösszletet, amit akvitanij majd burdigaljai emeletbe helyeztek, az újabb kutatások szerint a helvétii emeletbe kell sorolni.

Magyarország összes megkutatott (földtani) kőszénkészletének egyharmad részét az észak-magyarországi, a sajóvölgyi — ózdi és nógrádi miocénkorú barnakőszénterületek adják. A barnakőszéntelepes összlet a Börzsöny-hegységtől a Sajó-völgyének miskolci szakaszáig — kisebb megszakításokkal — 130 km-en keresztül az észak-magyarországi-dél-szlovákiai nagy geoszinklinális pereme mentén követhető.

Kutatási, bányászati és természetes feltárások alapján a terület általános földtani képe tisztázódott, azonban a sokat vitatott barnakőszéntelepes összlet keletkezési idejének kérdése még mindig nem jutott nyugvópontra.

Az újabb őslénytani-rétegtani kutatások eredményeit felhasználva, az alábbi rövid összefoglalásban, főképpen üledékföldtani és teleptani alapon ismertetem az észak-magyarországi miocén barnakőszén rétegtani helyzetéről alkotott véleményemet.

Tekintettel arra, hogy az üledékképződés jellege, a kőzetkifejlődés az őslénytani kép, sőt nagyrésztben az ásványi nyersanyagok keletkezése is szoros összefüggésben áll az ősföldrajzi körülményekkel, szükséges a nagy üledékgyűjtő medence harmadkori fejlődéstörténetének ismerete.

A felszíni kutatások és a mélyfúrások alapján részben, főképpen a K-i egységben (Borsod) ismerjük az aljzat paleozóos-mezozóos rétegsorát, amelynek jellegzetessége a júra és a kis Bükk-hegységi előfordulástól eltekintve, a krétaüledékek hiánya. Ismeretlen az alsó- és középeocén rétegsora is. Egészében tekintve, a terület a triásztól kezdve szárazulatként, erősen tagolt, ÉNy—DK-i csapású röghegységként emelkedett ki, egészen a középsőeocén végéig. A felsőeocénben a Dunántúli Középhegység csapásában, a Nagyszál—Csővári rögök, a jelenlegi Mátra-aljzat D-i peremén, a Bükk D-i előterén át, mint déli szegélyi, az É-i részen pedig a Dél-szlovákiai Érchegység peremi leszakadása mentén nagy üledékgyűjtő medence keletkezett.

Semmiesetre sem szabad ezt „a medencét” tálszerű egyenletes aljzatú süllyedéknek tekinteni. A hosszanti és haránttörések rendszere a különböző magasságú kristályos és mészköves rögöket különböző szintbe, nagy általánosságban mégis ÉNy—DK-i irányú lépcsősen levetett árkokká, illetőleg sasbércekké formálta.

Az első harmadkori üledék, a felsőeocénkori lithothamniumos—nummuliteszes mészkő tengere még csak a legmélyebb árkokba nyomulhatott be. A további folyamatos süllyedés, mely az oligocénben meggyorsult, eleinte szigettengerré alakította a medencét, majd a legmagasabb, egykori hegycsúcsok kivételével — ami elsősorban a Bükk-hegység

* Előadta a Magyar Földtani Társulat 1960. október 21.-i egri vándorgyűlésén.

környékére és a Ny-i részen a Vác — csővári rögök környékére vonatkoztatható — majdnem teljesen feltöltődött.

A nagy jelentőségű, új salgótarjáni 2230 m-es mélységű kutatófúrás szerint a teljes oligocén rétegsor a Nagybatony—salgótarjáni árokban a 2000 m-t is meghaladja.

Feltöltődés következtében a felsőoligocénben és az alsómiocénben a meglassult süllyedés relatív területemelkedéshez vezetett, az alsó- és felsőmiocén határát már szárazföldi időszak jelzi.

Ki kell emelnünk, hogy mindeddig a felsőoligocén és alsómiocén közötti határt csak elméletileg tudjuk rögzíteni. Gyakorlatilag (térképezés), a stampiai üledékfolytonosság a barnaköszéntelemek fekvőjében kimutatott burdigaljai nagy-pectenes rétegeket képviselő márga és glaukonitos homokkőösszlet lerakódásának befejezéséig tartott.

A következő regressziós időszakban gyenge regionális gyűrődés és a paleozóos-mezozóos törésvonalak megújulásának hatására kiemelt térszínen megindult a lepusztulás. A mélyebb területek kavicsos és málladékkal, tarkaagyaggal töltődtek fel, amit a 10—90 m vastagságú alsóriolittufa felhalmozódása fedett le — kitűnő víztartó, tápdús aljzatot teremtve a mocsár-lápképződéshez.

Eddig az egész geoszinklinális fejlődéstörténete egységesnek mondható. A keleti és nyugati rész között a süllyedés mértékében mutatkozik csak különbség. Feltűnő módon eddig a keleti, sajtóvölgyi területen volt lassúbb a paleozóos-mezozóos rögök lefedése, a nyugati, a nógrádi medencérsz már teljesen feltöltődött.

A következőkben a riolittufával jelzett orogén-szárazföldi időszakot (steier I.) követő üledéksorrendet kell megismerni, amihez a nógrádi, helyi fáciesváltozásoktól mentes részmedence üledéksorát vesszük alapul.

Az alsóriolittufára a salgótarjáni medencétől K felé az Egercsehi—őzdi területen át a Sajó-völgyön keresztül Miskolcig, a pétervásárai megemelt terület lepusztulásától eltekintve, összefüggően követhető a barnaköszénteleges összlet.

Az általánosan ismert nógrádi, kisterenyei háromtelepes kifejlődés S c h r é t e r Z. és V a d á s z E. munkájából ismert fácies-eltérések ellenére a sajtóvölgyi fáciesben kifejlesztett barnaköszénteleges összlettel jól azonosítható.

A nógrádi háromtelepes kifejlődésű és a sajtóvölgyi fáciesű öttelepes összlet alsó három telepének egyidejűsége bizonyítottnak tekinthető. Továbbiakban nagyon fontos V a d á s z E. azon megállapítása, hogy a barnaköszéntelemek paralikus képződésűek, vagyis valamilyen tengermedence partján élt a barnaköszén anyagát szolgáltató egykori növényzet.

Nógrádban a köszénteleges összletet csökkentsósvízi cardiumos-oncophorás-corbulás réteg fedi, amely fokozatosan, átmeneti üledékképződéssel a chlamysos homokkőbe, ez pedig a nyílt, de sekélytengeri homokos márgában-agyagmárgában (a slirben) folytatódik.

Nógrádban, ahol a miocén üledékképződés idején az alaphegység rögei már nem zavarták gyors fáciesváltozásokkal az üledékképződés szabályszerűségét, a nyílttengeri medence felé igen jól követhető a rétegsor.

Megállapítható, hogy a fedő üledéksoport csökkent sósvízi lagunáris üledéke a cardiumos-corbulás agyag és homok, s a tengerpart menti normál sósvízi chlamysos homokkő (= mangános rétegek), a nyílttengeri márgacsoport felé (slir) fokozatosan kivékonyodik, majd szétnyílvá beleolvad az agyagos-márgás üledéksoportba, mielőtt még a köszénteleges összlet elmeddülne. Így a déli bányaterületeken a helvétai tengeri homokos márga (slir) a barnaköszénteleges összlet közvetlen fedője lesz (Kányás-akna). Északról dél felé a homokos márga egyre vastagabb, a Mátra andezittakarója előtt a slirfáciesű üledéksoport vastagsága az 500 m-t is meghaladja. Települési eltérés a köszénteleges összlet és a fedőrétegek között nincs.

A barnaköszénteleges összletet fedő, parti kifejlődésű üledékcsoportnak folyamatos, megszakítás nélküli kialakulása, a fedő homokos márgába való átmenete, feloldódása üledékföldtani bizonyíték a köszéntelemek helvétí idejű keletkezése mellett.

A barnaköszénes összlettől követhető folyamatos üledékképződés, mint vertikális bizonyíték mellett, figyelemmel kell kísérni az összlet, de elsősorban a telepek horizontális irányú változását is.

A nógrádi terület kutatásának vezetőit a felszabadulást követő hatalmas termelés arra kényszerítette, hogy a barnaköszéntelepektől, vagyis az egykori lápzónától kiindulva a kivastagodó slir, illetőleg a paleogeografiaiailag kimutatható nyíltvízű tenger felé is kutatásokat kezdjenek.

Így Salgótarjától ÉNy-ra és Kisterenyétől Ny-ra húzódó területeken nagymennyiségű fúrás mélyült. Az eredmény mindig egyforma volt, a barnaköszéntelemek fokozatosan elmeddültek.

Az elmeddülést a telep szétnyílása vezeti be, majd lencsés település vezet át a köszénes agyagba, vagy homokba, ez végül ujjas szétseprűzéssel beolvad a slirbe. Ilyen esetben a fúrások a fedő helvétí homokosmárgából közvetlenül a fekvő riolittufába jutnak. A sekélyláp és a nyílttenger határán gyakorlatilag, a bányászat szempontjából a telepek eltűnnek.

A D-i területen, a Mátra-hegység felé, a kibúvási vonaltól 3 km-re a telepek hasonló rendelkezésséget kezdenek mutatni. Várható, hogy az andezittakaró alatt 1 km-en belül a lópöv képződményeit tengeri üledékek váltják fel.

A barnaköszéntelemek a parti zónától a nyílttenger felé történő, ismertetett változásai ismét azt bizonyítják, hogy a barnaköszénteleges összlet nem állandó szint, hanem csak a helvétí slir fáciése. A barnaköszénteleges összlet horizontális vizsgálat során is helvétí korúnak bizonyult.

Végig követve az üledékképződést, megállapítható, hogy a barnaköszénteleges összletnek mint paralikus képződménynek nyílttengere a helvétí „slir-tenger”. Az észak-magyarországi köszéntelemek keletkezését az elmondottak szerint nem egy regressziós időszak (burdigalai) záró tagjaként, hanem ellenkezőleg a helvétí transzgresszió kezdőtagjaként kell tekinteni.

Őslénytani vizsgálatai során erre az eredményre jutott 1928-ban az Egercsehi—borsodi területen Schréter Z. is. Felismerte a fekvő tengeri-rétegek burdigalai korát és a köszéntelemek közvetlenül fedő corbulás rétegek helvétí idejét. Királd-Bánszállás környékén a barnaköszénteletet helvétí tengeri rétegekbe települve figyelte meg. Később, nagybátonyi munkájában Schréter Z. a barnaköszéntelemek keletkezését több okból, elsősorban a kevés mélyfúrás adat és a kővületszegénység miatt mélyebbre a burdigalai emeletbe helyezi, de hangsúlyozza a borsodi barnaköszénes összlettel való egyidejűséget.

Újabban Csepregyhnyé Meznereics I. őslénytani dolgozatai elősegítették a helyes korbeosztás megállapítását. Különösen a kőzetfedő rétegek, a cardiumos-oncophorás és a chlamysos homokok, homokkövek helvétí idejű keletkezésének felismerése volt fontos lépés a kővületszegény barnaköszénteleges összlet korának tisztázásában.

Simoncsics P. spóra-pollen vizsgálatai a helvétí idejű barnaköszén-keletkezés mellett bizonyítanak.

A nógrádi terület legkiválóbb ismerőjének, Noszky Jenőnek az a felfogása, amely szerint a barnaköszén akvítánkorú, módosul olyan értelemben, hogy a tényleges oligocén és az általa is helvétinek meghatározott slir közötti üledékcsoportot magasabb emeletekbe kell átsorolni.

Kutatástörténet és kutatásmetodikai szempontból is érdekes adatokat szolgáltat az észak-magyarországi barnaköszénterület. Előnyös földtani helyzeténél fogva a magyar

rétegtani kutatások legnehezebb problémáját a fácies kutatás fontosságát itt lehet a legjobban érzékelni.

Azt az alapot, amit Strausz L. 20 évvel ezelőtt fácies-kutatásaival lefektetett, tovább kell fejleszteni. Azok a paleogeográfiai különbségek, amik a nógrádi, Ózd—sajó-völgyi területek között mutatkoznak, még érdekesebbé teszik a kutatást.

A megváltozott miocénkori kőszénképződési idő alapján, kellő paleogeográfiai ismeretek birtokában, az észak-magyarországi területen új lehetőségek nyílnak a barnakőszénletelepek kutatására.

IRODALOM — LITERATUR

1. Csepregyhé Méznerics I.: Az egerségi—ózdai kőszénfekvő burdigalai faunája Földtani Közlöny, 1959. LXXXIX. k. — 2. Noszky J.: A Cserhát hegység földtani viszonyai. Magyar Tájak Földtani Leírása, III. k. Magyar Állami Földtani Intézet kiadása 1940. — 3. Simoncsics P.: Salfőtarjánvidéki miocén barnakőszén palinológiai vizsgálata. Földtani Közlöny, 1959. LXXXIX. k. — 4. Schréter Z.: A borsod-hevesi szén és lignitterületek bányaföldtani leírása. Magyar Állami Földtani Intézet Kiadványai 1929. — 5. Schréter Z.: Nagybátony környéke. Magyar Tájak Földtani Leírása, 1940. II. k. — 6. Strausz L.: Az Északkeleti Cserhát mediterrán fáciesei. Eötvös-füzetek, Budapest, 1925. I. k. — 7. Strausz L.: Geologische Fazieskunde. Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve 1927—1929. XXVIII. k. — 8. Szádeczky-Kardoss E.: Szénkőzettan. Budapest, 1952. — 9. Vadász E.: A borsodi szénmedence bányaföldtani viszonyai. Magyar Állami Földtani Intézet Kiadványai, Budapest, 1929. — 10. Vadász E.: Kőszénföldtan. Akadémiai Kiadó. Bp. 1952. — 11. Vitéz S.: Kőszén és tőzegkészletünk felkutatása. MTA Műszaki Tudományok Osztályának Közleménye, 1951. I. k.

Über das Alter der nordungarischen Braunkohlenflöze

DR. L. BARTKÓ

Die Braunkohlenflöze von Nordungarn sind zweifellos miozän, es wird nunmehr um die feinere stratigraphische Einteilung diskutiert. Im weiten Kohlengebiet gibt es eine Zahl von Faziesänderungen; diese, sowie die uneinheitliche Inkohlung der Flöze haben die Entwicklung eines einheitlichen Standpunktes erschwert.

Anhand einer Übersicht des ganzen Kohlengebietes und anhand der neuen zahlreichen Bohrungsangaben vertritt Verfasser den Standpunkt, dass ein Teil der bislang übereinandergereihten Flöze parallele, isopische Entwicklungen darstellt.

Der erste, wichtige Beweis ist die Nachweisung der Kontinuität der Ablagerung. Eine Reihe von neuen Kernbohrungen beweist, dass zwischen der flözführenden Reihe und dem Cardien-Oncophorensand keine Diskordanz besteht, der Übergang als vollkommen kontinuierlich angesprochen werden muss. Das unmittelbare brackische Hangende und der scheinbar höhere litorale Chlamyssandstein verjüngt sich in südlicher Richtung und geht in die nunmehr allgemein als helvetisch anerkannte Schlierserie über.

Auch die paläogeographische Lage hat sich geklärt, heute kann die Grenze der Moorzone und des offenen Meeres bereits gezogen werden. Die Verkümmerng der flözführenden Serie kann in der Richtung zum offenen Meere klar erfasst werden: Spaltung der Flöze, linsenartige Lagerung, verzahnte Übergänge usw. Der Komplex „Iöst“ sich überall im Schlier auf.

Es ist seit jeher bekannt, dass die nordungarischen Braunkohlenflöze paralische Bildungen darstellen, es ist jedoch nicht die Frage untersucht worden, zu welchem Meere sie gehören mochten. Nach dem obigen dürften sie die litorale Fazies des helvetischen „Schliermerees“ vertreten, und demnach im Gegensatz zu der bisherigen Altersbestimmung (Aquitän oder Burdigal) ins Helvet gehören. Auch die paläontologischen Belege (Makrofauna, Sporen, Pollen) sprechen für das helvetische Alter der Braunkohlenflöze.

Die ungarischen Miozänablagerungen müssen in Hinsicht auf ihre Faziesverhältnisse einer Revision unterworfen werden. Diese soll nicht nur die wissenschaftlichen, sondern auch die praktischen Untersuchungen fördern.

A NYUGATI-KÁRPÁTOK ŐSFÖLDRAJZI FEJLŐDÉSE A MIOCÉNENBEN

DR. JÁN SENEŠ*

Összefoglalás: A Magyar Földtani Társulat vezetőségének felkérésére az 1960. évi egri vándorgyűlésen tartott előadásomat az alábbi munkában hozom kivonatossan nyilvánosságra. Céloom, hogy a magyar geológus társadalommal megismertessem a csehszlovák geológusok nézeteit a Nyugati Kárpátok ősföldrajzi fejlődésére vonatkozóan a miocén folyamán, ill. a nevezett területréz helyzetét az Eo-, Mezo- és Neoparathysben. Részletesebben foglalkozom azokkal a területekkel, rétegekkel és problémákkal, amelyek szorosabban függnek össze a magyarországi miocénnel.

A Nyugati-Kárpátokon a hegységláncnak a Dunától a kárpátukrajnai Polanáig terjedő részét értjük. A Kárpátoknak ezt a területét, beleértve a hegységláncon kívüli előteret és a láncolaton belüli medencérszeket is, a miocén folyamán többször öntötte el a tenger vagy a tengerágak és a terület több fázisban kiemelkedett és felgyűrődött. A Nyugati-Kárpátok fiatal üledékgyűjtő medencéit, amelyek nagy részben a miocén folyamán keletkeztek és váltak ismét szárazulattá, három csoportba osztjuk. A Kárpátok ívétől nyugatra, Morvaország területén van a kárpáti előtér (Čelná hřibina, Vortiefe) üledékgyűjtő területe, amely a hegység fokozatos felgyűrődése következtében mindinkább az iv külső oldala felé toldódott el. A kárpáti előtér morvaországi része délen az alpi előtérhez (Molassezone vagy Ausseralpiner Wiener Becken és a perialpi depresszió), észak felé a lengyelországi és ukrainai kárpáti előtérhez kapcsolódik. Az üledékképződési területek második csoportját magában az ívben levő medencék alkotják. Ezekhez tartozik elsősorban a Bécsi-medence, amelynek nagy része a Morva-síkságon és Nyugat-Szlovákiában csehszlovák területen van, déli része (Inneralpines Wiener Becken) Ausztria területére esik. Az ívbéli medencékhez tartoznak a közép-szlovákiai túróci, felsőnyitrai, Besztercebánya—zólyomi, breznói medencék is (Túrčianská, Hornonitrianská, Banskobystrická—zlovenská, Breznianská kotlina). A harmadik csoportba az észak-magyarországi miocénkorú üledékgyűjtő területekkel jórészt határos belsőkárpáti (intrakárpát) medencérszek tartoznak, a nyugat-szlovákiai (a Kisalföld északi folytatása), a dél-szlovákiai és a kelet-szlovákiai neogén medencékkel.

Az egyes medencék ősföldrajzi fejlődése a miocén kor folyamán a Kárpátok fokozatos felgyűrődésének a függvénye volt. A főleg törésvonalakból és részben fiatal miocén takarókból álló hegység szerkezeti mozgás, az ezekkel kapcsolatos peremi letörések, a medencéképződés és a vulkáni tevékenység nem egyidejű jelenségek. Ezért az egyes medencék fejlődése időben és térben egymástól különbözött. Így az ívbéli medencék kialakulása csak a tortónai emelettel vette kezdetét. Ugyanakkor a kárpáti előtér Morvaország területén már fokozatosan szárazulattá vált. A dél-szlovákiai üledékgyűjtő medencének a tortonban és a szarmatában való kiemelkedésével szemben áll a nyugat-szlovákiai medence fiatal központi részének, főleg a pliocénben való óriási besüllyedése.

Az egyes medencék rétegeinek geokronológiai értékelését az utóbbi öt évben a puhatestűek és az egysejtűek alapján, rétegtani hovatartozásukat pedig a sztrato-

* Előadta a Magyar Földtani Társulat 1960. október 21.-i egri vándorgyűlésén.

típusok részbeni revíziója alapján, ill. egy új sztratotípus beiktatásával értük el. A parti és főleg medencefáciesben nagyszámú mélyfúrás anyaga alapján végzett korrelációk a Nyugati Kárpátok mozgékony területén általában arra mutatnak, hogy a korhatárokat csakis biosztratigráfiai alapon és nem a diasztrófizmus alapján kell megállapítanunk. A letarolásoknak és a transzgresszióknak az egyes medencékben való időbeli eltolódása nagy vonalakban a hegységképző szakaszoknak nyugatról kelet felé való vándorlását mutatja.

* * *

A mezozoikumban és részben még az eocénben is egységes Tethys-geozinklinális fejlődésében az oligocén folyamán, de főleg a miocén elején hatalmas változás állott be. A geozinklinális vályúja fokozatosan felgyűrődött és ennek előterében, valamint magában a gyűrődési vonulatban is üledékképző medencék keletkeztek. A paleogén folyamán a felgyűrődés következtében a Himalája területén teljessé válik a regresszió és Európában a Tethys két tengersávra oszlik. A délre, amelyet továbbra is Tethysnek nevezünk (Mediterrán) és az északi transzeurópai sávra, amelyet Laskarew Paratethysnek nevezett el. A kettőt az Alpok, a Balkán-hegység, Kisázsia, Középipírán és Afganisztán hegyvonulatai választják el. A két tengersáv fejlődése lényegesen különbözött egymástól. Míg a Tethys csaknem az egész miocénben összeköttetésben volt az akkori világtegekkel, addig a Paratethys a Tethysnek csak egy tengerágra, koronként csak öble, vagy öbölsozota volt. Maga az összeköttetés a Tethyssel nem volt állandó, minek következtében a Paratethys fejlődési szakaszai a nyugati Rhône—perialpi vonulattól egészen a keleti Euxin—káspi tengeráig igen változatos képet mutatnak. A Paratethysnek az állandóan változó ösföldrajzi és fáciesbeli viszonyai az Alpektől a Kaukázusig terjedő hegységképződési fázisokat tükrözik vissza. A fácieseknek ebben a másodrangú „maradvány geozinklinálisban” való állandó változása és a faunaelemeknek a Tethyssel való összeköttetés szerinti keveredése megnehezíti a párhuzamosítást a tethysbeli, atlanti vagy boreális bio-provinciák sztratotípusaival.

A Nyugati-Kárpátok területe a miocénben tehát a Paratethys tengersávjának üledékgyűjtő területéhez tartozott. Az utóbbi tíz évben itt végzett kutatások és a szomszédos területek geológusaival való együttműködés eredményeként, főleg mélyfúrások biosztratigráfiai feldolgozása alapján, összefüggő ösföldrajzi képet kaptunk a terület fejlődéséről a miocénben. Ismereteink mai állapota már bizonyos lehetőségeket nyújt a Paratethys és a Tethys egyes rétegeinek a korrelációjához, sőt a faunaelemek bio-provinciális hovatartozásága alapján a transzgressziók irányának a megállapításához is.

E munka témáját érintő kimerítő irodalomjegyzéket lásd J. Senes: Súčasne znalosti o paleogeografii centralnej Paratethydy. Geol. Práce, 55. Bratislava, c. munkájában.

* * *

Az akvítáni rétegek legtipusosabb kifejlődését az intrakárpáti depresszióban a nyugat-szlovákiai medence délkeleti részén, Párkány (Šturovo) vidékén és a dél-szlovákiai medencében Ipolyságtól (Šahy) a Gömör—tornai karszt nyugati pereméig terjedő területen találjuk. Mélyfúrási szelvények tanúsága szerint (Šturovo, Mužla, Obid, Kováčov, Bušince és cakovi fúrások) az akvítánba helyezett rétegek a medenceperemen mindenütt transzgradálnak a paleozoikumra és a mezozoikumra, a medencék közepén azonban az oligocén és az akvítán között az üledékképződés megszakítatlan volt. Erre főleg az a körülmény utal, hogy az akvítáni törmelékes alaprétegek a medencékben a rupélinek mindenütt egy és ugyanazon foraminiferás szintjére települnek. Az alábbi két rétegsor kellően bizonyítja az oligocénnek és az akvítánnak az intrakárpáti medencék szlovákiai észében lévő települési viszonyait és kifejlődését.

Šturovo környéke (Az esztergomi medence
É-i folytatása)

AKVITÁNI

Cyrénás agyag édesvízi betelepülésekkel és szencsikokkal; főleg az alsóbb rétegekben pectunculuszos homokkal és turritellás agyag-márgával váltakozva. Osztrigapadok, lucinás homok.

Neritikus, echinoidea tüskés agyagmárga, miocén jellegű Foraminiferákkal (rupéli alakok teljes hiánya).

Csilámos homok, homokkő, és kavicsrétegek átmosott, főleg krétakori mikrofaunával.

RUPÉLI

Agyagmárga. Foraminifera faunájából többnyire már hiányzik a *Clavulinoides szabói*.

Kagylós törésű agyagmárga, típusos rupéli Foraminifera faunával. *Amussium semiradiatum*.

Csilámos homok és homokkő, átmosott, főleg krétakori Foraminifera faunával.

Csökkenets- és édesvízi kőszéntelepés rétegsor, cyrénás szenes agyag, tarka agyag.

Dél-Szlovákia (A salgótarjáni és borsodi
medencérezsek É-i folytatása)

Cyrénás agyag édesvízi betelepülésekkel és szencsikokkal, turritellás agyag és homok (egri és balassagyarmati faunatípus), lucinás és pectenés rétegek.

Neritikus echinoidea tüskés agyagmárga miocén jellegű Foraminiferákkal (rupéli alakok teljes hiánya), makrofaunájában uralkodó az *Amussium denudatum*. Parti fáciesben *Lepidocyclus*nak, *Miogypsina gunteri* és alsómiocén pectenek.

Homok, homokkő és konglomerátum gyér miocén jellegű mikrofaunával.

Agyagmárga. Foraminifera faunájából többnyire már hiányzik a *Clavulinoides szabói*.

Agyagmárga típusos rupéli Foraminifera faunával.

Homokos, homokkőes rétegsor.

Az akvitáni rétegek Foraminifera-faunájában hiányoznak a paleogén alakok (*Clavulinoides szabói*, *Planularia kubinyii*), ezzel szemben felvirágzik az az alsómiocén típusú mikrofauna, amelyet a helvétii emelet végéig kísérhetünk. A puhatestű faunák különböző paleocénózisiban még látunk ugyan északi paleogén elemeket, az alakok túlnyomó többségét azonban már atlanti és mediterrán eredetű alsómiocén fajok alkotják (*Chlamys carryensis*, *Chl. martelli*, *Chl. rotundata*, *Galeodes lainei*, *Turritella venus*). Ezek hirtelen megjelenése egy a Tethys és a még kialakulóban levő Paratethys közti közvetlen és újirányú összeköttetés kifejlődésére mutat. Bizonyítja ezt a *Miogypsina gunteri* megjelenése is az akvitán durva partközeli üledékeiben. A reliktuuszzerű északi paleogén elemek (*Angulus nysti*, *Pitaria splendida*, *P. beyrichi*, *Glycymeris* ex. gr. *obovatus*) valószínűleg a rupéli tenger parti faunájának a maradványai közé tartoznak, az akvitánban t. i. igen nehéz volna közvetlen összeköttetést feltételezni az egyidejű északi bioprovincia katti tengerével. Ilyen, ha volt is, csak a keleti Paratethys vidékén (Euxin—káspi—ustjurt) keresztül lehetett.

A Nyugati Kárpátok előterében Morvaországban az akvitáni emeletnek korban megfelelő rétegek egyelőre csak a ždanici flistakaró felső, hustopeői rétegeiben ismeretesek (Ausspitz marga). Itt is a típusos rupéli márgákon ill. a felettük levő részben kiédesedő rétegsoron, látszólag az üledékképződés megszakítása nélkül következnek a már miocén mikro- és makrofaunát tartalmazó hustopeői rétegek. Molluszkafaunájuk Vel. Pavlovicénél teljesen egyező az egri, balassagyarmati, kovácspataki vagy a bajorországi thalbergi lelőhelyek fajaival.

Az eddigiekből világosan kitűnik, hogy a medencék belsejében a miocénkori faunát tartalmazó akvitáni rétegek megszakítás nélkül települnek az oligocénre. Ez az oligocén eddigi faunaismereteink szerint egészben a rupéliéne felel meg. Ebből következik, hogy az északi bioprovinciában katti néven ismert rétegek a Tethys és Paratethys jellegű akvitáni időegységnek szinonimái, vagy pedig, hogy a katti északi sztratotípusának időbeli megfelelői nálunk a rupéli rétegek felső szintjeiben keresendők. Ez utóbbi faunisztikai okoknál fogva aligha valószínű és ezért jelen tudásunk alapján a katti sztratotípusát az akvitáni időbeli megfelelőjének tartjuk. (Figyelemre méltó, hogy a bajorországi katti mikrofaunája igen hasonlít a ždanjci flis és néhány szlovákiai rupéli lelőhely felsőbb rétegeinek mikrofaunájához, valószínű azonban, hogy Bajorországban a kattinak vett rétegek a rupéli sztratotípusába tartoznak és nem felelnek meg időben az északi provincia katti rétegeinek.)

A Nyugati-Kárpátok területén lényegében tehát egy nomenklatorikus változás történt; a faunareviziók alapján a múltban kattinak és így oligocénnek tartott rétegeket ma az akvitánba és így már a miocénbe helyezzük. Ennek az oka elsősorban abban rejlik, hogy a rétegek az akvitáni sztratotípusának atlanti és mediterrán faunáját tartalmazzák és így a sztratotípussal föltétlenül egyidejűek. A prioritás és a Paratethys bioprovinciális helyzete megköveteli az akvitán elnevezés használatát abban az esetben is, ha véglegesen bebizonyosodik a katti időbeli ekvivalenciája az akvitánival. Ezen időegységnek az oligocénbe vagy már a miocénbe való helyezése konvencionális kérdéssé vált.

Ösföldrajzilag az akvitáni üledékgyűjtő területek a Nyugati Kárpátokban, főleg az intrakárpát vidéken még többé-kevésbé a rupeli medencéket követték, a legtöbb helyen azonban bizonyítottan a medencék kiszélesedése, ugyanakkor kisebb mélysége is. Kérdéses, hogy a flisövben kimutatott oligocén (rupéli) területeket, főleg a krosznói takaró területét, elárasztotta-e ismét az akvitáni tenger. Erre, eltekintve az előtér morvaországi részétől, nincs bizonyítékunk. A kárpáti előtérből nyugat felé nem kétséges az összeköttetés a perialpi depresszióban egészen a Bajorországig terjedő tengeröböllel (Burgstall, Thalberg) az ausztriai melettás sílren és parti fáciesű pectuncululusos limzi és melki homok fáciésein keresztül. Egyszerre az akvitánnak megfelelő rétegeket a kárpáti előtér lengyelországi szakaszán nem ismerünk s így összeköttetést sem az ukrainai, valószínűleg akvitáni korú felsőpolianici és alsó vorotiscsen rétegekkel. A közbeeső lengyelországi szakaszon az akvitáni vagy fedve van az idősebb flistakarókkal, vagy, ami valószínűbb, ebben az időben a Kárpátoknak északon még nem volt üledékgyűjtő előtere. Ebben az esetben az ukrainai akvitáninak a Keleti-Kárpátok előterén át kellett kapcsolatban lennie nemcsak a keleti Paratethys részben maikopi és szakarauli rétegeivel, de az Anatóliában és Olténia—Munténia területén kimutatott akvitánnal is. Ez utóbbi összeköttetése az intrakárpáti depressziókkal az Erdélyi-medencén keresztül kétségtelen. Ugyanígy kétségtelen az intrakárpáti depressziók közvetlen összeköttetése az északolaszországi, tehát Tethysbéli akvitánnal. Erre mutatnak a felső schio és bellunoi rétegek és az egri vagy kovácspataki fauna közös fajai és varietásai. (*Protoma cathedralis bellunensis*, *Turritella beyrichi percarinata*, *Cardium bukkianum*, *Crassatella carcarensis*). Az észak-magyar—dél-szlovákiai medencék és a kárpáti előtér morvaországi része közötti közvetlen összeköttetés a faunák alapján szintén nyilvánvaló.

A Paratethys az akvitánban tehát Bajorországtól K-i irányban a Nyugati-Kárpátokon keresztül az Euxin—Káspi—Ustjurt vidékig húzódott és a Tethyszel valószínűleg Anatólia és Észak-Olaszország felé volt összeköttetésben. A Rhöne-medence az akvitánban még csak a Tethysnek egy zárt öble volt, a perialpi depresszió nagy részén csak édesvízi üledékképződés folyt.

Az alsóburdigalaj üledékek a Nyugati-Kárpátok területén általában diszkordánsan települnek. Az akvitán és alsóburdigalaj között tehát hegységképződéssel kapcsolatos erős kiemelkedést, denudációt, majd rákövetkező süllyedést kell feltételeznünk. A süllyedés eredményeképpen az alsóburdigalaj tenger transzgressziója, bár területileg lényegesen nem tér el az akvitán elterjedésétől, egészen más jellegű üledékeket hozott létre, teljesen új típusú litorális faunákkal. Sokkal több a klasztikus üledék, mint az akvitánban volt és ez a Kárpátok egyes részeinek az alsóburdigalaj folyamán való erős kiemelkedtségére és letarolására vall.

A kárpáti előtér morvaországi részén Znojmo és Ostrava környékén ismerünk főleg parti üledékeket típusos nagypectenese kifejlesztésben. A Bécsi-medence területén az alsóburdigalaj üledékek a mai medence északi részén keletkeztek. A mai medencealak csak a tortonai folyamán jött létre. Az akvitántól ill. alsóburdigalaitól a helvétii ill. „karpáti” idejéig, a mai medence északi területén egy kelet-nyugati irányú tengerág volt. Ez biztosította az alsómiocén folyamán a tengeri összeköttetést a kárpáti előtér és

az intrakárpáti területek között. A Bécsi-medence ezen északi területén a nevezett tengerágból az alsóburdigalái alapkonglomerátum és homokkő ülepedett le az ismert nagypectenes faunákkal. Mélyebb fáciesben meszes, homokos agyag és agyagmárga keletkezett gazdag cyclamminás és bathysyphonos mikrofaunával.

Az alsóburdigalái folyamán még a nyugat-szlovákiai medence is sokkal északabbra húzódott mint a felsőmiocénben és a pliocénben. Üledékeit a Vág-völgyében csaknem Zsolnág, a mai Bánóci- és Felsőnyitrai-medencében találjuk meg. Innen nyugat felé a Bécsi-medencével az összeköttetés a Kiskárpátoktól északra bizonyított, délnyugat felé, Dél-Szlovákia irányába a Kőrmöc—selmeci (Kremnicko—štiavnické pohorie) terület és a Vepor vulkáni takarója alatt tételezzük föl. Az utóbbi vidéken azonban valószínű, hogy a burdigalái üledékek a terület törtónait megelőző kiemelkedése folyamán dendudálódtak. A nyugat-szlovákiai medencében az alsóburdigalái üledékek részben mészkőkonglomerátumokkal, nagypectenes faunával, részben lagunáris csökkentsósvízi üledékekkel, cyrénás és tympanotonuszos, hydróbiás agyaggal kezdődnek. Fedőjükben homokos, homokkőves turritellás és pitáriás rétegek, ill. ezeknek nyílttengeri agyagos fáciesei vannak kifejlődve gyér makrofaunával és cyclamminás agglutinált mikrofaunával.

A dél-szlovákiai üledékgyűjtő területen, melynek déli részét a salgótarjáni és borsodi kőszénmedencék tágabb területe képezi, az alsóburdigalái rétegek csak sekélytengeri kifejlődésben ismeretesek. A leggyakoribb a cápafogas, nagypectenes, osztreás homok és homokkőfácies igen nagy glaukonit- és biotittartalommal. Ez utóbbi az alsómiocén riolitvulkanizmus megkezdésére utal már az alsóburdigalái folyamán. Tekintve, hogy ezen a területen az alsóburdigalái üledékek főleg a felsőbb akvitáni rétegek anyagának feldolgozásából keletkeztek, aránylag, kevés akvitán előtti kőzetanyag behordásával, sok esetben fauna hiányában a burdigalái rétegek elválasztása az akvitántól csak kőzet-tanilag, az említett biotit megjelenése alapján lehetséges. A dél-szlovákiai glaukonitos homokkővek zöme nem az akvitánba, de feljebb, az alsóburdigalái emeletbe tartozik.

Kelet-Szlovákiában az alsóburdigalái üledékek egyelőre csak az Eperjesi-medence (prešovská kotlina) északi peremén ismeretesek homok, homokkő és homokos agyagmárga kifejlődésében. Mikro- és makrofaunájuk típusos burdigalái, de ugyanúgy mint a nyugat-szlovákiai őausai vagy a kárpátukrajnai burkalowi rétegekben, a nagypectenek csak gyéren vannak képviselve. Valószínű, hogy Kelet-Szlovákia területe az alsóburdigalái emeletben déli irányban a Borsod környéki alsóburdigaláival, kelet felé pedig a kárpátukrajnai burkalowi rétegekkel volt tengeri összeköttetésben.

Az alsóburdigalái rétegek Foraminifera-faunája eddigi tudásunk szerint alig különbözik az akvitánétól. Parti fáciesben csak az egyes *Lepidocyclina* és *Miogyssina* fajok hiánya agyagosabb kifejlődésben az *Almena osnabrugensis* már csak igen gyér megjelenése, ezzel szemben az agglutinált fajok, főleg a Cyclamminák fejlődése mutat a burdigalaira. Nem sikerült eddig nagyobb különbséget kimutatnunk az akvitáni és burdigalái mélyneritikus és batialis molluskafaunák között sem. Ez a különbség annál szembetűnőbb a litorális faunák között. Az északi bioprovincia reliktum alakjainak a helyét a valószínűleg indopacifikus eredetű formák foglalják el. Közülük elsősorban az igen nagy méretű Veneridákat, Pektinidákat, Pholadomyákat, nagy méretű Cardiumokat és Mactrákat kell megemlítenünk. Csökkent sósvízi kifejlődésben a rupéli és akvitáni tympanotonuszos és cyrénás rétegekkel ellentétben az alsóburdigalái cyrénás rétegekben a *Tympanotonus margaritaceum* és *Cerithium plicatum* mellett már megjelennek fiatalabb alakok is, főleg a *Terebralia bidentata*, *Hydrobia* cf. *fontannesi*, *Nassa grondica* és *Cingula vera*.

A kárpáti előtérből, hasonlóan mint az akvitánban, közvetlen tengeri összeköttetés létezett az alpi előtérrel. A tenger nyugat felé egészen Bajorországig húzódott (Horn, Eggenburg, Miesbach, Kaltenbachgraben parti fáciesben, az alsó halli slir neritikus

fáciesben). Innen nyugatra még mindig nem hatolt tovább a Paratethys és a perialpi depresszió át még nem volt meg az összeköttetés a Rhône-medencével. Hasonlóan mint az akvitánban, az alsóburdigalái kifejlődést sem ismerjük a kárpáti előtér lengyelországi részein. Az alsóburdigalái megjelenése Ostrava környékén azonban mindenesetre a transzgressziónak az akvitánnal szemben az előtérben való továbbhaladását jelzi. Ugyanezt látjuk az alsóburdigaláiban a Keleti-Kárpátok előterében Ukrajnában és Romániában is. Az intrakárpáti területeken nagy vonalakban egy kelet—nyugati tengerág fejlődött ki, amely nyugat felé összeköttetésben volt a mai Bécsi-medencén át a morvaországi kárpáti előtérrel és nem lehetetlen, hogy keleti irányban az ukrainai előtérrel is. Valószínű az összeköttetés az Erdélyi-medencén keresztül a Déli-Kárpátok előterével, valamint a pesti és Zágráb környéki lelőhelyeken keresztül az északolasz Tethysbeli alsóburdigaláival is. Kétségtelen, hogy a Nyugati-Kárpátok sem az akvitánban, sem pedig az alsóburdigaláiban nem alkottak még összefüggőbb láncolatot és így nem volt egységes a kárpáti előtér sem. Keleti irányban a Paratethys az Euxin—káspi vidékig terjedt (a felsőmajkopi szakarauli és olgin rétegei) és a fauna alapján feltételezhető főösszeköttetés a Fekete-tenger, Anatólia, Perzsia irányában volt meg a Tethyszel.

Teljesen más ösföldrajzi képet mutatnak a Nyugati Kárpátok, de az egész Paratethys a felsőburdigalái emeletben. Míg ebben az időben az egész alpi előtér besüllyedt és tengerrel volt elöntve, addig a kárpáti előtér morvaországi része és az intrakárpáti területek szárazulattá váltak és denudáció vagy teresztrikus és fluviolimnikus üledékképződés megy végbe. A perialpi depresszió lesüllyedése következtében a Rhône-öböl és az északalpi előtér között tengeri összeköttetés jött létre. Ez a nyugatról jövő transzgresszió azonban nem érte el sem az alsóburdigalái után kiemelkedett kárpáti előtér, sem pedig az intrakárpáti területek szárazulattá vált vályúit. Az alpi előtérben a felső halli slir folytatásában a későbbi Bécsi-medence északibb részéig hatolt a transzgresszió. Itt az ún. lužicei és winterbergi rétegek, tengeri szürke agyagmárgák és parti fáciesben homokkövek alakjában diszkordánsan fekszenek az alsóburdigalái rétegeken vagy az idősebb alaphegységen. Makrofaunájában még a nagypectenek uralkodnak, mikrofaunájában a *Bathysiphon taurinensis* helyét mindinkább a *B. filiformis* és a *Lingulina costata* foglalják el. Ezek a felsőburdigalái rétegek fokozatosan mennek át ezen a területen a helvét s. s. üledékeibe, egymástól gyakran alig választhatók el és az irodalomban mint egységes felsőburdigalái—helvétai s. s. ún. lužicei rétegek vannak bevezetve.

Az intrakárpáti területen a felsőburdigaláiba helyezük a dél-szlovákiai területen a kontinentális eredetű, kavicsos, tarkaagyagos, riolituffás rétegsort, ami diszkordánsan települ a faunisztikailag bizonyított alsóburdigalái és helvétai s. s. közé.

A kelet-szlovákiai medencében az eperjesi alsóburdigalái fedőjében csökkentsővízi, kőszéntelepés rétegsor, az ún. öelovecká formácia van kifejlődve *Polymesoda brongniarti*, *Melanopsis hanikeni* és *Pirenella hornensis* fajokkal. Nem tartjuk kizártnak, hogy ezek a rétegek már a felsőburdigaláiban keletkeztek és időbeli ekvivalensei a dél-szlovákiai kontinentális lerakódásoknak.

Eddigi tudásunk alapján tehát a felsőburdigalái emeletben tengeri kifejlődés csak a Paratethys nyugati vidékén a Rhône-öböltől a Bécsi-medencéig volt. A kárpáti előtér, legalább is annak a nyugati és északi része, szárazulat volt. Keleti részében esetleg a felső vorotiscseni rétegek, az Euxin—káspi vidéken a felsőmajkopi ritzevi rétegei felelnek meg a felsőburdigalái idősáknak. A belskárpáti területen szintén nem ismerünk még olyan tengeri rétegeket, amelyeket a felsőburdigaláiba helyezhetnénk. A keleti Paratethys vidékén az oligocéntól a helvét s. s.-ig bezárólag a majkopi széria megszakítás nélküli szedimentációs sornak látszik. Ezért valószínű, hogy ebben a rétegsorban az Euxin—káspi vidéken benne vannak a felsőburdigalái időtartamának megfelelő rétegek is. Kérdés most már, hogy volt-e a nyugati és a keleti Paratethysnek egymással a kár-

páti részeken át összeköttetése vagy sem. Ha igen, akkor ezt az összeköttetést valószínűleg a kárpáti előtérben át kell keresnünk, ahol a kérdéses rétegek a magurai vagy a krosznói flis alatt vannak eltemetve. Fúrásadatok hiányában ezt a kérdést egyelőre el nem dönthetjük.

Hasonló nehézségekkel, de lényegesen megváltozott ősföldrajzi helyzettel találkozunk a helvétii s. s. időszakában. A helvétii s. s. elnevezésen azt az időegységet értjük, ami Mayer ill. Rutsch svájci sztratotípusának rétegeiben van kifejezve. Ez a rétegsor úgy az alpi, mint a kárpáti előtér területén, sőt az Euxin—káspi vidéken is tengeri rétegekkel kezdődik, ill. megy át folyamatosan a felsőburdigalából, majd édesvízi, csökkentsósvízi, oncophorás típusú rétegekkel végződik. Ebben az időben volt a Paratethysnek kelet—nyugati irányban főleg a hegységek előtereiben a legnagyobb elterjedése, kezdetben a Rhöne-öböltől egészen az Aral vidékéig. Az újabb magyar kutatások alapján (Kókay) nem tartjuk kizártnak ebben az időben a Tethysnek déli irányból való transzgresszióját sem az intrakárpáti területek déli vidékeire, valószínűbb azonban a bántapusztai és mecseki tengeri helvétii s. s. jelenlétét az alpi előtér tengerének egy a Nyugat- és Dél-Magyarország vidékén képződött depresszióba való benyomulásával magyarázni. Ami az intrakárpáti terület északi vidékeit illeti, ezeken az előtéri vidékekkel szemben, (amelyek a helvétii vége felé kiemelkedtek), fokozatos süllyedés következett be, amelyek a későbbi ún. „kárpáti” emeletben érte el tetőpontját. A kárpáti előtér északi, lengyelországi része valószínűleg még szárazulat volt és a keleti Paratethyszel az összeköttetést a Dráva—szávai depresszió át tételezzük föl.

A kárpáti előtér morvaországi részén hasonlóan mint az alpi előtér molassz zónájában a helvétii s. s. rubulus (ottnangi) és vöckla slirrel, feljebb a riedi homokkal, édesvízi és csökkentsósvízi oncophorás rétegekkel van képviselve. A Bécsei-medence területén, mint már említettük, a felsőburdigalái és a helvétii között átmenet van és az utóbbi a felső luzicei és radošovi rétegekkel, esetleg a lábi osztrakodás rétegekkel van képviselve. Nyugat- és Kelet-Szlovákia területén ennek a kornak megfelelő rétegsort nem ismerünk. Itt az alsó burdigalaira települnek diszkordánsan a „kárpáti” korú, ill. a tortónai rétegek. A dél-szlovákiai üledékgyűjtő medencében a helvételeji süllyedés képződményei a Kékkő környéki kőszéntelepek (két telep, egymástól homokréteggel elválasztva), a felettük levő édesvízi agyagréteg és a további kimélyülést, ill. a kárpáti előtérrel a kapcsolat felvételét igazolni látszó oncophorás rétegek. A kőszéntelepek valószínűleg a salgótarjáni alsó telepnek felelnek meg. A salgótarjáni középső telep ekvivalensét Dél-Szlovákiában az édesvízi agyagréteg jelzi, míg a főleg Borsodban erősen kifejlődött felső telep korban már az oncophorás ill. még magasabb tengeri rétegek ekvivalense. Míg tehát az előtérben a helvétben fokozatos kiemelkedést, addig az intrakárpáti depresszió északi részében fokozatos süllyedést látunk. A két mozgás közötti különbség csak a helvétii végén, az oncophorás rétegek megjelenésének idejében egyenlítődtől ki. Míg azonban az előterekben kifejlődött oncophorás rétegek, mint csökkentsósvízi üledékek egy üledékciklus regressziós végén, addig az intrakárpáti depresszióban mint az üledékciklus transzgressziót bevezető csökkentsós üledékei jelennek meg. Maga a Paratethys mint tenger az helvétii emelet végén több egymástól izolált csökkentsósvízi és édesvízi medencére esik szét, melyeknek sorozatát az Oncophorák megjelenése és azt követő gyors kihalása alapján Svájctól az Aral vidékéig követhetjük. Az intrakárpáti depresszió északi és Dráva—szávai részeinek a helvétben elkezdődött fokozatos süllyedése adta meg a lehetőséget az Oncophorák regionális elterjedésére azzal, hogy a keleti és nyugati Paratethys között az alsóburdigalái után megszakított összeköttetés ismét helyreállt. Ugyanakkor azonban, amikor a Paratethys a helvétii végén a hegységek előtérében szétesett, már megkezdődhetett dél felől a Tethys egy új tengeröblének benyomulása a Dráva—szávai depresszió és a Nyugati-Kárpátok területére.

		Kárpáti előtér	Bécsi-medence	Intrakárpát depresszió		
				Nyugat-Szlovák-medence	Dél-Szlovák-medence	Kelet-Szlovák-medence
Szarmata	Cherzoni		Édesvízi homok-agyagmárga (P a p p: Pannóniai „A” szint)	?		Édesvízi kőszénösszet
	Besszarábiai		Csökkentsósvízi agyagmárga, homok, mészkő, <i>Nubecularia novorossica</i> , <i>Nonion granosum</i>	Csökkentsósvízi homok, agyagmárga, Nonionos fauna		Csökkentsósvízi agyagmárga, kőszén, <i>Irus naviculatus</i> , amfibolandezit, <i>Nonion granosum</i>
	Volhyniai		Csökkentsósvízi agyagmárga, homok, Elphidiumos fauna	Csökkentsósv. kongl., homokkő, mészkő, agyagmárga Elphidiumos fauna, riolitúfa	Szárazföldi piroxéndezit agglomerátum	Csökkentsósv. agyagmárga Elphidiumos fauna, piroxéndezit, riolitúfa
Tortonai	Felső	Tengeri agyagmárga, Buliminás és spirálistos szint (Ostrava)	Csökkentsósvízi-édesvízi agyagmárga, kőszén, Rotáliás szint, Tengeri agyagmárga, Buliminás szint	Csökkentsósvízi agyag, Piroxéndezit, Tengeri agyagmárga, homokkő, Buliminás szint		Édesvízi agyagmárga, homok, homokkő. Csökkentsósv. agyagmárga <i>Cardium andrusovi</i> , Tengeri agyagmárga, Buliminás szint
	Középső	Lagunás gipszrétegek (Opava), Tengeri agyagmárga (Ostrava, Opava) Spiroplectamminás szint <i>Uvigerina asperula</i> , <i>Pseudotrilepsia</i>	Tengeri agyagmárga, lithothamniumos mészkő, homokkő. Spiroplectamminás szint	Tengeri agyagmárga, Lithothamniumos homokkő, <i>Vaginella</i> , <i>Amussium</i> , Spiroplectamminás szint	Tengeri homok, homokkő, lithothamniumos mészkő, Agyagmárga, riolitandezitúfa, agglomerátum	Lagunás sós agyag, kőszén, Tengeri agyagmárga, Spiroplectamminás szint
	Alsó	Tengeri agyagmárga konglom. Lithothamniumos mészkő, Lagenidás szint	Tengeri agyagmárga kongl. Lagenidás szint	Tengeri agyagmárga, lithothamniumos mkő, antibolbitos andezit, lagenidás szint		Tengeri márga, homokkő, kongl., lagenidás szint

	Kárpáti	Tengeri agyagmárga, riolittufa <i>Uvigerina graciliformis</i> , <i>Uvigerina bononiensis</i> <i>filiformis</i>	Tengeri agyagmárga homokkő <i>Uvigerina bononiensis</i> <i>filiformis</i>	Tengeri agyagmárga kongl. <i>Uvigerina bononiensis</i> <i>primiformis</i>	Tengeri agyagmárga <i>Uvigerina bononiensis</i> <i>primiformis</i> Tengeri mangán, homok, chlamyszos homok	Tengeri lagunás sós agyag, flis, riolittufa, kőszén. <i>Uvigerina bononiensis primiformis</i> , <i>Chlamys macrotis</i>
	Helvétii s. s.	Csökkentsősvízi onco-phorás rétegek Tengeri agyagmárga (Robulus Slür)	?	—	Csökkentsősvízi onco-phorás rétegek Édesvízi agyag, kőszén, homok	—
Burdigalai	Felső	Tengeri agyagmárga <i>Bathysyphon filiformis</i> , <i>Lingula costata</i> , <i>Pecten hornensis</i> (csak délen az alpi előtérben)	Kiédeseződ tengeri agyagmárga <i>Bathysyphon filiformis</i> <i>Lingulina costata</i>	—	Szárazföldi agyag, homok, kavics Riolittufa	Édesvízi-csökkentsős-vízi homok, agyag, kőszén, riolittufa, <i>Polymesoda bronngartii</i> , <i>Pirenella hornensis</i>
	Alsó	Tengeri konglom. homokkő Bryozóás mészkő <i>Chlamys gigas</i>	Tengeri kongl. homokkő Riolittufa, agyagmárga <i>Chlamys gigas</i> <i>Cyclammina cancellata</i> <i>Bathysyphon lauriniensis</i>	Tengeri homokkő, agyagmárga <i>Chlamys gigas</i> , <i>Angulus pseudo-jallax</i> , <i>Bathysyphon lauriniensis</i> Csökkentsős. agyag, <i>Polymesoda convexa</i> , <i>Tympanotonus margaritaceum</i> , <i>Terebralia bidentata</i>	Tengeri homok, glaukonitós homokkő, riolittufa <i>Pecten hornensis</i> <i>Chlamys palmatus</i>	Tengeri kongl. homok, homokkő, márga <i>Cardium kübecki</i>
	Akvitáni	Flis jellegű rétegsor (Ausspitzi márga) <i>Cardium heeri</i> , <i>Glycymeris</i> ex. gr. <i>philippi</i> ?	Flis jellegű rétegsor (Ausspitzi márga) <i>Cardium heeri</i> , <i>Glycymeris</i> ex. gr. <i>philippi</i> ?	Csökkentsős. -édesvízi agyag homokkő, <i>Tympanotonus margaritaceum</i> Tengeri homok, homokkő, márga <i>Glycymeris</i> ex. gr. <i>obovatus</i> ? <i>Melongena lainet</i> , <i>Turritella venus</i>	Csökkentsősvízi homokkő, agyag, <i>Polymesoda convexa</i> Tengeri kongl. homokkő, agyagmárga, <i>Turritella venus</i> , <i>Melongena lainet</i> , <i>Miogyopsina gunteri</i> , <i>M. thami</i> , <i>Flabellipecten carryensis</i>	?

Faunisztikailag a helvétai tengeri kifejlődésben igen erős rokonságot mutat a burdigállal. Ez jól értelmezhető, ha meggondoljuk, hogy egyrészt a Paratethysben az előterek nagy részén a helvétai üledékmegszakítás nélkül fejlődik ki a felsőburdigaliból, másrészt, hogy a helvétai valószínűleg nem más, mint a Rhône-öböl ún. burdigalien supérieur-jének egy Paratethysbeli, földrajzilag többé-kevésbé izolált fáciése. Az endemikus *Oncophora* típusú faunák a helvétai végén már a Paratethysnek a Rhône-öböltől való teljes izoláltságára mutatnak. A mikrofauna típusos alsómiocén, már az akvitánból is ismert képet mutatja.

A helvétai emelet végén tehát tulajdonképpen teljesen szétesett a Paratethys és a következő időkben a Kárpátoktól nyugatra, a perialpi vidéken tengeri üledékképződés többé nem volt. A középső ill. felsőtörtónai emeletig a Paratethys keleti, Euxin—káspi vidéke is szárazulat volt és a helvétai s. s. és a középsőtörtónai emelet között csak a Kárpátok vidéke volt a Tethysnek egy dél felől benyomuló tagolt öble által elöntve.

A Dráva—szávi depresszióban (Nyugat- és Dél-Magyarország, a Gráci-öböl és Észak-Jugoszlávia), a Bécsi-medence egy része, a kárpáti előtér morvaországi részén és az északi intrakárpát depresszióban a helvétai ismertetett sztratotípusának megfelelő és a tipikus alsótörtónai rétegek között még egy, faunisztikailag minden fációsben önálló, helyenként 2000 m vastag üledékcsoport van kifejlődve, amelyik semmiesetre sem felel meg sem a helvétai, sem pedig a törtónai sztratotípusnak, ill. időegységének. A Bécsi-medencében és Dél-Szlovákiában régebben mint felsőhelvétai rétegcsoport szerepelt, ez az elnevezés azonban, eltekintve attól, hogy nem felel meg a helvétai sztratotípusának (sőt a perialpi vidéken egyáltalán nincs is kifejlődve), sok zavart és fölösleges nézeteltérést okozott. A perialpi vidéken ti. a helvétai sztratotípusának felső rétegeit, főleg a riedli homokot és a csökkentsős- és édesvízi rétegeket nevezték felsőhelvétinek, míg a kárpáti vidéken a korban fiatalabb, az előbbieknél jelentkező, már említett igen vastag főleg tengeri összetétel. Az utóbbi rétegcsoportnak sztratotípusát 1959-ben a csehszlovák geológusok a Bécsi-medence északi részén jelölték ki és az akkori tenger ősföldrajzi elterjedése szerint *kárpáti*-nek, vagy kárpáti emeletnek nevezték el. A kárpáti időszakban lerakódott rétegek a legtöbb helyen egységes, zárt szedimentációs ciklust alkotnak; a kárpáti előtér és a Bécsi-medence nagy részén, valamint Nyugat-Szlovákiában diszkordánsan települnek vagy az alaphegységre és az alsó burdigalaira, vagy pedig a kiédesedett és *oncophorás* felső helvétire. Az intrakárpáti depresszióban Dél-Szlovákiában az *oncophorás* rétegek felett települnek. Itt a diszkordancia ill. az üledékmegszakítás a helvétai és a kárpáti között a helvétai kezdete óta tartó fokozatos kimélyülés és a tenger fokozatos benyomulása következtében kétséges. Kelet-Szlovákiában szintén diszkordánsan települnek a kárpáti emelet rétegei vagy a burdigalaira vagy a flisre és a mezozoikumra.

Az előtérben Morvaországban alapkonglomerátummal, kavicsal és riolittufával, feljebb csaknem 1000 m vastag tengeri homokos márgarétegekkel van képviselve. Tekintve, hogy ebben az időben az alpi előtér már szárazulat volt, ill. ott csak helyi édesvízi üledékképződés ment végbe, a kárpáti emelet rétegei a kárpáti előtérbe a Bécsi-medencéből, délkelet felől transzgradáló tengerből ülepedtek el. A transzgresszió észak felé majdnem Ostraváig hatolt. Itt fúrásokban találták meg a flistakor alatt, csaknem 20 km-re a takaró mai eróziós homlokától. Ebből is látható, hogy milyen nagymérvű volt a Kárpátok felgyűrődése a felsőmiocén folyamán. A Bécsi-medencében és a Nyugat-Szlovákiában a vastag, főleg márgás és homokos-márgás rétegsort négy mikrofaunisztikailag jellemzett szintre oszthatjuk. Dél-Szlovákiában a rétegsor az Észak-Magyarországról is ismert *chlamysos* homokkal, feljebb *slirrétegekkel* van képviselve. Kelet-Szlovákiában a toplai törésvonaltól nyugatra főleg tengeri agyagmárgával ill. Eperjes környékén lagunáris sóképződményekkel, a törésvonaltól keletre parti, kiédesedő és édesvízi üledékekkel van jelezve a tenger keleti partvonala az intrakárpáti depresszióban. Kárpátalján és Erdélyben ezek

a rétegek már nem ismeretesek, ott eddigi tudásunk szerint az alsótörtónai diszkordánsan települ az alsóburdigalaira.

Mikrofaunisztikailag a kárpáti időszak önálló faunatársasággal van képviselve, amelyekben igen jellemző az Uvigerinák felvirágzása. A molluszkafaunában a litorális elemek átmeneti jelleggel mutatnak az alsómiocén és törtónai faunaképek között, feltűnő az alsómiocén és törtónai *Pecten*-fajok hiánya, ezzel szemben a kis termetű *Chlamys*, főleg a *Chl. macrotis* csoportjának felvirágzása. Az alsómiocén és a kárpáti emelet batiális faunái közötti különbség eddig még kevésbé ismert.

A kárpátihoz hasonló ösföldrajzi képet látunk az alsótörtónaiban is. A keleti Paratethys területe ti. még ebben az időben sem volt elárasztva. A Kárpátok területén azonban az alsótörtónainak sokkal nagyobb a kiterjedése, mint az előbbi időszak tengeri üledékeinek. Nyugat-Magyarországon, a Gráci- és Bécsi-medencén keresztül az alsótörtónai tenger a kárpáti előtérben messze Ostraván túl transzsgredál és a lengyelországi és ukrainai előtér besüllyedése következtében előnti a Kárpátoktól északra és északkeletre levő területeket. Az intrakárpáti medencékben megtaláljuk a Dráva-szávai területen, az északi depresszióban egészen Kárpátukrajnáig, de Erdélyben is. Mindenütt diszkordánsan és erős transzgresszióval települ az alaphegységre, ill. a mélyebb miocén rétegekre. A Nyugati-Kárpátok előtere Morvaországban tovább tolódott ki északnyugat felé és az alsótörtónai tenger messze benyomult a cseh masszívumra. Üledékei a brünni homok, átmosott Oncophorákkal, lithothamniumos mészkő és főleg lagenidás agyagmárga. Az ezeknek korban megfelelő üledékek az előtér lengyelországi részén mint alsó opoli rétegek ismeretesek. Igen típusos az alsótörtónai kifejlődése a Bécsi-medencében, ahol zárt üledékciklust látunk. Parti fáciese a grundi lelőhely rétegeiben, mélyebb kifejlődése a lagenidás slirben jut kifejezésre. Nyugat-Szlovákiában az alsótörtónai üledékek sokkal délebbre helyezkednek el, mint az alsómiocén rétegei. A medence központjának dél felé való eltolódása tehát már ebben az időben megkezdődött. A medence keleti peremén a fokozatos süllyedéssel kapcsolatban megkezdődött az intrakárpáti területek északi részeit később annyira jellemző andezit-vulkanizmus. Kétségtelen a Börzsöny és a Pilis Csehszlovákia területére áthúzódó részeinek az alsótörtónai kora. Ezzel szemben a Körmöc—selmeci vulkáni hegység java valószínűleg csak a felsőtörtónai folyamán, ill. még később keletkezett. Ugyanígy nincs még kellőképpen bizonyítva a dél-szlovákiai medence északi peremén levő andezitek alsó- vagy magasabb törtónai kora. Kelet-Szlovákiában az andezitvulkanosság csak a szarmatával kezdődik, majd a levanteiben végződik.

Az alsótörtónai emelet mikro- és makrofaunisztikailag jól jellemezhető, egyrészt a lagenidás fauna és a plankton alapján, másrészt a típusos mediterrán jellegű, az alsómiocéntól és a kárpátitól főleg sekélytengeri fáciesben eltérő molluszka faunával. Ami a lagenidás mikrofaunát illeti, ez természetesen csak egy fáciese az alsótörtónának, más kifejlődésben sztratigráfiaailag indifferens, buliminás faunával is lehet jellemezve. Az alsó- és középsőtörtónai a puhatestűek alapján egyelőre nem különböztethető meg egymástól.

A Paratethysnek a kárpáti időszaktól tartó közép-európai öböl jellege csak a középtörtónaival kezdődően változott meg, amikor ismét lesüllyedt és tengerrel lett elborítva az Euxin—káspi vidék. (Az ottan, tarchan, csokraki, karagan és konka üledékek.) A Nyugati-Kárpátok területén az alsó- és a középsőtörtónai közti ösföldrajzi változások, hasonlóan mint a karpatien és az alsótörtónai között, a kárpáti ívnek kifelé való felgyűrődésével voltak kapcsolatban. Ennek a felgyűrődésnek a következtében vált szárazulattá Morvaország nagy részén a kárpáti előtér, zökkentek le a Központi Kárpátokban a belső medencéket alkotó területek (turóci, felsőnyitrai), amelyeknek peremén andezitvulkáni tevékenység indult meg és amelyek a további folyamán édesvízi üledékekkel

lettek kitöltve. Ebben az időben vette fel a Bécsi-medence is a ma ismert alakját. A tortónai emeletnek a lagenidás zóna feletti részét a Foraminifera-faunák alapján tagoljuk középső- és felsőtortónaira. A középsőtortónai a *Spiroplectamina carinata* és az agglutinált formák, ill. egyes fáciesekben gazdag pseudotriplásiás vagy globigerinás faunákat látunk, a felsőtortónaiban a *Bulimina*—bolivínás és feljebb, vagy partközeli kiédesedő fáciesben a szermatához hasonló rotáliás és elphidimus faunatársaság jelentkezik. Az irodalom egy részében csak lagenidás alsó- és az előbb említett mikrofaunisztikai zónákból álló felsőtortónai emeletet látjuk megkülönböztetve. A különbség csak nevezék-tani, praktikus jelentősége nincsen. Ösföldrajzilag a középsőtortónai kiemelése annyiban indokolt, hogy annak végeztével jelenik meg a Paratethys nagy részén egy lagunás fácies sós- és gipszképződéssel.

A középső- ill. felsőtortónai új szedimentációs ciklus keretében transzgradál a Bécsi-medence területén és az intrakárpát vidékeken, messze túlhaladva az alsótortónai transzgresszió határait. Morvaországban az előtérben viszont megszakad az összeköttetés a Bécsi-medence felé. A középső- és felsőtorton csak Ostrava és Opava vidékén ülepedett le és ellentétben az alsótortonnal, az előtér lengyelországi, tehát keleti része felől transzgradált. A rétegsor itt agglutinált foraminiferás és pseudotriplásiás slirrel kezdődik, a középsőtorton végén gipsztelepekkel folytatódik, majd a felsőtortónaiban buliminás és spiráliszos márgákkal és homokkal végződik.

A Bécsi-medencében a középsőtorton parti fáciesben lithothamniumos mészkövel és homokkővel, medencefáciesben agglutinált foraminiferás agyagmárgákkal van képviselve. A felsőtortonban az üledékképződés buliminás és rotáliás, mindinkább kiédesedő rétegekkel folytatódik és édesvízi, szennyomos szinttel végződik. A Bécsi-medencének az előtérrel, amint már említettük, ebben az időben közvetlenül összeköttetése nem volt. A kiédesedő felsőtortónai tenger az intrakárpáti területekről jutott a Bécsi-medencébe. Az előtér a belskárpáti medencékkel csak délkelet felé lehetett összeköttetésben. Ezzel szemben a középsőtortonban még valószínű az intrakárpáti közvetlen kapcsolat déli irányban a Tethyszel. Ez az összeköttetés még a kárpáti és alsótortónai kor ösföldrajzi maradványa. A felsőtortónai emelet csökkentsósvízi és édesvízi kifejlődése az egész Kárpát-medence területén nemcsak ennek a közvetlen összeköttetésnek a megszűnését mutatja, de azt is, hogy a Kárpát-medence ebben az időben a Paratethys legnyugatibb, kiédesedő medencerésze volt. A Bécsi-medencében, s Kelet-Szlovákiában is, a tortónai emelet legfelsőbb rétegeit gyakran nem csak csökkentsó-, de gyakran édesvízi széntelepes üledékek is képviselik. Kelet-Szlovákiában megtaláljuk az Euxin—káspi vidék konkai horizontjának jellegzetes endemikus faunáját, köztük a *Cardium andrusovi* alaknak egy variétását is.

Az intrakárpáti területen a középső- és felsőtortónai rétegeket a legtöbb helyen típusos kifejlődésben találjuk, Kelet-Szlovákia területén a középsőtortónai terminális rétegeiben megvannak a száz méternél vastagabb sótelepek is. Ugyanebbe a rétegtani horizontba tartoznak az előtérben a wieliczkaei és az erdélyi medencében a dési tufa feletti sótelepek is.

A Nyugati-Kárpátok és a Paratethys ösföldrajzi képe alig változott a s z a r m a t á b a n, amikor a transzgradáló kiédesedett beltenger csaknem ugyanazokat a vidékeket öntötte el, mint a középső- és a felsőtortonban. Egyedül a kárpáti előtér északi részén jutott a keletről haladó transzgresszió kevésbé messze nyugat felé, mint a tortonban. A Bécsi- és az intrakárpáti-medencékben felsósvízi kifejlődésben látjuk az alsó, volhynnek, a középső, Irus naviculatusszal és nonionos mikrofaunával jellemzett, besszarábiainak megfelelő szarmata alemeleteket. A chersonnak megfelelő felsőszarmata általában hiányzik. Eddig egyedül a Bécsi-medencében és Nyugat-Szlovákiában, a meden-

cék legmélyebb részein volt a szarmata és a pannóniai között megszakítatlan üledék-képződés kimutatva. Itt az azelőtt legalsóbb pannonnak tartott, A. P a p p által „A” szintnek nevezett réteg felelhet meg egyedül az Euxin—káspi vidék chersonjának, míg a fölötté konkordánsan települt (csak a medencékben!) pannóniai rétegek a meoti almeleltek az ekvivalensei.

A Nyugati-Kárpátok földtörténete természetesen korántsem zárul le a szarmatakor beltengerének regressziójával. Sőt, az egyes medencék, mint például a nyugat-szlovákiai medence déli részének kialakulása éppen a pliocénnel veszi a kezdetét. Úgyisintén a kelet-szlovákiai mai medencealag csak a pliocén folyamán fejlődött ki. A Nyugati-Kárpátok kialakulásának tehát igen jelentős fázisai még a pannóniai, pontusi és levantei időkben játszódtak le. Erre mutat nemcsak a több ezer méter vastag pliocén a Bécsi-medencében, Nyugat- és Kelet-Szlovákiában, de a fiatal, még a levanteiban is aktív, nagyméretű andezitkitörés is a Vihorlátban.

Vessünk még egy egységes pillantást a Nyugati-Kárpátok helyzetére és szerepére a miocénkori Paratethys fejlődésében. A fejlődés első fázisában, amelyet E o p a r a t e t h y s nek nevezünk, az akvítánban a tenger keleti és déli irányból a Kárpát-medencén keresztül hatolt egészen Bajorországig. A Nyugati-Kárpátok még alig voltak felgyűrődve és a hegységtől északra valószínűleg az előtér sem létezett. Nagyjából ugyanez volt a helyzet az alsóburdigalai időben is, azzal a különbséggel, hogy a két időszak között lejátszódó kiemelkedés és az azt követő süllyedés új faunát hozó, új transzgresszióknak adott helyet. A felsőburdigalában a Nyugati-Kárpátok centrális részeinek kiemelkedése, ezzel szemben az egész alpi előtér besüllyedése és a Rhône-öböllel való tengeri kapcsolat következett be. Az intrakárpáti területek kiemelkedésének következtében a tenger nyugatról csak a Bécsi-medencéig transzgrédált, keletről pedig érintetlenül hagyva az intrakárpáti medencéket, csak a Keleti-Kárpátok előtérét érte el. A Paratethys keleti és nyugati ága tehát két önálló nyúlványa volt a Tethysnek. Ezek egymással a belsőkárpáti vagy kárpáti előtéri területen összeköttetésben aligha voltak. A felsőburdigalában kiemelkedett belsőkárpáti területrés a helvétii időben fokozatosan süllyedni kezdett, elsősorban a déli vidékeken, ahol a Dráva—szávai depresszió keresztül megnyílt az összeköttetés az Eoparatethys alpi és keletkárpáti előterei között. A belsőkárpáti területek süllyedésével egyidőben azonban megindult az előtereknek a fokozatos kiemelkedése, megszakadt úgy nyugaton a perialpi depresszióban, a Tethys Rhône-öblével, mint pedig keleten a Tethys anatóliai öbleivel való összeköttetés, az Eoparatethys fokozatosan kiédesült, tavakra esett szét és csaknem teljes egészében — kivéve a süllyedő intrakárpáti területeket — szárazulattá vált.

A Paratethys következő fejlődési ciklusában, amelyet M e z o p a r a t e t h y s nek nevezünk, tulajdonképpen elvesztette a másodlagos, párhuzamos geozinklinális helyzetét és a Tethysnek csak egy, messze a Kárpátok területére benyúló északi öble vagy ága volt. Az előtereknek a helyét végül teljes kiemelkedését és szárazulattá válását az ún. kárpáti időszakban főleg a belsőkárpáti medencerészletek nyugati és északi részeinek további fokozatos süllyedése követte. Ismét lesüllyedt azonban a Kárpátok nyugati előtere is. A Tethyszel az összeköttetés csak déli irányban volt meg. Az előtereknek a helvétvégi szárazulattá válása és a belsőkárpáti részeknek a beszakadása a Nyugati-Kárpátoknak a felgyűrődésével volt kapcsolatban. A helvétii és kárpáti kor határán látjuk tehát magának a Nyugati-Kárpátok ivének első kialakulását. Még erőteljesebben jelentkezik ez a felgyűrődés a kárpáti emelet és az alsóorton határán. A felgyűrődés következtében a morvaországi előtér mintegy rányomódik a Cseh-masszívumra, kialakul a miocén folyamán, valószínűleg először, az előtér a lengyelországi területen is és a tenger még mindig dél felől transzgrédálva, mint a Tethys északi öble, elönti a belsőkárpáti területek nagy részét is. A Mezoparatethys idejében, tehát a kárpáti emelettől kezdve,

a tengeröblök helyzete a felsőkárpáti területen teljesen más volt, mint az alsómiocénben a helvéttel bezárólag.

Míg tehát az Eoparatethysnek teljes kelet-nyugati kiterjedése is volt a Rhöne-öböltől az Aral vidékéig, addig a Mezoparatethys csak egy közép-európai öble volt a Tethysnek. A további fejlődés folyamán a középsőtortontól kezdve ismét lesüllyedt és tenger öntötte el az Euxin—káspi vidéket és a Kárpátok területének tengeröblei kelet felé is összeköttetésbe jutottak úgy a Tethyszel, mint az újonnan kialakult Euxin—káspi tengerrel. A fejlődésnek ebben a legfiatalabb fázisában a tengert Neoparatethysnek nevezzük. A kárpáti ív fokozatos kifelé való felgyűrődése következtében kialakultak a Kárpátok ívbeli medencéi; az önálló Bécsi-medence és az édesvízi üledékekkel kitöltött központi kárpáti medencék. Az intrakárpáti részben új területek süllyedtek be (nyugat-szlovákiai medence déli részei). A középső- és felsőtörtónai mozgásokkal kapcsolatban megszűnt a Tethyszel a déli irányból való közvetlen összeköttetés. A Neoparatethysnek csaknem az egész területén gipsz- és sóképződésre alkalmas helyzet következett be. A felsőtörtónai emelet végén a felsőkárpáti vidék a Neoparatethys legnyugatibb, leginkább kiédesedő medencerészletét alkotta. Ebben az időben azonban már a Neoparatethys keleti, Euxin—káspi vidékei is izolálódtak a Tethystől (a konká rétegek veszteni szintje). Annak ellenére, hogy a szarmata kor elején a torton végén kiemelkedett területek újra igen erősen lesüllyedtek, az Euxin vidéken az összeköttetés a Tethyszel nem lett erősebb és így a szarmata és az utána következő újabb pliocénkori transzgresziók mind csak csökkentsős- és édesvízi üledékeket hoztak létre. Csökkentsősvízi kifejlődésben az immár másodsor széteső Paratethys csak az Euxin—káspi vidéken maradt meg a mai 17⁰/₀₀ sótartalmú Fekete-tenger, 11⁰/₀₀ Azóvi-tenger, 1—14⁰/₀₀ Káspi-tenger és a 11⁰/₀₀ Aral-tó alakjában.

Die paläogeographische Entwicklung der Westkarpaten im Miozän

DR. JÁN SENEŠ

Die vorliegende Arbeit ist eine abgekürzte Veröffentlichung eines Vortrags, der auf die Aufforderung des Präsidiums der Ungarischen Geologischen Gesellschaft zur Gelegenheit der Wanderversammlung zu Eger 1960 abgehalten worden ist. Zweck des Vortrages und der Arbeit war, die ungarischen Geologen mit den Ansichten der tschechoslowakischen Geologen über die paläogeographische Entwicklung der Westkarpaten im Miozän sowie über ihre Lage innerhalb des Eo-, Meso- bzw. Paratethys bekanntzumachen. Verfasser beschäftigt sich besonders eingehend mit solchen Gebieten, Problemen und Schichten, die eine besondere Bewandtnis zum ungarischen Miozän haben.

Unter Westkarpaten wird der Teil der Gebirgskette verstanden, der von der Donau bis zur Polana in der Karpatukraine hinzieht. Dieses Gebiet, die ausserhalb der Gebirgskette liegenden Vortiefen und die innerhalb derselben befindlichen Innenbecken inbegriffen, wurde im Miozän wiederholt durch das Meer oder durch Meeresarme überschwemmt; inzwischen stieg das Gebiet in mehreren Stufen hoch und erleidete mehrfache Faltung. Die jungen Ablagerungsbecken der Westkarpaten, die grösstenteils im Miozän entstanden sind, um noch im Miozän wieder trockengelegt zu werden, können in drei Gruppen eingeteilt werden. Westlich vom Karpatenbogen, im Raume von Mähren liegt das Sammelbecken der karpatischen Vortiefe (Celná hlšina), welche durch die allmähliche Auffaltung des Gebirges immer mehr nach aussen verschoben wurde. Der mährische Teil der karpatischen Vortiefe ist nach der Süden mit der alpinen Vortiefe (Mohassevortiefe oder Ausseralpiner Wiener Becken und perialpine Depression), nach dem Norden mit den polnischen und ukrainischen karpatischen Vorländern verbunden. Die zweite Gruppe der Ablagerungsräume besteht aus den Becken im Bogeninnern, voran das Wiener Becken, dessen grosse Teile im Mährischen Tiefland und in Westslowakien auf tschechoslowakischem Boden liegen, wogegen sein südlicher Teil (das Inneralpine Wiener Becken) auf Österreich entfällt. Zu den Becken im Bogeninnern gehören die mittelslovakischen Turócer, Ober-Nyitraer, Besztercebányaeer-Zölyomer und Breznóer Becken (Turcianska,

hornonitrianská, Banskobystricko—zvolenská, breznianská kotlina). In die dritte Gruppe gehören die grösstenteils an die nordungarischen miozänen Ablagerungsräume grenzenden innerkarpatischen Beckenteile mit den westslowakischen (= nördliche Fortsetzung der Kleinen Ungarischen Tiefebene), südslowakischen und ostslowakischen Becken.

Die paläogeographische Entwicklung der einzelnen Becken gestaltete sich im Miozän in Abhängigkeit von der allmählichen Auffaltung der Karpaten. Das hauptsächlich Brüche und teils auch junge Miozändecken zustandebringende tektonische Geschehen, die damit verbundenen Randbrüche, die Beckenbildung und der Vulkanismus sind nicht gleichzeitige Ereignisse. Deshalb war die Entwicklung der einzelnen Becken in Raum und Zeit voneinander verschieden. So wurden die Becken im Bogeninnern erst in der Tortonstufe angelegt, zu welcher Zeit die karpatische Vortiefe in Mähren bereits allmählich trocken gelegt wurde. Der Heraushebung des südslowakischen Ablagerungsbeckens in Torton und Sarmat steht die enorme Senkung des jungen zentralen Teiles des westslowakischen Beckens, in erster Reihe im Pliozän, gegenüber.

Die geochronologische Wertung der Schichten in den einzelnen Becken ist in den letzten fünf Jahren durch die Untersuchung der Mollusken und Protozoen, die Klärung ihrer stratigraphischen Zugehörigkeit dagegen durch eine teilweise Revision der Stratotypen bzw. durch die Einführung eines neuen Stratotyps ermöglicht worden. Die anhand von zahlreichen Bohrungen in den litoralen und besonders den Beckenfazies der beweglichen Westkarpaten ausgeführten Korrelationen deuten an, dass die Altersbegrenzungen allein auf biostratigraphischer Grundlage, und ja nicht anhand des Diastrophismus auszuführen sind. Die zeitliche Verschiebung der einzelnen Abtragungs- und Transgressionsphasen unter den einzelnen Becken zeigt in grossen Zügen eine Verschiebung der orogentischen Phasen von West nach Ost.

A VÉRTES- ÉS BAKONY-HEGYSÉGI TRIÁSZ RÉTEGTANI ÉS SZERKEZETI KAPCSOLATA

ORAVECZ JÁNOS — VÉGHNÉ DR. NEUBRANDT ERZSÉBET*

(XXVII.—XXXIII. táblával)

Összefoglalás: 1. A déli Vértes-hegység és az iszakai terület triász rétegsorozata teljesen azonos. Különbösg csak abban van, hogy az iszakai területen az alsótriász tagok is felszínen vannak. A Vértes-hegység felszíni alaphegységi rétegsora pedig a ladinidiploporás dolomittal kezdődik.

2. A Bakonyban megállapítást nyert az eddig itt ismeretlen ladinidiploporás dolomit jelenléte. Ezzel egyrészt megszűnt a két hegység rész közötti alapvetőnek látszó fejlődésbeli különbség, amely szerint az alsóladini rétegek fölött folyamatosan földomit települne. A ladinidiploporás dolomit elterjedési területének ez a kibővítése azonban újabb problémaként veti fel a ladinidolomitos és márgás mészköves fáciesek térbeli kapcsolatát.

3. Meghatároztuk a területen a torlóadásos mozgások során létrejött ÉK-DNY-i tektonikai egységek lefutását, és ezek ÉNY-DK-i törések mentén bekövetkezett feldarabolódásának és egymáshoz képesti eltolódásának mértékét.

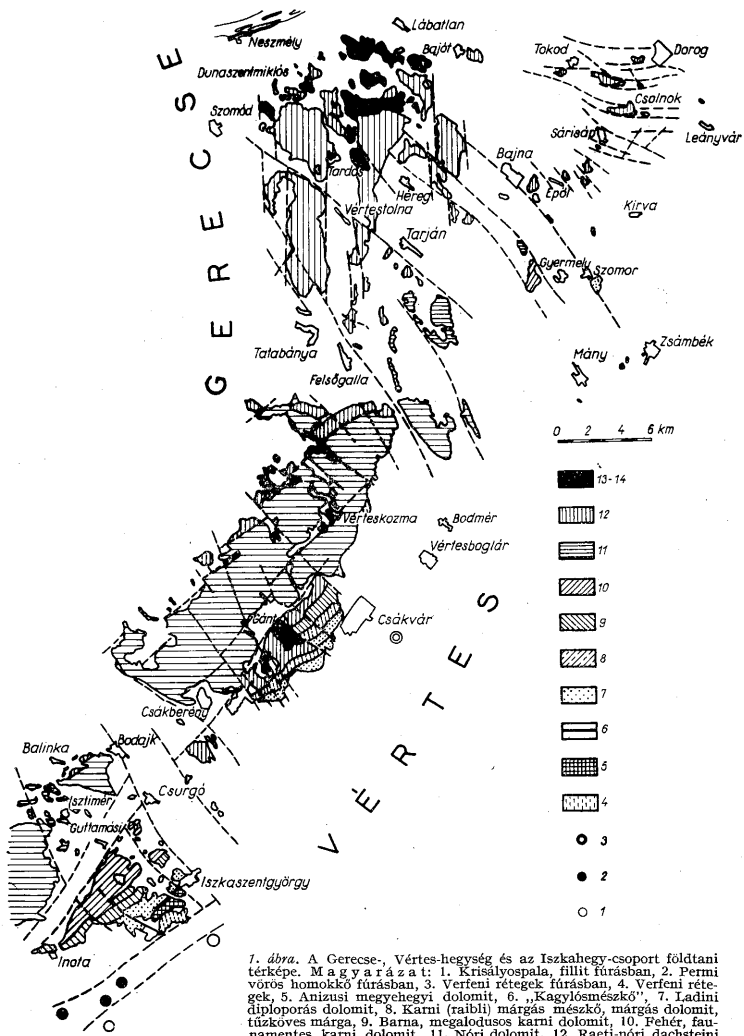
A Vértes-hegységi triász képződmények vizsgálatával kapcsolatban V a d á s z professzor felhívta figyelmünket a Vértes- és Bakony-hegység—Balatonfelvidék triász kifejlődéseinek bizonyos fokú azonosságára és a litéri szerkezeti vonal feltételezhető folytatására az Iszka-hegyen keresztül a Vértes-hegység területére. Ezek alapján foglalkoztunk a bakonyi—balatonfelvidéki és vértes-hegységi alaphegység rész összehasonlító rétegtani és szerkezeti vizsgálatával.

A kérdésről érdemben id. L ó c z y L. egykori adatain kívül csak V a d á s z E. emlékezik meg [4., 83. és 452. o.]. V a d á s z E. szintézisében felhasználta Vitális S. [5.] idevonatkozó adatait, és megállapításait. Az Állami Földtani Intézet 1957-ben megjelent évkönyvének [1] térkép melléklete az iszakegyi területet a L ó c z y-féle fel fogással egyezően ábrázolja.

V a d á s z E. így veti fel a problémát: „A Vértes-hegység mezozoos sorozata, a júra rétegek fokozottabb hiányosságával, egyesíti a balatoni és bakonyi kifejlődést, megállapítható tektonikus érintkezés nélkül. A balatoni kifejlődésű triász sorozat felszíni legidősebb tagja, a Csákberény—Gánt körüli föltörésben jelentkező ladinidiploporás dolomit a hegység zömét adó nóri földomittal törés mentén érintkezik. Ez a törés esetleg a litéri rátolódásos övnek, az iszka-szentgyörgyi verfeni tagoknak és a megyehegyi dolomitnak az ottani földomittal való érintkezésének folytatása. A rátolódás azonban az iszka-szentgyörgyi Baglyashegyen is, a Vértes-hegységben pedig még határozottabban, csak meredek törési síkon, összetorló-dással jelentkezik.

Az idősebb triász tagok a verfeni emelettel a Vértes-hegység délkeleti előterében mélyfúrásokkal vannak megállapítva. Valószínű, hogy a Velencei hegység gránit- és átalakult palavonulatához hasonlóan, a balatonmenti érintkezéssel egyező települési mód várható, diszkordáns hozzásimulással. Permi üledékek eddig mélyfúrási anyagban még nem voltak. A perm jelenlétének nyomát J a n t s k y a Velencei hegység szélén, néhány

* Előadták a Magyar Földtani Társulat 1961. február 1-i szakülésén



1. ábra. A Gerecse-, Vértes-hegység és az Iszkahegy-csoport földtani térképe. Magyarázat: 1. Krisályospala, fillit fúrásban, 2. Permi vörös homokkő fúrásban, 3. Verfener rétegek fúrásban, 4. Verfener rétegek, 5. Anizsi megyehelyi dolomit, 6. „Kagylómészke”, 7. Ladinai diplopörös dolomit, 8. Karni (raibli) márgás mészkő, márgás dolomit, tűzköves márga, 9. Barna, megalodusos karni dolomit, 10. Fehér, faunamentes karni dolomit, 11. Nóri dolomit, 12. Raeti-nóri dachsteini mészkő, 13–14. Jura, kréta üledékek és bauxit

Abb. 1. Geologische Karte des Gerecse- und Vértesbegirges und der Iszkahegy-Gruppe. Erklärung: 1. Kristallinerschiefer und Phyllit untertags, 2. Permischer Rotsandstein untertags, 3. Werfener Schichten untertags, 4. Werfener Schichten, 5. Anizsicher Megyehegyer Dolomit, 6. „Muschelkalk”, 7. Ladinischer Diploporendolomit, 8. Karnischer (Raibler) Mergelkalk, Mergeldolomit, kieseligter Mergel, 9. Brauner Karndolomit mit Megalodonten, 10. Weisser fossileerer Karndolomit, 11. Norischer Dolomit, 12. Rhät-norischer Dachsteinkalkstein, 13–14. Jura, Kreideablagerungen und Bauxit

felszíni konglomerátumrögben kimutatta. A Budai hegység felé a mélyebb triász tagok elnyíródnak, s a Gellérthegység megfelelő karni-nóri tagok dél felé a Duna balpartján, valószínűleg hasonló idősebb triász tagokra pikkelyeződnek reá az alföldi medenceperem alján."

„A Vérteshegység déli előterében, Csákvár határában lemélyített fúrásban a miocén medenceüledékek alatt 456 m mélységben az alsóverfeni vörös, agyagos-palás homokkőrétegek jelenlétét állapítottuk meg. Tovább keletre, Bicskétől délre, közvetlenül a pannóniai rétegek alatt már 87 m mélységben elérték a verfeni rétegösszlet valószínű középsőkampili rétegeit és 174 méterben az esetleg szeizi vörös, agyagos homokkővet is. Ettől délre, a Velencei hegység északi szegélyén a permii konglomerátum maradványait találtuk. A Vérteshegység déli előterében tehát a balatonfelvidéki triász sorozathoz hasonló triász rétegsor várható, ami egyben bizonyítja a vérteshegységi és a bakonyi triász kifejlődés azonos voltát is."

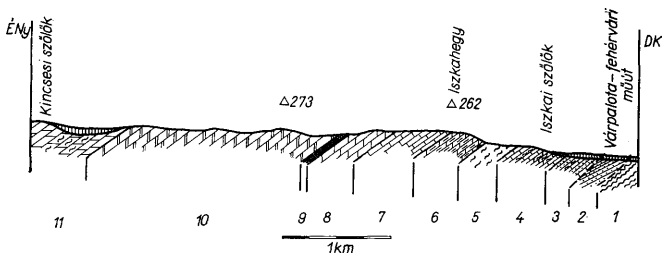
E problémafelvetéssel kapcsolatos feladatok az alábbi főkérdések körül kristályosodtak ki:

1. Mennyiben azonos illetve hasonló a triász sorozat kifejlődése a Bakony—Baltonfelvidék és a Vértes egymáshoz legközelebb eső területein, s mennyiben módosul Lóczy L. felfogása. Követhetők-e az egyes képződmények csapásban a két hegység átmeneti területein és milyen rétegtani szintekre mutatható ki ez az összefüggés.

2. Milyen szerkezeti jellegű a két terület és van-e szerkezeti összefüggés is közöttük.

1. A dél-vértesi és iszkahegyi triász szelvények rétegtani és faciológiai összehasonlítása

E kérdés azért is fontos, mert a Bakonyinak és a Középhegység ÉK-i tagjainak középsőtriász rétegsorozatai kifejlődésben nagyon különböznek egymástól. A két kifejlődés között átmenetre utaló kapcsolatot eddig nem ismertünk. Ezt a különbséget az elválasztó Móri-árok beszakadása nem indokolja.



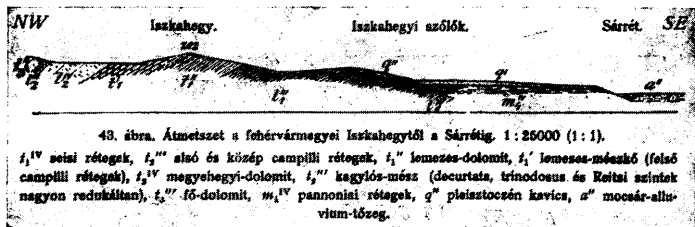
2. ábra. Földtani szelvény az Iszka-hegyen keresztül. Magyarázat: 1. Kristályos pala, fillit (fúrásokból ismert), 2. Permii vörös homokkő (fúrásokból ismert), 3. Szeizi homokkő, 4. Rozsdafoltos mészkő, csigás oolit, dolomitos márga, főleg törmelékben, 5. Kampilli tiroliteses márga, jó feltárásokban, gazdag faunával, 6. Lemezmes márgás dolomit, sejtés dolomit, 7. Felsőkampilli lemez bitumenes mészkő, 8. Anizusi megye-hegyi dolomit, 9. Alsóladini „kagylómészke”, 10. Ladini *Diplopóra* annulatus dolomit, 11. Karni dolomitmárga és aprómegalodusos, barna dolomit

Abb. 2. Geologisches Profil durch den Iszka-berg. Erklärungen: 1. Kristalliner Schiefer, Phyllit (nur aus Bohrungen bekannt), 2. Permischer Rotsandstein (nur aus Bohrungen bekannt), 3. Seiser Sandstein, 4. Rostfleckeriger Kalkstein, Gastropodenoolith, dolomitischer Mergel, grösstenteils in Lesestücken, 5. Kampillischer Tirolites-Mergel in guten Aufschlüssen, fossilreich, 6. Mergeliger Plattendolomit, Zellen-dolomit, 7. Oberkampillischer plattiger bituminöser Kalkstein, 8. Anisischer Megyehegyer Dolomit, 9. Unterladinischer „Muschelkalk”, 10. Ladin-Dolomit mit *Diplopóra* annulata, 11. Brauner Karndolomit-mergel und Dolomit mit kleinem Megalodonten.

A Vértés-hegység déli részén végzett földtani vizsgálatok során kiderült, hogy az eddig — néhány karni márgafolt elkülönítésétől eltekintve — egységes földolomitnak tartott összlet a ladini emelettől kezdve a nóri emeletig bezárólag folytonos rétegsort képvisel és részletesen tagolható (1. ábra). Az egyes emeletek képződményei a hegység csapása mentén összefüggően nyomozhatók. Alsótriász képződmények a felszínen nem ismeretesek. Néhány mélyfúrásban azonban (Tabajd, Csákvár) a werfeni rétegeket is megtalálták (1. ábra). Legidősebb felszínre bukkanó rétegtag a ladini diplopóras fehér dolomit. Ebből fokozatos átmenettel fejlődik ki a karni emelet gazdag faunája dolomitos-márgás-bitumenes, helyenkint tűzköves összlete. E fölött települ a *Megalodus carinthiacus* Hauer, *Megalodus triquetus pannonicus* Frech., *Megalodus hoernesii* Frech köbeleit tartalmazó világosbarna dolomit. Erre fehér, gyér faunájú, kristályos dolomit következik, kevés csigamaradvánnyal. A csákánypusztaihoz hasonlóan gazdag faunával jellemzett, voltaképpeni nagyvastagságú földolomit települ a felső fehér dolomitra. Végül a hegység ÉNy-i részén a nóri, esetleg raeti emelet alját képviselő dachsteini mészkő foltjai is megtalálhatók. Ez a sorozat hiánytalan egymásutánban jól feltárt a hegység DNY-i részén és csapásában követhető a Móri árok pereméig.

A Móri-árok Ny-i peremén a Bakony-hegység legkeletibb egységeként az Iszka-hegy—Baglyas-hegy—Szeg-hegy—Vaskapu-hegy vonulatai emelkednek. E terület triászának földtani kifejlődését Lóczy L. szelvénye és leírása foglalja össze az iszkahegyi területre vonatkozóan [3., 60—61. o.].

Lóczy L. iszkahegyi szelvényében (3. ábra) az alsótriász kampili emeletétől kezdődően az alsóladini „alpi kagylós mészkőig” teljes rétegsor, ez utóbbi fölött szerinte földolomit települ. Tekintettel arra, hogy földolomitot, mint kőzetkifejlődést, legmélyeb-



3. ábra. Lóczy Lajos szelvénye az Iszkahegyen keresztül.

Abb. 3. L. Lóczy's Profil durch den Iszkaberg

ben a karni emelet felső részéből ismerünk, a Lóczy-féle szelvényen pedig már az alsóladini fölött van jelölve, felmerül a kérdés, hogy Lóczy L. miként értelmezte szelvényét. A földolomitképződés megindulását már a ladini emeletben feltételezte-e, vagy az alsóladini kagylós-mészkő és a földolomit között tektonikai érintkezést képzelt-e. A leírás erre vonatkozóan nem mond semmit, a szelvényből az első értelmezés olvasható ki, mivel törésvonalat nem rajzolt bele. A szelvény ezen ellentmondása alapján gondolta Vadasz E. [4., 452. o.], hogy az Iszka-hegy É-i részén feltételezhetjük a litéri szerkezeti vonal folytatását a kagylós-mészkő és földolomit között.

A szelvény újbóli bejárása során id. Lóczy L. leírásával egyezően az Iszka-hegyi-szőlők alatt megtaláltuk a szeizi és alsókampili rétegek törmelékét. A középsőkampili nagy vastagságú trioliteszes márga máig is jó feltárásokban nyomozható. A Hauser, Papp K. és Lóczy által gyűjtött, a Balaton-monográfiában (Lóczy, Frech) leírt gazdag fauna gyakoribb képviselőit nagy példányszámban sikerült újragyűjtenünk: *Gervilleia polyodonta palaotriadica* Frech., *Gervilleia costata* Cred., *Gervilleia modiola* Frech., *Pseudomonotis telleri* Bittn., *Pecten albertii* Goldf., *Pecten csopakensis* Frech., *Pecten discites microtis* Bittn., *Myophoria praeorbicularis* Bittn., *Turbo rectecostatus* Hauser., *Natiria costata* Münst., *Natiria subtilistriata globulina* Frech., *Dinarites dalmatinus* Hauser. Sajnos, az eredeti leírások anyaga már csak nagyon kis részben található meg az Állami Földtani Intézet gyűjteményében.

A lelőhelyről előkerült újabb alakok: *Mysidioptera sylvatica* Frech, *Pseudomonotis inaequicostata* Ben., *Gervilleia polyodonta* Credn., *Gervilleia albertii* Goldf., *Gervilleia* cf. *albertii* Credn., ? *Monotis* sp., ? *Pecten* sp., *Pseudomonotis* sp. és *Ammonites* töredékek, valamint egy haluszonylenyomat.

A tiroliteszes márga felső rétegeiben különösen tömegesen gyűjthetők a kimállott *Natiria costata* diszes, héjas példányai.

A márga fölé sejtes-líkasos lemezes dolomit települ és nyomozható az Iszka-hegy csúcsáig. A csúcstól északra felé változatos kifejlődésű lemezes mészkő következik. Ennek sorozatában szürke, bitumenes és sárga márga lapok, szürke krinoideás mészkő van, majd néhány méter vastag dolomitpad után ismét szürke és vörös rhizocoralliumos, csigás (*Natiria subtilistriata globulina* Frech) márgás lemezes mészkő található. Ez a mészkő észrevehető határ nélkül megy át világosbarna, majd fehér megye-hegyi dolomitba. Ebben *Girvanella*? gumók, *Teuloporella herculea*, egyéb mészalagok és apró csiga átmetszetek találhatók.

A Lóczy-szelvénytől nyugatra, a Hideg-völgy bejáratánál a megye-hegyi dolomitban különösen sok alga maradvány van, legfelső rétege pedig oolitos. Rajta mindkét helyen kivékonyult „kagylós mészkő” található. Ennek egy része behatottabb vizsgálat során dolomitnak nyilvánítható. Tipikus kifejlődésétől dolomitos kifejlődésével, faunaszerénységével, igen kevésbé tűzköves és márgás jellegével is különbözik. Pelette fehér kristályos, vastagpados dolomit települ, amelyet *Diplopora annulata* Schafh. tömeges megjelenése jellemez.

A diploporás dolomit a ladini emeletet képviseli. Nagy felszíni elterjedésű, igen nagy vastagságú, egyes rétegeit *Diplopora* mészalagok törmeléke építi fel. Legfelső padjában a mészalagok mellett aprótermetű Megalodusok jelennek meg.

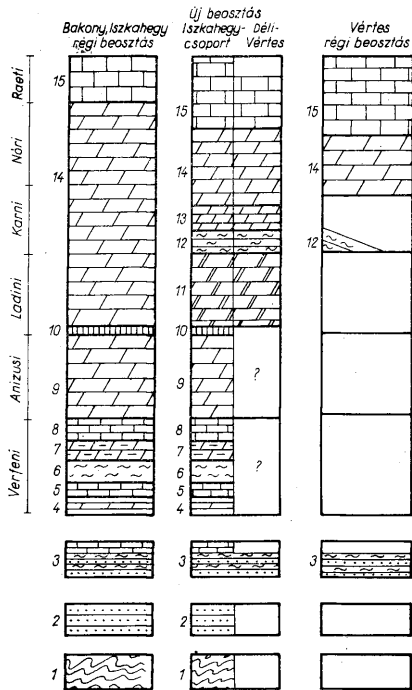
A Vértes-hegységben a ladini dolomitban a mészalagok sokkal gyérebbek. A kőzetkifejlődés azonban teljesen hasonló és az aprótermetű Megalodusok ugyancsak megtalálhatók a legfelső padokban.

Lóczy L. szelvényének folytatásában a megalodusos-diploporás dolomit után a felszínen eocén rétegek vannak, amelyek fedik a triász szelvény közvetlen folytatását. Az eocén sülydedék É. i oldalán lilás és barnaszínű, tömött, karni dolomit következik, jó megtartású *Megalodus triquetus pannonicus* Fr. és *M. hoernesii* Frech kőbeleivel. Magasabb tagjaiban *Sphaerocodium bornemanni* Rothp. tömegesen jelentkezik.

A szomszédos, keletre eső hegyvonulatban, amely Iszkaszentgyörgy falutól északra Kincses felé húzódik, a rétegsor megszakítatlan. A diploporás ladini dolomit rétegei fölött lilás, barna, sötétbarna, dolomitos márgasorozat van, amely a vérteshegységi karni (raibli)márgás dolomittal, márgával közzettanilag és települését tekintve is azonosítható.

A Lóczy-féle szelvény folytatásában ezt a viszonylag vékony sorozatot fedi az eocén.

A szelvényben a karni-nóri határnak tekinthető Sphaerocodiumot tartalmazó dolomit fölött következnek a voltaképpeni földolomit, majd dachsteini mészkő a vértesi-gerecseihez hasonló kifejlődésben. A Vértessel szembeni különbség az, hogy itt a dachsteini mészkő felsőraeti emeletbeli-része is felszínen van. Ez I s z t i m é r k ö r n y é-



4. ábra. A Vértés-hegység déli részének és az Iszka-hegy-csoportnak a rétegtani tagozódása a régebbi és az új felfogás szerint. M a g y a r á z a t: 1. Kristályos pala mélyfúrásban, 2. Permi vörös homokkő mélyfúrásban, 3. Verferi rétegek mélyfúrásban, 4. Szeizi homokkő, dolomit, dolomitós márga, 5. Kampili rozsdafoltos mészkő, csigás oolit, 6. Kampili tiroliteszes márga, 7. Kampili sejtes dolomit, lemezes, márgás dolomit, 8. Kampili lemezes bitumenes, hieroglifás mészkő, 9. Anizusi megyehegyi dolomit, 10. Alsóladini „kagylós-mészkő”, 11. Ladini Diplopóra annulata tartalmú dolomit, 12. Karni (raibli) márga, mészmárga, tűzköves mészkő és márgás dolomit, 13. Karni aprómegalodusos dolomit, 14. Karni-nóri „földolomit”, 15. Nóri-raeti dachsteini mészkő

Abb. 4. Die stratigraphische Gliederung des südlichen Vértésgebirges und des Iszka-berges nach der alten und neuen Auffassung. E r k l ä r u n g: 1. Kristalline Schiefer in Bohrung, 2. Permischer Rotsandstein in Bohrung, 3. Werferer Schichten in Bohrung, 4. Seiser Sandstein, Dolomit und dolomitischer Mergel, 5. Kampiler rostfleckeriger Kalk und Gastropodenoolith, 6. Kampiler Tirolitesmergel, 7. Kampiler Zellendolomit und mergeliger Plattendolomit, 8. Kampiler bituminöser Hieroglyphenkalk, 9. Anisischer „Meye-hegyer“ Dolomit, 10. Unterladinischer „Muschelkalk“, 11. Ladinischer Dolomit mit Diplopóra annulata, 12. Karnischer (Raibler) Mergel, Kalkmergel, feuersteinführender Kalk und mergeliger Dolomit, 13. Karnoldomit mit kleinen Megalodonten, 14. Karnorischer „Hauptdolomit“, 15. Nor-rhätischer Dachsteinkalk.

kén, az Alpokban és a Gerecsében nagy elterjedésű oolitos-oncooidos-triasinás, organogén törmelékeny mikrofáciesben fejlődött ki.

E vizsgálatokból tehát megállapítható, hogy a Vértes-hegység DNy-i és a Bakony-hegység ÉK-i részének triász rétegsora azonos, a jellemező kifejlődések mindkét helyen megtalálhatók.

A Lóczy-szelvény ellentmondása ily módon egyértelműen tisztázott. A bakonyi rétegsort is teljes üledékfolytonosság jellemzi a triász zárótagjáig, a dachsteini mészkőig, Lóczy L. azonban a ladini diploporás dolomitot nem különítette el, hanem tévesen a földolomitsorozathoz csatolta.

Az az új megállapítás, hogy a Bakony-hegység területén megvan az ez ideig itt seholsem ismert ladini diploporás dolomit kifejlődés, felveti a Balatonfelvidék elüött ladini fáciesével való kapcsolat kérdését. Feltehetőleg az összlet DNy felé továbbnyomozható és fokozatosan helyettesíti a ladini mészkő, illetve márgakifejlődés. Erre a feltevésre alapot ad Lóczy L. megjegyzése, hogy a balatonfüredi szelvényben a füredi mészkő dolomitos kifejlődése is ismeretes. Ezzel párhuzamosan a „kagylósmészkő” is keleten dolomitos, nyugat felé átmgya a mészkő fáciesbe. A triász kifejlődések folyamatos térbeli fáciesváltozása valószínűleg az egész dunántúli középhegységészre kimutatható lesz.

2. A déli vértési és iszkai terület szerkezeti kapcsolatai

Mindkét hegységész szerkezeti alapvonalait az egész Középhegységre jellemző ÉK—DNy-i csapású idősebb, „meredek törési síkon, összetorlódással jellntkező” [4] felpikkelyeződési elemek és az erre merőleges, széthúzásos, vetődéses haránttörések jellemzik. Az ÉK—DNy-i vonalakkal elhatárolt tektonikai egységek pásztaszzerűen csatlakoznak egymáshoz. Ezeket a pásztákat a haránttörések magasabba-mélyebbre került rögökre tördelték, s a rögöket egymáshoz képest ÉNy—DK-i síkok mentén eltolták. Az eddig megállapított szerkezeti jelleg tehát csak a törésvonalak lefutásában és helyének megállapításában módszer.

Mindkét hegységészről délre — a medencealjzatot elért fúrások tanúsága szerint — azonos szerkezeti helyzetben sorakoznak egymás mellé a hegység csapása szerint rendeződött idősebb rétegtagok.

A Vértes-hegységtől D-re, a Csákvári mélyfúrás 456 m-ben werfeni rétegeket ért el. Ennek csapásában és ÉK-i folytatásában találjuk a tabajdi (Bicskei medence) mélyfúrásban kimutatott werfeni kifejlődést. [5]. Még idősebb további tagok is feltételezhetők a Velencei-hegység peremén felszínre bukkanó permii vöröshomokkő foszlányok alapján.

A Várpalota—Csóri-medencében mélyült fúrások (1. ábra) az iszkai Lóczy-szelvény déli folytatását adják és lehetővé teszik a hegységperemtől délre eső medencealjzat megismerését. A pannóniai rétegek alatt néhány fúrás a hegység csapásával meg egyező vonulatban a hegységperem közelében alsótriasz rétegeket, attól kissé távolabb permii vörös homokkővet, majd még távolabb karbon mészkővet és kristályos pala összletet ért [2]. Ily módon a medencealjzat kőzetei megadják a kapcsolatot a Bakony-hegység balatonfelvidéki és a Velencei—polgárdi felszíni ópaleozóos alaphegységészek között. A medencealjzat egy, de esetleg több ÉK—DNy-i csapású tektonikai övet, pásztát is képviselhet.

Nagy tektonikai vonalnak kell tekintenünk a hegységek déli morfológiai peremét; bár ez a leszakadás a vértési területen a ladini képződményeken belül, az iszkai területen a szeizi és kampili rétegek között szakította meg a kapcsolatot, kétségtelen, hogy mind-

két területre ugyanahhoz a tektonikai rendszerhez tartoznak és nem lehetetlen, hogy ugyanazt a törési övet képviselik.

A Vértés-hegységben a felszínen nagyon jól nyomon követhető a további tektonikai egységek; a legdélibb egység a Csákberény—Gánt—Csákvár vonalában húzódó, az északi egységtől eocén medencékkel morfológiailag is elválasztott egység. Ennek rétegsorában ladini dipoporás dolomit, karni márga, dolomitmárga és karni dolomit sorozat vesz részt.

Bakony felé való folytatásának tekinthetjük az Iszka-hegy—Szeg-hegy—Vaskapu-hegy alaphegység tömegét, amelyet ÉNy-on ugyancsak eocén süllyedék határol. Ebben az egységben ugyan felszínen van a teljes triász sorozat a kampili emelet képződményeitől a karni emelet dolomitjáig. Valószínű, hogy a Vértés-hegység déli peremét jelző törésvonal itt is megvan s a különben érthetetlen vastagságú ladini dipoporás dolomitot szeli át. Észlelése azonban éppen az érintkező kőzetek azonossága miatt nehézségekbe ütközik.

A Vértés-hegység területén még további három tektonikai egység mutatható ki. Az első felépítésében a megismétlődő karni márga és dolomit, nóri dolomit, a másodikéban a karni-nóri dolomit, a harmadikéban a nóri dachsteini mészkő vesz részt [6]. E szerkezeti egységek bakonyi folytatásának nyomon követése újabb vizsgálatokat igényel. A most tárgyalt tektonikai pászta, egységek, haránttörések mentén egymáshoz képest eltolódtak. Ez legjobban a ladini-karni határvonal megfigyelésével tűnik ki. Az iszka területén ez a Szeg-hegyet szeli át, a Móri árok területén természetesen nem nyomon követhető, a Móri ároktól keletre levő rögök területén a magyaralmási Szeg-hegy és 168 m-es domb között rögzíthető. A csákberényi Középg-hegy és Gránási-hegy közötti ÉNy—DK-i vető mentén még feljebb kerül, innen kisebb eltolódásoktól eltekintve a Hosszúharaszt és Öreg-hegy közötti vető vonaláig megszakítatlan.

Az Öreg-hegyen még inkább ÉNy-ra tolódik, s csaknem eléri a csúcsot, a 290,9 Δ -t. Innen folyamatosan húzódik át a csákvári Kerek-hegyre. Ezután a medence alá süllyed, de újra felbukkan a Kotló-hegy déli peremén. Itt azután hosszú távolságra eltűnik, hogy Gerecse—Pilis-hegység közti rögök és a Budai-hegység területén bukkanjunk rá újra.

IRODALOM — LITERATUR

- I. Barnabás K.—Bárdossy Gy.—Bertalan K.—Csillag P.—Göbel E.—Jaskó S.—Szentés F.—Szóts E.: Bauitföldtani kutatások Magyarországon 1950—54 között. Magy. Áll. Földtani Int. évkönyve, XLVI. kt. 3. 1957. térképmelléklet. — 2. Kócsy J.: Hegység szerkezeti mozgásviszonyok Várpalota környékén. Földt. Közl. 1956. 17—29. o. — 3. id. Lóczy L.: A Balaton környékének geológiája és morfológiája. A Bal. tud. tanulm. eredményei, I. 1. Budapest, 1913. — 4. Vadász E.: Magyarország földtana, Budapest, 1960. — 5. Vitális S.: Alsó triász a Bicskei-medencében. Földt. Közl. 1939. 101—108. o. — 6. E. V é g h - N e u b r a n d t - J. O r a v e c z : Obertriadische Sedimentierung im Raum der Gerecse- und Vértésgebirge. Annales Univ. Scient. Budapestinensis, Sectio Geol. Tom. III. 1960. 185—193. o.

TÁBLAMAGYARÁZAT — TAFELERKLÄRUNG

XXVII. tábla — Tafel XXVII.

1. Középsőkampili tiroliteszes márga. a) *Gervilleia costata* Schloth., b) *Pseudomonotis* sp. Iszka-szőlők
Mittelkampilischer Tirolitesmergel. a) *Gervilleia costata* Schloth., b) *Pseudomonotis* sp. Iszkaer Weingärten
2. Haluszony-maradvány középsőkampili tiroliteszes márgából. Iszka-szőlőhegy
Rest eines Fischflosses aus mittelkampilischem Tirolitesmergel. Iszkaer Weinberge
3. Középsőkampili tiroliteszes márga. a) *Nativia costata* Mstr., b) *Pseudomonotis* cf. *inaequicostata* Ben., c) *Dinarites dalmaninus* Hauer,
Mittelkampilischer Tirolitesmergel. a) *Nativia costata* Mstr., b) *Pseudomonotis* cf. *inaequicostata* Ben., c) *Dinarites dalmaninus* Hauer.

XXVIII. tábla — Tafel XXVIII.

1. Középsőkampili tiroliteszes márga. a) *Natiria costata* M ü n s t., b) *Gervilleia polyodonta* C r e d n., c) ? *Monotis* sp., Iszkai-szőlőhegy
Mittelkampilischer Tirolitesmergel. a) *Natiria costata* M ü n s t., b) *Gervilleia polyodonta* C r e d n., c) ? *Monotis* sp., Iszkaer Weinberge
2. *Gervilleia polyodonta* C r e d n. tiroliteszes márgából. Iszkai-szőlőhegy
Gervilleia polyodonta C r e d n. aus Tirolitesmergel. Iszkaer Weinberge
3. Középsőkampili tiroliteszes márga. a) *Turbo rectecostatus* H a u e r, b) *Pseudomonotis telleri* B i t t n e r, c) ? *Pecten* sp.
Mittelkampilischer Tirolitesmergel. a) *Turbo rectecostatus* H a u e r, b) *Pseudomonotis telleri* B i t t n e r, c) ? *Pecten* sp.

XXIX. tábla — Tafel XXIX.

1. Anizusi megyehegyi dolomit vékonycsiszolata *Girvanella*-gumó átmetszetével. Iszkahegy. 5×.
Dünnschliff eines anisichen Megyehegyer Dolomits mit dem Querschnitt eines *Girvanella*-Knollens. Iszkaberg. 5×.
2. Anizusi megyehegyi dolomit vékonycsiszolata csiga-átmetszetekkel. Iszkahegy. 5×.
Dünnschliff von anisichem Megyehegyer Dolomit mit Gastropodenquerschnitten. Iszkaberg. 5×.
3. Anizusi megyehegyi dolomit vékonycsiszolata mészalga (*Diplopora*? *annulatisima*) metszetekkel. Iszkahegy. 5×.
Dünnschliff eines anisichen Megyehegyer Dolomits mit Querschnitten einer Kalkalge (*Diplopora*? *annulatisima*). Iszkaberg. 5×.
4. Anizusi megyehegyi dolomit vékonycsiszolata ?*Teutloporella* átmetszetekkel. Iszkahegy. 4×.
Dünnschliff eines anisichen Megyehegyer Dolomits mit Querschnitten von ?*Teutloporella*. Iszkaberg. 4×.

XXX. tábla — Tafel XXX.

- 1—3. Ladinii *Diplopora annulata* S c h l o t h. tartalmú dolomit közetpéldányai. Iszkaszentgyörgytől É-ra. 1×.
Handstücke eines ladinischen Dolomits mit *Diplopora annulata* S c h l o t h. N von Iszkaszentgyörgy, nat. Grösse.
4. Ladinii *Diplopora annulata* S c h l o t h. tartalmú dolomit mállott felülete. Iszkahegy. 2×.
Verwitterte Oberfläche eines *Diplopora annulata* führenden Dolomits. Iszkaberg. 2×.
5. Nagyobb, hosszúkás gumószerű mészalgák (*Sphaerocodium*?) átmetszetei. Az algák a *Diploporákkal* együtt, ugyanazon közetben lépnek fel egy-egy lencséskeben. Iszkaszentgyörgytől É-ra. 5×.
Querschnitte von grösseren länglich-knollenförmigen Kalkalgen (*Sphaerocodium*?). Diese Algen treten gemeinsam mit *Diplopora*, im gleichen Gestein in kleinen Linsen auf. N von Iszkaszentgyörgy. 5×.

XXXI. tábla — Tafel XXXI.

- 1—2. Ladinii *Diplopora annulata* S c h l o t h. tartalmú dolomit vékonycsiszolata. Iszkahegy. 5×.
Dünnschliff eines ladinischen Dolomits mit *Diplopora annulata*. Iszkaberg. 5×.

XXXII. tábla — Tafel XXXII.

- 1 a—c. *Megalodus triquetus pannonicus* F r e c h.
- 2 a—c. *Megalodus triquetus pannonicus* F r e c h. kisebb példány
- 3 a—d. *Megalodus hoernesii* F r e c h.
Valamennyi karni dolomitból való. Leőhely: Iszkaszentgyörgy, régi Kincsesi-külféjtéstől ÉNy-ra.
- 1 a—c. *Megalodus triquetus pannonicus* F r e c h.
- 2 a—c. Kisebber Exemplar von *Megalodus triquetus pannonicus* F r e c h.
- 3 a—d. *Megalodus hoernesii* F r e c h.
Alle aus karnischem Dolomit, aus einer Fundstätte NW vom ehemaligen Bauxittagebau Kincses.

XXXIII. tábla — Tafel XXXIII.

- 1—4. Alsónóri dolomit *Sphaerocodium bornemannii* R o t h p l.-el.
1. mállott közetfelület, 2—4. vékonycsiszolat, 5×.
3. felületi csiszolat. Leőhely: Iszkaszentgyörgy, Kincsestől ÉNy-ra.
Unternorischer Dolomit mit *Sphaerocodium bornemannii* R o t h p l.
1. Verwitterte Gesteinsfläche, 2—4. Dünnschliffe, 5×. 3. Anschliff. Fundort: Iszkaszentgyörgy, NW vom Kincses.
5. Raeti dachsteini mészkő biogén faciesű ooidokkal, foraminiferákkal, Triasinákkal. Régi Hantken-féle csiszolat. Isztimér megjelöléssel. 5×
Rhätischer Dachsteinkalk mit biogenen Ooiden, Foraminiferen, Triasinen. Alter Dünnschliff von Hantken, bezeichnet Isztimér. 5×

Stratigraphische und tektonische Zusammenhänge zwischen den Triasbildungen des Vértés- und Bakonygebirges

J. ORAVECZ — DR. E. NEUBRANDT-VÉGH

Die Triasserien des Bakonygebirges und der nordöstlichen Glieder des Ungarischen Mittelgebirges sind recht verschieden entwickelt, Bislang waren keine Aufschlüsse bekannt, wo ein Übergang zwischen den beiden Ausbildungen zu beobachten war. Der Unterschied zwischen den beiden Gebieten kann keinesfalls durch den Einbruch des Mórer Grabens zwischen die beiden Gebirgskomplexe erklärt werden.

Im Laufe von geologischen Untersuchungen im südlichen Teil des Vértésgebirges hat es sich herausgestellt, dass die bisher als einheitlich aus Hauptdolomit bestehend angenommene Schichtenreihe eine kontinuierliche Ablagerung vom Ladin bis zum Nor darstellt, und dass die Bildungen der einzelnen Stufen zusammenhängende Streifen im Streichen des Gebirges bilden (Textfigur 1).

Das älteste zutage tretende Schichtenglied ist der weisse ladinische Diploporendolomit. Daraus geht allmählich der fossilreiche dolomitisch-kalkig-mergelig-bituminöse, örtlich feuersteinführende Komplex der Karnstufe hervor. Darüber liegt ein hellbrauner Dolomit mit Steinkernen von *Megalodus carinthiacus* H a u e r, *Megalodus triquetus panonicus* F r e c h, *Megalodus hoernesii* F r e c h. Darauf folgt ein weisser kristallkörniger Dolomit mit spärlichen Fossilien, seltenen Gastropodenresten. Über dem oberen weissen Dolomit lagert der eigentliche Hauptdolomit, der der Entwicklung von Csákánypuszta ähnlich auch hier recht fossilreich ist. Endlich treten im nordwestlichen Teil des Gebirges auch Flecken des norischen und vieoelicht auch unterhätischen Dachsteinkalksteines zutage. Diese Serie ist in einer lückenlosen Folge im südwestlichen Teil des Gebirges aufgeschlossen und kann bis zum Rande des Grabens von Mór im Streichen verfolgt werden.

Am westlichen Rande des Mórer Grabens befinden sich als östliche Ausläufer des Bakonygebirges die Züge von Iszkaberg, Baglyasberg, Szegberg und Vaskapuberg. Im Raume des Iszkaberges sind die geologischen Bildungen der Trias durch die Beschreibungen und Profile von L. L ó c z y d. Ä. erfasst worden.

Im Iszkaberger Profil von L ó c z y (Textfigur 3) ist von der Kampiler Unterstufe der Untertrias bis zum unterladinischen »alpinen Muschelkalk« eine lückenlose Serie zu sehen, worüber nach L ó c z y der Hauptdolomit lagert. In Anbetracht dessen, dass die Lithofazies des Hauptdolomits nicht unterhalb des Oberkarn bekannt ist, und in L ó c z y s Profil bereits über dem Unterladin Hauptdolomit liegt, wirft sich die Frage auf, wie dieses Profil von L ó c z y gemeint war. Hat er den Anfang der Hauptdolomitbildung bereits auf die Ladinstufe gesetzt, oder hat er zwischen Ladin und Hauptdolomit eine Lücke oder tektonische Berührung angenommen? Seine Beschreibung sagt nichts über diese Frage aus.

Eine Neubegleichung des Profils hat unter den Weingärten am Iszkaberg in Einvernehmen mit L. L ó c z y s Beschreibung Lesestücke des Seiser und unteren Kampiler Schichten ergeben. Der mächtige mittelkampilische Tirolitesmergel lässt sich heute noch in guten Aufschlüssen verfolgen. Es gelang uns, die häufigeren Vertreter der durch H a u e r, K. P a p p und L ó c z y eingesammelten und in der Balaton-Monographie durch L ó c z y und F r e c h beschriebenen Fauna neu einzusammeln (Faunenliste s. 166. S. des ungarischen Textes).

Neue Funde aus diesem Vorkommen sind *Mysidioptera sylvatica* F r e c h, *Pseudomonotis inaequicostata* B e n., *Gervilleia polyodonta* C r e d n., *Gervilleia albertii* G o l d f., *Gervilleia cf. albertii* C r e d n., ? *Monotis* sp., ? *Pecten* sp., *Pseudomonotis* sp. und Bruchstücke von Ammoniten.

In den oberen Schichten des Tirolitesmergels sind die verzierten Schalen von *Natiria costata* in besonders grossen Mengen zu sammeln.

Über dem Mergel liegt ein Plattendolomit von löchrigzelligem Gefüge, welcher bis zum Gipfel des Iszkaberges verfolgt werden kann. Weiter nördlich vom Gipfel folgt ein Plattenkalk in abwechslungsreicher Ausbildung. Es kommen darin graue bituminöse und gelbe mergelige Platten vor, auch graue Krimoidenkalke; nach einer Dolomitbank von etlichen Metern Mächtigkeit folgen erneut graue und rote mergelige Plattenkalke mit Rhizocorallen und Gastropoden (*Natiria subtilistriata globulina* F r e c h). Dieser Kalkstein geht ohne eine merkbare Grenze in die hellbraune, weiter oben weisse Schichten des Megyehegyer Dolomits über. Letzterer führt Krallen von *Girvanellen*, ? *Teuroporella herculea* und Querschnitte von kleinen Gastropoden.

Über dem Dolomit liegt ein verjüngter Komplex von »Muschelkalk«. Nach einer eingehenden Untersuchung entpuppte sich dieser als Dolomit: Vom typischen Muschel-

kalk weicht dieser ausser dem Dolomitgehalt auch noch durch Fossilarmut, sowie einen geringeren Hornstein- und Mergelgehalt ab. Darüber liegt ein weisser, kristalliner, dickbankiger Dolomit mit massenhaften *Diplopora annulata* Schafhäütl.

Der Diploporendolomit vertritt die Ladinstufe. Er ist von grosser oberflächlicher Verbreitung, von grosser Mächtigkeit; einige Schichten bestehen ganz aus Trümmern von Diplopora. In den obersten Bänken treten neben den Algen auch noch kleingewachsene Megalodonten auf.

In der Fortsetzung von Lóczy's Profil treten auf der Oberfläche Eozänschichten auf, die die unmittelbare Fortsetzung der triadischen Reihe verdecken. Am nördlichen Rande der Eozänmulde folgt ein lila und brauner massiver Karndolomit mit wohl erhaltenen Steinkernen von *Megalodus triquetus pannonicus* Frech und *M. hoernesii* Frech. In den höheren Schichten tritt *Sphaerocodium bornemanni* Rothpl. massenhaft auf.

Am benachbarten östlichen Gebirgszug, der nördlich von der Gemeinde Iszka-szentgyörgy nach Kincses hin zieht, befindet sich eine lückenlose Schichtenreihe. Über den Schichten des ladinischen Diploporendolomits liegt eine lila, braune, dunkelbraune dolomitische Mergelserie, die sich mit den mergeligen Dolomiten und Mergeln der karnischen (Raibler) Schichten des Vértesgebirges sowohl lithologisch als auch der stratigraphischen Lage nach vergleichen lässt.

Es liegt im Profil oberhalb der Grenzsichten zwischen Karn und Nor, dem Dolomit mit *Sphaerocodium*, der Hauptdolomit und der Dachsteinkalkstein, beide in einer dem Vértes- bzw. Gerecsegebirge ähnlichen Entwicklung. Dem Vértesgebirge gegenüber tritt hier auch der oberrhätische Teil des Dachsteinkalkes zutage. In der Umgebung von Balinka-Bodajk-Isztimér werden die oberrhätischen Bildungen teils durch weisse massive Kalke, teils durch auch aus den Alpen wohlbekannte und auch im Gerecse weitverbreitete Mikrofazies mit Oolithen, Onkoiden und Triasinen sowie mit organogenem Detritus vertreten.

Es lässt sich folglich als Ergebnis der beschriebenen Untersuchungen feststellen, dass die triadische Schichtenreihe des südwestlichen Vértes- bzw. des nordöstlichen Bakonygebirges identisch ist, da die kennzeichnenden Fazies in beiden Räumen vorliegen.

Die Widersprüche des Lóczy'schen Profils sind derart eindeutig geklärt worden. Auch die Schichtenreihe des Bakonygebirges wird bis zum Schlussglied der Trias, dem Dachsteinkalkstein durch eine kontinuierliche Ablagerung gekennzeichnet, jedoch hat L. Lóczy d. Ä. den ladinischen Diploporendolomit nicht unterschieden, sondern diesen irrtümlicherweise zum Hauptdolomit gerechnet.

Die neue Feststellung, dass der bislang nirgends vorgefundene ladinische Diploporendolomit auch im Bakonygebirge vorkommt, wirft die Frage der Zusammenhänge mit den abweichenden ladinischen Fazies des Balatonhochlandes auf. Vermutlich kann die Serie auch weiter SW verfolgt werden, und geht allmählich in Ladinkalke bzw. Mergel über. Diese Annahme wird belegt durch eine Bemerkung L. Lóczy's, dass im Profil bei Balatonfüred auch eine dolomitische Fazies des Füreder Kalksteines vorkommt. Ähnlicherweise geht auch der östlich dolomitische »Muschelkalk« im westlichen Gebiet in eine Kalkfazies über. Die stetigen räumlichen Faziesänderungen der Triasbildungen werden vermutlich im ganzen Transdanubischen Mittelgebirge nachweisbar sein.

A GERECE- ÉS BUDA-PILISI-HEGYSÉG KÖZÖTTI RÖGTERÜLET TRIÁSZ KÉPZŐDMÉNYEI

ORAVECZ JÁNOS*

(XXXIV.—XXXVIII. táblával)

Összefoglalás: A Vértes- és Buda—Pilisi-hegység közti területen elkülöníthető dolomit kifejlődés a ladini emelettel kezdődik, a fauna alapján megkülönböztethető a karni és nóri tagozat. Az egyes rögökből kikerült ősmaradványok a dachsteini mészkőösszlet részletesebb tagolását is lehetővé teszik. A Dorog környéki terület eltérő szerkezete rétegtanilag is a nóri emelet képződményeinek többszörös, dőlésmenti megismétlődésével nyomon követhető. A Pilis-hegységben, a kösszeni kifejlődésüknek ismert rétegek a bitumenes rajbli mészkő fedőjében, ugyancsak bitumenes mészkő és dolomitos rétegekkel váltakozva jelennek meg. A rétegből kikerült ősmaradványok között raeti emeletre utaló alak nincs. Eddigi faunavizsgálat alapján a rétegek kora a karni emelet felső részébe tehető.

Dorog környékének földtani felépítéséről szóló ismertetések sorát a múlt század geológus utazója Beudant F. S. nyitja meg. Szabó J., Peters K., Hantken M. tanulmányai és Winkler B. munkái jelentik a terület földtani megismerésének alapjait. Leírásaikban elkülönítették a vidék legrégebb képződményét, a felsőtriász dolomitot és a fölé települő dachsteini mészkövet. A triász képződmények egyhangú kifejlődése és meglehetősen kövületszegénysége miatt, a közettani különbség alapján elkülönített nóri dolomit és raeti mészkő további felosztása hosszú ideig nem történt meg. Vigh Gy. [6, 9, 11] kísérli meg faunagyűjtései alapján az egyveretű triászösszlet részletesebb tagolását. Valószínűsíti a dolomitösszlet alsó részének karni korát és a dachsteini mészkő egy részét a nóri emeletbe helyezi.

Ezek az előzmények jelentették közvetlen alapját a további vizsgálatoknak.

A Gerece- és Buda—Pilisi-hegység közötti terület triászidőszaki képződményeit a felszínen csak egymástól elszigetelt rögökben találjuk, ezért teljes, folyamatos rétegsort nem várhatunk. A terület jelentősége abban áll, hogy elszórt, harmadkori medenceüledékekből kibukkanó szirtjei összekötik a Gerece-, Vértes-, Budai- és Pilisi-hegység összefüggő, egymástól bizonyos vonatkozásokban különböző triász rétegsorát.

A Dunántúli középhegység rétegeinek általános ÉK-DNy-i irányú csapásának és É-i dőlésének megfelelően a legidősebb triászrétegeket a terület déli részén találjuk. A déli rész dolomitösszletében közettani különbségek és az egyes rögökben található ősmaradványok alapján középsőtriász ladini és felsőtriász karni, nóri dolomitrétegeket különíthetünk el. Az ugyancsak nagy vastagságú dachsteini mészkősorozatot is, főként Megalodus-faunája alapján több szintre lehet osztani.

A ladini emeletet a Zsámbék melletti dolomitfeltárás erősen összetört rétegei képviselik. A kockákra széteső, fehér, tömött dolomit egyes rétegeiben kőzetalkotó mennyiségben jelennek meg a mészalgák. Ezekben az alगतörmelékéből felépített rétegekben roszsmegtartású *Diplopora annulata* Schafh. meghatározható metszeteit találtuk. A Diploporák kizárólagos és tömeges megjelenése, az *annulata* faj jelenléte alapján biztosra vehető a dolomit ladini kora.

* Előadta a Magyar Földtani Társulat 1961. február 1-i ülésén

A ladini emelet felső részéhez sorolhatunk még jól rétegzett, sávos és porló dolomit-retegekkel váltakozó, vastag dolomitösszletet, mely ritka, meghatározhatatlan alganyomokon kívül szerves maradványt nem tartalmaz. Ezeket, az ősmaradványmentes rétegeket a szomori Csúcsos-hegy jól feltárt rögében találjuk. Települési helyzetét tekintve a zsámbéki rögtől Í-ra, tehát a *Diplopora annulata* Schafh. tartalmú rétegek fölött, valamint a közeli karni rétegektől D-re, azok fekvőjében jelenik meg.

Vígh Gy. [9], Vadasz E. gyűjtéséből származó diploporás dolomitot említ az innen DNy-ra fekvő Szár község mellől. Ez a diploporás, kövületes dolomit, mint a Gerecse-hegység legdélibb röge, a zsámbéki diploporás dolomittal azonos helyet foglal el a rétegsorban. A két lelőhely a ladini emelet rétegeinek ÉK—DNy irányú, vonulatszerű összefüggését valószínűsíti. K-felé a Csiki-hegyek és a Nagyszénás csoportjának diploporás dolomitjával kinálkozik összehasonlítás.

A dolomitösszlet következő, elkülöníthető tagja a világosbarna, világosszürke tömött karni korú dolomit. Jól rétegzett sorozatát a somodorusztai Vörös-hegy és a gyermelyi Góré-hegy viszonylag gazdag faunát tartalmazó régeiben találjuk.

A Vörös-hegy dolomitrögéből első ízben Hantken M. [2] gyűjtött kövületeket. Anyagát Vígh Gy. [6] dolgozta fel, aki *Myophoria* sp. (ex. aff. *picta*?) Leps., *Schafhautlia* cf. *mellingi* Ha u., *Loxonema* sp., *Megalodus seccoi* Par. fiatal példányait határozta meg és innen írta le a *Megalodus hoernesii rotundatus* Vígh változatot. A faunából a nóri emelet alsó részére következtet, hangsúlyozva erős karni jellegét.

Az újabb anyagból a *Schafhautlia mellingi* Ha u. számos példánya került elő, úgyhogy kőbélállapotuk ellenére a faj jelenlétét biztosra vehetjük. *Loxonema drpádai* Kitzl veszprémi márgából leirt, díszített kőbelét és *Placodus* sp? csonttöredéket, fogdarabkát találtunk. Ezek az ősmaradványok hazánkban eddig csak a raibli, tóri rétegekből ismeretesek, így a rétegek feltételezett karni korát megerősítik.

Hasonló, de jobb megtartási fauna került ki a Góré-hegy dolomitjából. *Megalodus hoernesii rotundatus* Vígh zárlenyomatos példányait, *Megalodus vértensis* Kut., *Myophoria* cf. *inaequicostata* Klipst., *Myophoria* sp. kőbél és lenyomattöredékeket, apró csigalenyomatokat sikerült gyűjteni. Az ősmaradványokat tartalmazó sárgásfehér, néha vörös színűzettségű dolomitpad kőzetanyaga is megegyezik a Vörös-hegy dolomitjával. A *Megalodus vértensis* Kut., *M. hoernesii rotundatus* Vígh alakokkal jellemzett világosbarna dolomit fekvőjében bitumenes, gyengén meszes dolomittörmelék található, aminek alapján délebbre a karni emelet általános elterjedésű raibli kifejlődésének jelenlétére gondolunk.

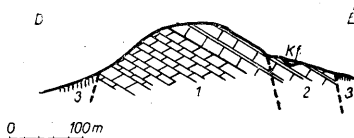
A karni emelet képződményeivel kapcsolatban azt a népgazdaságilag is fontos megfigyelést említhetjük meg, hogy a Dunántúli középhegység eddig vizsgált bauxitlélőhelyeinek fekvőköze karni korú dolomit. Iszkaszentgyörgyön, Gánton határozottan karni faunát tartalmaz *Megalodus triquetus panonicus* Frech. vezéralakkal. A Góré-hegy déli részén, a bitumenes szürke dolomit közelében is találhatók lepusztított bauxitfoszlányok.

Faunaegyüttesét összevetve a Vértés-hegység jól feltárt karni rétegsorával az említett lelőhelyek korát a karni emelet felső részébe tehetjük. A rögsorozat fiatalabb dolomitkibúvási már a nóri emeletet képviselik.

A nóri emeletbeli dolomit kőzetanyaga alapján nehezen különíthető el a karni dolomittól. Különbséget a karni emelettel szemben csak a tömött dolomitpadok közé települő vékonyréteges, sötétebb színű, márgás küllemű, könnyen aprózódó dolomitközbetelepülések jelentenek. Ezeket a jellegzetes dolomitrétegeket felfelé csökkenő számban, a dolomitból kifejlődő dachsteini mészkő alsó részében is megtaláljuk. A vékony, közbetelepült dolomitrétegek a mészkő kifejlődésben régebbi visszatérő üledékképződési jelleget jelentenek, szorosan összekapcsolva a dolomit és mészkő rétegsorokat.

Az Öregnyulas domb jól rétegzett nóri dolomitjából *Megalodus seccoi* Par. a vöröshegyinél nagyobb példányai, *Megalodus* cf. *gümbeli* Frech és *Dicerocardium* sp. héjas darabjai kerültek elő. A *Megalodus*ok mellett a *Perna exilis* Stopp. két példánya, *Mysidioptera* sp. (ex. aff. *ornata*) Salom. kőbeleben kívül *Turritella saxorum* Kok., *Telleria* sp., *Worthenia* sp. csigákat találtunk. A *Dicerocardium* töredék és a földolomitből is ismeretes *Perna exilis* Stopp. a dolomitösszlet nóri korát bizonyítja, amit a rög végében megjelenő dachsteini mészkődarabkák is megerősítenek.

Jól nyomozható a dolomit és a mészkőrétegek érintkezése a Kablás-hegyen és megismétlődő módon a Magos-hegy és a Nagygete vonulatában. A Magos-hegy dőlésirányú szelvényében a fehér, kristályos dolomitrétegek közé sárga, barna, kissé meszes dolomit-



7. ábra. A csolnoki Magos-hegy dőlésirányú szelvénye. 1. Nóri korú, tömötszövetű dolomit, felfelé sűrűsödő márgás, kissé meszes lemezes, sávos dolomitkőzetbetelepülésekkel, 2. Fehér nóri dachsteini mészkő, közbetelepült autigén breccsiás dolomitrétegekkel, zöld agyaggal, 3. Löss

Abb. 1. Profil des Magosberges bei Csolnok in Einfallsrichtung. 1. Norischer massiver Dolomit, mit mergeligen, schwach kalkigen, plattig-gebänderten Dolomiteinschaltungen, die nach oben hin an Häufigkeit zunehmen, 2. Weisser norischer Dachsteinkalk, mit eingeschalteten authigenetisch-breccziösen Dolomitschichten und grünem Ton, 3. Löss

rétegek települnek, fölfelé sűrűsödnek a tömött dolomitpadok kimaradásával. A dolomitrétegek a hegy K-i magassági pontjában érintkeznek a dachsteini mészkővel, mely azonos dőléssel települ rá. Meghatározható ősmaradványt a Magos-hegyről és a Nagygetéről nem sikerült gyűjteni, csak a Nagygete mészkővel határos dolomitjából került elő néhány apró csigametszet és lenyomat. Valószínű, hogy az átmeneti rétegösszlet valóban szegény szerves maradványokban.

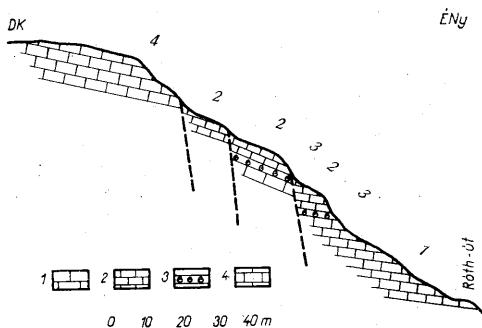
A nóri dachsteini mészkő alsó részét képviselő vastag dolomitpadokat tartalmazó rétegekből nagytermetű *Megalodus*ok; *M. böckhi* Hoern., *M. complanatus* Gümb., *M. comoplannatus segestanus* Di Stef., *Paramegalodus mediofasciatus* Frech-t sikerült meghatározni. Az ősmaradványokat főleg a sárgásfehér dolomitos réteg szolgáltatja, a mészkőből egy óriás *Dicerocardium* töredéke került elő.

Fiatalabb nóri emeletbeli összletnek tekinthetjük az előbbinél kevesebb és vékonyabb dolomitpadot tartalmazó Ór-hegy, Babál-hegy mészkőrétegeit. A két lelőhelyről jömegetartású *Megalodus complanatus* Gümb., *M. complanatus dudarensis* Tomor gyakori maradványai mellett *Dicerocardium curioni* Stopp. és *D. pannonicum* nov. sp. került elő. Ezekkel az újabb leletekkel egészíthetjük ki Vigh Gy.-nak a Babál szőlő-hegyről felsorolt *M. cf. gümbeli* Frech és *M. cf. böckhi* Frech példányait.

Magas szintet, amely ősmaradványokkal igazolható, a dorogi Nagykösziklán találunk. K-i részén a diszkordáns településű liászrétegek alatt, 10–15 m vastag mészkőösszletben a *Paramegalodus incisus cornutus* Frech kőbeleit lehet találni. Eddigi ismereteink szerint, bár kőzetanyagát, szövetét és mikrofoszília tartalmát tekintve nem különbözik az előbb ismertett nóri dachsteini mészkőtől, a *Paramegalodus*-fauna alapján a raei emeletbe kell sorolnunk. Vigh Gy. [8] a nóri és raei emelet határát a K-i köfejtő vastag zöld agyagréteggel vonja meg. A zöld agyagrétegeket kisebb, nagyobb vastagságban a Nagyköszikla teljes triász szelvényében megtaláljuk, a mészkőpadokat

elválasztó módon. Zöld agygrétegek nemcsak a mészkőösszletben jelennek meg, hanem az idősebb dolomitrétegekben is megtalálhatók. V a d á s z E. Magyarország földtanában a zöldagyag kérdés összesítő fejezetéből ismeretes a pilisvörösvári dolomit zöld agygrétege. De megtaláljuk a zsámbéki dolomitrögben is vékonyabb közbetelepülésként. A dachsteini mészkőben a zöld agygrétegekkel együtt dolomitzöbetelepülés is megjelenik, legtöbb esetben dolomitos mészmárga alakjában, sokszor sajátanyagú breccsia kötőanyagaként.

A Dorog környéki felsőtriász raeti emeletének kérdésével kapcsolatban merült fel a határos pilisi triászszorozat összehasonlító bejárása, főleg az irodalomban jelzett közszeni kifejlődésű, ősmaradványtartalmú összlet településére vonatkozólag. A rétegeket

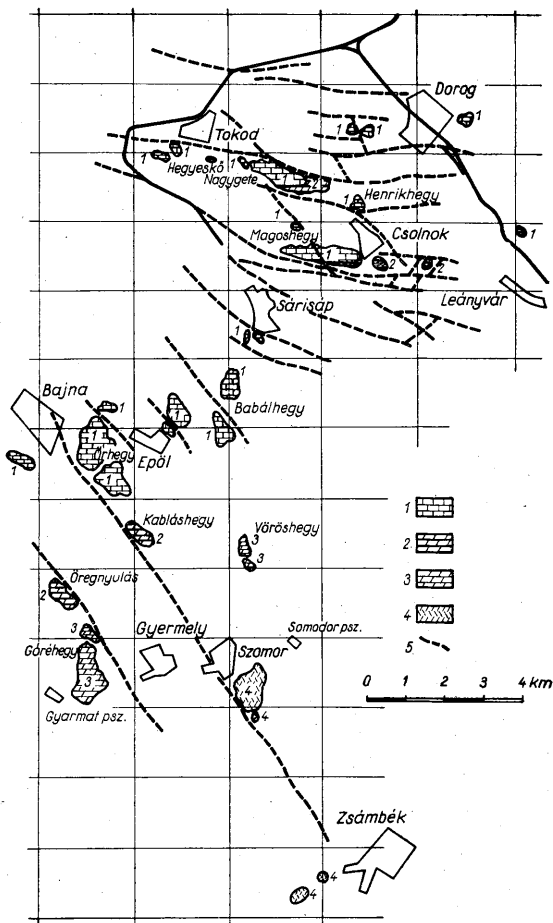


2. ábra. Felsőkarni lumasellás rétegek településének helyi szelvénye a Feketehegy Ny-i részén. 1. Szürke simatörésű pados mészkő, 2. Erősen bitumenes, vékonypados mészkő, 3. Lumasellás rétegek, 4. Világosszürke, fehér, vastagpados mészkő.

Abb. 2. Lokales Profil der Lagerung von oberkarnischen Lumachellschichten im westlichen Teil des Feketeberges. 1. Grauer bankiger Kalk von glatttem Bruch, 2. Stark bituminöser, dünnbankiger Kalk, 3. Lumachellschichten, 4. Hellgrauer, weisser, dickbankiger Kalk.

St a c h e G. [1] említi elsőnek, mint gazdag faunalelőhelyet, majd S c h a f a r z i k F. [3] a Fekete-hegyről írja le az *Avicula*, *Modiola*, *Ostrea* féléket tartalmazó lumasellás rétegeket. Szerinte a faunás rétegek a dachsteini mészkő alsó részéhez tartoznak. A további irodalom ezekre a rétegekre, mint *Avicula contorta*-tartalmú közszeni kifejlődésre hivatkozik. A bejárás során az aviculás rétegeket a feketehegyi menedékház alatti sziklafalban, amely valószínűleg egyezik S c h a f a r z i k F. lelőhelyével, a menedékháztól a Pilisnyereg felé induló út mellett és a Cserepes-patakban két helyütt sikerült megtalálni. Ezekben a feltárásokban azt észleltük, hogy a faunás rétegek a karni (raibli) sötétszürke, bitumenes mészkő és dolomit rétegsorához tartoznak. A faunás rétegeknek a bitumenes dolomit és mészkő közti ismétlődő megjelenése felvetette az ősmaradványok újvizsgálátának szükségességét.

A sárgásszürke, erősen bitumenes rétegeket a réteggéssel párhuzamosan elhelyezkedő kagylóléjak tömege építi fel. S c h a f a r z i k F., V i g h Gy., S c h r é t e r Z. és V a d á s z E. Földtani Intézetben található anyaga, melyet újabb gyűjtéssel egészítettünk ki, gazdag faunát eredményezett. A kövületanyagot az *Avicula* és *Myoconcha* fajok nagy egyedszáma jellemzi. A kagylók mellett csigák is szerepelnek és előkerült néhány aprótermetű *Ammonites* is; *Avicula bitneri* W ö r h m., *A. cassiana* B i t t n.,



3. ábra. A Gerecse-hegység és Buda-Pilisi-hegység közti rögtérület felszíni triászképződményeinek földtani térképészete. 1. Nóri dachsteini mészkő dolomitközbetelepülésekkel 2. Nóri korú dolomit, 3. Barna, világosszürke karni dolomit, 4. Ladini diploporás dolomit,

Abb. 3. Geologische Kartenskizze der zutage liegenden Triasbildungen zwischen Gerecsegebirge und Buda-Piliser Gebirge. 1. Norischer Dachsteinkalk mit Dolomiteneinschlüssen. 2. Norischer Dolomit, 3. Brauner, hellgrauer Karndolomit, 4. Ladinischer Diploporendolomit.

A. sturi Bittn., *A. caudata* Stopp., *Myoconcha gregaria* Bittn., *M. recta* Broilli, *Pachycardia* cf. *phieningeri* Broilli, *Mysidioptera angusticostata* Broilli, *Gervilleia ensis* Bittn., *Megalodus* sp. (ex. aff. *rimosus*) Hau., *Leda* sp., *Ostrea* sp., *Euomphalus* (*Phymathifer*) aff. *lineatus* Kut., *Worthenia contabulata* Costa, *W. escheri* Stopp., *Neritopsis armata cancellata* Münst., *N. armata obliqua* Kut., *Ptychostoma mojsisovici* Kittl, *Coelostylina conica* Münst., *Naticella sublineata* Münst., *Turritella saxorum* Kok., *Chemnitzia* sp. indet., *Dieneroceras* nov. sp., *Arcestes bicornis* Hau., *Megaphyllites* sp. indet., *Paraplicites nopcsai* (Kut. nom. nud.) n. gen. n. sp.

A kagylók közül triászüledékeinkből a *Gervilleia ensis* Bittn. a veszprémi márga legfelső szintjéből ismeretes, és a csövéri raibli rétegekből a *Myoconcha* cf. *recta* Broilli fajt említi Vadász F. [4]. A kagyló és csigafauna nagy része a ladini emeletben induló, kassziani rétegekből leírt alak, mely a karni emeletben tovább élt. A csigák között már kifejezetten nóri emeletre utaló alakokat is találunk. A *Worthenia contabulata* Costa és *Worthenia escheri* Stopp. a nóri földolomit szintjelző kövületei. A két faj előkerült egy-egy példánya azonban első fellépésüket jelentheti és nem vonható le belőle végleges következtetés. A nóri földolomitban, ahol külön szintet képvisel, tömeges megjelenésű, sokszor egyedüli kövület, mint a Bakony- és Vértes-hegységben. A faunában nagy egyedszámukkal inkább a karni, sőt mélyebb szintekre jellemző *Coelostylina conica* Münst. és *Neritopsis armata cancellata* Kittl. fajok tűnnek ki. Több szerző rámutat a kagyló és csigafaunával szemben az Ammoniteszek fokozott rétegtani értékére. A pilisi aprótermetű Ammoniteszek, mint az *Arcestes bicornis* Hau. a hallstatti mészkő karni és nóri tagozatában is megtalálható, a *Paraplicites nopcsai* Kut. pedig, a *Dieneroceras* nov. sp.-vel együtt csak a biharhegységi Kófalalváról ismeretes. Kutassy [10, 13.] a kófalalvai világosszürke gazdag faunataralmú mészkövet a karni emelet *Tropites subbullatus* szintjébe helyezi, illetve a kikerült faunát karni-nóri átmeneti jellegűnek tekinti. A cserepes-völgyi lelőhely felsőbb, az előbbiektől némileg eltérő világosabb színű rétegeiből előkerült *Rhabdoceras suessi* Mojs. nóri vezető alak a nóri rétegekbe való átmenetet bizonyítja. A Pilisből sem *Avicula contorta*, aminek alapján a kösszeni rétegekhez tartozónak vélték a faunás rétegösszetlet, sem más raeti emeletbeli alak a gyűjtött anyagból nem került elő. Az eddigi adatok, a települési helyzet és a fauna összképe alapján az aviculás pilisi rétegeket a karni emelet felső részébe helyezzük és a nóri emeletbe üledékfolytonossággal átmenő összetettségnek tartjuk.

A Pilisszentlélek közelében lemélyített Pilismarót-2. jelzésű fúrás oligocén rétegek alatt harántolt világosszürke, fehér apró aviculás mészkő rétege (*Avicula bitneri* Wörm.) is egyeztethető a felszíni aviculás rétegekkel, azoktól északabbra, mélyebb helyzetet foglal el.

A rétegek elterjedésének részletes rögzítését és az újabb adatokat az Állami Földtani Intézet folyamatban levő munkáinak eredményeként várhatjuk.

A rétegtani eredményekből, a különböző korú és szintű képződmények területi elrendeződéséből, kor szerinti folyamatos egymásrakövetkezéséből, vagy mint a dorogi részen látjuk, dőlésirányban megismétlődő megjelenéséből közvetlenül adódnak a terület főbb szerkezeti jellegei. Az ÉK—DNy-i irányú hosszanti szerkezeti vonalak, melyek a Vértes-hegységet jellemzik, a Gerecse- és Budai-hegység közötti területen elmosódottabbak a haránttörések mellett. A haránttörések meredek leszakadásokkal harántolják a rögöket, nyomvonaluk mentén sorakoznak a felszíni triász képződmények.

A terület Bajna vonaláig terjedő részére jellemző ÉNy—DK-i lefutású haránttörések rögsorokat fognak közre és ezen belül folyamatosan nyomozható észak felé az egyre fiatalabb rétegtag. A haránttörések mentén a Középhegység egyéb területein megfigyelt vízszintes irányú eltolódások itt is kimutathatók.

Bajnától északra Csolnok, Dorog területén és a pilisi részen is megváltozik a haránttörések lefutási iránya. Ennek morfológiai jellegét Schafarzik ismeri föl [3], felhívja a figyelmet a Pilis-hegy és a nyugatra levő Fekete-hegy megváltozott vonulatirányára. Szalay T. [14, 16] tanulmányai részletesen ismertetik és elemzik a terület szerkezeti fejlődését és a K—Ny-i irányú törésvonalakat a Duna vonaláig kimutatják. A nóri emelet rétegeinek dőlésirányba való többszöri megismétlődése és a szomszédos, folytatásul tekintett Pilis-, Fekete-hegy északi részén a mélyebb, karni rétegek felszínrekerülése az általa megállapított kiemeltebb helyzetet rögzítik. Vadász E. professzor értékelésében a törésirányok ilyen feltűnő változása a dunamenti öbvenmélyszerkezeti különbségekre vezethető vissza. Véleményünk szerint a mozgásokat megszabó kristályos alaphegység az ismert ŐK—DNY-i csapásvonalához képest az érintett területen délebbre helyezkedik el. A kristályos alaphegység közelségét Lengyel E. [15] vulkanitizárvány vizsgálatai is alátámasztják.

Összefoglalva megállapíthatjuk, hogy a Vértes-hegység és Gerecse-hegység déli részén található ladini emelet képződménye a mezozoós rétegek ŐK—DNY-i csapása mentén a rögtérületen is kimutatható. A karni emelet dolomitfejlődése ugyancsak kapcsolódik a Gerecse-hegység hasonló rétegösszletéhez. A nóri emelet dolomit és dolomitzöbetelepedésű dachsteini mészköve a Megalodusfauna alapján a gerecseihez hasonlóan szintekre osztható. A dachsteini mészkő raeti emeletbe sorolt kis része csak a dorogi Nagykösziklán található, a tőle északra kibukkanó Fehérszirt rétegsora ugyancsak a nóri emeletet képviseli. A terület ŐK-i folytatása a Vértes-hegység idősebb triásztagokat tartalmazó, és a Gerecse-hegység felsőbb triászrétegeket képviselő rétegsorozatának. A Budai-hegységhez való viszonyának tisztázására további vizsgálatok szükségesek. A feketehegyi faunás rétegek nem a raeti emeletbe tartoznak, hanem a karni emelet felső részét képviselik. Ez az átsorolás megszünteti a Középhegység ŐK-i részén idegen, elszigetelt helyzetű kösszeni kifejlődést. A terület morfológiai jellegét a haránttörések szabják meg. Az északi rész K—Ny-i irányba forduló haránttörései egyben a terület váltós vetődések mentén magasabbra került helyzetét is jelzik. Az eltérő szerkezeti alakulás okát a közeli kristályos alaphegység feltételezett határvonalának délebbre húzódó helyzetével magyarázhatjuk.

Végül a dachsteini mészkőből kikerült jó megtartású *Megalodus complanatus dudarensis* Tomor leírásának kiegészítését és egy új *Dicerocardium* faj leírását adjuk. Kutassy félbeszakadt munkájának kiegészítése a *Paraplacites nopscai* Kut. nov. gen., nov. sp. leírása is.

Megalodus complanatus dudarensis Tomor, T.: XXXVI., f: 1—4.

Kutassy: Foss. Cat. pars. 68. 31. o. Cum. syn.

Megnyúlt körvonala, rövid búbcsapja, a lunula magas helyzete és a teknők lapos domborodása kétségtelenné teszi a változattal való azonosságát.

Az újabban gyűjtött példányok lehetővé teszik a leírás kiegészítését.

Oldalnézetben szembetűnő a zárlemez előtt emelkedő magas izombenyomat, melynek alsó részéből indul ki és a hátsó peremig követhető a köpenyszegély lenyomata. Ez a befűződés a domború teknőből egy lapos peremi szegélyt választ el, mely a hátsó rész felé a köpenybenyomattal együtt fokozatosan elmosódik. A hátsó peremet lefelé szélesedő, lapos rész, az izomtartó lécz benyomata kíséri. Gyengébben látszik a teknő közép-részéről induló lécecske, mely jóval a búb alatt fordul be, a lunula felső kétharmad részétől, annak külső peremén folytatódik lefelé.

A mellső perem erősen felnyúlik, előlről nézve eléri a búbcsapok magasságát. A hátsó perem éles, egyenes, kissé összetartó vonala lapos, széles scutumot határol. Héjas példányon a scutum szélessége megközelíti a teknő teljes vastagságát.

A fogak lenyomatát sikerült kiszabadítani. A bal teknőben középen egy hajlott, befelé szélesedő háromszögalakú főfogat találunk. A jobb teknő mellső, ívesen hajlott és a hátsó lapos, háromszög alakú mellékfogának megfelelő két fogmeder a főfogat fogja közre.

Méretek: magasság: 73 szélesség: 82 vastagság: 40 mm

A hatalmas fogakból és a fejlett izombenyomatból nagyon erős zárási készségre következtethetünk. Feltűnő a búbsapot borító héj rendkívüli vastagsága, ami az egyik példánynál meghaladja a 3 cm-t. Hátrafelé a héj vastagsága jelentősen csökken, a legnagyobb domborodásnál 3 mm, a peremi részeken pedig késpengeszerűen kivékonyodik. A teknők ilyen egyenlőtelen vastagsága feltétlenül súlybeli különbséget jelent, ami véleményünk szerint az állatnak a búbfelöli részen bizonyos fokú rögzítést eredményezett.

A *Megalodus complanatus duzarenis* Tomor példányait az epöli Babál-hegy északi részéről és a Bajnai Órhegy dolomitközbe településeket tartalmazó dachsteini mészkövből gyűjtöttük, a *M. complanatus* Güm b., *Dicerocardium curioni* Stopp., *D. pannonicum* nov. sp. faunaegyüttesből.

A holotypus ugyancsak a dachsteini mészkövből került elő, *Megalodus complanatus* Güm b., *M. kulassy* Tomor nóri korú [19] és a *M. complanatus italicus* Kut., *M. complanatus segestanus* Di Stef. raetinek tekintett alakjaival együtt. Valószínű, hogy a dudari lelőhely dachsteini mészkőösszlete, mely a közeli földolomitra települ szintén nóri emeletbeli.

Genus: *Dicerocardium* Stopp. 1865.

Dicerocardium pannonicum nov. sp.

Derivatio nominis: Magyarországi lelőhelye után.
Holotypus: Az Egyetemi Földtani Intézetben.
Locus typicus: Epöl, Babálhegy, Gerecshegység.
Stratum typicum: nóri emelet.

Diagnosis: A hátsó peremmel hegyes szöget bezáró búb éle egyenes lefutású. Kevésbé előrenyúló mellső perem.

A teknő hátoldala és a búb mellső éle kb. 50°-os szöget zár be. Az egyenes él a zárosperem végén, a magasság felénél ívben meghajolva záródik a kissé hajlott hátoldallal. Meredekfalú, mély lunula jellemzi. A *Dicerocardium* genusz tagjainál megfigyelhető, a búb belső oldalán futó csatorna fejletlen.

A hátoldal széles, lapos felületén a fejletlen scutumot lefelé szélesedő csatorna jelzi a kőbélén.

Törödékes zárlenyomatából a bal teknőben egy, a zárosperemmel közel párhuzamosan futó fogra következtethetünk.

A kőbél méretei: magasság: 53 szélesség: 34 vastagság: 50 mm

Közell áll a *Dicerocardium dolomiticum mariani* Frech alakjához, attól arányaival és a búb egyenes elülső élével különbözik. Frech a leírt változatot maga is új fajnak ismeri el [5] és helyét a *Dicerocardium dolomiticum* L. or. és a *D. jani* Stopp. fajok között jelöli meg, ahová az új faj is helyezhető.

A jómegtartású kőbélén kívül előkerült egy héjas jobb teknő is. Ezen a hátoldal búbirányba eső kidomborodása szembetűnőbb, és jobban kihangsúlyozódik az élek kivékonyodása. A leülepedő, laza mészsizaphoz alkalmazkodó jelleget tükröz a hátsó peremen körbefutó, a megmaradt részeken 1 cm-t meghaladó szélességű, szárnyszerű képződmény.

A két példány az epöli Babálhegy nóri korú dolomitrétegekkel váltakozó dachsteini mészkövéből került elő, *Megalodus complanatus* G ü m b., *M. complanatus dudarensis* T o m o r-t tartalmazó faunatársaságból. Az új fajjal azonosítható példányt gyűjtöttünk a Pilishegy(Simonhalála) dachsteini mészkövéből is.

Fam: *Pinacoceratidae* M o j s. 1879.

Paraplacites nov. gen. (= *Paraplacites* nov. gen. K u t. 1928. nom. nud.)

Genotyp: *Paraplacites nopcsai* nov. sp.

Derivatio nominis: Placiteshez hasonló.

Diagnosis: Tág köldök.

Diszitetlen magakeresztmetszetű háza, lekerekített külső oldala, valamint kamravarratvonal Placites jellegű. Tőle tág köldökével különbözik. K u m m e l: Treatise on Invertebrate Paleontology 1957. I. 184. a *Paraplacites* genust a *Placites* genus synonymjaként sorolja fel. Tudomásunk szerint a kólafalvai Ammonites fauna K u t a s s y félbeszakadt munkája után részleteiben sem került újbóli vizsgálatra. Így a besorolás alapjául valószínűleg K u t a s s y 1928-as [10] faunalistája szolgált, ahol a *Paraplacites nopcsai* nov. gen. nov. sp. több új Placites fajjal együtt szerepel.

Paraplacites nopcsai nov. sp. (= *Paraplacites nopcsai* nov. sp. Kut. 1928. nom. nud.)

Derivatio nominis: Nopcsa F. magyar geológus tiszteletére (Kut).

Holotypus: Magyar Állami Földtani intézetben. MÁFI. T, 1766.

Paratypoidok: Ugyanott.

Locus typicus: Kólafalva, Biharhegység, Románia.

Stratum typicum: felsőkarni, (Tropites subbullatus szint?)

Diagnosis: lásd a genusnál.

Tágköldökű ház gyorsan magasodó kanyarulatokkal. Külső oldalán tompa él húzódik. Csaknem párhuzamos oldalai sík felületűek. Legnagyobb kanyarulatszélesség a külső peremnél. Az utolsó kanyarulat köldökpereme éles, köldökfala meredek, a belső kanyarulatoké lekerekített. A belső kanyarulatok az előzők $\frac{3}{4}$ részét fedik, kifelé a beburkolás nagyobb mértékű, az utolsó fél kanyarulat már teljesen befedi az előzőt. Bár a kólafalvi példányok mind héjasak, kamravarratvonaluk részletesebb vizsgálatát az átkristályosodott héjköltés nem tette lehetővé. Megfigyelhető a külső széles loba, melyet magas, keskeny, kifeléhajló aszimmetrikus első oldalloba követ. A második oldallobus nagyobb az elsőnél, hátrafelé szűkül. A harmadik még megkülönböztethető a nagyszámú, erősen hátrafelé irányuló vonal mentén sorakozó umbilikális lobaktól. A kólafalvi példányok, a typus a legkevésbé, kissé összenyomottak.

Méreték: Átmérő	Kanyarulat- magasság	Szélesség	Köldökbőség
15,7	7,6	3,3	4 mm
11,2	5	2,5	3,5 „
10,5	4,5	2,4	3,4 „

A Pilis-hegységből kikerült példányok kisebbek a kólafalvainál, bár jobb megtartásúak kis méretük miatt behatóbb vizsgálatra nem alkalmasak.

Genus: *Dieneroceras* K u m m e l 1952.

Dieneroceras nov. sp.

Holotypus: Egyetemi Földtani Intézetben

Paratypoidok: ugyanott

Locus typicus: Fekete-hegy, Pilis-hegység

Stratum typicum: felsőkarni

Diagnosis: Evolut forma, igen tág köldökkel. A kanyarulatok összenyomottak, a belsők kevésbé lapítottak. Ventrális része lapos domborodású és tompa élben találkozik az oldalrészsel. A kanyarulat legszélesebb a köldökperemnél. A köldökperem széles ívben lekerekített. A héj felülete sima, díszítetlen.

Varratvonala egyszerű. A széles külső lobát rövid, keskeny szifonális nyereg osztja. Az első oldalloba magas, széles, a második már nagyon kicsi és sekély. Semmiféle osztottság nem figyelhető meg rajta.

Méretek: Átmérő	Kanyarulat- magasság	Szélesség	Köldökbőség
6	2	1,7	2,7 mm
4,1	1,2	1,5	2 „
5,5	2	1,8	2,3 „

TÁBLAMAGYARÁZAT — TAFELERKLÄRUNG

XXXIV. tábla — Tafel XXXIV.

- 1—2. *Megalodus hoernesii rotundatus* Vigh zárlenyomatos példánya karni dolomitból. Gyermely. Göré-hegy ÉNy-i részéből. Term. nagys.
Ein Exemplar von *Megalodus hoernesii rotundatus* Vigh mit Schlossabdruck aus karnischem Dolomit. Gyermely, aus dem NW-Teil des Göréberges. Nat. Gr.
3. *Paramegalodus mediofasciatus* F r e c h, vastag dolomitpadokkal váltakozó nóri dachsteini mészkőszeltekből. Epöli kőfejtő. Term. nagys.
Paramegalodus mediofasciatus F r e c h, aus einem mit mächtigen Dolomitbänken abwechselnden norischen Dachsteinkalkkomplex, Steinbruch der Gemeinde Epöl. Nat. Gr.

XXXV. tábla — Tafel XXXV.

- 1—2. *Paramegalodus mediofasciatus* F r e c h vastag dolomitpadokkal váltakozó nóri dachsteini mészkőszeltekből. Epöli kőfejtő. Term. nagys.
Paramegalodus mediofasciatus F r e c h, aus einem mit mächtigen Dolomitbänken abwechselnden norischen Dachsteinkalkkomplex. Steinbruch der Gemeinde Epöl. Nat. Gr.

XXXVI. tábla — Tafel XXXVI.

- 1—4. *Megalodus complanatus dudarensis* T o m o r. Héjmaradványos, zárlenyomatos példány az epöli Babál-hegy nóri dachsteini mészkővéből. Term. nagys.
Megalodus complanatus dudarensis T o m o r. Exemplar mit Schalenresten und Schlossabdruck aus dem norischen Dachsteinkalk des Epöler Babálberges. Nat. Gr.

XXXVII. tábla — Tafel XXXVII.

- 1—4. *Dicerocardium pannonicum* nov. sp. Kőből az epöli Babál-hegy nóri dachsteini mészkővéből. (Holotypus). Term. nagys. *Dicerocardium pannonicum* nov. sp. Steinkern aus dem norischen Dachsteinkalk des Epöler Babálberges (Holotypus). Nat. Gr.
- 5—7. *Dicerocardium pannonicum* nov. sp. Héjas, töredékes jobb teknő. Epöl, Babál-hegy, nóri dachsteini mészkőből. Term. nagys. *Dicerocardium pannonicum* nov. sp. Brüchige rechte Schale. Epöl, Babálberg, aus norischem Dachsteinkalk. Nat. Gr.

XXXVIII. tábla — Tafel XXXVIII.

- 1 a—d, 3. *Paraplicites nopcsai* nov. gen. nov. sp. Kólafalva, Bihar-hegység, felsőkarni világosszürke mészkőből. 2 ×.
Paraplicites nopcsai nov. gen. nov. sp. Kólafalva, Bihargebirge, oberkarnischer hellgrauer Kalk. 2 ×
- 2 a—c. *Paraplicites nopcsai* nov. gen. nov. sp. genotypus, typus. Kólafalva, Bihar-hegység, felsőkarni, világosszürke felsőkarni mészkőből. 2 ×
Paraplicites nopcsai nov. gen. nov. sp. (Genotypus, Typus). Kólafalva, Bihargebirge, aus oberkarnischem hellgrauem Kalk. 2 ×
- 4—6. *Paraplicites nopcsai* nov. gen. nov. sp. Pilis-hegység, Fekete-hegy ÉNy-i részéről, bitumenes, sárgászürke felsőkarni mészkőből. (6 lenyomat). 3 ×
Paraplicites nopcsai nov. gen. nov. sp. Pilisgebirge, vom nordwestlichen Teil des Feketeberges, aus bituminösem, gelblichgrauem oberkarnischem Kalk. (6 Abdruck). 3 ×
7. *Dieneroceras* nov. sp. Kólafalva, Bihar-hegység, felsőkarni világosszürke mészkőből. 3 ×
Dieneroceras nov. sp. Kólafalva, Bihargebirge. Aus oberkarnischem hellgrauem Kalk. 3 ×
- 8—9. *Dieneroceras* nov. sp. Pilis-hegység, Fekete-hegy ÉNy-i részéről, bitumenes, sárgászürke felsőkarni mészkőből. 3 ×
Dieneroceras nov. sp. Pilisgebirge, vom nordwestlichen Teil des Pilisgebirges, aus bituminösem, gelblichgrauem Oberkarnkalk. 3 ×

Foto: Klinda

IRODALOM — LITERATUR

1. Stache G.: Die geologischen Verh. der Umgebungen von Waitzen. Jahrb. d. k. k. geol. R. A. 1866. — 2. Hantken M.: Az esztergomi barnaszénterület földtani viszonyai. Földt. Int. Évk. I. 1871. — 3. Schaffarik F.: Jelentés az 1883. év nyarán a Pilis-hegységben eszközölt részletes felvételekről. Földt. Int. évi Jel. 1883. — 4. Vadász E.: A Dunabalszár vidék régebbi földtani viszonyai. Földt. Int. Évk. XVIII. 1910. — 5. Frech F.: Új kagylók és brachiopodák a bakonyi triászból. A Balaton tud. tanulm. eredményei II. k. Neue Zweischaler und Brachiopoden aus der Bakonyer Trias. Resultate d. wiss. Erforschung des Balatoneses I. Bd. L. Th. 2. — 6. Vigh Gy.: Adatok az esztergom-vidéki triász ismertetéhez. Földt. Közl. 44. k. 1913. — 7. Rozlozszik P.—Schréter Z.—Telegdi Roth K.: Az Esztergom vidéki széntterület bányaföldtani viszonyai. Földt. Int. Kiadv. 1922. — 8. Vigh Gy.: Földtani jegyzetek a Gerecse-hegységből. Földt. Int. évi Jel. 1920—23 évről. 1925. — 9. Vigh Gy.: Adatok a Budai- és Gerecse-hegységi triász ismertetéhez. I. r. Földt. Közl. 57. k. 1927. — 10. Kutassy E.: Die Ausbildung der Trias im Moma-Gebirge. Zentralblatt f. Min. Geol. u. Pal. Abt. B. 1928. — 11. Vigh Gy.: Adatok a Dunántúli Középhegység felsőtriász kori képződményeinek ismertetéhez. Bány. Koh. Lapok 1933. — 12. Tomor Thiring J.: A Bakony udar oszlopi „Sűrű” hegycsoportjának földtani és öslenyvtani viszonyai. Földtani Szemle melléklete Budapest, 1934. — 13. Kutassy E.: Triász kori faunák a Biharhegységből. I. Gastropodák. Geol. Hung. ser. Pal. Fasc. 13. 1937. — 14. Szalai T.: Adatok a Dunántúli hegység szerkezetéhez. Bány. Lapok. 84. k. 10. f. 1951. — 15. Lengyel E.: Dunazughegységi andezitek zárnyomai és magmatéktónikai jelentőségük. Földt. Közl. 81. k. 4—6. f. 1951. 16. Szalai T.: Vázlat Dorog vidékének a Szentendre — Visegrád-i hegység és Nagymaros környékének földtani fejlődéstörténetéhez. Bány. Lapok 1953. 12. f. — 17. Kummel B.: in R. C. Moore: Treatise on Invertebrate Paleontology, Geol. Soc. of Am. and Univ. of Kansas Press. 1957. 18. Vadász E.: Magyarország földtana Bp. 1960. — 19. Véghné, Neubrandt E.: A Gerecse-hegység felsőtriász képződményeinek üledékföldtani vizsgálata. Petrologische Untersuchung der Obertrias-Bildungen des Gerecsegebirges in Ungarn.

Die Triasbildungen des Schollengebietes zwischen den Gerecse- und Buda-Piliser Gebirgen

J. ORAVECZ

Die Triasgebiete des Gerecse- und Buda-Piliser Gebirges im Transdanubischen Mittelgebirge werden durch vereinzelte Triasblöcke verbunden, in denen die stratigraphischen Beziehungen der beiden Gebirge verfolgt werden können. In der Dolomitfazies werden die ladinischen Schichten durch Dolomit mit *Diplopora annulata* Schaffh. vertreten. Im hellbraunen Dolomit der Karnstufe konnten *Myophoria* sp. (ex aff. *picta*), *Lepta*, *M. cf. inaequicostata* Klipsch., *Schaffhaultia mellingi* Haug., *Megalodus seccoi* Par., (kleine Exemplare), *M. hoernesii rotundata* Vigh., *M. vértensis* Kutt., *Loxonema árpádsi* Kittl., sowie Knochenreste von *Placodus* sp.? erkannt werden. Die aus zwei Fundstätten herrührende Fauna zeugt vom oberen Teil der Karnstufe.

Der Dolomit im Liegenden der bisher untersuchten Bauxitlagerstätten im Transdanubischen Mittelgebirge ist karnischen Alters. Die Auswertung dieser Erkenntnis in Hinsicht auf die Gesichtspunkte der Tektonik, Bauxitbildung und -Ablagerung ist im Gange begriffen.

Der obere Teil des Dolomitkomplexes gehört bereits in die Norstufe, deren der Dolomitfazies der Karnstufe ähnlichen Schichten nur durch die Einlagerungen von gebänderten, mergelig-plattigen Dolomitschichten unterschieden werden können. Die Schichten haben *Megalodus seccoi* Par. (grosse Exemplare), *M. gümbeli* Frech, *Dicerocardium* sp., *Perna exilis* Stopp., *Mysidoptera* sp. (ex aff. *ornata*) Salom., *Turritella saxorum* Kott., *Telleria* sp., *Worthenia* sp. hergegeben.

Die Überlagerung von norischem Kalk und norischem Dolomit lässt sich in mehreren Zügen verfolgen. Die Übergangsschichten sind überaus fossilarm, sie ergaben bloss Gastropodenbruchstücke und -Abdrücke. Ein allgemein auffallender Zug ist, dass die eingelagerten dünnen Dolomitbänke den Kalksteinschichten zu häufiger werden und in der ganzen Mächtigkeit der Dachsteinkalkfazies vorkommen, den jüngeren Gliedern entgegen in Zahl und Mächtigkeit abnehmend. Der untere Teil des norischen Dachsteinkalkes wird durch grosse Megalodonten gekennzeichnet: *Megalodus gümbeli* Frech, *M. complanatus* Gümb., *M. segestanus* DiStef., *Paramegalodus mediofasciatus* Frech. Die Kalksteinreihe mit weniger Dolomitbänken und mit *Megalodus complanatus* Gümb., *M. complanatus dudarensis* Tomor, *Dicerocardium curioni* Stopp., *Dicerocardium pannonicum* nov. sp. werden als ein jüngeres Glied der norischen Stufe angesehen. Die jüngste Bildung des Gebietes zwischen den beiden Gebirgen ist der dünne rhätische Dachsteinkalk mit den Steinkernen von *Paramegalodus incisus cornutus* Frech.

Es kam aus den bisher für rhätische Kössener Schichten gehaltenen bituminösen lumachellenführenden Schichtenreihen des anliegenden Pilisgebirges eine wohlerhaltene Fauna zum Vorschein. (S. Seite 176., 178.) Neben den auch in die Obertrias hinüberreichenden Cassianer Formen gibt es unter den Gastropoden auch norische Fossilien. Hier treten

die Arten *Worthenia contabulata* C o s t a und *W. escheri* S t o p p., die später im norischen Hauptdolomit als Leitfossilien massenhaft vorkommen, zum ersten Mal auf. Unter den Ammoniten waren *Paraplacites nopcsai* n. gen. n. sp. (K u t.) und *Dieneroceras* nov. sp. bislang nur aus den Oberkarnischen um Kólafalva im Bihargebirge bekannt. Anhand der bisherigen Erkenntnisse setzen wir die Lumachellenschichten in den oberen Teil der Karnstufe. Die Fauna enthielt keine rhätische Form.

Das Gebiet ist von einer reinen Bruchstruktur. Die in den übrigen Gliedern des Mittelgebirges dominierenden Längsbrüche von NO-SW-Streichen sind hier verschwommen. Die morphologische Eigenart des Gebietes wird durch die Querbrüche geprägt. Die Querbrüche streichen im südlichen Teil des Gebietes NW-SO, in den Blöcken zwischen zwei Querbrüchen ist die Schichtenfolge mit nördlichem Einfallen kontinuierlich zu verfolgen. Im nördlichen Teil schwenken die Querbrüche nach O-W um. Die mehrfache Wiederholung der norischen Bildungen in der Richtung des Einfallens, sowie die nördlich, im Pilisgebirge zutage tretenden karnischen Bildungen zeugen von der gehobenen Lage des nördlichen Teiles. Die Umschwenkung der Streichrichtungen lässt an tiefentektonische Gründe, an die Nähe des kristallinen Grundgebirges denken.

Beschreibung der neuen Arten

Genus: *Dicerocardium* S t o p p. 1865.

Dicerocardium pannonicum nov. sp.

Derivatio nominis: Nach der ungarischen Fundstätte.

Holotypus: Im Institut für Geologie der Eötvös-Universität zu Budapest.

Locus typicus: Epöl, Babálberg, Gerecsegebirge.

Stratum typicum: Norisch.

Diagnosis: die Kante des Wirbels, die mit dem Hinterrand einen spitzen Winkel einschließt, ist von geradlinigem Ablauf. Der Vorderrand ragt schlicht hervor.

Die Hinterseite der Schale und die vordere Kante des Wirbels schliessen einen etwa 50°-igen Winkel ein. Die gerade Kante trifft die etwas gebogene Hinterseite etwa in halber Höhe, bei dem Ende der Schlossplatte. Die Art wird durch eine tiefe Lunula von steiler Wandung gekennzeichnet. Die bei den Arten des Geschlechtes *Dicerocardium* auftretende Rille an der inneren Seite des Wirbels ist schwach entwickelt.

An der breiten, flachen Hinterfläche wird das schwach entwickelte Scutum durch eine nach unten hin sich erweiternde Rille angedeutet.

Aus dem nur in Bruchstücken erhaltenen Schlossabdruck lässt sich auf einen einzigen, mit dem Schlossrand fast parallel ablaufenden Zahn in der linken Schale folgern. Abmessungen des Steinkernes:

Höhe:	Breite:	Dicke:
53	34	50 mm

Die Form, steht dem *Dicerocardium dolomiticum mariani* F r e c h nahe; sie unterscheidet sich davon in den Proportionen und in der geraden vorderen Kante des Wirbels. Die beschriebene neue Variante wird von F r e c h selber als neue Art erkannt [5], und zwischen *Dicerocardium dolomiticum* L o r. und *D. jani* S t o p p. gestellt, wo die neue Art auch tatsächlich eingereiht werden kann.

Neben dem wohl erhaltenen Steinkern kam auch eine rechte Schale zum Vorschein. Auf dieser ist die Wölbung der Rückseite in Wirbelrichtung ausgeprägter, und auch die Verjüngung der Kanten ist ausgesprochener. Eine am Hinterrand umlaufende, an den erhaltenen Teilen mehr als 1 cm breite, flügelartige Bildung dürfte eine Art der Anpassung an den ablagernden weichen Kalkschlamm darstellen.

Die beiden Exemplare sind aus dem mit dolomitischen Schichten abwechselnden norischen Dachsteinkalk des Babálberges bei der Gemeinde Epöl gesammelt worden, aus einer Faunengesellschaft mit *Megalodus complanatus* G ü m b. und *M. complanatus dudarensis* T o m o r. Ein der neuen Art gleichzusetzendes Exemplar ist auch aus dem Dachsteinkalk des Pilisgebirges (Simonhalála) zum Vorschein gekommen.

Fam.: *Pinacoceratidae* M o j s. 1879.

Paraplacites nov. gen. (= *Paraplacites* nov. gen. K u t. 1928 nom. nud.)

Genotypus: *Paraplacites nopcsai* nov. sp.

Derivatio nominis: Dem *Placites* ähnlich.

Die unverzierte Schale von hohem Querschnitt, die abgerundete Aussenseite, sowie die Sutura sind *Placites*-ähnlich. Die Abweichung besteht in dem weiten Nabel. K u m m e l zählt in seiner Arbeit *Treatise on Invertebrate Palaeontology* 1957, I., 184. den Genus *Paraplacites* als Synonym des *Placites* auf. Unseres Wissens gelangte die Ammonitenfauna von Kófalva nach der abgebrochenen Arbeit von K u t a s s y selbst teilweise nicht zur Neubearbeitung. So diente zu Moore's Stellungnahme vermutlich die aus 1928 herstammende Faunenliste von K u t a s s y [10] als Grundlage, wo *Paraplacites nopscai* nov. gen. nov. sp. mit mehreren neuen *Placites*-Arten gemeinsam erwähnt wurde.

Paraplacites nopscai nov. sp. (= *Paraplacites nopscai* nov. sp. K u t. 1928. nom. nud.)

Derivatio nominis: Zu Ehren des ungarischen Geologen F. Nopsca (Kutassy).
Holotypus: in der Ungarischen Geologischen Staatsanstalt, Sammlungsnummer MÁFI T 1766.
Paratypoiden: ebenda.
Locus typicus: Kófalva, Bihorgebirge, Rumänien.
Stratum typicum: Oberkarn (Horizont des Tropites subbullatus?)

Diagnose: siehe bei der Beschreibung des Genus

Die Schale hat einen weiten Nabel und rasch anwachsende Windungen. An der Aussenseite zieht eine stumpfe Kante dahin. Die nahezu parallelen Planken sind eben. Die grösste Breite der Windung liegt beim Aussenrand. Der Nabelrand der letzten Windung ist scharf, die Nabelwand steil, die der inneren Windungen abgerundet. Die inneren Windungen bedecken etwa $\frac{3}{4}$ der vorangehenden, wogegen bei den äusseren Windungen Überdeckung kräftiger wird, die letzte halbe Windung überdeckt die vorangehende bereits gänzlich. Obzwar die Exemplare von Kófalva sämtlich beschalt sind, wurde die Untersuchung der Suturen durch die umkristallisierte Schalenausfüllung vereitelt. Es lässt sich die äussere breite Loba beobachten, die durch eine hohe, schmale, nach aussen hin gekrümmte erste Seitenloba verfolgt wird. Die zweite laterale Loba ist grösser als die vorangehende, nach hinten verjüngend. Die dritte kann auch noch von den zahlreichen, entlang einer stark nach hinten strebenden Linie liegenden Umbilicalloben unterschieden werden. Die Exemplare von Kófalva sind etwas gepresst, der Holotypus am mindesten.

Die Exemplare aus dem Pilisgebirge sind kleiner als diejenigen von Kófalva und sind wegen ihrer kleineren Ausmassen trotz ihrer besseren Erhaltung zum eingehenden Studium nicht geeignet.

Abmessungen: Durchmesser Windungshöhe Breite Nabelweite

15,7	7,6	33	4 mm
11,2	5	25	3,5 „
10,5	4,5	24	3,4 „

Genus: *Dieneroceras* K u m m e l 1952.

Dieneroceras nov. sp.

Holotypus: Im Geologischen Institut der Eötvös-Universität zu Budapest.
Paratypoiden: Ebendorf.
Locus typicus: Feketeberg, Pilisgebirge.
Stratum typicum: Oberkarn.

Diagnose:

Evolutive Form mit einem sehr weiten Nabel. Die Windungen sind gedrunken, die inneren weniger abgeplattet. Der ventrale Teil ist flach und trifft den lateralen Teil in einer stumpfen Kante. Die Windung ist beim Nabelrande am breitesten. Die Schalenoberfläche ist glatt, unverziert.

Die Sutura ist einfach. Die breite äussere Loba wird durch einen kurzen, schmalen siphonalen Sattel zweigeteilt. Die erste Seitenloba ist hoch und breit, die zweite bereits sehr klein und seicht. Sie lässt keinerlei Gliederung erkennen.

Abmessungen: Durchmesser Windungshöhe Breite Nabelweite

6	2	1,7	2,7 mm
4,1	1,2	1,5	2 „
5,5	2	1,8	2,3 „

A KABAI METEORIT

DR. SZTRÓKAY KÁLMÁN—TOLNAY VERA — DR. FÖLDVÁRINÉ VOGL, MÁRIA*

(XXXIX.—XLIV. táblával)

Összefoglalás: Az 1857-ben hullott kabai karboniumos meteorit újvizsgálata részint az eddigi ismeretek kiegészítését, részint néhány lényeges, a meteoritokra általában újszerű megismerést eredményezett.

A meteorit olivin-piroxén kondrit. Az olivin van túlsúlyban; ennek a rácsállandók alapján Fe_2SiO_4 -tartalma 17—26%.

A „szervesanyag” a kondritumok közötti finomszemű alpanyagot itatja át és az infravörös szinképezés szerint alifás szénhidrogének együttese; kevés S-t is tartalmaz, UV-lumineszcenciát nem mutat és halogén-tartalma nincsen.

Új ásványi elegyrész a spinell, mely enzstatitval vegyes halmazként cm-nyi göccokban jelenik meg.

Az opak ásványok közt a magnetit a főszerep. Két generációja van, az egyik Ni-t tartalmaz, a másik „normál” összetétellel képződött. Új vegyület a pentlandit, mely mindkét magnetittel, valamint troilittel társul. A fém-Fe csak kis szemekben és 1%-nyi mennyiségben szerepel és láthatólag magnetitből keletkezett. Röntgenelemzéssel a magnetit és ennek Ni-tartalma, valamint a pentlandit is kimutatható. A pentlandit-troilit szételegyeds orientált lemezhálózatként jelenik meg.

A vizsgálatok alátámasztják a kőmeteoritok vitatott, de gyakorta kimutatott NiO - és Fe_2O_3 tartalmának jogosultságát, egyben rámutatnak e komponensek genetikai jelentőségére.

Atomszázalékos értékeléssel a karboniumos kondritok csoportjában egyértelmű fokozatosság mutatható ki az oxidos vas, a szulfidkötésű vas és a karboniumtartalom változásai alapján.

A sorozatban kifejezetten a redukció fokozódása nyilatkozik meg. Ezen belül elkülönülő kisebb szakaszok is jól összeillenek a más úton nyert, pl. a szén- és hidrogénizotópokkal jellemzett csoportokkal.

Az eredmények és a „közönséges” meteoritokból kimutatható karbonium vagy szénhidrogénnyomok arra engednek következtetni, hogy utóbbiakban a szénhidrogén-tartalom fokozatosan elhasználódott, ezzel fémredukció, ötvözetképződés járt együtt. A „szerves” kondritok ennek a folyamatnak egyes szakaszait, megakadt fokozatait képviselik.

Az alkati sajátságok és a fejlődés mozzanatainak megnyilatkozásai szükségszerűen a genesis kérdését is felvetik. Újszerű származás-elmélet kapcsán kísérlet történt a meteoritpályák változatoságának s ebből eredő behatások különbözőségének értelmezésére. Hozzáfüzve azt a megfigyelést is, hogy a meteoritok általában a kialakulás kezdetlegesebb („éretlenebb”) állapotát jelzik. Ez a fejlődésbeli lemaradás az eredetileg kis, a bolygókénál esetleg nagyságrendekkel is kisebb tömegek létrejöttét feltételezi.

A biharmegyei Kaba község határában 1857. április 15-én sajátos összetételű meteorit hullott. A meteorit röviddel a fellelése után a debreceni ref. Kollégium gyűjteményébe került, ahol jelenleg is őrzik.

A meteorit első ismertetése T ö r ö k J. debreceni főiskolai tanártól származik, aki 1858-ban a Magy. Tud. Akadémián számolt be a hullás körülményeiről és az alkali leírás kapcsán a külsőleg észlelhető alkati sajátságokról is [19].

A meteorit első vegyelemzését — ugyancsak még 1858-ban — F. W ö h l e r készítette el. Az elemzésből a Fe-Mg-szilikátok túlsúlyára következtetett, felismerte a meteorit karboniumtartalmát, ennek szénhidrogénalakját is közelítőleg meghatározta.

Jóval később, 1928-ban H o f f e r A. foglalkozott ismét a meteorittal [8]. Közleménye nagyobb részében levéltári adatok alapján annak történetét ismerteti, hogy

* Előadták a Magy. Tud. Akad. Geokémiai Konferenciáján, 1959. okt. 10-én.

miként sikerült a meteorikövet az egykori bécsi császári Hofmuseum többszöri kérése, sőt kemény hangú követelése ellenére is megtartani, ill. a debreceni gyűjteményben megőrizni. Hoffer a meteoriton további külső megfigyeléseket végzett, s újból megállapította annak kondritjellegét.

A fogyatékos ismeretek időszerűvé tették a kő újvizsgálatát, ami Dr. Földvári A. kezdeményezésére indult meg. Szíves közbenjárásának eredményeként (a debreceni ref. Püspökség engedélyével) a kőből vizsgálatra alkalmas mintadarabokat választhattunk le s a részleteiben mindeздеig ismeretlen meteoritot újabb eljárásokkal vizsgáltuk meg.

Külső sajátságok

A kő alakja jellegzetes meteoritforma. Elülső fele tompa kúpalak, melyet enyhén fénylő fekete olvadási kéreg borít. A kéreg átlagosan 0,2—0,3 mm vastag és a felszínét sugárirányú barázdáltság tagolja (XXXIX. tábla 1.) A kő alulso felén és peremrészén több sérülés és kisebb darabok leválasztásának nyoma látszik. Vizsgálataink céljaira két ízben is mintavétel vált szükségessé, amit fűrészeléssel és gépi vágóberendezéssel végeztünk el. A mintavételek után a meteorikő jelenlegi súlya 2 641,2 gr. Legnagyobb (a kupperemen mért) átmérője 15,1 cm, a magasság 10,8 cm.

A kő olvadási kéreggel nem borított részén a típusosan kondritos alkat jól látható: laza, kissé morzsolódó alpanyagba 1—4 mm átmérőjű kondrumok ágyazódnak. Jellegzetesség, hogy a sötétszürke-barnásfekete anyagban helyenként szürkésfehér 1—2 cm-nyi, elnyújtott, részben szemcsés, részben rostos kristályos halmazsal kitöltött üregek láthatók.

A vegyelemzés eredményei

A meteorit különleges alkata és anyagi sajátságai folytán sajátos kezelési eljárás alkalmazása vált szükségessé. A meteorikő vegyelemzésekor a szokásos eljárástól, a porított minta mágneses kettéválasztásától el kellett térni, mivel az anyag egészében nagyobb pozitív szuszceptibilitást árult el s középerős permanens mágnes az egész mintát mágneszte. Új megoldásként sósavas kezelés nyert alkalmazást. Miként a későbbi (mikroszkópi és röntgen) vizsgálatok is igazolták, a meteoritnak sósavas kezeléssel történt különválasztása mind az oxidos, szulfidos és szilikátos elegyrészek, mind a szerves anyag dúsítása tekintetében sikerült megoldásnak bizonyult. Az 1:1 hígítási sósavban a meteorit anyagának több mint a fele (54,09%) feloldódott. Az oldhatatlan rész 45,91%-nak adódott, s ez izzítás után 41,70%-ra változott (a súlycsökkenés közelítőleg a szénhidrogéntartalmat jelezte). E részlegnek Na_2CO_3 -as feltárás, majd sósavas oldás után az elemzése előbbihez azonos módon volt elvégezhető. Külön bemérésekből történt az összes S és az FeO meghatározása (Groves sz.), továbbá külön bemérések szolgáltak a nedvesség, a P_2O_5 , a MnO és K_2O , Na_2O meghatározására is. Külön eljárással történt a „szerves” szénhidrogén meghatározása, a szén CO_2 , a hidrogént H_2O alakban határoztuk meg. A C meghatározása spektroszkóppal történt. A vegyelemzésre felhasznált anyag mennyisége 2,3 g volt.

Az elemzési eljárásokkal nyert eredményeket az I. sz. táblázat foglalja össze.

A külön eljárással kimutatott elemi szén (karbonium) tartalom 1,99%. Ugyancsak külön úton H_2SO_4 -el fejlődött hidrogén mennyiségéből meghatározott elemi (metallikus) vas = 1,22%.

Lényeges tapasztalat, hogy a fémvasmeghatározáskor az oldatban Ni nem volt kimutatható.

Egyik karboniumtartalmú meteorit újabb elemzése [14] jelentékeny halogéntartalmat állapított meg. A kabai meteoritban a halogén elemek egyike sem volt kimutatható. Minőlegesen szinképelemzéssel a következő elemek voltak észlelhetők: *Ba*, *Be*, *Ge*, *Bi*, *V*, *Ga*, *Cu*. Negatív eredményt adott a *Sn*, *Mo*, *Zn*, *Pb*, *As*, *Cd*, *W*-ra végzett vizsgálat. A sűrűség hidrosztatikai eljárással: $D_{20^{\circ}} = 3,150$

I. táblázat

	Sósavban oldott rész	Sósavban oldhatatlan maradék	Összesített (teljes) elemzés
SiO ₂	5,75%	26,14%	31,89
TiO ₂	—	0,16	0,16
Al ₂ O ₃	2,49	1,32	3,81
FeO	16,35	2,70	19,05
Fe ₂ O ₃	5,06	—	5,06
Fe	3,95	—	3,95
S	2,27	—	2,27
Cr	0,11	0,24	0,35
Ni	0,74	0,60	1,34
Co	—	—	0,23
MnO	—	—	0,09
CaO	1,17	1,65	2,82
MgO	15,67	8,23	23,90
K ₂ O	—	0,01	0,01
Na ₂ O	—	0,56	0,56
H ₂ O	0,53	—	0,53
P ₂ O ₅	—	0,59	0,09
	54,09%	41,70%	96,11%
	Számított szénhidrogén		4,03
			100,14%

Ásványtani vizsgálat

Mint hogy a meteoritvizsgálatok túlnyomó részében — érthető okokból — csak nagyon kevés anyag áll rendelkezésre, az anyagi alkat, ill. ásványos összetétel meghatározására alkalmazott eljárások nem minden esetben fejezik ki a meteorit valódi összetételét. Különösen az ásványos elegyrészek optikai meghatározására erősen korlátozottak lehetőségeink. Ha pl. a kristályos kondritok körében a fejlettebb elegyrészek definiálása még elvégezhető is, már az apróbb szemű, esetleg erősen repedezett és zárványos komponensekre, főleg pedig a finom szemcsézettségű alapanyagra vonatkozóan legtöbbször csak hozzávetőleges megállapításokkal kell beérni. Így különösen a sajátosabb meteorit-elegyrészek szerepéről ismereteink számos esetben nem kielégítőek. A probléma az utóbbi időkben megjelent meteorit-tanulmányokban ismételen felmerül. Egyes kutatók [29] rámutatnak azokra a hibaforrásokra is, melyek az ásványos alkat nem kielégítő ismerete folytán a szokványos vegyelemzésből adódnak. A kérdésnek a karboniumtartalmú kondritok körében különös jelentősége van, mert itt eddig főként csak vegyelemzéses vizsgálatok történtek, az ásványos összetételről általánosságban is nagyon keveset tudunk, részletismereteink pedig alig is vannak.

Mindezek adatak ösztönzést arra, hogy a Kabai-meteorit újrazvizsgálata kapcsán az ásványtani vizsgálatokat ércmikroszkópi, röntgenanalitikai eljárásokkal egészítsük ki, a szervesanyag-tartalom közelebbi jellemzésére pedig infravörös spektrometriát alkalmazunk. E vizsgálatok egyrészt a korábbi megfigyeléseket is megerősítve, a meteorit domináns elegyrészeinek közelebbi meghatározását eredményezték, másrészt néhány addig a meteoritokban nem ismert kristályos fázis felismerése és közelebbi meghatározása vált lehetővé.

Vékonycsiszolati kép. A kabai meteorit típusos kondrit (XXXIX. tábla 2.). Az alapanyag vékonycsiszolatban átlátszatlan vagy alig áttetsző üveges-salagos tömeg, melyben finom μ -nyi szilikátszemcsék egyenletes hintésként ágyazódnak (XL. tábla 3.). Egyes kristályhalmazok helyenként kissé nagyobb szeműek s világosabb foltokká-szigetekké csoportosulnak. Nagyobb porfíros kristályok, kristálycsoportok vagy opak elegyrezek csak elvétve mutatkoznak.

Az alapanyagot a sötétbarna alifás (l. alább) szénhidrogén felhőszerű foltossággal itatja át, helyenként áttetszőbben, másutt sötétebb töménységgel. Főként a kondrumok körül torlódt meg jobban, ahol is átlátszatlan burokká töményül. De egyes — lazább szövődékű vagy üregek — kristályos-kondrum belsejébe is gyéren beszüremkedik és foltos átitatásokat okoz.

A kondrumok átmérője néhány tized mm-től 2—3 mm közt váltakozik. Túlnyomóan szilikátos alkatúak vagy opak és szilikátanyagból álló vegyes társulások. A monoszomatikus szilikátkondrum és a tisztán opak (érces) kondrum viszonylag kis térfogatarányban van képviselve. Integrációs asztallal végzett térfogatelemzés szerint:

vegyes kondrum (poliszomatikus és érces)	30,1%	}	31,7%
monoszomatikus szilikát-kondrum	1,6%		
alapanyag (opak részlege)	4,2%	}	68,3%
” (többi)	64,1%		
			100,00%

A meteorit uralkodó ásványi komponensei Mg-Fe-szilikátok: olivin, klinoensztatit és bronzit. A gyakorisági sorrend, ill. az olivin túlsúlya a röntgenvizsgálatok alapján volt eldönthető.

Az olivin mikroszkópi sajátosságai lényegében megegyeznek mindazokkal az észlelésekkel, melyek a kőmeteoritok, különösképpen a kondritok olivin-elegyrészeire vonatkoznak. Egyrészt az alapanyagban mint finomszemű hintés és kisebb-nagyobb szemek, töredékes, kevéssé jól kialakult porfíros beágyazások alakjában vizsgálható, másrészt változatos kifejlődéssel a kondrumok felépítésében vesz részt. A monoszomás olivinkondrum aránylag ritka. Ennek egyik jellegzetes kifejlődése: az azonosan orientált és repedésekkel részekre tagolt olivinkondrumot kívül vékony poliszomás-szemcsés burok övezi, amit már — lazább szerkezete folytán — sötétbarna szénhidrogén itat át. Említhető a több egymásra következő és változó szemcsézetségű burokkal övezett olivinkondrum is. A poliszomás kondrumok számos variációjával találkozunk. Jellegzetes az *a* kristálytani tengely sz. megnyúlt olivinkristályok küllőszerű elhelyezkedése, aminek közeit más szilikátok és opak zárványok töltik ki (XL. tábla 4.). A nagyobb olivinkristályok mindig zárványosak. Az alapanyagba ágyazott olivinkristályok hasadái réseit, áthálózó repedéseit beszüremkedett szénhidrogén tölti ki.

Az olivin szerepének és további sajátosságainak megismerése a röntgenelemzés alkalmazásával volt kibővíthető. Ennek eredményeit a többi komponensről nyert adatokkal együttesen mutatjuk be.

Piroxének. Az alapanyag közelebbi megismerését a sötét szénhidrogéntartalom nagymértékben akadályozza. A nagyobb szemcséken vagy kristályos beágyazásokon észlelték szerint az alapanyagban a bronzit és klinoensztatit közel egyenlő arányban van képviselve. A bronzitra kissé legömbölyített vagy töredékes-szilánkszerű alak jellemző, míg a klinoensztatit hosszúra nyúlt, enyhén ferde kioltású lécekként, belsejében földpátszerűen vékony ikerlemezzel mutatkozik. A kondrumok piroxénelegyrészein részletesebb és kielégítőbb megfigyelések végezhetők. Jellegzetes az olivin- és bronzitalkotta kondrum, melyben a két komponensnek öves (a magrész olivin, külső öv bronzit) elren-

dezésű. Vannak vegyes kondrumok összetett felépítéssel: a nagyobb gömbön belül egy, esetleg két kisebb kondrum is kialakult (XLI. tábla, 5.). Ilyenkor a külső öv fejlettebben kristályos hosszúra nyúlt plagioklaszlécekkal és a hézagokba beszüremkedett szénhidrogénfoltokkal. Míg az olivinkristályokat a gazdag opak és üveges zárványosság, főleg parányi krisztallitok tömege jellemzi, addig a bronzitban e fajta zárványok alig fordulnak elő. Ellenben a kristályok között a barna izotrop üveg a gyakori, melyben apró opak szemcséké ágazódnak. E köztés üvegben a gyenge anizotrópia, ill. a félig kristályos bronzit körvonalai azt jelzik, hogy a kristályosodás ebből az üvegből jött létre.

Klinoensztatit a meteorit felépítésében ugyancsak lényeges szerepet játszik. Jelentősége, miként röntgenvizsgálataink tanúsítják, a bronzitével kb. egyező. A vegyes alkatú kondrumokban mindhárom fő-szilikát (olivin, bronzit, klinoensztatit) együtt van. A klinoensztatit a kondrumok pereme felé képződött gazdagabban, bronzit mindig kíséri. Megfigyelésünk szerint a klinoensztatit nagyrészt bronzitból keletkezett, ill. bronzitkristályok a növekedéskor klinoensztatitban folytatódtak, ami feltehetőleg a vastartalom helyi változásával, s ez az oxidációs fok viszonylagos módosulásával függ össze. A klinoensztatit szintelen, földpátszerűen finom ikerlemezes, gyéren zárványos. A nyúlt terméti kristályok kioltása maximálisan 10—22°. A vékony lemezeket harántelválás tagolja ízekre, amit a beszüremkedett szénhidrogén esetenként jól kiemel. Az excentrikus-ívelt („monoszomás”) kondrumban a klinoensztatit + bronzit lemezei is hasonló módon kisebb részekre ízekre tagolódnak (XLI. tábla, 6.).

Néhány vegyes alkatú kondrumban más piroxénváltozat is megállapítható. Egyes léces terméti bronzitkristályoknak a kissé zavaros belső magrészére keskeny, tisztultabb kéreg borul, mely 30—31°-os kioltása alapján inkább a *klinobronzit* összetételnek minősíthető. Egyes vegyes felépítésű kondrumban az *augit* jól fejlett, önálló kristályai illeszkednek a többi szilikátos elegyrészek közé, amelynek c-tengelyre merőleges metszetében az (100) szerinti ikerlemez is megjelenik.

Jól definiálható szilikátelegyrészek közé tartozik még a *plagioklasz*, mely azonban csak nagy ritkán egy-egy vegyes alkatú kondrum külső övében a bronzit- és olivinkristályokhoz társul. Kristályai 80—100 μ hosszúak, egy-két ikerlemezéből összetettek. Néhány maximális-kioltás alapján mért értékből 68—78% An-tartalom következtethető. Más esetben a plagioklasz finom szemcsés vagy léces beagyzásként az üveglapból félig vagy kevésbé kialakult, inkább kuszált kristallit-halmazként is megjelenik.

A meteorit üvegyanaga nemcsak a köztés alapban, hanem a kondrumok belsejében is gyakori, helyenként lényeges alkotórész. Színe barnás, belseje zavaros, finom kristallitokat is bőven tartalmaz. Egy esetben igen finom kristallitokkal telített üvegekondrum is észlelhető volt.

A szilikátelegyrészek további megismeréséről és a bevezetőben említett üregek fehér, kristályos kitöltéséről ugyancsak a röntgenelemzés eredményei kapcsán szólnunk.

Ércmikroszkópos vizsgálat

Míg az egyszerű mikroszkópos vizsgálat a kondrit egyedi jellegzetességein és a szénhidrogéntartalom szerepének és szöveti elhelyezkedésének megfigyelésén túl más eredményt nem hozott, addig az ércmikroszkópos vizsgálat több újszerű megfigyelést eredményezett s a szénhidrogéntartalmú kondritok megismerése néhány lényeges észleléssel gyarapodott.

Az opak ásványi komponenseket túlnyomóan a kondrumok tartalmazzák. Kisebb kondrumokat néha teljesen opak fázis tölt ki monoszomás jelleggel. A legtöbb kondrum azonban vegyes felépítésű, és a szilikátos és opak elegyrészek öves elrendezése a gyakori. A meteorit nagyon finom szemcsézettségű alapanyagáról kevés a megfigyelésünk, mert a

laza kötésű opak szemcséket műgyantás beágyazás alkalmazásával sem lehet jól rögzíteni, ill. megfényezni.

Az opak elegyrészek legjelentősebb és leggyakoribb tagja a magnetit. Túlsúlyát a röntgenelemzés (l. alább) is bizonyítja. Kisebb mértékben van képviselve a szulfidfázis. A fémvas pedig csak parányi cseppekben és nagy ritkaságként mutatkozik.

A magnetit részint önállóan magnetitkondrumok alakjában, főrészt azonban a vegyes felépítésű kondrumokon belül kisebb-nagyobb szigetekben avagy gömböcskék koszorúalakú öves sorakozásában vizsgálható. Finom szemcsékben elhintve és egyes nagyobb kerek zárványokként, főleg az olivin kristályaiban, ritkábban a bronzit belsejében is megtaláljuk. A képződésformák változatosságát az is lényegesen gyarapítja, hogy a meteoritban kétféle magnetit jelenléte állapítható meg: 1. „normál” magnetit, melynek optikai sajátságai a földi magnetittel egyezők. Tömöttebb alkatú és egyenes felületű fényezhető. Szilikátokkal főleg olivinnel közvetlen kapcsolata van s „hézagkitöltő” összenövésben is megjelenik. A szulfidfázishoz is sajátosan viszonyul: a belsejében foglalt szulfidkomponens összefüggő nagyobb szigetekben, vagy mezőkben vált ki, helyenként szabályszerű összenövési formák (XLII. tábla, 7.) és a két fázis közt növekedési felülethatárok keletkeztek. Ha a szulfid volt túlsúlyban (tekintet nélkül ennek Ni-tartalmára), az egyensúly elérésére a fölös oxidos vas mindig normál magnetit alakjában vált ki. Ennek egyik jellegzetes megnyilvánulását a XLII. tábla 8. láttatja.

2. A normál magnetit mellett a jelek szerint ennél korábbi képződésű másik magnetit is lényeges komponens. Reflexióképessége erősebb, reflexiók színe előbbiéhez képest határozottan világosabb szürke, melybe enyhe sárgásbarna árnyalat vegyül. Ugyancsak teljesen izotróp, de belsejét finom szemcsézettség és egyenes eloszlású, ugyanilyen finomságú, apró szulfid (pentlandit-) zárványosság, valamint parányi lukacsosság jellemzi. Csiszolási keménysége némileg kisebb a „normál” magnetiténél.

Sósavval mindkét magnetit étehető. De lényeges különbség van a két étetési jelenség között. Míg a normál magnetit felületén gyengén barnás színződés kíséretében jól kirajzolt szemcsehatárok, ikerlemezség látható, addig utóbbi magnetit hirtelen és egyenesen zöldesszürkére-feketere változik és utánfényezéssel sem lehet benne a finom szemcsézettségen kívül a struktúra egyéb nyomait felismerni. Megfigyeléseink utóbbi esetben mindinkább Ni-tartalmú magnetitre engednek következtetni, amit dimetilgloximmal nyert pozitív Ni-reakció (és a röntgenelemzés) is megerősített. A reagens alkalmazása előtt a kezdeti sósavas oldással sárgás élénkzöld oldat ($\text{FeCl}_3 + \text{NiCl}_2$) keletkezik, a dimetilgloximos kezelés (és semlegesítés) után jellemző ibolyaszíneződés jelentkezik. A nikkeltartalmú magnetitről a röntgenelemzés eredményei kapcsán újból szólnunk kell.

A két magnetit strukturális és optikai sajátságai a képződés szakaszosságára engednek következtetni. A legkorábbi kiválást a világosszürke, erősebb reflexióképességű, aprószemcsés és finom pentlandit-zárványos Ni-tartalmú magnetit-generáció képviseli, mely elsősorban is az érces kondrumok belső terét tölti ki (XLIII. tábla 10). Következő magnetit-generációnak a normál változatot tekintjük, mely kétségtelenül későbbi folyamat terméke és viszonylag nagyobb mennyiségben képződött. Egyes korábbi magnetitkondrumot köpenyszerűen borítja (XLIII. tábla, 10. ábra). A magnetitképződés két fő szakasza közé rövid szilikátos-gázos fázis iktatózott. Ennek terméke mindenkor megmutatkozik vékony amorf szilikáthártya vagy kisebb-nagyobb gázüregek sorából alakult határvonal alakjában (XLIII. tábla, 9. kép).

Az opak oxidvegyületek közt — bár a vegyelemzés alapján várható volna — a krómit nem került elő. Az újabbban más meteoritokon végzett ércmikroszkópos vizsgálatok a jelenléte főként a kondritok alapanyagában mutatják ki [7]. A kabai meteoritban észlelt 0,35%-nyi Cr-tartalom bizonyos, hogy krómitként van jelen, de az alapanyag a

barnásfekete szénhidrogénnel van átitatva, s ez nem kedvez a krómit egyedüli biztos bélyege: a barna belső reflex felismerésének.

Szulfidvegyületek. A magnetit ismertetése során több ízben említés történt a vele szoros szöveti kapcsolatban mutatkozó szulfidokról. Vizsgálatuk újszerű megismeréseket eredményezett. A meteoritban kétféle és jól elkülöníthető szulfidfázis jött létre, s ezek egyike a Ni-tartalmú vasszulfid, pentlandit. Gyakorisága általában nagyobb a troiliténél. A *pentlandit* tudomásunk szerint ezúttal *elsőször* volt észlelhető meteorit-komponensként. De megjelenése nem volt meglepő, minthogy az egyik magnetiten kívül (mely viszonylag csekély nikkelt tartalmaz) más Ni-hordozó vegyület a kondritban nincsen. A pentlandit optikája megegyezik a földi ásványéval. Olajimmerzióban jelentősen elkülönül a vele összenőtt vagy benne kivált troilittől. Étetési vizsgálat, valamint dimetilgloximmal végzett mikroreakciók ill. papírnyomatreakciók* egybehangzón a Ni-tartalmat, azaz pentlanditösszetételt bizonyították.

A pentlandit főként a magnetittel összekapcsoltan jelenik meg. Míg a Ni-magnetitben finom hintéses pentlandit-zárványosság, a „normál” magnetitben nagyobb összefüggő foltok-szigetek alakultak ki és az oktaéder szerint rendezett szulfidlemezek is túlnyomóan pentlanditból vannak (XI,II. tábla 7.). Általában a normál magnetit és benne kivált szulfidfázis második szakaszt jelez, melyben már bővebben látható troilit-szétkülönülés is.

A magnetitkiválás mindenkor megelőzte a szulfidét. A korábbi szakaszban, bár gázokkal telítettebb volt a rendszer, gyorsabb dermedés folytán szegregáció kevéssé fejlődhetett ki. Emulziószerű eloszálással a szulfid finom cseppekre tagoltan rekedt meg a (kényszerszerkezetnek minősülő) Ni-magnetitben.

A *troilit* tehát a második szakasz szulfidanyagából vált ki viszonylag jelentősebb mennyiségben. A troilit csiszolási keménysége egyező, vagy kissé nagyobb a pentlanditénél. A keménységbeli ingadozás, a reflexiós sajátságok változékonysága részint az S-telítettség növekedésével, részint Ni-helyettesítéssel magyarázható. Közvetlenül egymás mellett, lényegileg azonos képződési feltételek közt jöttek létre a gyengülő anizotropiájú fokozatok, ami Ni-gyarapodással a troilittől a pentlandit felé jelez átmenetet.

A szilikátfázis kristályosodásakor a Ni-tartalmú vasszulfidolvadék szegregációval különült el, erre mutat a finom filmszerű hártvány hálózata, melynek szálai minden esetben nagyobb oxid-szulfidmezőbe torkolnak (XI,II. tábla 8). A szulfidnak nagyrészt hézagkitöltő szerep jutott. Az Fe-(Ni)-dús olvadérendszerből elsőként nagy kristályosodási energiája folytán a spinellrácsú magnetit vált ki. De a magnetit a Ni-ből aránylag keveset vett fel, így a Ni-tartalom lényegesebb része a szulfidfázisba kényszerült. A troilit önállóan sohasem képződött. Részint egyszerű emulziós szétválással, részint sajátos orientált lemezhalózat alakjában szételegyedéssel különült el a pentlandittól. A pentlandit (111) oktaédersíkjaival a troilit (0001) bázislapja esik egybe s a szabályos (110) forma lapjai a hexagonális (1010) lapokkal egyező helyzetűek (XLIV. tábla 11.). Pentlanditban szételegyedéssel kivált troilit mindezeideig nem volt ismeretes. A kristályszerkezet közti kapcsolattal, és az összenövés szerkezeti lehetőségével H. E h r e n b e r g foglalkozott [5]. Feltételezése, észleléseink szerint, a szénhidrogénes meteoritok képződésviszonyai közt megvalósulást nyert.

Az *elemi vas* mennyisége egészen jelentéktelen. Elvértve egyes finomszemcsés szilikátkondrium belsejében apró, átlagosan 5–8 μ -os cseppecskékben mutatkozik. Alkata teljesen homogén, s a használatos étető reagensekkel szemmeléle struktúrára vagy Ni-ötvtözetre utaló jel sem mutatkozik. Lényeges azonban, hogy a fémvasszemek jelentős része magnetitvel nőtt össze, sőt vannak kis magnetitgömbök, melyekben csak parányi, a

* Az ellenőrző mikrokémiái vizsgálatokat Dr. K i s s J. adjunktus végezte.

széleken vagy a középpontban kialakult fémvasszemecske látható (XLIV. tábla, 12). A jelenség jól értelmezhetőleg a képződés egy későbbi fázisát, ill. annak redox-egyensúlyát tükrözi. A kérdésre alább visszatérünk. A mikroszkópi képből a fémvas mennyisége hozzávetőlegesen 1%-nyira becsülhető, ami jól megfelel a vegyelemzéssel nyert értéknek.

Röntgenelemzés eredményei

A 0,01—0,001 mm-es finomságra porított anyag röntgenvizsgálatkor némi dúsítás volt kívánatos s ezért előbb nehézfolyadékkal (metilénjodiddal, $D = 3,3$) két részlegre különítve a próbát, ezek mindkettőjét középerős permanens mágnessel (az anyaghoz érintés nélkül) két részre választottuk. Ezen kívül a vegyi elemzésnél alkalmazott sósavas oldásból visszamaradt részleg, valamint a meteoritban mutatkozó — bevezetőben említett — szürkésfehér kristályos kitöltésű üreg anyagából készítettünk porfelvételt.

A Debye-Scherrer felvételek Fe-csővel, radián kamrában készültek. A vonalintenzitásokat részben becsléssel, részben Zeiss-féle gyors fotométerrel állapítottuk meg. Korrekciót a kőso egyidejű felvételével ($a_0 = 5,6282$ kX) eszközöltünk. A vizsgálat sorozat lényegesebb eredményei a következők:

1. A meteorit metilénjodiddal elkülönített s ebből permanens mágnessel kivont (tehát „nehéz és mágneses”) részlegének röntgenelemzési eredményeit így foglalhatjuk össze: A nehézfolyadékkal és mágnessel dúsított meteoritanyag túlnyomóan magnetit, melyhez olivin, kisebb mennyiségben piroxén és csekély pentlandit társul.

A reflexiók kiértékeléséhez földi képződésű kristályos magnetitnek (Greiner, Tirol) és bazaltból származó olivinnek (Wilke, Nógrád m) azonos körülmények közt készült felvétele szolgált. A frakció röntgenogramján minden magnetitvonal megjelent s azok indexelése elősegítette a többi résztvevő meghatározását. A meteorikus és a földi magnetit számított rácsállandója között feltűnő — bár a mikroszkópi tapasztalatok alapján várható — különbség mutatkozott. Az etalonként használt tirolai magnetit $a_0 = 8,371$ kX rácsállandójához* képest a meteorit magnetitjére

$$a_0 = 8,3796 \text{ kX érték adódott.}$$

A rácsállandó-változás értelmezésére később visszatérünk.

A röntgenogram a magnetit mellett az olivin jelenlétét is kimutatta. Számos vonal fedés ellenére több vonal van, mely csakis az olivintól származik. Ezekből a vonalakból az olivincella méretét meghatároztuk és az kX értékben a következőnek bizonyult

$$a_0 = 6,006$$

$$b_0 = 4,761$$

$$c_0 = 10,2605$$

Másik szilikátként a piroxéncsoport mikroszkóppal is definiált tagja, a klineosztatit jelentkezett. Vonalai egy részét a társak reflexei fedik, de az additív intenzitásokból, főképpen néhány önálló reflexből a jelenléte biztosan kimutatható.

A pentlandit a magnetit zárványaként és összenövés folytán került a frakcióba. Koncentrációja csekély, vonalai gyengék, de az önálló reflexiók jelentkezése alapján részvele szintén megállapítható.

2. A „nehéz”, de a kevésbé mágnesezhető részleg összetevőit illetően várható volt, hogy a sorrend, ill. a koncentráció megváltozik. Az olivin jutott túlsúlyra, a piroxének is jelentős arányban szerepelnek, kevés magnetit is jelentkezett és a pentlandit vonalai itt is megjelentek. A klineosztatit gyarapodását több jellemző és önálló vonal felerősödése

* A vegyileg tiszta, mesterséges magnetit rácsállandója Clark, Ally és Badger [4] vizsgálatai szerint: $a_0 = 8,3740$ kX.

bizonyította. A pentlandit részvételét néhány tisztán jelentkező és jellemző: (311), (331) és (511) indexű reflexió jelezte, de mennyisége éppen a kimutathatóság határán mozog. A troilit itt sem észlelhető, ami még csekélyebb mennyiségével (esetleg reflexiói kedvezőtlen eloszlásával) magyarázható.

3. A további eredményekből a „könnyű” és kevésbé mágnesezhető részleget említhetjük.

Itt várható volt ismét az olivin túlsúlya és a másik szilikátos főelegrészként az ensztatit-bronzit jelentkezése. Ebből következtethetünk arra, hogy a kondrit finom kristályos alapanyagában az olivinnek uralkodó szerepe van. Lényeges továbbá, hogy magntit még ebben a „nem” mágneses részlegben is kimutatható. Ezúttal az olivinreflexiókból számított rácsállandók (kX-ben) a következők

$$a_0 = 6,008$$

$$b_0 = 4,756$$

$$c_0 = 10,2501$$

Ami pedig a magnetit újlagos jelentkezését illeti, említeni kell, hogy ez részint finom, a szilikátokban hintett eloszlásával, részint a gyengébben mágnesezhető (Ni-tartalmú) változatának részvételével magyarázható. A magnetitre ezúttal is néhány jellemző, ill. tisztán jelentkező (111, 422, 530, 620 és 533 indexű) vonal alapján rácsállandó számítást végeztünk. Ennek eredménye:

$$a_0 = 8,3780 \text{ kX.}$$

4. Eredményeink közül kiemelésre érdemes még a sósavas oldáskor nyert maradék röntgenanalízise.

Itt a savas oldás folytán viszonylag feldúsult a szénhidrogéntartalom, ami a primér sugár közelében széles, amorf állapotra utaló gyűrűt és az egész filmmezőn általános fátyolosodást okozott. Csak a közepes szögtartományban lehetett meghatározásra alkalmas reflexiókat leolvasni. Uralkodik a két Mg-dús piroxén, első helyen a klinoensztatit, de alig kevesebb a bronzit mennyisége. Egyéb savban oldhatatlan összetevő nem dúsult fel annyira, hogy jelenléte észlelhető volna.

5. Végül csak érintjük, minthogy erről korábbi tanulmány [24, 25] már beszámolt, a Mg-Al spinell meghatározását. A meteorit hátsó felületén 2–3 mm széles és 12–18 mm hosszú, elnyúlt rések, üregerű foltok vannak, amelyeket szürkésfehér, nagyrészt finomszemcsés, részben szálás-rostos kristályos anyag tölti ki. A röntgenelemzés és mikroszkópos vizsgálat egyező eredménye szerint az együttes legnagyobb része Mg-Al spinellnek, a meteoritokból eddig ismeretlen kristályos fázisnak bizonyult. A szálás-rostos kisebb részleg pedig ensztatit-klinoensztatit kíséret. (Egy-két kisebb kondrum belsejét is hasonlóan szürkésfehér, kissé omlós anyag tölti ki, azonban ennek közelebbi vizsgálatára a nagyon korlátozott mintalehetőségek folytán nem került sor.)

A spinellgócok megjelenése a meteoritban genetikailag is jelentős mozzanat. E kristályos szigeteket összefüggő felületek határolják s így a laza, szemcsés alkat ellenére belsejükben a szénhidrogénnek nyoma sem található. A határfelület körül azonban (a kondrumok környezetéhez hasonlóan) a szénhidrogén töményedését, megtorlódását lehet tapasztalni. — A spinellképződés tehát a meteoritkeletkezés korábbi szakaszában a szénhidrogéntartalom beszármazása előtt ment végbe.

Mind az olivinnek, mind a spinellnek legtömöttebb illeszkedésű anionépitménye van, a két szerkezet morfortrópiája a kationpozíciók betöltésének különbözőségén alapul. A kation-anion arány mindkét esetben ($A_2B_4O_4$ ill. AB_2O_4) ugyanaz. A kationcserével is járó $Mg_2SiO_4 \rightarrow Al_2MgO_4$ szerkezetváltást V. M. G o l d s c h m i d t kontrapolarizációval magyarázta: a nagyobb rádiuszú és gyengén polarizáló B kation belépése (Si \rightarrow Mg) és erősebben polarizáló A kation (Mg \rightarrow Al) helyettesítés részleges kötése r_0 változást okoz, ami

koordináció változást von maga után. Az átépülésnek természetesen megfelelő P -feltételei vannak, vagyis, ha a kevésbé tömör, ill. elasztikusabb olivinszerkezet helyére a kisebb kompresszibilitású spinellrács lép, ez csak a környezeti nyomás jelentős növekedésekor lehet végbe. Bizonyos tájékoztatást nyerhetünk A. E. Ringwood-nak [17] a földköpenyszerkezetekre vonatkozó vizsgálataiból. Ezek szerint az olivin invertációja spinellé a Bullen-féle „C” öv hő- (1500 C°) és mélység- (400 km) viszonyai közt lehet végbe. Elvileg e hő-nyomástartományban a piroxén-szétválás (spinellre + coesitre) is végbemehet. Minthogy elemzésünk két komponens: Mg-spinell és piroxén jelenlétét mutatta ki és együttkeletkezésük is nyilvánvaló, olyan szilárdfázisú átalakulásra lehet ezúttal gondolni, melyben az enstatit nagyobb kovásvigénye folytán az átrendeződés egyensúlyának biztosításához járulhatott hozzá. Ha a spinell (és enstatit) keletkezésekor (nyilván olvinból) a P - T viszonyok nem is érték el a Bullen-féle szintet, a meteoritgenezis korai rövid szakaszán megközelíthették azt.

Összesítésül a röntgenelemzés eredményeiből elsősorban is a magnetit szokatlanul gazdag, meteoritokból ilyen arányban eddig nem tapasztalt megjelenése emelhető ki. Legerősebben természetesen a „nehéz és mágneses” frakcióban jelentkezett, jelentős intenzitás volt tapasztalható a „nehéz és nem mágneses” részlegben, kimutatható volt a „könnyű és mágneses”, sőt még a „könnyű és nem mágneses” részlegben is. Így lehetővé vált, hogy egyes frakciókból a magnetit rácsállandóit meghatározzuk. A nyert rácsállandók következetesen nagyobbak mind az irodalmi adatoknál, mind az ellenőrzésül megvizsgált földi (Greiner, Tirol) kristályos magnetit rácsállandójánál. Áttekintésül bemutatjuk a II. táblázatot.

II. táblázat

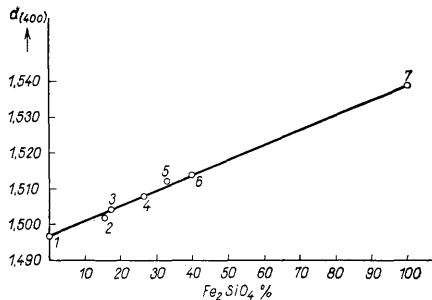
Ferritspinell	Szerző és eredet	a_0 kX
Magnezoferrit	Clark, Ally, Badger, 1939; mesters.	8,366
Magnetit	Gebhardt 1933; Greiner, Tirol	8,367
Magnetit	Sztrokay, 1958; Greiner, Tirol	8,371
Magnetit	Clark, Ally, Badger, 1931, mesters.	8,374
Meteorit-magnetit	Mikhejev és Kalinin, 1958; Mordvinovka	8,370
Meteorit-magnetit, 1.	Sztrokay, 1958. Kaba	8,3780
Meteorit-magnetit, 2.	„	8,3796
Trevorit	Holgersson, 1927; — Clark, Ally Badger, 1931; mesterséges	8,410

Hogy a kabai frakciókból meghatározott két a_0 érték minden eddig ismert rácsállandónál nagyobbnak bizonyult, csakis úgy értelmezhető, hogy a rácsméretnövekedés Ni-kation beépüléséből ered. Természetesen csak az egyik magnetitféleség, a korábbi képződésű, pentlanditzárványos, finomszemcsés ferritspinell lehet az a szerkezet, mely az R^3 helyén részben Ni^{2+} -iont tartalmaz. Ez magyarázza a nagyobb reflexióképességet és étetési tapasztalatokat is. Minthogy a rácsméret csak mérsékeltén nagyobb az átlagnál és nem közelíti meg a Ni-ferrit (trevorit) a_0 -értékét, ebből (a normál magnetit kompenzáló hatásán túl) csak átmeneti jellegre, azaz a Ni-nek részleges szerkezeti behelyezkedésére következtetünk.

A Ni-magnetitnek, ill. trevoritnak meteoritban szerepléséről szórványos említés történt már. Az eddigi közlések azonban vagy a külső (olvadt) kéregben észlelték [15], vagy másodlagos terméként feltételezik [3].

A röntgenelemzés eredményei közt további megismerésre vezetett az olivin rácsállandóinak meghatározása. Ismeretes, hogy az olivinrácsban az elegyedés aránya, vagyis az Fe_2SiO_4 -tartalom növekedése a rácsállandókban is lineáris értékváltozással jelentkezik.

A rácsállandók közül — miként erre Mikhejev és Kalinin [13] ugyancsak rámutatott — legcélszerűbb a vastartalom függvényében érzékenyen és egyenletesen változó a_0 értéket választani. Az a_0 definiálására pedig a mindenkor tisztán jelentkező (400) indexű síkháló-távolságot használhatjuk fel. Az ily módon nyert függvény (1. ábra) arra is alkalmas, hogy bármely rácsállandóból az Fe_2SiO_4 mol %-át közelítő pontossággal meghatározzuk. A kabai meteorit olivinje a viszonylag Mg-dús elegykristályok közé tartozik. Ez pedig azt jelzi, hogy az „összvas”-tartalomból a szilikátok arányilag nem nagy hányadot kötnek le. Ugyanakkor a szulfid is viszonylag kevés, tehát a vasnak jelentős része oxidos, sőt nagyrészt ferrikation (magnetit) alakban van képviselve.



1. ábra. Az olivinrács [400] síkháló távolságának változása a Fe_2SiO_4 -tartalom függvényében. 1. Forsterit, Vesuv [18], 2. Olivin, bazaltból, Vilke, 3. Olivin Kaba, meteorit, 4. Olivin Kaba, meteorit, 5. Hialosiderit (Limburgitból). [18], 6. Hortonolit, 7. Fayalit [18].

Abb. 1. Veränderung des Netzebenenabstandes [400] im Olivingitter in Abhängigkeit vom Fe_2SiO_4 -Gehalt. 1. Forsterit, Vesuv [18], 2. Olivin aus Basalt, Vilke, 3. Olivin, Kaba, Meteorit, 4. Olivin, Kaba, Meteorit, 5. Hialosiderit aus Limburgit [18], 6. Hortonolit, 7. Fayalit [18].

A meteorit szénhidrogéntartalma

A meteorit szénhidrogéntartalmát első elemzője F. W ö h l e r ismerte fel. Az elemzés eredményét és az alkalmazott eljárást ismertető közleménye [30], valamint M. H ö r n e s-nek írt levele [31] tanúsítja, hogy a kérdés élénken foglalkoztatta s az ismeretlen „organikus szubsztancia” sajátosságait többféle eljárással is igyekezett megismerni.

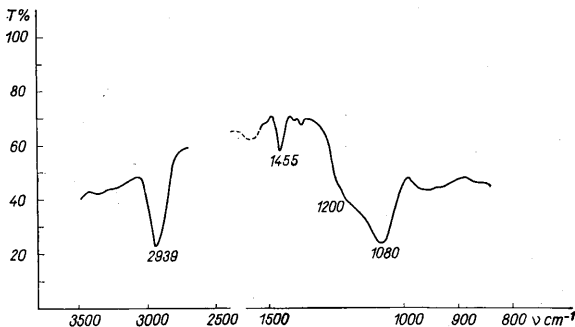
Elemzésében 0,58% karbonium-(Kohle) tartalmat mutat ki. A szénhidrogén jelenlétének észlelésével kapcsolatos megfigyeléseinek eredményeként nemcsak felismerte, hanem eléggé jól jellemezte is a meteorit „szerves” anyagát, amikor azt az ozokerit-félék közé sorolta.

Említhető, hogy G. M u e l l e r [14] a Cold Bokeveld meteorit elemzési eredményei kapcsán arra utal, hogy a szénhidrogén meteoritok szénhidrogénanyaga a szokásos szűrt UV-fényben nem lumineszkál. Ugyanakkor egyetlen kivételként említi — az észlelés eredetének megjelölése nélkül — a kabai meteoritot, melynek külső olvadt kérgében gyenge barna lumineszcencia tapasztalható. Ezt azzal hozza összefüggésbe, hogy a kabai meteorit az egyetlen, melyben az éteres kivonat vazelin-szerű konzisztenciát mutatott, míg a többi meteoritok kivonatai inkább gyantaszerűek.

Saját vizsgálataink szerint azonban a kabai mintadarabokon UV-gerjesztésre a legcsekélyebb lumineszcencia sem jelentkezett. A korábbi megfigyelést kételkedéssel kell

fogadnunk, mert éppen az izzástól megolvadt külső kéregről van szó, melyben szénhidrogén már alig is maradhatott vissza. Feltehető, hogy az említett gyenge lumineszcencia esetleg valamely későbbi felületi szennyeződésből (pl. kézapoló zsírféle megtapadásából) is származhatott.

A kabei meteorit szénhidrogéntartalmát illetően elsősorban a vegyület főcsoportbeli hovatartozásának megállapítása volt célunk. A szénhidrogéntartalom definiálására infravörös spektroszkóppal abszorpciós szinkép készült. Erre a célra



2. ábra. Infravörös spektrogram a kabei meteorit szénhidrogéntartalmáról. (Sósavas kezeléssel dúsított minta). A görbe a hullámszámot (ν) és áteresztési százalékot (T) ábrázolja. (Készült a M. Tud. Akad. Fiz.-kém. Kutatólaboratóriumában, Dr. Varsányi Gy. irányításával, 1958.)

Abb. 2. Infrarotspektrogramm der Kohlenwasserstoffe aus dem Meteorit von Kaba. (Durch Behandlung mit Salzsäure angereicherte Probe.) Die Kurve stellt das Durchlässigkeitsprozent (T) in Abhängigkeit von der Wellenzahl (ν) dar. (Aufgenommen im Forschungslaboratorium für Physikalische Chemie der Ungarischen Akademie der Wissenschaften, unter Führung von Dr. Gy. Varsányi, 1958.)

a porított meteoritanyagnak — vegyelemzés során nyert — sósavas oldási maradékát használtuk, melyben a szénhidrogéntartalom közel kétszeresre dúsult, egyúttal a zavaró szulfidkomponens kioldódott. Az így kezelt anyagról készült spektrogram (2. ábra) minden kétséget kizáróan alifás szénhidrogéntartalmat mutatott ki. A két leghatározottabb abszorpciós sáv a 2939 cm^{-1} és 1455 cm^{-1} -nél, az alifás C—H kötés jellemző frekvenciáinál jelentkezik. Az alifás szénhidrogénláncok kevésbé karakterisztikus C—C vegyértékrezgései $900\text{—}1000\text{ cm}^{-1}$ között ugyancsak megtalálhatók. Az 1200 cm^{-1} körül mutatkozó rejtett maximum a szénhidrogén kéntartalmát jelzi, azaz másodlagosan keletkezett szulfátionoktól származik. Az 1080 cm^{-1} abszorpció pedig minden bizonnyal a kevésbé stabilis szilikátkötésektől ered.

A vizsgálat kétségtelenül meghatározza a meteorikus szénhidrogén nyíltláncú szerkezetét, amihez előző észleléseket is hozzávéve megállapítható, hogy csakis magasabb molekulásúlyú homológ csoportokról lehet szó. A korábbi „ozokerit”-jelleg, valamint „vazelinszerű” megjelölés mindezzel összhangba hozható és a paraffin-sorbéli polimerizáció létrejöttét jelzi.

A spektrogram még egy lényeges megállapítást eredményezett: a szénhidrogénből szabadabbá váló kén, ill. szulfátion jelentkezésére hívja fel a figyelmet. G. Mueller az ugyancsak savval kezelt és szárított Cold Bokeveld-mintában közel 2%-nyi ként határo-

zott meg és szerves oldószerekkel készült kivonatban 8,78% S-tartalmat állapított meg. Az nem valószínű, hogy — miként M u e l l e r véli — a kén egy részét elemi állapotban tartalmazta volna a meteorit. Sokkal inkább a magasabb homológokhoz kapcsolt kén-tartalomra kell mindkét esetben gondolni. A szénhidrogéntartalom jellemzéséhez tartozik még, hogy a kabai meteoritban a halogén-tartalom jelenlétének legcsekélyebb nyomát sem sikerül kimutatni.* M u e l l e r a délafrikai meteoritban jelentős halogén-mennyiséget állapított meg s ebből arra következtet, hogy a halogéntartalom túlnyomóan organikus molekulákhoz van kötve, ezt pedig lényegesen elkülönítő bélyegként jelöli meg a földi szénhidrogének, elsősül a bitumenfélékkel szemben. A halogénnyomozó eljárást megismételtük, sőt az erősebb Na-piroszulfátos feltárást is alkalmaztuk s az eredmény minden esetben negatív volt. Tapasztalataink tehát annak megállapítására jogosítanak fel, hogy a halogéntartalom mint a meteorikus szénhidrogénekre jellemző (és egyben a kozmikus eredetet bizonyító) sajátág nem általánosítható.

A karboniumtartalmú kondritok néhány sajátága és a kabai meteorit besorolása

Részletezett eredmények, észlelési adatok összesítése szükségszerűen magával vonja a karboniumos kondritokra vonatkozó lényegesebb ismeretek áttekintését. Több kutató rámutatott már, hogy a karboniumos kondritok megismerése jelentős kiegészítésekre szorul. A komplett elemzések száma a közelmúltban gyarapodott ugyan [29] és két korszerű vizsgálat a szénhidrogéntartalom elemzésével (G. M u e l l e r, 1953, G. B o a t o, 1954) is foglalkozott, mégis a vegyelemzések részben ma is hiányosak, avagy nem kielégítőek. Ennél is nagyobb fogyatékoság, hogy az ásványos összetétel és alkotbeli sajátágok ismerete szinte az egész csoportnál hiányzik.

Az utóbbi idők kritikai összesítései közül H. C. U r e y és H. C r a i g [26] tanulmányában a vegyelemzés helyessége és megbízhatósága eldöntésénél egyik követelmény az ásványtani vizsgálattal való összeegyeztethetőség. A probléma H. B. W i i k feldolgozásában méginkább felmerül, amikor a kondritok új beosztását vizsgálja és a bevezetett két (*H* — high és *L* — low) főcsoport további tagolására törekszik. Rámutat a hibalehetőségekre, melyek főként az ásványos alkot nem kielégítő ismeretéből adódnak s melyek bárminő normatív számítást bizonytalanná tehetnek. Különösen áll ez a karboniumos kondritokra, melyeknek ásványos összetételében — miként már részleteesebb megfigyeléseink bizonyítják — néhány különleges, vagyis az átlagtól eltérő sajátágot is figyelembe kell venni.

Ezek egyike a Ni-tartalom kérdése. A Ni a szénhidrogénes kondritokban közelítően állandó, ugyanakkor a fémes vas vagy teljesen hiányzik, vagy olyan csekély mennyiségű, hogy a Ni-tartalom hordozójaként tekintetbe sem jöhet.** A másik lehetőség, a Mg-Fe ortoszilikát Ni-rejtése ugyancsak figyelmen kívül marad, minthogy minden tapasztalat amellet tanúskodik, hogy a meteorikus olivin Ni-mentes, legalább is olyan mértékben, hogy nem lehet a meteorit Ni-tartalmának hordozója. Mindezeideig nem merült fel azonban a kérdés, hogy a Ni ez esetben hova, ill. melyik kristályos fázishoz kapcsolódik. Az U r e y—C r a i g-féle elvek a nikkelt csakis a fémvashoz tartozó komponensnek tekintik és a NiO meghatározását hibának minősítik, esetleges előfordulását a kondritban mállás-termékeknek tartják. H. B. W i i k [29] már enyhébben értékeli a NiO esetleges szerepét és fémvas hiánya esetén már nem tartja kizártnak a NiO lehetőségét. Feltételezése, miként vizsgálataink igazolják, helyes felismerésnek bizonyult, azzal a kiegészítéssel, hogy a Ni kétféle alakban: mint oxid és mint szulfid szerepelhet egyazon meteoritban. Korábbi másik

* A vizsgálatot Dr. G e d e o n T. kartársnak köszönjük.

** Kabai kondrit esetében az 1% körüli fémvas teljesen Ni-mentes

probléma volt a jelentős Fe_2O_3 -tartalom, a ferrioxid elemzésbeli szerepeltetésének jogosultsága. A kérdésben ismét Wiik felismerése bizonyult helyesnek, amikor arra utalt hogy a vas egyazon meteoritban 3 ionizációs fokozatban egyszerre nem szerepelhet: ha a fémvas hiányzik, a vastartalom egyrésze ferrialakban van jelen. Ez teljes összhangban van Szádeczky [22] értékelésével, amikor megállapítja a vas ionizációs fokozatainak existenciális mezőit a pH és redoxpotenciál függvényében és kimutatja az antogonizmust a két szélső állapot között. Ehhez fűzzük azt a lényeges tapasztalatot, hogy a meteorit elemzésekor ferrivas csakis a savval nyert oldatban jelentkezett, mint az R_2O_3 -nak uralkodó részlege, ami azt jelenti, hogy a ferrivasat túlnyomóan a magnetit tartalmazza. Lényegesnek és feltétlenül jogosultnak tartjuk tehát bármely meteorit Fe_2O_3 -tartalmának mindenkori meghatározását, azaz a ferrivas esetleges jelenlétének vagy kimutathatóságának megvizsgálását.* Nem helyeselhetők tehát Urey—Craig [26] állásfoglalása, mely a Fe_2O_3 -t a NiO-dal együtt másodlagos, ill. utólagos (terresztrikus) oxidáció termékének minősíti. Rá kell mutatnunk arra, hogy a korábbi elemzésekben gyakori a két összetevő: a Fe_2O_3 és NiO együttes jelentkezése, sőt közöttük bizonyos korreláció megnyilatkozása is nyomozható. Az ilyen meteoritokat tehát utólag alá kellene vetni (a kevés anyagot igénylő) röntgenelemzésnek, vagy ha lehetséges, ércmikroszkópos vizsgálatnak, még abban az esetben is, ha észrevehetőbb karbonium- (ill. szénhidrogén)tartalon nem mutatkozott a meteoritban. Ilyen jelek esetén azonban gondos eljárással a karboniumtartalmat is újra meg kellene vizsgálni.

* *
*

Említettük, hogy H. C. Urey és H. Craig 1953-ban újszerű csoportosítást kísérelt meg, s ennek kapcsán közel 350 meteoritelemzésből kiválogatta a megbízhatóbbnak vélt elemzéseket. A kondritoknak mintegy $\frac{1}{3}$ -át találta — részben átszámításokkal — alkalmaznak arra, hogy a vegyi alkotásait vizsgálja. A súlyszázalékos értékeléssel számított öszsvastartalom („total Fe”), alapján a kondritokat két csoportra különítette. olyképpen, hogy az öszsvastartalomnak a szilikátokban foglalt részét (a Priorszabály nyomán) viszonyba állította a fémes Fe + szulfidkötésű Fe mennyiségével. A diagramon két elkülönülő mező adódott. Az egyik a H (high) jelölést kapta, ez a nagyobb 28,6% vastartalmú csoport, a L (low)-csoportra a kisebb (22,3%) öszsvastartalom a jellemző. A két csoport pontjai közel 45°-os lejtésű két párhuzamos egyenes mentén sűrűsödnek. A két kategória — szerzők szerint — azért különül el, mert a vas oxidáltsági állapota erősen különbözik és a két terület közt diszkontinuitás van, amiből a genezist tekintve kétféle meteorit-eredet következtethető. De miként az elemzéseket értékelő szabályok a karboniumos kondritokra nem alkalmazhatók, úgy az ekként nyert kategóriák sem alkalmasak a karboniumos csoport befogadására.

A részletek mellőzésével azt emeljük ki, hogy a karboniumos kondritok nem mindig és nem egyértelműen a H csoport szintjéhez tartoznak, ebből következőleg a sajátosságok éppen kontinuitást biztosítanak a két főcsoport között. Egyébként e kondritokban az öszsvastartalom eléggé szűk határok között változik s ez amennyire jellemző, annyira nem alkalmas elkülönítésekre, bárminő genetikai jelleg kifejezésére.

Vizsgálódásunkban az összetétel jellemzésére kedvező megoldásnak kínálkozott a W. A. Whal által korábban alkalmazott atomszázalékos kifejezés mód. Előnye, hogy a fémtartalom anionmentesen értékelhető és így a kondritösszetétel közvetlenül egyben

* A kabai meteorit vegyelemzése idején a mikroszkópi és röntgenvizsgálat még nem készült el. Így a Ni-t még (a szokásos) fémalakban, az Fe_2O_3 -t azonban már külön határoztuk meg, ill. tüntettük fel. A Ni átszámítását oxidalakra, tekintettel jelentős szulfidos kapcsolatára nem tartottuk célszerűnek.

vethető. Ha ily megoldásban az Fe-komponensekre irányítjuk a figyelmet (a Si, Mg, Al, Ca elhagyhatók, mint nem jellegzetes résztvevők), s az oxidkötésű és szulfidként szereplő Fe-atomszázalékokat állítjuk arányba, a III. táblázaton bemutatott soraközös áll elő.

A felsorolás rendjét a szulfidos vas csökkenése, az oxidvas egyenletes növekedése, egyszersmind az oxid-szulfid arány fokozatos értékváltozása szabta meg. A jól elkülönülő három szakasz a vegyialkat változásait csoportosítja.

A sorozatba a kabai meteorit a III. szakasz utolsó tagjaként illeszkedik be, és kifejezetten nagy oxidáltsági állapotot képvisel. Látható, hogy a Staroje Boriskino meteoritja, melyben K. K v a s a [10] a szilikátegyrészek közt kloritot állapított meg, annyira oxidált jelleget mutat, hogy csak a sorozat végén, némileg elkülönítve szerepeltethető.

III. táblázat

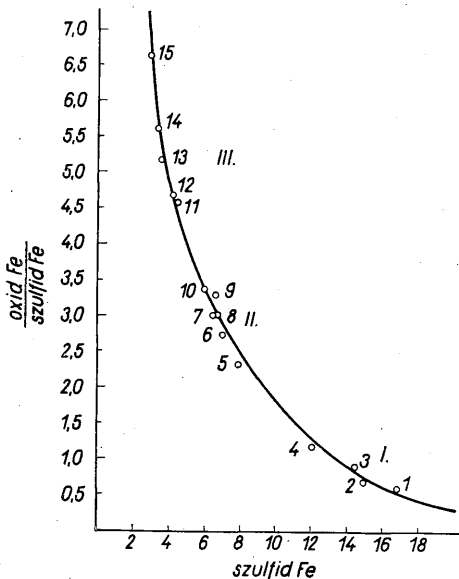
	Csoport	Szénhidrogén tartalmú kondritok	Atomszázalék				oxidos Fe szulfidos Fe	Karbonium súlysázalék
			Fe fém	Fe szulfidos	Fe oxidos	Fe teljes „total Fe”		
1.	I.	Ivuna	0,00	16,82	10,59	27,41	0,63	4,83 2,70 3,10 4,00
2.		Tonk	0,48	14,94	10,67	26,09	0,71	
3.		Orgueil	0,00	14,20	13,14	27,34	0,92	
4.		Haripura	0,00	12,05	14,95	27,00	1,24	
5.	II.	Mighei	0,00	7,87	18,31	26,18	2,34	2,48 — 1,30 2,54 2,50 2,78
6.		Nogoya	0,00	7,10	19,58	26,68	2,76	
7.		Cold Bokev.	0,00	6,53	19,75	26,28	3,02	
8.		Santa Cruz	0,00	6,60	19,96	26,56	3,02	
9.		Nawapali	0,00	6,62	20,56	26,76	3,31	
10.		Murray	0,00	5,97	20,16	26,13	3,38	
11.	III.	Mokoia	0,00	4,41	20,41	24,82	4,63	0,47 0,46 0,45 0,19 1,99
12.		Lancé	2,22	4,18	19,57	25,97	4,68	
13.		Felix	4,76	3,51	17,90	26,17	5,10	
14.		Warrenton	4,07	3,29	18,36	25,72	5,58	
15.		Kaba	1,30	2,87	19,27	23,44	6,71	
16.		Boriskino	0,00	2,16	23,30	25,46	10,78	?

A táblázat adataiban kifejezett fokozatosság, bizonyos irányú fejlődés és változás képe nyilatkozik meg. A karboniumos kondritok „total-Fe” szintje 26%-nak adódik (táblázatban szereplő adatokból átlagként 26,12% számítható). Ez egyúttal arra is rávilágít, hogy említett szerzőknél a 45°-hoz közeli függvényvonal szükségyszerű, mert ha a vastartalom korrelát részlegértékeit szerepeltetik a koordinátákon az aritmetikai középértékegyenes áll elő! A középértéktől eltérést csak annyiban kaptak, hogy a fémvasat a szulfidvashoz adták. Ha a fémvastartalmat az oxidvassal együtt az abszcisszán szerepeltették volna, tisztán a 45°-os (középérték) vonalat nyerik. Így egész kategorizálásuk alapja hibás, vagy inkább értelmetlen.

A karboniumos kondritok együttese tehát nem lezárt és elkülönülő meteorittípust képvisel. Az elemzési adatok az egyértelmű változások sorát mutatják és az egymásutánban határozott irányzatként a redukáltság fokozódása nyilatkozik meg. E kondritok mindegyike egy-egy átmeneti állapotot rögzít. A változások jellegét és viszonylagos fokozatait legjobban a mellékelt parabolikus (másodfokú) függvény érzékeltetheti (3. ábra).

A három szakasz ezúttal is kifejezetten elkülönül. Az első szakasz súlypontja a 3-as (Orgueil) meteorit képviseli, 0,92 arányértékkel, a középső mezőben a 7-es (Cold Bokeveld) meteorit tekinthető típusnak 3,02 hányadosértékkel, míg a legoxidáltabb csoport súlypontját a (13-as) Felix képviselné, melynek hányadosa 5,10. Ez értékek közel

egyezők a csoportátlagokkal és jó megközelítéssel az 1—3—5 számsor nyilatkozik meg bennük. Erre az hívta fel a figyelmet, hogy a meteorit átlag karboniumtartalma a hányadosértékkel ellentétesen változik. Itt pedig (bár a szakaszon belül ingadozások vannak), a középértékek: 0,7—2,3—3,6 ugyancsak az 1—3—5 számsort közelítik meg.



3. ábra. A karboniumos kondritok oxidáltsági fokozatai az oxid-szulfidarány függvényében. 1. Ivona, 2. Tonk, 3. Orgueil, 4. Haripura, 5. Míghel, 6. Nogoya, 7. Cold Bokeveld, 8. Santa Cruz, 9. Nawapali, 10. Murray, 11. Mokoia, 12. Lancé, 13. Felix, 14. Warrenton, 15. Kaba.

Abb. 3. Die Oxidationsgrade der kohlenstoffführenden Chondrite in Abhängigkeit vom Oxid-Sulfid-Verhältnis. 1. Ivona, 2. Tonk, 3. Orgueil, 4. Haripura, 5. Míghel, 6. Nogoya, 7. Cold Bokeveld, 8. Santa Cruz, 9. Nawapali, 10. Murray, 11. Mokoia, 12. Lancé, 13. Felix, 14. Warrenton, 15. Kaba.

A kifejezetten redukációs folyamat legjobban az Fe kötésformáin és ionizációs állapotán mérhető le, s minden bizonnyal a folyamat létrejöttében a karbonium, ill. szénhidrogéntartalom lényeges szerepet játszott.

A megfigyelt sajátságok genetikai értékeléséről

A kabai meteorit vizsgálata során nyert eredmények továbbfejlesztően alátámasztanak genetikai elgondolásokat és a meteoritkialakulás egyes részleteit közelebbről megvilágítják. A szénhidrogéntartalom és a bemutatott új meteoritkomponenseken kívül egyéb alkati sajátságok nem különböznek lényegesen a kondritokétól. Jogos tehát abból

kiindulni, hogy származás tekintetében is velük azonos vagy igen hasonló körülményekre következtessünk.

A kabai meteorit szénhidrogéntartalmára vonatkozóan megállapítást nyert, — s ez úgy véljük a többi karboniumos kondritra is érvényes — hogy a szénhidrogén a meteoritkialakulásnak csak későbbi szakaszában került az anyagba. Túlnyomóan a finomszemű, laza összeállású, részben üveges „alapanyagot” itatja át, a kondrumok körül mintegy megtorlódik és a nagyobb szilikátszemekből összeállt tömöttebb szigetek körül is töményebben mutatkozik.

Ez elhelyezkedést figyelembe véve, a szénhidrogéntartalomnak G. M u e l l e r-féle természetes termométerkénti alkalmazása csak odáig terjedhet, hogy a meteorit a szénhidrogén felvétele, ill. kondenzációja után már nem került ennek termikus bomláshőjénél, 300—350 C°-nál nagyobb hőszintre, ill. ennél nagyobb hőmérsékletű környezetbe. Esetleges nyomásnövekedéssel sem emelkedhetett a hőmérséklet 600°-on felül: e hőhatárnál a nagy oxigénszámú molekulák — bármily nyomás esetén — felbomlottak volna.

Nemcsak a szénhidrogéntartalommal, hanem számos más sajátással összefüggésben is felmerül a meteoritkeletkezés szakaszossága, ill. esetenként a fejlődés fokozatainak megnyilatkozása.

A „közönséges” kondritokra vonatkozó újabb vizsgálatok körül hivatkozni lehet H. H e n t s c h e l-nek [7] sz. 1956. évben hullott breitscheidi meteoriton végzett mikroszkópos megfigyelésére, melyből elsősorban is a kétszakaszú szulfidképződés érdemel figyelmet. A meteoritkialakulásban határozottan újabb mozzanatként jelentkező második szulfid H e n t s c h e l szerint mint finomkristályos halmoz, másodlagosan a fémvas rovására, valószínűleg ennek szulfurálása folytán keletkezett.

Újabb példaként a kabai meteorit két jól elkülönülő korai képződés szakaszára utalunk, melyet a magnetitek és szulfidok két generációja jelez (XLI. tábla, 9). Fel-tűnő mozzanat, hogy az elsődleges magnetitkondrumok és egyéb, ugyancsak kevésbé differenciált szulfid-oxid aggregátumok felületét vékony, szilikátos olvadékhártya borítja, ill. zárja le. Erre következett az azonos anyagú továbbnövekedés (második oxid-szulfid generáció), némileg tartósabb hő- (nyomás) viszonyokra valló, minden jel szerint fél-szalárd fázisban végbement sztelelegyedéssel. A hőmérsékletre vonatkozóan irányadó lehet a két szakasz között megjelent és üvegesen lehült szilikát-olvadék, melynek alapján — legalábbis a második — oxidszulfid szakasz hőmérsékletére a J. F. L o v e r i n g-féle [11] érték: 1200 K° reálisnak mutatkozik, ami feltételezeten nagyobb nyomás, pl. 10⁴ atm. esetén 700 C°-t jelenthet.

A megfigyelések alapján feltételezhető, hogy az ős-elsődleges (primordiális) anyagképződést követően közepes hőmérsékletű, nagyobb nyomású, huzamosabb szakasz következett. * Ezután került sor a törmelékes, finomabb szemcséjű, porszerű, de vegyileg előbbivel közel egyező összetételű anyag tömörülésére, mely jelentősen kisebb hőmérsékleten, a g á z f á z i s k o n d e n z á l á s á v a l e g y ü t t e s e n következett be.

A vázolt mechanizmus, ill. megfigyeléseink értelmezése során a meteoritkeletkezésnek újszerű gondolata merült fel, mely E g y e d L. expanziós elméletére alapozódik. A feltevés az, hogy a Titius—Bode-szabályból kiindulva a Jupiter és Mars bolygók közötti térben (vagyis a mai aszteroidák övében) egy egykori napgyűrűre (esetleg gyűrűrendszerre) következtetünk, mely expanziós szétterüléssel fokozatosan felszakadozott és szétszóródott. A napgyűrű anyagában a nagyobb (legfeljebb szatellita méretű) egységek, de főleg a kisebbek és az apróbb szemű, túlnyomóan finom poranyag együtteséhez bősé-

* Burkszer E. S. és Alekszejeva K. N. [9] vizsgálatai szerint az elenovkai kőmeteorit 1180 C°-on kezdett megolvadni, éspedig előbb a kondrumok anyaga, míg a finomszemű köztes anyag megolvadása némileg később, kissé nagyobb hőfokon indult meg

ges gázfázis tartozott. Ez utóbbi az expanzió során az akkumulált kis egységekhez, a szilárd fázishoz társult, mely így kondenzált rendszerként kezdte meg pályáját. Természetesen a gyűrűanyag szétszóródási termékei elsősorban — az aránylag kis kozmikus tömeget képviselő, de becslések szerint igen nagyszámú — aszteroidák lennének, melyeknek szabálytalan, erősen lapult és jelentős turbációkkal zavart pályáit gyakran szélsőségesen kis perihélium és nagy földmegközelítés jellemzi, amihez a nagy bolygók (Jupiter) zavaró hatása folytán a pályáról gyakori kilökődési jelenségek társulnak. Mindez már első megfogalmazásban is kellőleg összehangolható fentebb jellemzett kezdeti szakaszokkal, a mindmáig problematikus meteoritstruktúrákkal, együttvéve pedig a legnagyobb számban és mennyiségben szereplő kondritok s ezen belül a karboniumos kondritok létrejöttével.

A vázolt meteoritpályákon azután a meteorit anyagi és strukturális alkatában különböző változások, ill. azoknak fokozatai jöhettek létre. Ez nyilvánul meg azokban a genetikai jellegű csoportosításokban, ill. típusokban és kategóriákban, melyeket újabban a kutatók (korszerűbb eszközökkel végzett vizsgálatok alapján) felállítottak. Figyelemre méltó, de nem meglepő különböző eljárásokkal nyert jellemzések alapján előállt csoportok jó egyezése: pl. a W i i k-féle típusok jól megegyeznek a mi sorozatunk szakaszaival. Ugyanígy a B o a t o-féle izotóp-vizsgálatok alapján nyert két kategória egyike a mi első két szakaszunk meteoritjaiból kerül ki, míg az ő második csoportja oxidációs sorunk harmadik szakaszával egyezik.

De az alkati sajáttságok és újabban az izotóp- és radiogénelemtartalom alapján megállapított változások, ill. fokozatok közt nagyobb szélsőségek is adódnak. Utalunk kell R. R. M a r s c h a l l [12] két meteorit kategóriájára, ezek egyikének kora a radiogén helium alapján 4×10^9 év, a másik csoport korára pedig $0,5-1,0 \times 10^9$ év adódott. Minden jel szerint ez utóbbi csoport erős heliumvesztéssel szenvedett, amire abból is következtethető, hogy e meteoritoknak a K/Ar ideje egyértelműen jelzi ugyanezt a veszteséget argonban.

Nem kétséges tehát, hogy a meteoritokat keletkezésük óta és pályájuk során lényeges változások, főként az illékonyabb alkatrészek eltávozását előidéző behatások érhetik. E változások szükségszerűen nem egyenletesek és nem lehet azonos az eredmény sem. A behatások leglényegesebbje az átmeneti, vagy ismétlődő hőnövekedés, ami részint nukleáris, részint perihéliumeredetű lehet; fokozott hatást válthat ki a kettő egyidejűsége. De az utólagos hőváltozások — miként a részletvizsgálatok tanúsítják — már sohasem növekedhettek a szilikátok olvadáspontja fölé. Elmondottakkal, így a hőnövekedéssel, ill. anyageltávozással szorosan összefügg a kőmeteoritok laza struktúrája, a finom, egész anyagot átjáró üreghálózat, mely a viszonylag nagy és állandó pórusvolumen-értékben fejeződik ki. A pórustér fogat először a moszkvai 1956. évi meteoritkonferencián került előtérbe [9] Burkszer és Alekszejeva a 6 kőmeteoriton végzett vizsgálatait 7—18%-nyi porozitást mutattak ki. Az említett Breitscheid-meteoriton 12% porustér fogat volt mérhető [7]. A nagy olvadáspontú komponensek hézagos illeszkedése egyértelműen azt jelzi, hogy már e struktúra létrejöttékor, helyet kapott a gáz v. folyékony fázis is. Ennek megtapadása, ill. társulása az apróbb szemcséjű szilárd részek akkumulációjával közelítően egyidejűnek tekinthető.

Mindezek figyelembevételével a karboniumos kondritok kialakulása menetében kezdeti stádiumként nagyfokú oxidációt kell feltételezni. Vítathatatlanul erre utal a fémfázis helyett jelenlevő, kevés szulfiddal kísért vasoxid-(magnetit-)tartalom és ennek szöveti jellege. Az első stádiumhoz kapcsolhatjuk még a csekély szilikátolvadék képződést s ezt követő azonos oxid- és szulfidkiválást eredményező második szakaszt is. A szénhidrogén-társulásra csak ez után, a kisebb „törmelék” és finom poranyag összetapadása-

kor került sor, amikor is a nyílt láncú C—H molekulák a finom (hideg) poranyag felületén megtapadva kerültek a meteoritba. (Ez a folyamat pl. a vázolt elméletben az expansziós felszakadás utáni tömörülés szakaszát jelentheti. A tömörüléssel a kondenzált szénhidrogének polimerizációja járt együtt.)

Mint ismeretes, a csillagközi tér szinképelemzései kimutatják, hogy az O, H, N, S elemi alakban vagy egyszerű szénvegyületekhez kapcsolódva vannak jelen, feltehetően a meteoritkialakulás gázfázisa is ezzel egyező vagy hozzá hasonló összetételű. Mint-hogy ez elemek belépése a szénhidrogénláncokba könnyen végbemehet, feltételezésünk szerint a kéntartalmat, vagy legalábbis annak egy részét, e folyamat során veheti fel a meteorit.

Lényeges arra rámutatni, hogy az „organikus” anyag nyomai — ha változó mennyiségben is — de jelen vannak minden meteoritban (Boato, Wiik, Urey). Önként adódik, hogy ezeket immár teljes joggal az egykori nagyobb szénhidrogéntartalom maradványainak tekintsük. Ami továbbmenően azt jelentheti, hogy a nagyszámú „normál” kőmeteorit, a pályáján „átélt” folyamatok során szénhidrogéntartalma fokozatos, végül esetleg teljes elvesztésével, ill. elhasználódásával bekövetkezett (redukciós) állapotot jelez. Benne fénoxidok fémvassá, ill. Fe—Ni-ötvetzté redukálódtak. A szénhidrogénből felszabaduló kevés kéntartalom esetleg szulfiddá kapcsolódva a troilitképződéshez járult hozzá (szekundér szulfurálás). A redukció, említett hőnyomás-viszonyok közt, — feltehetőleg nem egyszeri és összefüggő folyamatként — ment végbe, hanem (a pályaelemekről függően) ismétlődő, kisebb vagy nagyobb szakaszok eredményeként. Földünkre jutott (aránylag kisszámú, mintegy 2%-nyi) „szerves” kőmeteoritok tehát ennek a folyamatnak kezdeti szakaszait, ill. korábbi szinteken megakadt fokozatait mutatják be.

A meteoritok redukciójának gondolata egyes kutatóknál már felmerült. Minthogy a karboniumos kondritok nem illeszkednek be a felállított merev kategóriákba, Urey arra céloz, hogy talán a szenes kondritok valamely „originálisabb” kozmikus anyagok. Határozottan a redukció lehetősége mellett foglal állást Ringwood, A. E., s a bolygók és meteoritok képződésében egyaránt a fénoxidok redukciójának lényeges szerepet tulajdonít. Úgy véli, hogy a redukciós folyamat fokozatait jelzik a bolygók sűrűségértékei. Így pl. a Vénus, a Föld és a meteoritok is közepes fokon redukált anyagok, sűrűségük közepes. Bár okfejtése részleges ellenvéleményt [28] váltott ki és e vita részletei témánkon kívül esnek, azt leszögezhetjük, hogy a redukció lefolyásának tényéhez a vizsgált meteorittal kapcsolatban szinte kétség sem férhet. A táblázatunkban foglalt és diagnamban is bemutatott, egyértelmű eredményeken kívül utalni kívánunk még a magnetit redukciójának konkrét jeleire (XI,IV. tábla 12.). A mikroszkópi készítményekben tisztán észlelhető, hogy egyes magnetit-szemek fémvassá redukálása indult meg éspedig részint a széleken, de főként a magnetitszemek belsejében, teljesen a kohók redukciós folyamatának megindulásához hasonlóan.

A redukció a szilikátállományban lényeges változást alig okoz. Feltételezhetően a szénhidrogének közepes hőfokon és nyomáson lefolyt lebontása során keletkezett vízgőz egyes szilikátok hidratációját is előidézheti. Az így keletkezett klorit (és esetleg más hidratált szilikát) jelenléte azonban csak a szenes kondritokban valószínű, ahol mérsékelt hatású és részleges redukció ment végbe. Ha a meteoritban a folyamat teljességgel végbement, ismét dehidrállás következett be.

A vázolt genetikai kép talán azzal még kiegészíthető, hogy a meteoritok bármelyike lényegileg a keletkezés valamely korábbi fázisainak egyikét rögzíti. A szükségképpen kis tömegek létrejötte után ezek fejlődése nem vezethet a bolygókéhoz hasonló, vagy azok bármelyikével is egyező differenciáltságához, s így a Földével analóg anyagi struktúrához sem.

TÁBLAMAGYARÁZAT — TAFELERKLÄRUNG

XXXIX. tábla — Tafel XXXIX.

1. A kabai szénhidrogéntartalmú meteorit. A természetes nagyság fele. Pellérdy L.-né felvétele Der kohlenstoffführende Meteorit von Kaba. Hälfte der natürlichen Grösse. Aufnahme von Frau L. Pellérdy
2. Vékonycsiszolat. Jellegettes szöveti kép. A kristályos kondrum nagyobbbrészt olivin, hozzá apróbb kristályos bronzit és klinoesztatit társul. A környezet szénhidrogénnel átitott alapanyag. Nagytítás 80 ×
Dünnschliff. Kennzeichnendes Strukturbild. Das kristalline Chondrum besteht grösstenteils aus Olivin, vergesellschaftet mit feinerkörnigem Bronzit bzw. Klinoesztatit. Die Umgebung besteht aus einer mit Kohlenwasserstoff durchtränkten Grundmasse. Vergrößerung 80 ×

XL. tábla — Tafel XL.

3. Vékonycsiszolat. A meteorit alapanyag erősebb nagytításban. Sötét foltok: töményebb szénhidrogénmezők. Apró szemcsék: üveges alapa ágazott olivin és piroxénkristályok. Nagytítás 800 ×
Dünnschliff. Grundmasse des Meteorits unter stärkerer Vergrößerung. Dunkle Flecken: Felder von angereicherten Kohlenwasserstoffen. Feine Körner: Olivin- und Pyroxenkristalle in der glasigen Grundmasse. Vergrößerung 800 ×
4. Vékonycsiszolat. Vegyes alakú kondrum. Sugarasan rendezett kristályok: olivin, *a*-tengelyszerű kialakulásban, közbül üveges hézagkitöltéssel. Nagyobb izometrikus szemcsék: bronzit mellette opak ércanyag. Nagytítás 120 ×
Dünnschliff. Chondrum gemischter Zusammensetzung. Die radial angeordneten Kristalle sind Olivin, entlang der *a*-Achse gedehnt, mit glasiger Zwischenraumausfüllung. Die grösseren isometrischen Körner sind Bronzit, daneben opake Erzminerale. Vergrößerung 120 ×

XLI. tábla — Tafel XLI.

5. Vékonycsiszolat. Összetett, vegyes kondrum. Belső térben két kisebb aprókristályos és üveges kondrum, a külső öv: léces plagioklász, szemcsés bronzit, kevés (opak) magnetit és beszíremkedett szénhidrogénfoltok. Nagytítás 120 ×
Dünnschliff. Komplexes, gemischtes Chondrum. Im inneren Raum gibt es zwei feinkristalline und glasige Chondren; die äussere Zone besteht aus lamellarem Plagioklas, körnigem Bronzit, etwas (opakem) Magnetit und eingesickerten Kohlenwasserstoffspuren. Vergrößerung 120 ×
6. Vékonycsiszolat. Excentrikus struktúrájú piroxén kondrum. Az ivelt-sugaras klinoesztatit + bronzit kristályok haránt-tagolását a beszíremkedett szénhidrogén jól kiemeli. Nagytítás 120 ×
Dünnschliff. Pyroxenchondrum exzentrischer Struktur. Die transversale Gliederung der gebogenstrahlenförmigen Klinoesztatit-Bronzitkristalle wird durch die eingesickerten Kohlenwasserstoffe deutlich hervorgehoben. Vergrößerung 120 ×

XLII. tábla — Tafel XLII.

7. Ércsiszolat. Magnetitben oktaéder szerint rendezett szulfid (pentlandit + troilit) lemezek. Kétoldalt (korábbi kiválást) Ni-magnetit aprószemű pentlanditzárványokkal. Olajimmerzió. Nagytítás 400 ×
Anschliff. Nach dem Oktaeder orientierte Sulfid- (Pentlandit + Troilit) Lamellen in Magnetit. An beiden Seiten Ni-Magnetit (früherer Entstehung), mit winzigen Pentlanditeinschlüssen. Ölimmersion. Vergrößerung 400 ×
8. Ércsiszolat. Vas-nikkelszulfidban képződött magnetit-vázkristály. Világos vonalak: szulfidzárak, a fémolvadék szegregációs mozgásának nyomai. Nagytítás 400 ×
Anschliff. Magnetit-Skelettkristall in Eisen-Nikkelsulfid. Helle Linien: Sulfidfäden, Spuren der Segregationsbewegung der Metallschmelze. Vergrößerung 400 ×

XLIII. tábla — Tafel XLIII.

9. Ércsiszolat. Az oxid- és szulfidásványok két generációjának képe. Balról elnyúlt gömbalak a első kiválást Ni-magnetit, belsejében foltos-szemcsés pentlanditzárványokkal. A felületét szilikátolvadékok (fekete, buborékos) burkolja. Erre következik az összefüggő, homogén alakú „normál” magnetit, melyhez csatlakozó szulfidmezőben fehér = pentlandit, szürke foltok = troilit. Ez helyenként rendezett (szétegyedésszerű) lemezhálózatot formál. Olajimmerzió. Nagytítás 200 ×
Anschliff. Bild der beiden Generationen der oxidischen und sulfidischen Minerale. Die gedehnte Kugelgestalt links ist der Ni-Magnetit der ersten Ausscheidung, im Innern mit fleckig-körnigen Pentlanditeinschlüssen. Die Fläche wird durch eine Silikatschmelze (schwarz, blasig) überzogen. Darauf folgt der zusammenhängende, homogene „Normal” Magnetit; im anliegenden Sulfidfeld ist weiss = Pentlandit, graue Flecken = Troilit. Stellenweise formen diese ein Netz von orientierten Entmischungslamellen. Ölimmersion. Vergrößerung 200 ×
10. Ércsiszolat. Nagyobb magnetit-kondrum peremöve. Alul világosabb szürke lukacsos és finom pentlandit-szemekkel hintett Ni-magnetit. Erre üvegszerű (fekete) szilikát-öv borul; majd a külső magnetitburkok következik, benne nagyobb szulfid (pentlandit + troilit) kiválásokkal. Olajimmerzió. Nagytítás 200 ×
Anschliff. Randzone eines grösseren Magnetit-Chondri. Unten liegt ein heller-grauer löchriger und mit feinen Pentlanditkörnern übersäter Ni-Magnetit, überzogen durch eine glasige (schwarze) Silikatzone; darüber folgt die äussere Magnetithülle mit grösseren Ausscheidungen von Sulfiden (Pentlandit + Troilit), Ölimmersion. Vergrößerung 200 ×

XLIV. tábla — Tafel XLVI.

11. Ércsiszolat. Pentlanditban szételegyedéssel keletkezett troilit-lemezrendszer. A lemezek a pentlandit oktaeder síkjaival egyezően 3 irány szerint rendezettek. Olajimmerzió. Nagyítás 600 ×
Anschliff. Troilit-Lamellensystem, im Pentlandit durch Entmischung entstanden. Den Oktaederflächen des Pentlandits entsprechend sind die Lamellen nach drei Richtungen geordnet. Öllimmerision. Vergrößerung 600 ×
12. Ércsiszolat. Fémvas (fehér) keletkezése magnetitből. A redukció megindulása a környezet kisebb magnetit-szemekén is látható. A fémvas a széleken vagy a szemek belsejében jelenik meg. Olajimmerzió. Nagyítás 400 ×
Anschliff. Bildung von gediegenem Eisen (weiss) aus Magnetit. Die Anfänge der Reduktion lassen sich auch an den umgebenden kleineren Magnetitkörnern beobachten. Das metallische Eisen tritt an den Rändern bzw. im Innern der Körner auf. Öllimmerision. Vergrößerung 400 ×

IRODALOM — LITERATUR

1. B o a t o, G.: The isotopic composition of hydrogen and carbon in the carbonaceous chondrites. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 6, 209, 1954. — 2. B r a g g, W. L. und B r o w n, G. B.: Die Struktur des Olivins. *Zeitschr. f. Kristallogr.* 63, 538, 1926. — 3. B u d d h u e, J. D.: The oxidation and weathering of the meteorites. *Univ. New Mexico Publ. Meteoritics*, 1957. In *Miner. Abstr.*, 13, 7, 1957. — 4. C l a r k, S. L., — A l l y A b d and B a d g e r, A. E.: The lattice dimensions of spinels. *Am. Journ. of Sc.* 22, 539, 1931. — 5. E h r e n b e r g, H.: Orientierte Verwachsungen von Magnetkies und Pentlandit. *Zeitschrift. f. Kristallogr.* 82, 309, 1932. — 6. G e b h a r d t, T.: Präzisionsmessung der Gitterkonstante von Magnetit vom Greiner in Tirol. *Centralbl. f. Min.* 40, 1933. — 7. H e n t s c h e l, H.: Der Meteorit von Breitscheid—III. Petrographische Untersuchung. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 17, 323, 1959. — 8. H o f f e r, A.: A kaba meteorit története. „Debreceni Szemle” kiadv. 1—15, 1928. — 9. K r i n o v, E. L.: 7. Meteoritenkonferenz in der USSR. *Chemic d. Erde*, 19, 86, 1957. — 10. K v a s h a, L. G.: Meteoritika. *USSR*, 4, 83, 1948. — 11. L o v e r i n g, I. F.: A typical parent meteorite body. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 14, 174, 1958. — 12. M a r s h a l, R. R.: Calculation of the Cosmic Ray Age for the Iron Meteorit „Carbo”. *Nature*, 184, 117, 1959. — 13. M i k h e j e v, V. J. — K a l i n i n, A. J.: Применение рентгенометрического метода к исследованию вещественного состава метеоритов. *Академия Наук СССР. Метеоритика* 15, 156, 1958. — 14. M u e l l e r, G.: The properties and theory of genesis of the carbonaceous complex within the cold bokevelt meteorite. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 4, 1, 1953. — 15. R a m o v i c, M.: Novi željezni meteorit (oktaeditr Ogg.) *Geološki Glasnik, Sarajevo*, 51, 1956. — 16. R i n g w o o d, A. E.: On the chemical evolution and densities of the planets. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 15, 257, 1959. — 17. R i n g w o o d, A. E.: The constitution of the mantle—III. Consequences of the olivine-spinel transition. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 15, 195, 1958. — 18. R i n n e, F. — L e o n h a r d t, J. — H e n t s c h e l, H.: Die Raumgruppe des Olivins. *Zeitschr. f. Kristallogr.* 59, 548, 1924. — 19. T ö r ö k, J. v.: Ueber den Kaba—Debreczin-Meteorit. *Poggendorff's Annalen d. Physik*, 105, 329, 1858. — 19. — Értéskés a Kaba—debreczeni lebkörül. *Magy. Tud. Akad. Értéskésje*, 116, 1858. — 20. T ö r ö k, J.: A Magyar Birodalom meteoritjai. *Term. Tud. Közöly, 14*, 508, 1882. — 21. S p i e l m a n n, P. E.: Bitumen in Meteorite. *Nature*, 114, 276, 1924. — 22. S z á d e c z k y K. E.: Geokémia. Budapest, 1955. — 23. S z á d e c z k y K. E.: A genetical system of magmatic rocks (Preliminary abstract). *Geochim. Conference of the Hungarian Academy of Science*, 1, 17, 1959. — 24. S z t r ö k a y, K.: Über einige Meteoritenminerale des kohlenwasserstoffhaltigen Chondrites von Kaba. *Ungarn. N. Jahrb. für Min.* 94, (Festschrift Ramdohr) 1284, 1960. — 25. S z t r ö k a y K.: The application of X-ray analysis to the study of meteorites. *Annales Univ. Sci. R. Eötvös. Sectio Geologica*, 2, 117, 1959. — 26. U r e y, H. C. and C r a i g, H.: The composition of the stone meteorites and the origin of the meteorites. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 4, 36, 1953. — 27. U r e y, H. C.: Primary and secondary objects. *Journal of Geophysical Research*, 64, 1721, 1959. — 28. U r e y, H. C.: On the chemical evolution and densities of the planets. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 18, 151, 1960. — 29. W i i k, H. B.: The chemical composition of some stony meteorites. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 9, 279, 1956. — 30. W ö h l e r, C. M.: Über die Bestandtheile des Meteorsteines von Kaba in Ungarn. *Sitzungsber. der math. Naturw. Cl. d. Akademie der Wissenschaften, Wien*, 33, 205, 1858. — 31. W ö h l e r, C. M.: Die organische Substanz im Meteorsteine von Kaba. *Sitzungsber. der math. naturw. Cl. d. Akademie der Wissenschaften in Wien*, 34, 7, 1859.

Über den Meteorit von Kaba

DR. K. SZTRÓKAY—V. TOLNAY—DR. M. FÖLDVÁRI-VOGL,

Die Neuuntersuchung des 1857 zu Kaba gefallenen Meteorits ergab teils die Ergänzung der bisherigen Kenntnisse, teils gewisse Ergebnisse, die bezüglich der Meteoriten im Allgemeinen neu sind.

Der Meteorstein ist ein Olivin-Pyroxen-Chondrit. Olivin ist in Überschuss; sein Fe_2SiO_4 -Gehalt beträgt, aus den Gitterkonstanten berechnet, 17–26%.

Die „organische Substanz“ füllt die feinkörnige Grundmasse unter den Chondren aus und besteht anhand einer infraroten Spektralanalyse aus aliphatischen Kohlenwasserstoffen; sie enthält auch etwas S, weist keine UV-Lumineszenz auf und enthält keine Halogen-Elemente.

Ein neuer mineralischer Gemengteil ist der Spinell, der in Aggregaten mit Enstatit in Knoten von Zentimetergrösse erscheint.

Unter den opaken Mineralien spielt Magnetit die führende Rolle. Er kommt in zwei Generationen vor, eine enthält Ni, die andere besitzt eine „normale“ Zusammensetzung. Eine neue Verbindung ist der Pentlandit, der mit beiden Magnetiten, sowie auch mit Troilit vergesellschaftet auftritt. Gediegenes Eisen kommt nur in kleinen Körnern in einer Menge um 1% vor und stammt offenbar aus dem Magnetit. Die Röntgenanalyse hat sowohl den Magnetit und seinen Ni-Gehalt als auch den Pentlandit nachgewiesen. Die Entmischung von Pentlandit und Troilit ergab orientierte Lamellensysteme.

Diese Untersuchungen bestätigen die Berechtigung der öfters nachgewiesenen aber auch bezweifelten NiO- und Fe_2O_3 -Komponenten der Meteorsteine, und weisen zur gleichen Zeit auch auf die genetische Bedeutung dieser Komponenten hin.

Bei einer Wertung nach Atomprozenten lässt sich im Kreise der kohlenstoffführenden Chondrite eine Korrelation der Gehalte an oxydischem Eisen, sulphidisch gebundenem Eisen und Kohlenstoff nachweisen.

In dieser Reihe offenbart sich ausgeprägt eine Zunahme der Reduktion; auch die innerhalb dieser Reihe sich unterscheidenden kleineren Gruppen lassen sich mit anderweitig z. B. anhand von Kohlenstoff- und Wasserstoffisotopen definierten Gruppen recht gut vereinbaren.

Die Ergebnisse sowie die aus den „gemeinen“ Meteoriten nachgewiesenen Spuren von Kohlenstoff bzw. Kohlenwasserstoffen lassen vermuten, dass in letzteren der Kohlenwasserstoffgehalt allmählich verzehrt wurde, mit einer gleichzeitigen Reduktion der Metalle und Bildung von Legierungen. Die „organischen“ Chondrite stellen gewisse Stufen, eingehemmte Phasen dieses Prozesses dar.

Die Struktureigenschaften und die Auswirkungen der einzelnen Entwicklungsstufen werfen notwendigerweise auch die Frage der Genese auf. Anhand einer neuen Entstehungstheorie ist eine Deutung der unterschiedlichen genetischen Effekte in Zusammenhang mit der Verschiedenheit der Meteoritbahnen angestrebt worden. Es lässt sich dazu noch anführen, dass die Meteoriten eine primitivere („unreifere“) Etappe der Entwicklung darstellen. Dieses Nachhinken in der Entwicklung deutet die (ehemalige) Existenz von kleinen, den Planeten gegenüber vielleicht um Grössenordnungen kleineren Himmelskörpern.

A DIÓSDI GERINCES-FAUNA ÉS A MIOCÉN-PLIOCÉN HATÁR KÉRDÉSE

DR. KRETZOI MIKLÓS*

Összefoglalás: A diósdai homokbánya alsó pannóniai homokfeltárásából gerincesmaradványok kerültek felszínre (hal, *Trionyx*, orrmányos, *Anchitherium*, *Tapirus*, *Aceratherium*), melyek újabb adatokat szolgáltatnak a táblázatban közölt — a *Hipparion*-nemzettség eurázsiai felépésére alapított — rétegtani táv-párhuzamosításhoz.

Budapest közvetlen szomszédságában Diósd község határában a pannóniai képződmények öbölserű kis medencealakulatát félköralakban tektonikus érintkezéssel a Tétényi-fennsík szarmata képződményei határolják.

Ezt a pannóniai kifejlődést elsőnek Szabó J. említi 1873-ban — általánosságban — Budapest földtani viszonyait összefoglaló munkájában [10, 47]. Húsz év múlva Schafarik F. említi innen az első pannóniai feltárást [8, 193]. Csak 1906-ban kerül sor az itteni pannóniai képződmények pontosabb szintezésére, amennyiben Lórenthey I. a községtől DNy-ra fekvő téglagyári agyaggödörök *Congeria partschi* és *Limnocardium* leletei alapján az egész összletet a pannóniai emelet felső részének alsó tagjába, a *Congeria unguilacprae*-s szintbe helyezi [6, 329, 341]. További 25 év múlva, 1931-ben Földvári A. az 1893-ban megadott Schafarik-féle feltárásból kimutatja a *Melanopsis fossilis* Gmelin, *M. f.* var. *rugosa* Handm., *M. sturi* Fuchs és *M. vindobonensis* Fuchs fajokat és ezzel az itteni „fehér színű, laza, túlnyomóan kvarcból álló homok és helyenkint ebből összecementálódott homokkő” alsó pannóniai korát [1, 51]. Ugyanekkor megállapítja, hogy Lórenthey *Congeria partschi*-s lelőhelyeitől délre, „így Györgyligetnél a MÁV sínpár déli oldalán levő homokgödörben, valószínűleg a *Congeria triangularis* Partsch szint rétegei láthatók” [1, 52]. Jó 20 évvel később Vigh Gy. járja be a területet és a községtől NyDNy-ra fekvő Golyóscsapágy-gyár fölött „szarmatai mészkőre települt keskeny, aprószemű kvarckonglomerátumra és homokkőre” bukkant, melyből — Schréter Z. határozása szerint — a *Melanopsis fossilis* L., *M. vindobonensis* Fuchs és *M. impressa* var. *bonelli* Sism. alakokat [9], a diósdai homok feltárásban pedig a szarmata mészkő közelében vetődés mentén települt alsópannóniai, durvaszemű, sárga homokösszletből a *Melanopsis decollata* Stur és *M. fossilis* L. példányait gyűjtötte. Munkáját folytatva — öntödei homokkutatói feladattal — legutóbb Hajós M. foglalkozott a homok feltárásával és ugyanott kutatófúrásokat is mélyesztett [2].

Az eddig lefolytatott feltáró munkák alapján a homokfeltárás szelvényében a pannóniai képződmények a következőképpen tagolhatók:

1. „Tavikréta, kiszáradási nyomokat tartalmazó agyag, majd tarka zsíros agyag” [2, 434], 5—10 m vastagságban. Faunájában Zalai nyi B. a *Paracyprina lobata* Zai.

* A Magyar Földtani Társulat 1955. ápr. 27-i szakülésén elhangzott előadás új adatokkal kibővített anyaga

P. balcanica Z a l., *P. labiata* Z a l. és *Herpetocypris abscissa* (R e u s s) Ostracoda-fajokat találta és felsőpannóniai korúnak határozta.

2. A homokkőösszlet a legalsó 1—2 m-ben meszes homok és homokkő, fölötté „karbonát- és agyagmentes laza, öntődei felhasználásra is alkalmas” homok, vastagsága 22—24 m. Faunája S c h w á b M. és Z a l á n y i B. határozásában: *Congeria* sp., *Melanopsis pygmaea* P a r t s c h (sic!), *M. p.* var. *eulimopsis* B r u s., *M. avellana* F u c h s, *M. scripta* F u c h s, *M. impressa* var. *bonelli* S i s m., *M. sp.*, *Hydrobia* sp., *Valvata* sp., *Cyprideis torosa* (J o n e s), *C. sp.*, *Cythereis* sp., halfogak. — Alsópannóniai.

3. „Világosszürke agyag-, agyagmárga” [2, 431], vastagsága ismeretlen. Faunája M a j z o n I. [2, 431] és Z a l á n y i B. [11, 511] határozásában: *Elphidium aculeatum* d' O r b., *E. striatopunctatum* F. M., *E. sp.*, *Anomalina* sp., *Triloculina* sp., *Quinqueloculina* sp., *Spirorbis* sp. kopott és bemosott töredékei, *Amplocypris marginata* Z a l., *A. globosa* Z a l., *A. sinuosa* Z a l., *A. villosa* Z a l., *A. subacuta* Z a l., *A. tenuis* Z a l., *Candona* sp., *Herpetocypris* aff. *abscissa* (R e u s s), *Cythereis* sp. Korát Z a l á n y i felsőszarmatának [2, 432; 11, 511] tartja, míg H a j ó s M. a települési viszonyok alapján inkább a pannóniai aljára helyezi [2, 432].

A gerinces-fauna

A diósi homokrétegek — gerinctelen faunája alapján kétségtelenül alsópannóniai korú — öntődei homok-összletéből az elmúlt 8—10 év alatt folyamatosan kerültek felszínre ősgerinces-maradványok, melyek — néhány darab kivételével — H a l á s z Á., dr. B o d n á r K., P a n t ó Gy. és H u n y a d i L. ajándékai, ill. H a j ó s M. gyűjtése révén, legújabbán pedig V a d á s z E. akadémikus szíveségéből az E.L.T.E. Földtani tanszéke gyűjtéseként a Magyar Állami Földtani Intézet gyűjteményébe jutottak.

Bár további leletek révén a megismert fauna lényeges kiegészítésére számíthatunk, a gerinctelen faunával rögzített korú lelet kivételes rétegtani jelentősége miatt hasznosnak tartjuk annak ismertetését a gyűjtések várható befejezése előtt is. A fauna jelentőségét e tekintetben a benne képviselt fajok kis száma sem csökkentheti.

Az eddig előkerült gerinces-maradványok a következő fajok közt oszlanak meg:

1. *Piscis* indet. — Dentale- és maxilla-töredék, melyek egy közelebből nem meghatározott nagyobb ragadozó haltól származnak.

2. *Trionyx* sp. indet. — A carapax bal felének összefüggő 1—6. costális lemeze és egy jobboldali costális lemez, valamint a baloldali pubis. — A lelet fajra való meghatározását gyakorlatilag reménytelené teszi az a tény, hogy az eddig leírt közel 50 *Trionyx*-faj közül alig egy tucatot ismerünk jól; legnagyobb részüket a legkülönbözőbb, önmagukban is hiányos váztöredékre alapították, melyek csak abban az esetben hasonlíthatók össze a meghatározandó alakokkal, ha véletlenül mindkettőből ugyanaz a vázrész maradt meg, ez pedig ritka eset. Így a Kárpátmedencéből 4 pannóniai korú *Trionyx*-alakot ismerünk, ebből kettő önálló fajt képvisel. Viszont mindkettőből csak a felkarcsontot ismerjük, miközben leletünk hátpáncél-darabokból és egy medencecsontból áll!

3. *Proboscidea* indet. — Egy felkarcsont erősen görgetett trochleája méretei és durva csontszöveve révén kétségtelenül orrmányost képvisel, további határozásra azonban teljesen alkalmatlan. Egyedül orrmányosok közt kis méretei engednek arra következtetni, hogy nem Deinotheriidával, hanem inkább egy Mastodon-fajjal van itt dolgunk.

4. *Anchitherium avelanense* (C u v i e r). — Jobboldali harmadik metacarpale, mindkét végén sérült és baloldali harmadik metatarsale, proximális vége, kívül sérült. A spanyolországi és bécskörnyéki pannonból kimutatott — korábban kizárólagosan miocénnek tartott — faj második magyarországi előfordulása (a Kárpátmedencéből ezenkívül még két helyről ismerjük: Dévényújfaluról és Felménésről) önmagában is

fontos faunisztikai adat, jelentőségét azonban még sokszorozza az a tény, hogy puhatestűekkel színtezett olyan faunában lép fel, melyből a magyarországi pannóniai nagyemlős-maradványok abszolút többségét adó *Hipparion* hiányzik! Erre a kérdésre azonban még vissza kell térnünk.

5. *Tapirus priscus* K a u p. — Baloldali állkapocs-töredék az M_2 — M_3 fogakkal (az M_2 elől sérült); jobboldali ulna proximális vége; baloldali tibia, proximális végén sérült; erősen görgetett középső metatarsale, distális vége hiányzik. A vizsgált maradványok méretre és alakra jól egyeznek az epellsheimi *Hipparion*-faunából ismert nagytermetű tapirfajjal, melyet felsőpannóniai faunáinkból is ismerünk (Tataros).

6. *Aceratherium incisivum* K a u p. — Jobboldali M_2 ; Mandibulapár: bal mandibula mindkét ág symphysis-részével, a P_3 — M_3 fogakkal, P_2 gyökereivel és I_2 alveolusával, a felszálló ág nyúlványai nélkül, jobboldali mandibula-töredék a P_4 — M_2 -vel, I_2 , P_3 és M_3 gyökereivel; nyakcsigolya töredéke; jobboldali scapula proximális része; sérült jobboldali humerus; baloldali humerus diaphysis-darabja; baloldali ulna, olecranon vége és distális hegye hiányzik; jobboldali femur, végei hiányzanak; baloldali tibia, proximális epiphysise sérült; jobboldali tibia, diaphysise sérült.

Tafonómiai viszonyok

Mielőtt a fentiekben röviden ismertetett kis fauna ökológiai és sztratigráfiai viszonyait ismertetnénk, röviden foglalkoznunk kell a lelet tafonómiai viszonyaival is; ugyanezért azonban azt sem szabad elfelejtenünk, hogy bizonyos tekintetben a fordított tárgyalási sorrend volna a helyesebb, miután a tafonómiai kép részben az ökológiai adottságok függvénye.

Míndezeket figyelembe véve a maradvány-anyag idevágó adatszolgáltatását a következőkben foglalhatjuk össze:

1. Nagyfokú görgetettséget alig egy-két csont mutat, kisebb-nagyobb görgetettség nyomait azonban az emlőscsontok nagyobb részén észlelhetünk. Ezzel szemben nyomait sem mutatják a görgetettségnek, a lágyrészek elpusztulása utáni mozgatsnak a hal- és a teknős-maradványok.

2. Az alig, vagy csak kis mértékben görgetett emlőscsontok felszínét kivétel nélkül — ha nem is egyenletes sűrűségben — behálózzák a mm-szélességű, sűrű árokhálózatok, melyek mind egy-egy centrumból ágaznak ki dendritszerűen, illetve még inkább a szujáratokhoz hasonlóan. Ez azt mutatja, hogy e csontok hosszabb ideig feküdtek beágyazatlanul a nedves parton, ahol *Lithoglyphus*-szerű, a csont felületét feloldó és abba árokszerű meneteket vájó csigák tevékenységének lehetnek kitéve. Ilyen járatoknak nyomát sem mutatják a hal-, vagy teknőscsontok, jeléül annak, hogy ezek elpusztulva nem a parton heverték, hanem beágyazódva, sem nem koptak el, sem a szerves anyagok miatt a csontokat oldó és roncsoló puhatestűeknek nem voltak kitéve.

3. A lelet valamennyi csontja azt mutatja, hogy mind a 6 faj csak egy-egy állattal szerepelt az anyagban. Ha meggondoljuk, hogy a nem terszerű gyűjtés, hanem alkalmazás-szolgálat mellett az üledékben megmaradt csontok milyen kis része kerül a gyűjteményekbe — és mennyi pusztul el — akkor nyugodtan feltételezhetjük, hogy a lelőhelyen gyakorlatilag a hullák valamennyi csontja nagyjából kis területen együtt volt a betemetődéskor. Ez viszont kisebb-nagyobb mértékben görgetett csontok esetében csak egy módon lehetséges: ha a görgetés nem folyóvízi szállítás, hanem állóvízi hullámozás okozta mozgats következménye. Kizárólag ilyen mozgats mellett maradhat a hullacsontjainak nagy része aránylag igen kis területen együtt.*

* E megállapítással teljes összhangban a faunát bezáró réteg homokjának vizsgálata erősen görgetett, tengeri homokot ír le innen [2,437—438].

Míndezekből nagy valószínűséggel arra következtethetünk, hogy — a *Proboscidea*-csonttöredéket itt számításon kívül hagyva — egy hal és egy *Trionyx* gyorsan beágyazódott hullája mellett egy-egy tapir, *Anchitherium* és *Aceratherium* partra vetett, ott feloszlott hullájának egyes csontokra széthullott vázemeit a partok felé irányuló hullámok játéka koptatta és a nedves parton a csontfelületet megtámadó puhatestűek pusztították, míg be nem ágyazódtak.

Ökológiai viszonyok

A kis fauna 6 fajából kettő vízi — pontosabban az egyik látszik nyíltvizinek, míg a másik, a *Trionyx*, lápi, a tapir mocsárerdei, a többi pedig aligha állott messze ettől a tájtípustól, legfeljebb szárazabb erdőkezelő lehetett.

Az erdei, sőt mocsárerdei jelleg ilyen mértékű jelentkezése pannóniai faunáknál nem ritka: a diósi fauna minden egyes eleme megvan Tataroson, azzal a különbséggel, hogy ott nem az *Anchitherium*, hanem a *Hipparion* képviseli a lovakat [4]. De nem áll tőle messze a soproni Bohr-féle homokbánya kis faunája, vagy a Bécsi-medence egyik-másik faunája sem, nem beszélve az eppelsheimi szintén erdei jellegű *Hipparion*-faunáról.

A fauna földtani kora

A pannóniai képződmények klasszikus példája a tengeri és szárazföldi kronológiai rendszerek és szemléletek találkozásának és tegyük hozzá: ütközésének. Ebben az időszakban már nem egyeduralgó a tengeri sztratigráfia, mert összefüggő párhuzamosítási láncra számos kis helyi sztratigráfiai rendszerre esett szét, anélkül, hogy ezek összekapcsolására remény lehetne. Ugyanekkor azonban a szárazföldi rétegtan még nem készült fel arra tudatosan, hogy a reávaró szerepet céltudatosan át is vegye. Ennek a kétoldali bizonytalanságnak az eredménye a miopliocén rétegtani határ és a pliocén egész kronológiai rendszerének kiegyensúlyozatlansága.

Fentieket előrebocsátva, kíséreljük meg az egyetlen járható utat követve, a puhatestűekre alapított klasszikus helyi rétegtan tényeinek a gerincesekre alapított távpárhuzamosítás adataival való egyeztetését.

A diósi öntődei-homok komplexum rétegtani helye a malakológiai tagolás rendszerében jellemző alsópannóniai *Melanopsis*-fajai alapján az alsópannón mélyebb részébe, vagy a P a p p A. révén ismertté vált Bécsi-medencebeli szintezés B szintjébe, illetve az ebből a C szintbe vezető átmenetbe sorolható. Ennek alapján gerinces-faunája valamennyi *Hipparion*-faunánál idősebb a pannóniai emeletbe sorolt képződmények (Bécsi- és Kárpáti-medence) területén.

Ezt a puhatestűekre alapított helyi szintezést teljes mértékben alátámasztják a gerinces-öslénytani adatok. Míg ugyanis a diósi faunában a Magyarországon oly ritka *Anchitherium* lép fel, miközben az e területen a Diósdnál fiatalabb pannóniai képződményekben uralkodó fajként tömegesen előforduló *Hipparion* itt hiányzik — akárcsak a vele egykorú soproni Bohr-féle homokbányában — addig a pannóniai sztratigráfiai rendszerbe sorolt legidősebb *Hipparion*-faunáink, mint Csákvár, Gaiselberg, Lassnitzhöhe a *Congeria partschi-ungulacprae*-s szintbe, P a p p A. pannon D-jébe sorakoznak és ezeknél idősebb pannóniai képződményből *Hipparion*-leletet nem ismerünk. Itt meg kell még jegyezni, hogy Lassnitzhöhe és Gaiselberg *Hipparion*-faunájából még nem hiányzik az *Anchitherium* sem.

Míndezekből tehát az következik, hogy a Kárpát-medence—Bécsi-medence alsópannónjából *Hipparion*-maradványokat nem ismerünk, ezek mindíg csak a *Congeria partschi*, *C. unguilacprae* és még magasabb pannóniai szintekből kerülnek elő. Hozzá

kell még ehhez tennünk — bár tulajdonképpen a távpárhuzamosítás szem pontjából van döntő szerepe — hogy az említett legidősebb Kárpát-medencebeli és Bécsi-medencebeli *Hipparion*-ok fejlettségi foka valamennyi ismert óvilági *Hipparion*-lelet közt a legősibb képet mutatja, bár még így is meghaladja az északamerikai alsópliocén (clarendonian) alakokét és az ottani középső pliocén (hemphilli emelet) alakjaival hasonlítható csak össze.

Párhuzamosítás

Az előző fejezet bevezető mondataira visszatérve, megállapíthatjuk, hogy a legfelső miocén és alsó pliocén párhuzamosítása, illetve elhatárolása területén evről-évre nagyobb zűrzavar alakul ki. Elég lesz itt arra hivatkoznunk, hogy míg Észak-Amerikában a pliocén alsó határát egy minden óvilági fajnál jóval kezdetlegesebb *Hipparion*-társaság fellépése mutatja, az óvilági primitív *Hipparion*-alakoknak fejlődési fok tekintetében megfelelő fajok a középsőpliocénben jelennek meg Észak-Amerikában, addig a kelet-európai sztratiigráfia — francia példából kiindulva — a *Hipparion*-nemzettség európai megjelenését a szarmata emelet közepére (Szevasztopol), vagy legkésőbb annak felső részébe helyezi. Miután pedig ezek Amerikából történt bevándorlását ma már senki sem vonja kétségbe, a *Hipparion*-bevándorlásnak két emeletnyi idővel előbb kellett Európába megérkeznie, semmint Észak-Amerikából elindulni!

Ennek a zűrzavarnak természetesen egész földtani megismerésünkre és földtani térképeinkre kiható káros következményei vannak; nem kell itt egyébre utalnunk, mint arra, hogy a mio-pliocén határ körüli véleményeltérés eredményeképpen több millió km² terület szerepel a földtani térképeken egyik felfogás szerint a miocénben, a másik alapján a pliocénben. Emellett már kis telfogásbeli eltérésnek számít az a Nyugat-Európa és Észak-Amerika geológusai közt fenálló véleményeltérés, melynek eredményeképpen az egyik az egész pennóniai összletet (pontusi néven) a miocénben sorolja, míg a másik mindentől a pliocénbe helyezi.

Nem céloz itt a határvonás különböző eshetőségeit mérlegelni, vagy vitatni. Egyedüli feladatomban a diósi fauna vizsgálata kapcsán felmerült párhuzamosítási lehetőséget — és szükségyszerűséget — felvetni. Bárhogy is döntünk ugyanis az egyes emeletek és korszakok elhatárolásáról, először az egymásnak pontosan megfelelő néhány megállapítható időpontot kell rögzítenünk.

A kevés ilyen pont egyikéhez kétségkívül a *Hipparion*-nemzettség Észak-Amerikából Ázsián át Európába irányult terjeszkedése volt. E terjeszkedés időpontjának megállapítására két adatunk van. Az egyik a *Hipparion*-fogazat oszlop-magasságának fokozatos emelkedése, melynek alapján a legkezdetlegesebb eurázsiai *Hipparion*-leletek az észak-amerikai alsó- és középsőpliocén határán fellépett alakok fejlettségi fokának felelnek meg. Az átterjedésnek tehát e körül az időpont körül kellett végbemennie. A másik adat pedig az a megfigyelés, hogy míg a *Hipparion*-t kísérő kevés északamerikai bevándorló ezzel egy időben lép fel először Európában-Ázsiában, addig az észak-amerikai *Hipparion*-faunákat gazdagító néhány európai-ázsiai bevándorló is ez után az időpont után bukkan csak fel Észak-Amerikában, igazolva ennek faunacserélődési kronológiai jelentőségét.

Ha a *Hipparion*-nemzettség eurázsiai felbukkanását és egyszeriben domináns faunaelemmé való előtörését vesszük párhuzamosítási kiinduló időpontnak, akkor a mellékelt táblázatban összefoglalt egyidejűségek megállapításához jutunk el (1. táblázat a 213. lapon).

A táblázatból láthatjuk, hogy a miocén-pliocén határ tekintetében még az elvileg egy vonalon haladók közt is milyen tetemes eltérés volt, azokról nem is beszélve, akik még abban sem tudtak megegyezni, hogy a — nem is mindig azonos tartalommal —

A Hipparion első feltételez. Fuzziásán. — Erstauftreten von Hipparion in Asien-Europa

Miocénico		Pliocénico				Pleist.	Spanien	
Tortoniese	Sarmatiense	Vallesiense	Piker-miense	Plaisanciense	Astiense	Villafranchiense		
Miocène			Pliocène		Pleist.	Frankreich		
Tortonien		Pontien	Plaisancien	Astien	Villafranchien			
Miocaen			Pliocaen		Pleistocaen	Schweiz		
Tortonien		Pontien	Unter-(Plaisantien)	Ober-(Astien)				
Miocene		Pliocene			Pleist.	Italien		
Tortoniano		Messiniano	Piacensiano	Astiano	Villafranchiano			
Miozän	Pliozän				Plist.	Wiener Becken		
Torton	Sarmat	Pannon		Oberplioz. (Levantin)	Alt. plist.			
	A	B	C	D	E	F	G	H
Miocén	Pliocén				Pleist.	Kárpáthos Becken		
Tortonaimelet	Pannoniaimelet			?Piacenzai emelet	Aszti emelet		Villányimelet	
	Alsó (Unter-)	Felső (Ober-)						
Miocén			Pliocén				Südpst.-Europa	
Chokrak-Karagan	Sarmatskij jarus		Meotitscheskij jarus	Pontitscheskij jarus	Kimmerijskij jarus	Kuyalnikskij jarus		Akscha-gylskij jarus
Konka-Schichten	Bessarabskij podj.	Chersonskij podj.						
Miocene			Pliocene				Indien	
Kamlial		Chinji	Nagri	Dhok-Pathan	Tatrot	Pinjor		
Miocene		Pliocene			Pleist.	Ost-Asien		
Upper		Lower (Pontian)		Upper	Sannemian			
Miocene	Pliocene				Pleist.	Nordamerika		
Barstowian	Clarendonian	Hemphillian		Blancan				
Miozäne	Pliozän				Pleist.	Vorschlag 1. Altern. 2. Altern.		
Torton (Ober-)	Unter-	Mittel-		Ober-	Ältest.			
Miozän	Pliozän				Pleist.			
Obermiozän		Unterpliozän		Oberpliozän			Ältest.	
Unteres	Oberes	Unteres	Oberes					

A pliocén képviselőinek korrelációjának vizsgálata — Entwurf zur Korrelation der Pliozen-Abteilungen

azonos névvel használt emeleteket melyik korszakba sorolják be. Ez azonban már egészen más kérdés — mondhatnám másodrendű a kérdések tisztázása szempontjából — főleg azonban nem annyira megismerés, mint inkább megegyezés dolga. Mint ilyen, a nagy kongresszusok vagy ha ez lehetetlen, úgy a kialakuló többségi gyakorlat döntésére tartozik.

IRODALOM — SCHRIFTTUM

1. Földvári, A.: Pannóniai mozgások a Budai-hegységben és a felsőpannon tó partvonala Budapest környékén. Pontische Bewegungen im Budaer-Gebirge und Strandlinie des oberpannonischen Sees bei Budapest. Földt. Közl. 61. 1931. — 2. Sz. Hajós, M.: Öntókei homokkutatás Diósd környékén. Recherche de sable de fondrière dans les environs de Diósd. M. All. Földt. Int. Évi Jel. 1953. Pt. 2. 1955. — 3. Kretzoi, M.: Die Raubtiere von Gombaszög nebst einer Übersicht der Gesamtfauuna. (Ein Beitrag zur Stratigraphie des Altquartärs). Ann. Mus. Nat. Hungar. Pars Min. etc. 31. 1938. — 4. Kretzoi, M.: Die Raubtiere der Hipparion-Fauna von Polgárdi. Ann. Inst. Geol. Hungar. 40. 1952. — 5. Kretzoi, M.: Életföldtani vizsgálatok módszertani jelentősége és eddigi eredményei (Bedeutung und Ergebnisse biostratigraphischer Untersuchungen.) MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl. 23. 1959. — 6. Lörenthey, I.: Budapest pannóniai- és levantei-korú rétegei és ezek faunája. Math. és Term. Tud. Ért. 24. 1906. — 7. Papp, A.: Das Pannon des Wiener Beckens. Mitt. Geol. Ges. Wien. 39—41. 1951. — 8. Schafarzik, F.: Budapest székesőváros legújabb geológiai térképezéséről. Math. és Termtud. Ért. 39. 1921. — 9. Schréter, Z. in: Budapest-természeti képe. 1. 1958. — 10. Szabó, J.: Budapest és környéke geológiai tekintetben. 1873. — 11. Zalányi, B.: Kagylósrák (*Ostracoda*) faunák rétegtani értékelése. Évaluation stratigraphique des faunes d'Ostracodes. M. All. Földt. Int. Évi Jel. 1953. 2. 1955.

Die Wirbeltierfauna von Diósd und die Frage der Miozän-Pliozän-Grenze

VON DR. M. KRETZOI

Das Becken von Diósd liegt an der SW-Grenze des Stadtgebietes von Budapest. Es wird von pannonischen Ablagerungen aufgebaut, die halbkreisförmig von sarmatischen Bildungen umgeben werden, an die sie tektonisch diskordant angrenzen.

Die pannonischen Ablagerungen dieses Beckens sind seit 1873 durch J. Szabó [10, 47], F. Schafarzik [8, 193], I. Lörenthey [6, 329, 341], A. Földvári [1, 51—52], Gy. Vigh, Z. Schréter [9, 98], M. Sz. Hajós [2, 431—434] und B. Zalányi [11, 511] erörtert.

Aus diesen Arbeiten erfahren wir, dass die pannonischen Ablagerungen des Diósd Beckens aus folgenden Bildungen aufgebaut werden:

Zuunterst liegt ein hellgrauer Ton und Tonmergel von unbekannter Mächtigkeit, der das Sarmat wohl auch im Untergrund diskordant überlagert. Das Alter dieser Ablagerung wird von B. Zalányi auf Grund der Ostracoden-Fauna für Obersarmat angesehen, während sie M. Sz. Hajós auf Grund der allgemeinen Lagerungsverhältnisse schon ins Unterpannon stellt.

In der Mitte der Schichtenserie liegt eine 22—24 m mächtige Folge karbonat- und tonfreier, nicht gebundener Sandlagen, die auch als Schweissand Anwendung finden können. Diese Schichtenfolge führt eine Fauna, die (s. S. 209 des ungar. Textes) für ein unterpannonisches Alter spricht.

Zuoberst liegen 5—10 m Seekreide, Ton mit Austrocknungserscheinungen und bunter fetter Ton. Aus dieser Tonserie bestimmte B. Zalányi Ostracoden-Arten (s. S. 208—209 im ungar. Text), die für ein oberpannonisches Alter sprechen.

Aus dem für unterpannonisch bestimmten Schweissand der Sandgrube von Diósd kamen in den letzten 8—10 Jahren auch Wirbeltierreste zum Vorschein, die in nachfolgenden erörtert werden sollen.

Die Wirbeltier-Fauna

Das hier berücksichtigte Material kam — ausser wenigen Stücken, denen nicht nachgegangen werden konnte — z. T. als Geschenk der Herren Á. Halász, I. Bodnár, L. Hunyadi, z. T. aber durch die Aufsammlung von Frau M. Sz. Hajós, bzw. durch das liebenswürdige Entgegenkommen von Akademiker E. Vadász als Aufsammlung des Lehrstuhles für Geologie der Universität Loránd Eötvös zu Budapest in die Sammlung der Ungarischen Geologischen Anstalt.

Obwohl unsere Kenntnisse über die Fauna durch zukünftige Funde wesentlich erweitert werden können, gerechtfertigt die ausserordentliche stratigraphisch-chronologische Wichtigkeit des Fundes eine Veröffentlichung noch bevor die Aufsammlung des Fundmaterials als abgeschlossen betrachtet werden müsste.

Das bereits bekannte Fundgut verteilt sich auf folgende Formen:

1. *Piscis* indet. — Dentale- und Maxilla-Fragmente eines nicht näher bestimmten grossen Raub-Teleostiers.

2. *Trionyx* sp. indet. — Erste bis sechste Costalplatte der linken Seite eines Carapax und eine rechte Costalplatte, sowie das linke Pubis. — Eine spezifische Bestimmung der vorhandenen Form wird durch den Umstand, dass von den etwa 50 bereits beschriebenen *Trionyx*-Arten kaum ein Dutzend ausreichend definiert werden kann; die Mehrzahl wurde auf verschiedenste Skeletteile basiert, die auch für sich selbst ziemlich mangelhaft belegt waren, deshalb nur in dem Fall mit einer anderen Art verglichen werden konnten, wenn zufälligerweise beide durch dasselbe Skeletelement belegt waren, was immer ein Zufall war. So kennen wir z. B. aus dem Karpaten-Becken nicht weniger als 4 pannonische *Trionyx*-Formen, von denen zwei selbständige Arten vertreten. Doch sind diese ausnahmslos auf Humer, gegründet — Costalia oder Beckenknochen sind von ihnen überhaupt nicht bekannt. Dementsprechend sind sie auch nicht mit unserer Form zu vergleichen.

3. *Proboscidea* ind. — Die stark abgerollte Trochlea eines Humerus vertritt eine Proboscider-Form, die höchstens auf Grund der kleinen Abmessungen eher ein Mastodonte sein kann als ein Deinotheriide.

4. *Anchitherium aurelianense* (Cuvier). — Das an beiden Enden etwas beschädigte rechteitige dritte Metacarpale und das proximal beschädigte dritte linksseitige Metatarsale. — Das früher für ausschliesslich miozän angesprochene, doch aus spanischem und österreichischem Pannon ebenfalls nachgewiesene *Anchitherium* war aus Ungarn bisher nur aus einer Fundstelle bekannt (zwei weitere Fundstellen liegen im ausserhalb des Staatsgebietes befindlichen Teil des Karpatenbeckens). Das Vorkommen der Art im unteren Pannon ist in diesem Fall von besonderer Tragweite, indem sie in Begleitung einer Fauna auftritt, der — ebenso wie sämtlichen unterpannonischen Aufschlüssen — *Hipparion* vollkommen fehlt, während diese Gattung auch zahlenmässig dominant unter sämtlichen jünger als unterpannonischen Faunen auftritt.

5. *Tapirus priscus* K a u p. — Unterkieferfragment der rechten Seite mit M_2 — M_3 (M_2 vorne beschädigt), proximales Bruchstück einer Ulna, linke Tibia, proximal beschädigt und stark abgerolltes mittleres Metatarsale, Distale fehlt. — Das untersuchte Material stimmt mit der grossen Tapirform der *Hipparion*-Fauna von Eppelsheim, die auch im oberen Pannon des Karpatenbeckens vorkam (Tataros), überein.

6. *Aceratherium incisivum* K a u p. — Rechtes M^2 , bezahntes Unterkieferpaar, an mehreren Stellen beschädigt, Fragment eines Cervikalwirbels, Proximalteil der rechten Scapula, beschädigter rechter Humerus, Diaphyse des linken Humerus, beschädigte Ulna der rechten Seite, beschädigtes Femur, rechte und linke Tibia, beide beschädigt.

Alle 6 Arten scheinen bloss durch Überreste je eines Exemplares vertreten zu sein.

Taphonomische Verhältnisse

Zur taphonomischen Beurteilung des Fundes müssen folgende Beobachtungen in Betracht gezogen werden:

1. Starke Abrollung zeigen bloss 1—2 Knochenreste, die Mehrzahl weist nur Spuren mässiger Abrollung auf. Dagegen sind nicht die geringsten Spuren einer Abrollung an den Knochen des Fisches und der *Trionyx* wahrzunehmen.

2. Die Oberfläche der nur mässig abgerollten Knochen ist durch ein Geflecht netzartig verzweigter — im Durchschnitt 1 mm weiter — Furchen bedeckt. Das spricht entschieden dafür, dass diese Knochen längere Zeit frei am nassen Ufer herumlagen, wo sie der Frassfähigkeit der Lithoglyphen ausgesetzt waren, die in die Knochenoberfläche verzweigte Gänge einätzten. Dabei ist es natürlich, dass die Spuren einer solchen Frassfähigkeit an den Knochen der Fisch- und Sumpfschildkröten-Knochen, die nach dem Verenden wohl sofort in den Schlamm eingebettet wurden, nicht zustande kommen konnten.

3. Wie oben bereits erwähnt, scheinen sämtliche Knochen einer Art der Fauna einem einzigen Tier angehört zu haben. Der Umstand, dass vier Tiere durch mehrere Knochen vertreten sind, beweist, dass es sich hier um, trotz Auseinanderfallen, an einem eng umgrenzten Raum dicht nebeneinander eingebettete Skelete handelt, deren Knochen

nur in einem Fall auch Abrollung aufweisen können: wenn sie nicht durch fließendes Wasser verfrachtet, sondern durch den ab- und auflrollenden Wellenspiel praktisch an Ort und Stelle abgerollt worden sind. Allein so können die meisten Knochen eines Skelettes abgerollt und doch nahe aneinander eingebettet werden.

Ökologische Verhältnisse

Zwei Arten der kleinen Fauna waren Wasserbewohner (Fisch und *Trionyx*), eine, namentlich der Tapir beweist einen Sumpfwaldstandort, welches Biotop auch den übrigen Arten nicht fremd war, höchstens bevorzugten diese einen mehr trockenen Wald.

Der Wald- bzw. Sumpfwald-Charakter der besprochenen kleinen Fauna verweist auf Verhältnisse, die für *Hipparion*-Faunen nicht selten sind: weitgehende Übereinstimmung besteht zwischen unserer Fauna und derjenigen von Tataros [4, 29], mit dem wesentlichen Unterschied, dass diese jungpannonische Fauna statt *Anchitherium* eine *Hipparion*-Art führt. Weitere Faunen gleicher Standortbedingungen waren noch u. a. die ebenfalls unterpannonische Fauna der Sandgrube Bohr in Sopron (ebenfalls ohne *Hipparion*!), einige *Hipparion*-Faunen des Wiener Beckens (z. T. auch *Anchitherium* neben *Hipparion*), oder ganz besonders die *Hipparion*-Fauna von Eppelsheim mit ausgeprägtem Waldcharakter.

Geologisches Alter der Fauna

Die Einstufung des Schweissand-Komplexes von Diósd kann ins stratigraphische System der im Pannonischen- und Wiener Becken gebrauchten Einteilung des Pannon durch ihre Molluskenfauna, speziell durch die *Melanopsis*-Arten derselben als sichergestellt betrachtet werden. Demnach ist dieses Komplex ins Unterpannon, bzw. zwischen Horizonte B/C der Pannon-Stratigraphie von A. P a p p [7. 152] eingestuft werden. Demnach ist ihre Wirbeltier-Fauna älter als sämtliche bekannte *Hipparion*-Faunen des Karpaten-Beckens, bzw. des Wiener Beckens, die hier im Horizont der *Congeria partschi* —, bzw. der *C. unguilacprae*, dort im entsprechenden Horizont D der obenerwähnten P a p p'schen Chronologie zuerst auftreten (Csákvár, Gaiselberg, Lassnitzhöhe).

Fernkorrelation

Aus der Tatsache, dass einerseits im Unterpannon des Pannonischen Beckens *Hipparion* noch fehlt und erst im mittleren Pannon erscheint, andererseits, dass diese ersten *Hipparion*-Populationen des Pannonischen und Wiener Beckens zugleich die phyletisch primitivsten unter allen altweltlichen bekannten Formen darstellen, geht es zwangsläufig hervor, dass:

1. sämtliche altweltlichen *Hipparion*-Faunen — gleich wohin sie bisher eingestuft worden sind (Mittel- und Obersarmat, Mäot, usw.) — nicht älter sein können, als das Mittelpannon (*Congeria partschi* und *C. unguilacprae*-Horizonte), bzw. Pannon D der P a p p'schen Stratigraphie.

2. die Unterkante dieses Mittelpannon, bzw. Pannon D mit der Unterkante des mittleren Pliozän der nordamerikanischen Stratigraphie (also des Hemphillian) zusammenfallen muss, da unsere primitivsten *Hipparion*-Formen über den phyletischen Entwicklungsgrad der clarendonischen (unterpliozänen) *Hipparionen* Nordamerikas hinweggekommen sind.

Die Korrelations-Tabelle soll einen Vergleich der terrestrischen Stratigraphie der wichtigsten *Hipparion*-führenden Gebiete darstellen, wobei das Erscheinen der Gattung *Hipparion* auf dem Boden Asiens und Europas zur Grundlage einer Synchronisierung angenommen wird (s. S. 212 im ung. Text).

Was aber bei diesem Korrelations-Versuch nachdrücklich betont werden muss, ist der Umstand, dass dabei das Gewicht auf die Korrelation selbst gelegt wurde; alles, was sich daraus für die stratigraphische Nomenklatur ereignen würde, ist letzten Endes eine Frage der Konvention, die durch Vereinbarung festgelegt werden kann — und soll, da eine weiter sich erhaltende Meinungsverschiedenheit eine Unsicherheit in der stratigraphischen Beurteilung von mehreren Millionen Quadratkilometern der Erdoberfläche auch für die Zukunft aufrecht erhalten würde!

KONKRÉCIÓKBÓL KIINDULÓ SUGÁRIRÁNYÚ REPEDÉSEK A BORSODI AGGLOMERÁTUMOS ANDEZITTUFÁBAN

RADÓCZ GYULA ÉS VÖRÖS ISTVÁN

Összefoglalás: A borsodi barnaköszénmedence Sajókaza-felsőnyárádi területén a szarmata agglomerátumos andezittufában limonitkonkrécióktól kiinduló sugárirányú repedéseket figyelhetünk meg. A konkréciók belsejében gyakran találmi összeszáradt agyagmagokat, ezeket DT-elemzéssel illit-montmorillonitnak határoztuk meg.

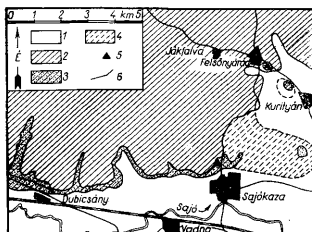
A vulkáni működés során a mélyebb szintekről agyagtörmelék került a kirepülő piroklasztikumba. A dehidrált és piroklasztikummal szárazföldre lehulló agyag a gyors törmelékiszórást folytán a felszínen nem tudott újra vizet felvenni. Később, a talajvízszint alatt, a már megszilárdult kőzet hajszálrepedésein vizet felvéve megduzzadt, s térfegyének megfelelően sugárirányokban megrepszttette a kőzetet. A repedések mentén később leiszivárgó vasas oldatok az agyagrogókat koncentrikus héjas bevonatként ellimonitcsittolták

Földtani leírás

A sajátos közszerkezeti jelenséget a borsodi barnaköszénmedence Sajókaza és Felsőnyárad közötti területén figyeltük meg az un. „andezittufa—agglomerátum”, ill. agglomerátumos andezittufa felszíni feltárásaiban (1. ábra).

Az agglomerátumos vulkanitban a fedő anyagának teljes lepusztulásával (Felsőnyáradnál, valamint Sajókaza és Dubicsány között) több természetes feltárás keletkezett. Ezek közül a konkréciós jelenségek szempontjából legjobbakat térkép-vázlatunkon is megjelöltük.

A kőfejtőkben első pillantásra szembevetűnek a limonitkonkrécióktól sugárirányban szétfutó repedések (3. ábra). A konkréciók közös vonása a koncentrikus, sávós felépítés, az egyes limonitcsíkok sötétebbek-világosabbak. Egy-egy nagyobb (20—30 cm-es) konkréció belül több kisebb darabból áll. Belsejük gyakran üregek, az üregben összeszáradt és széttöredezett szürke, zöldesszürke, sárgásszürke, agyagos, néha kissé homokos (csillámos) anyag van (4. ábra). Néha az üregt részben, vagy teljesen kalcit tölti ki. A kalcit vékony lemeztöredékek formájában is megtalálható. A konkréciók számos esetben tömörek, de ilyenkor is el lehet különíteni a



1. ábra. Az agglomerátumos andezittufa elterjedési vázlata a konkréciók területén. Jelmagyarázat: 1. Az ősszelt fektüterelete, 2. Felszín alatti elterjedése, 3. Felszíni elterjedése, 4. Az agglomerátumos andezittufa feltételezett felszínalatti elterjedése, 5. A vizsgált feltárások, 6. Műút

Рис 1. Схематическое распространение аггломератных андезитовых туфов на территории конкrecий. Объяснение: 1. Подстилающие слои свиты, 2. Распространение свиты под поверхность, 3. Распространение свиты на поверхность, 4. Предположительное распространение аггломератных андезитовых туфов на поверхности, 5. Изученные обнажения, 6. Шоссе

* Előadták a Magyar Földtani Társulat 1961. január 4-i szűkülésén.

külső, koncentrikusan sávós, erősen limonitos résztől a belső, egyszínű (sárga, szürkés-sárga vagy zöldesszürke) tömör maganyagot. A konkréciók mérete mogorónyitól 30—40 cm-ig változik. A felsőnyáradi kőfejtőben a nagyobb típusok gyakoriak. Egy-egy konkrécióhoz 3—5, 20—25 sugárirányú repedés tartozhat, melyek hossza 0,1—3,0 m között változik. A leggyakoribbak 1 m alattiak. A repedések hosszát a repesztörő és a mellékközet ellenállásán kívül sok esetben a szomszédos konkréciók korábbi kisugárzásai is korlátozzák akként, hogy a későbbi repedések az előzőik elérkezve megszűnnek.

Kor	rétegvast. m		Szélesség m	A rétegek rövid megnevezése
	szélső érték	átl.		
Pleisztocén	0-15	10		Kavics, kavicsos agyag, homokos agyag (szárazföldi, folyóvízi)
				Homokos agyag, agyagos homok és homok (bellavi, szárazföldi)
	0-(90)	-		
Miocén	5(15)	-		Riolittufa (felső) (szárazföldi)
				Riolittufit, tufás agyag, agyag, középtájon barnaköszén telep
	20-30	-		(tavi, mocsári, szárazföldi)
	15-25	20		Agglomerátumos andezittufa (szárazföldi)
	10-30	20		Riolittufa, tufit, tufás agyag és növény- maradványos agyag (szárazföldi, mocsári, tavi)
Helvét				Meszes agyag (agyagmárga), homok, barna- köszén telep (sekélylengeri, partszegélyi, mocsári)

2. ábra. Megfigyelési területünk átlagszelvénye a kutatófúrások adatai alapján
Рис. 2. Схематический разрез изученного района по данным буровых скважин

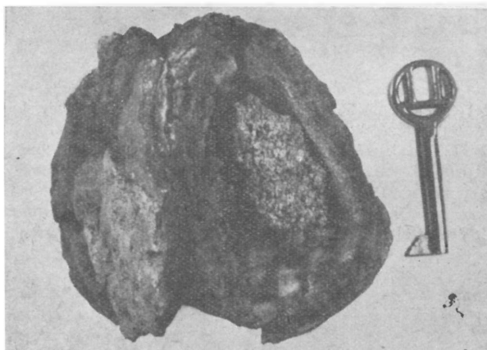
A konkréciók eloszlásában rendszerességet nem találtunk, helyenként ritkábban, másutt sűrűbben mutatkoznak. A repedések legtöbb esetben nem szabályos egyenesek, megtörnek, egyenetlen lefutásúak, mindez nyilván a kőzet anyagi minőségével van szoros összefüggésben. A repedések mentén általában csak egészen keskeny rések keletkeztek (max. 4—5 mm), faluk limonitos. A jelenséget feltűnővé teszi az alapkőzet szürke-zöldesszürke színétől élesen eltérő barna szín is.

Az agglomerátumos andezittufában sok idegen anyag van (idősebb andezit, mészkő és kvarc-kavics, gránit és csillámpalatörmelék, homokkőrög, ritkábban növényi törmelék), azonban ezeket az anyagokat, vulkáni bombákat, lapilliket seholsem vonja be limonitos kéreg és sugárirányú repedések sem indulnak ki tőlük.



3. ábra. Limonitkonkrécióktól sugárirányban szétfutó repedések (Sajókaza)

Рис. 3. Радиальные трещины, происходящие из лимонитовых конкреций (г. Шайоказа)



4. ábra. Limonitkonkréció összeszáradt agyagmaggal

Рис. 4. Лимонитовая конкреция со сохнутым глинистым ядром

A két legjobb feltárás távolsága 4 km, feltételezhető tehát, hogy a jelenség, melyet rosszabb feltárásban távolabbi területeken is megfigyeltünk, nem lokális, hanem az agglomerátumos andezittufa egész elterjedését jellemzi.

Mélyfúrásokból vett agglomerátum-mintákon azonban limonitosodás nem látszik, sőt tulajdonképpen agyagmagot sem találni. Ez azzal magyarázható, hogy részint a fúrás-szelvény olyan kicsi, hogy ritkaság egy konkrétio átfúrása, másrészt maga a fúrás éppen ezt a legkevésbé ellenálló anyagot teszi először tönkre. Végül feltételezhetjük, hogy a limonitosodás csak bizonyos mélységig hatolt le.

Az agglomerátumos andezittufa, mely a helvétii barnaköszénteleges rétegcsoport fedő összletének egyik jellegzetes képződménye, köszénkutató fúrások adatai szerint átlag 20 m vastag.

A képződmény korát 1907-ben — Stur D. növénymeghatározásai alapján — Papp K. a szarmata emeletbe sorolta. Ettől kezdve a terület ismerőinek egész sora (Böckh H., Schréter Z., Balogh K.) szintén a szarmata emeletbe tartozónak jelzi. Vadász E. szerint „az egész andezittufa—breccsia—agglomerátum és kavics-konglomerátumos rétegösszlet piroklasztikus anyaga nagymérvű szarmata, sőt torton lepusztítási termék, teljes egészében folyóvízi szállításból lerakódottnak minősül”. Vizsgálataink alapján ezt a megállapítást legalábbis részben módosítanunk kell, mint-hogy a leirt jelenség csak közvetlen törmelékiszórás során alakulhatott ki. Tehát a szarmata emeletben — területünkön — aktív vulkáni tevékenység volt, legfeljebb a lerakódó piroklasztikum felső része (kisebb-nagyobb vastagságban és elterjedésben) később lepusztult, ill. áthalmazódott. Így jöttek létre a „többnyire jólétegett, igen gyakran folyami keresztretegettségű” összletek. Végül a vizsgált agglomerátumos andezittufa elsődleges származását igazolja anyagának a piroklasztikumokra jellemző teljes osztályozatlan-sága is.

Az összlet települési helyzetét, valamint fedő és közvetlen fekü képződményeinek rövid megnevezését a 2. ábra szemlélteti. Szelvényünket a felsőnyárádi területről több kutatófúrás adatának figyelembevételével állítottuk össze.

Anyagvizsgálati eredmények

Az anyagfeldolgozás folyamán számos mintát vizsgáltunk meg, ezek közül 9-et DTA-módszerrel, 4-et vékony, 1-et pedig felületi csiszolatban. A maganyag DT-vizsgálata (7 minta) illitet és montmorillonitot, ezen kívül vashidroxid, kalcit, kvarc és piritet mutatott ki. A DT-elemzéseket Pécsiné Donáth É. készítette. Az andezittufa DT-elemzése kevés illit jelenlétét igazolja. Négy minta vékonycsiszolatában kitűnően látszik a koncentrikus sávós limonitkiválás, a maganyag természetesen kriptokristályos, így optikailag nem határozható meg. A felületi csiszolatban szintén kitűnően látható a sávós kiválás, a limonitos anyagban néhány teljesen ép pirit szemcse található. Egy világos sárgásfehér üregkitöltés kalcit volt. Az agyagmagokat megiszapoltuk, de ősmaradványokat nem találtunk bennük. Az iszapolás végén maradt anyag gyakorlatilag kizárólag víztiszta töredezett kvarcból állt.

A jelenség magyarázata

Az eddig elmondottakból már kitűnik, hogy utólagos térfogatnövekedés hozta létre a sugárirányú repedéseket, a térfogatnövekedést pedig a nagy duzzadóképeségű agyagásványok (illit, montmorillonit) vízfelvétele okozta.

Véleményünk szerint a következőképpen magyarázhatjuk a leirt jelenségeket: az agglomerátumos andezittufát szolgáltató szarmata vulkánoosság kürtői idősebb agyagrétegeken is áthatoltak. Az áttörés közben kisebb-nagyobb agyagdarabok kerültek bele a felrepülő piroklasztikumba. A feljutás során az agyagásványok molekulárisan kötött

(interlamináris) víztartalmukat leadták, de szerkezetük még nem ment tönkre, azaz a kiürt hőmérséklete itt már nem haladta meg a 4—500 C° fokot [3]. A kiszáradt agyagrögök a többi piroklasztikummal együtt hullottak le. Ez a leülepedés feltétlenül szárazon történt, különben vízfelvétellel megduzzadva, a jelenség nem alakult volna ki. Mindebből következik, hogy az anyagszórás gyors volt, így a száraz agyagrögöket gyorsan befedte a tufa és agglomerátum, ami megakadályozta azt is, hogy a levegő páratartalmából vegyenek fel vizet az agyagrögök. Az így keletkezett agglomerátumos andezittufa-összlet később további lerakódások fedték be, ezzel az agyagrögök is mélyebbre kerültek. A talajvízszint alatt hajszálrepedéseken keresztül fokozatosan vizet tudtak felvenni, térfogatuk megnövekedett, a már diagenetikusan szilárdult kőzetben a nagy feszítőerővel jelentkező térfogatigény a kőzetet sugárirányokban megrepesztette. A felnyíló repedéseken keresztül természetesen a víz már könnyebben jutott le hozzájuk, így a duzzadás gyorsabban ment végbe. Ha a vízfelvétel még a végső közzetéválás előtt történt volna meg, úgy repesztés helyett a duzzadás egyszerűen csak megemelte volna az összletet.

A sugárirányú repedések mentén vasoxihidroxidos oldatok jutottak le a megduzzadt agyagrögökhöz, s azokat adszorpció s dúsulással több szakaszban (ritmikus kiválás) limonitosították. A limonitosodás feltétlenül a megduzzadás után történt, mert a limonit-konkreciókon már semmiféle töréses, repesztéses elváltozás nincs, teljesen épek a burkolatok. A limonitosodás egyes esetekben teljesen végbement, ezeknél található a tömör mag, DTA szerint igen kevés agyagásvánnyal (természetesen viszonylag, a vasoxihidroxidhoz képest). Más esetekben a limonitosodás már nem érte el az agyagrög belsejét, ezek a limonitkonkreció belsejében található összeszáradt agyagmagok. A kiszáradást a következőképpen magyarázhatjuk: a megduzzadásnál a talajvízszint alatti agyagrögben maximális volt a vízfelvétel. Utána az állandó vízszint fölé került (tehát a ma felszínen levő) magok maximális térfogatukból vesztek, összszugorodtak. Ez a magyarázat még a limonitosodás idejét is viszonylag rögzíti: semmiesetre sem történt a jelenkorban, hanem még a talajvízszint alatti állapotban, mert ha a limonitosodás a zsugorodással párhuzamosan ment volna végbe, akkor ma nem találhatnánk ilyen üregben ülő, kiszáradt agyagmagokat. A limonitos oldatok utólagos, repesztés utáni bejutását igazolja az is, hogy a repedések fala végig szintén limonitos bevonatú.

Az agglomerátumos andezittufa-összletben legömbölyített kvarckavicsok is vannak, ami folyóvízi anyaghozajárulásra is utalhat. Ennek alapján feltételezhető volna, hogy az agyag is így került a lerakódó piroklasztikumba, viszont így nem magyarázható meg az összlet későbbi megrepesztése, mert ha az agyag vízi úton kerül be a tufás anyag közé, akkor már eleve felveszi a maximális vízmennyiséget, így később már nem jöhet létre duzzadás.

Vizsgálatunk során az előbbieken kifejtett keletkezési magyarázat mellett még egyéb lehetőségeket is figyelembe vettünk. Feltételezhető, hogy a duzzadással kapcsolatos térfogatnövekedéssel ellentétben kis üregek beszakadása hozta létre a sugárirányú repedéseket. Ennél a keletkezési lehetőségnél magyarázatot kell adnunk előbb az üregek keletkezésére is. Erre legkézenfekvőbbnek adódik az az elképzelés, amisperint a piroklasztikumban levő (alaphegységi) mészkő törmelékei oldódnak ki, oldási maradékuk a jelenlegi limonitos konkreciók maganyaga, s a kioldódás eredményeként létrejövő üregek szakadnak be később a fedőterhelés hatására. Ezt a keletkezési lehetőséget 2 okból is el kell vetnünk:

1. az agglomerátumos andezittufában, mint már említettük, sok ilyen anyag van, közöttük az alaphegység mészkőtörmelékei is! Ezek azonban épek, nem oldódtak ki, limonitos kéreg nem vonja be őket és sugárirányú repedések sem indulnak ki tőlük. Így nyilvánvalóan a leírt jelenség kialakulásában semmiféle szerepet sem játszottak.

2. Műszaki földtani szempontból a kis üregek beszakadásával megkísérelt magyarázat nem állja meg a helyét. Ugyanis a vízfelvétel kapcsán keletkező nyomás feszültség-állapota és a fellépő töredezés, repedezés jól meghatározható. A duzzadási nyomás (kösnyomás) lényegesen nagyobb értékű, mint a zárványt körülvevő külső, geosztatikus nyomás, így az érintőirányú feszültség húzófeszültség, a repedések erre merőlegesen (tehát sugárirányban) alakulnak ki.

Pelmerülhet egy olyan keletkezési lehetőség is, ami szerint a leülepedő piroklasztikumba sok piritet tartalmazó agyag kerül be, ez később a beszívargó nedvesség hatására elbomlik, az elbomlással kapcsolatos térfogatváltozás okozza a repedések kialakulását, s a bomlás végterméke a limonit. Amennyiben ez a magyarázat helyes, úgy ércsiszolatban az eredeti piritesszövetnek legalább a körvonalait, nyomait kellett volna észlelni (ha piritet magát nem is, feltételezve, hogy mind elbomlott). Ezzel szemben ilyen szöveti képet nem láltunk, ellenben néhány teljesen ép piritsemcsét mutattunk ki, ami eleve a pirit-konkréciónak léte, ill. azok bomlása ellen szól.

Említettük, hogy a limonitosodás csak az agyagrögökhöz van kötve, az agglomerátum többi beagyazása (pl. homokgumók és kavicsok) körül nem alakult ki. Ez annak a következménye, hogy a repesztésnél létrejött sugárirányú „utak” mintegy magukhoz szívták a limonitos oldatokat.

IRODALOM — ЛИТЕРАТУРА

1. Balogh K.: Bodva és a Sajó közötti barnaköszénterület földtani viszonyai. Földtani Közöny, 1949. — 2. Balogh K.: A Bükk hegység és környékének fedetlen földtani térképe. Mezőzős konferencia kirándulás-vezetője 1959. — 3. Bezuhov: Bevezetés a rugalmasságtanba és képlekenység-tanba. Tankönyvkiadó, 1952. — 4. Böckh H.: Geológia. II. köt. Budapest, 1909. — 5. Grofcsik J.: A kerámia elméleti alapjai. Akadémiai Kiadó, 1956. — 6. Papp K.: Miskolc környékének geológiai viszonyai. MKFI. Évk. XVI. köt. 1907. — 7. Schröter Z.: A borsod-hevesi szén és lignitterületek bányaföldtani leírása. MKFI Kiadv., 1929. — 8. Schröter Z.: Újabb földtani vizsgálatok a sajtóvízgyűjtő barnaköszén-medencében. Földt. Int. Évi Jel. 1949. évről, 1952. — 9. Timoshenko—Goodier: Theory of Elasticity. New York, 1951. — 10. Vadasz E.: A borsodi szénmedence bányaföldtani viszonyai. MFKI. Kiadv. 1929. — 11. Vadasz E.: Magyarország földtana. Akadémiai Kiadó, 1960.

Наличие радиальных трещин, происходящих из конкреций в аггломератных андезитовых туфах в ком. Боршод, Венгрия

Д. РАДОЦ — И. ВЕРЕШ

На территории гг. Шайоказа и Фельшеньярад, в угольном бассейне комитата Боршод были наблюдаемы в аггломератных андезитовых туфах радиальные трещины, происходящие из лимонитовых конкреций. Внутри конкреций часто находятся глинистые ядра, которые оказались по анализу ДТА иллит-монтмориллонитами.

В процессе вулканической деятельности с глубоких горизонтов глинистые обломки попадались в изверженный пирокластический материал. Дегидрированные, вместе с пирокластическим материалом на сушу отпадающие глины при быстром рассеянии не принимали воду на поверхности. Позже, принимая воду под уровнем грунтовой воды через волосные трещины упроченных пород глины вздувались и раскалывали горные породы в радиальном направлении. Вдоль трещин стекающие железные растворы лимонитизировали глинистые куски в форме концентрической оболочки.

TRACHIDOLERITTELÉREK A KOMLÓI MÉLYFŰRÁSOK KÖZÉPSŐTRIÁSZ DOLOMITÖSSZLETÉBEN

HÖNIG GYULA

Összefoglalás: A Komló 17/a sz. fúrás a középsőtriász dolomitösszletben karbotrachidolerit teléreket harántolt. A Mecsek hegység középsőtriász összletében ez az első eddig észlelt trachidolerit benyomulása, aminek krétaeleji korát a tektonikai viszonyok is megerősítik. A trachidolerit karbojellege transzaporizációs hatásra utal.

„Magyarország földtana” első kiadásában említve van a K. 17. sz. fúrásban harántolt vastag dolomitösszlet. Azóta a K. 54 sz. fúrásban, valamint a régi K 17. sz. fúrás mellett, attól 10 m-re északra a komlói szénosztályozó mögött lemélyített alább ismertetett K 17/a sz. fúrásban is harántolták. Tengerszintfeletti magassága 207 m. A K 17/a sz. fúrás által harántolt rétegsor 0,00—318,00 m-ig középsőmiocén, helvétii emelet riolittufás és tufasávós, halpikkelyes agyagmárga, konglomerátum és laza homokkő rétegekkel.

318,00—440,00 m-ig alsóliász lotharingi emelet, fedőhomokkő csoport, kemény szürke agyagmárgával és meszes homokkővel. Ez az összlet miocénelőtti lepusztításos egyenetlen térszíni felülettel határolódik a reátelepült diszkordáns képződményektől.

440,00—685,00 m-ig terjedő szakasz az alsóliász hettangi—szinémuri emeletet kitöltő kőszéntelepes csoportot foglalja magában, fokozatos átmenettel a lotharingi fedőhomokkő felé.

685,00—929,00 m-ig, a talpig, a fúrás középsőtriász felsőanizusi dolomitban haladt, annak átharántolása nélkül. Az alsóliász kőszéntelepes csoport és a dolomitösszlet között tektonikus határ, törési sík mutatkozik trachidolerit telérral, a kőszéntelepes csoport legalsó szakaszának, valamint annak felsőtriász fektütagjainak hiányával. A dolomit pados megjelenésű, tömött, nagyjából kristályos, színe szürkés-sárgás-fehér, helyenként szürkés barnássárga, néhol rózsaszín. Határozott rétegződés a fúrómagokon nem észlelhető. A laboratóriumi elemzés szerint csekély SiO_2 -tartalma is van. Szerves maradványt nem találtunk. Az MgO és CaO tartalom aránya alapján normáldolomitnak minősíthető.

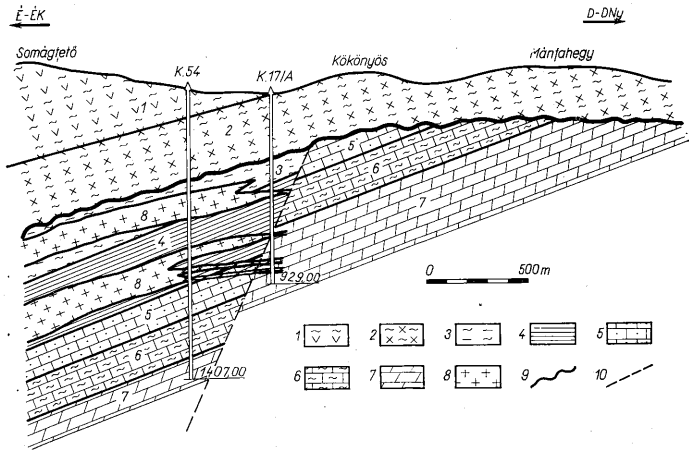
A fúrás a dolomitösszletben, illetve közvetlenül felette — nem szólva az alsóliászról — nagyobb mélységközökben összesen 7 trachidolerittelért harántolt.

A telérek közül fúrás közben csak a legfelsőt sikerült észlelni, mert magfúrás csak gyéren történt s a finomra őrlött furadékmintában lehetetlen volt felismerni a trachidoleritet. Az alsó hat telér a geofizikai görbén azonban kiütkezött, mégpedig a normálisnál kisebb ellenállással és nagy rádióaktivitással.

A vizsgált kőzetanyag S. L é d e c z y Erzsébet vizsgálata szerint, típusos karbotrachidolerit. A nagyobb karbonáttartalom a karbonátos mellékkőzet transzaporizációs hatásának tulajdonítható.

A trachidolerit benyomulása a mecseki krétaeleji vulkanizmus idejére esik. Emellett szól az a körülmény is, hogy a legfelső telér az alsóliász és a triász dolomitösszlet szerkezeti határán található.

A K 17/a sz. fúrás magjain egy 80°-körüli és egy a réteglapokkal egybeeső átlag 35—45°-os csúszási felület mérhető. Mindkettő végig mutatkozik a mezozoós rétegsoron belül. A 80°-körüli dőlésű csúszási felület a K 17/a és a K 54 sz. fúráson keresztül szerkesztett szelvényen jól kimutatható 160—340°-os csapású és 70°-os dőlésirányú törési síkot jelez, amely azonos a fent említett szerkezeti vonallal (1. ábra). Ez a vető az újkimmériai fázisban, a trachidolerit feltörést megelőzően keletkezett. A lezökkent és a fennmaradt



1. ábra. Vázlatos szelvény a K 54 és K 17/a sz. fúráson keresztül. (Szerk.: H ö n i g Gy.) M a g y a r á z a t: 1. Tortoniai, 2. Helvétai, 3. Alsóliászi (lotharingi) képződmények, 4. Alsóliászi kőszéntelepes összlet, 5. Felsőtriászi (raeti), 6. Középsőtriász (ladini) képződmények, 7. Felsőanizusi dolomit, 8. Trachidolerit, 9. Miocén előtti térszín, 10. Vető

Fíg. 1. Sketch profile through the borings K. 54 and K. 17/a. (Constructed by Gy. H ö n i g) S y m b o l s: 1. Tortonian, 2. Helvetian, 3. Lower Liassic (Lotharingian), 4. Lower Liassic coal-bearing series, 5. Upper Triassic (Rhaetic), 6. Upper Anisian dolomite, 8. Trachidolerite, 9. Pre-Miocene relief, 10. Fault

részben húzási (tenziós) repedések keletkeztek és a trachidolerit ebbe nyomult be. A lezökkent részben azonban lényegesen nagyobbmérvű anyagfellazulás történt, ezért itt nagyobb tömegű trachidolerit található, mint a vető másik oldalán. Mivel a vető igen meredek és a trachidolerit kitérésü centruma távolabb, ÉK-en volt, a magma a vetőbe közvetlenül nem nyomulhatott be, hanem csak a tenziós repedéseken keresztül. A trachidolerit benyomulásának itt leírt módja, miniatűr méretekben, jól megfigyelhető egy, a K 132 sz. fúrás lotharingi agyagmárga anyagú, a geológia szempontjából példátlanul szerencsésen fúrt magján.

A fentiek megerősítik azt a régebbi megállapítást, amely szerint a trachidolerit, ill. a fonolit feltörését hegységképző mozgások előzték meg és a magma az ezek révén támadt repedésekbe nyomult be. Külön érdekessége ennek a fúrási szelvényben átharántolt trachidoleritnek, hogy kétségtelenül szubvulkáni teléreként a mélységben nyomult bele az anizusi dolomitösszletbe, amelynek külszíni rétegeiben eddig még nem észleltünk

trachidolerit telérek, holott a verfeni összletben messze nyugaton Pécs határában is észlelhetők. Fölmerül itt az a lehetőség, hogy a triász—liász szerkezeti határvonalán levő trachidolerit telért a márfai—melegmányi völgyben mutatkozó raeti rétegeknek szerkezeti pikkelyével kapcsolatos trachidolerit nyomokkal hozzuk összefüggésbe. Az anizusi dolomitösszlet trachidolerit anyagának szubvulkáni voltát transzaporizációs jellege is kétségtelenné teszi.

Trachydolerite dikes in the middle Triassic dolomite traversed by deep borings in the environment of Komló (Mecsek Mountains)

GY. HÓNIG

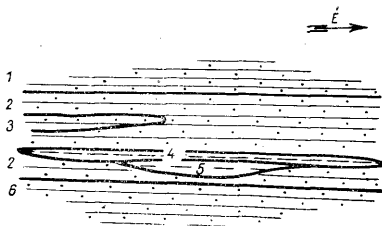
The deep well Komló—17 traversed some trachydolerite dikes in the middle Triassic dolomite series. In the middle Triassic of the Mecsek Mountains, these were the first trachydolerite intrusions to be recognized. Their early Cretaceous age is confirmed by tectonic evidence. The carbodoleritic nature of the rock is due to transvaporization phenomena.

LEVÉLLÁBŰ RÁK (PHYLLOPODA) MARADVÁNYOK A MECSEKI PERM ÖSSZLETBEN

VÁRSZEGI KÁROLY

Összefoglalás: A Mecsek-hegységben Bakonya bányaterületen *Euestheria dawsoni* Jones, *Eoleaia leaiformis* Raymond és egyéb Phyllopada maradványok kerültek elő a perm homokkőből. A maradványok sötét, csaknem feketealeurit-lencsékben jelentkeznek, amelyek vízszintes folytatásában a Phyllopada maradványok kimaradnak, s helyüket növénymaradványok veszik át.

Heer említ a mecseki permrel foglalkozó munkájában a növénymaradványok mellett *Estheria* maradványokat, de ezek a későbbi évek folyamán elvesztek, és így mindeziéig a mecseki perm összletből növényi maradványokon kívül határozott szerves maradvány nem került elő.



7. ábra. A bakonyai Phyllopada-lelőhely szelvénye. M a g y a r á z a t: 1. Vörös homokkő (tarka összlet edője), 2. Zöld homokkő sok földpáttal, 3. Közvetlenül épült vörös homokkő-lencse, 4. Sötét aleurolit kőszennedett növénymaradványokkal, 5. Sötét aleurolit Phyllopada maradványokkal 6. Sötétszürke homokkő Fig. 7. Profile of the Phyllopada occurrence near Bakonya. S y m b o l s: 1. Red sandstone (cover of the varicoloured formation), 2. Green sandstone with much feldspar, 3. Interbedded red sandstone lens, 4. Dark aleurocite with carbonized plant remains, 5. Dark aleurocite with Phyllopada, 6. Dark grey sandstone

1960. év folyamán a bányabeli kutatásokból és feltárásokból, mélyebb szintekből Bakonyáról, valamint Bakonyától DNy-ra eső területen a külszíni feltárásokból *Euestheria dawsoni* Jones, *Eoleaia leaiformis* Raymond és egyéb Phyllopada maradványok kerültek elő. Rétegtanilag a Bakonyai bányaüzemnél a tarkaösszletből, a tőle DNy-ra levő területen a tarka, illetve az alatta levő vörös aleuritből. Legjobban nyomozhatók Bakonya bányászata, mert az ősmaradványokat tartalmazó rétegek csapásban és dőlésben jól feltártak.

Az ősmaradványokat tartalmazó réteg lencsésen települ a zöld színű homokkő-rétegre. Ez a zöldhomokkő változó szemnagyságú, alig koptatott kvarcsczemcséket, rózsas-

színű földpátokat és helyenként vörös homokkő-lencsékét tartalmaz. A tarka homokkő-összletbe tartozó zöld színű homokkőre vörös homokkő települ. Az ősmaradványos réteg mélyebb fekvője, közepes szemnagyságú, koptatott szemcséjű, szürke vagy sötétszürke homokkő. A Phyllopora-maradványokat tartalmazó réteg sötét, majdnem fekete színű aleuritből áll, mely a fedő felé helyenként zöld színűvé és finomabb szeművé válik. Az ősmaradványtartalmú réteg mind csapásban, mind dőlésben kis távolságon belül kiékelődik. Legnagyobb vastagságát a lencse közepe táján éri el (4–5 m), csapásban és dőlésben, valamint a lencse fedője felé a Phylloporák fokozatosan kimaradnak, helyüket a tömege-



2. ábra. a) *Euestheria dawsoni* (J o n e s), b) *Eoleaia leaiformis* (R a y m o n d). Kb. 11-szeres nagyítás
Fig. 2. a) *Euestheria dawsoni* (J o n e s), b) *Eoleaia leaiformis* (R a y m o n d), magnification about 11 ×

sen megjelenő kőszenesedett növényi maradványok foglalják el. A lencse peremi részein teljesen hiányoznak a Phylloporák, a növénymaradványok azonban az egész réteget kitöltik. A tarkaösszlet a bánya területén sok, a fentebb leírt rétegekkel azonos kőzettani felépítésű lencsét tartalmaz különböző szinten. Vastagságuk (5–90 cm), kiterjedésük és osztályozottságuk változó, majdnem kivétel nélkül növénymaradványokat tartalmaznak.

Ezek szerint lefűződött, illetve tengervisszahúzódás után nyugodt vízű kisebb medencék maradtak vissza, melyek ha kellő mélységűek voltak, úgy a lassú feltöltődés egy bizonyos szakaszáig a bennük élő Phylloporáknak életlehetőséget biztosítottak. A feltöltődés folyamán azonban elpusztultak és helyüket a partokról mindinkább behúzódó növények foglalták el. A Bakonytól DNy-ra eső külszíni feltárások szintbeli és területi vizsgálatai is az előbbi feltevést igazolják.

Remains of Phylloporids from the Permian of the Mecsek Mountains

K. VÁRSZEGI

The Permian sandstone of the environs of the mining locality Bakonya has yielded *Euestheria dawsoni* (J o n e s), *Eoleaia leaiformis* (R a y m o n d) and other Phylloporids. The remains cropped up in dark, almost black lenses of aleurite in the horizontal continuations of which the Phylloporids were replaced by plant remains.

ÁSVÁNYKIVÁLÁS A PUSZTAVÁM KÖRNYÉKI EOCÉN BARNAKÖSZÉBEN

GONDOZÓ GYÖRGY

Összefoglalás: Mór—Pusztavám—Oroszlány köszénösszletei földtani és szénközet-tani értelemben azonosak a tatabányai köszénösszlettel. Erre újabb bizonyíték, hogy az eddig csak a Tatabányai-medencéből ismert ásványzsinórok jelenlétét az egész területen sikerült kimutatni. Mindenütt az alsó palás telep felső részében mutatkozik az ásvány-kiválás, állandó szintet jelző, 2—3 cm vastagságú, sorokba rendeződött lencsék formájában, s vezérszintként jól alkalmazható.

A Vértes-hegység ÉNy-i peremén Mór—Pusztavám—Oroszlány—Tatabánya vonalában triász mészkőre, dolomitra és kréta márgára alsóeocén édesvizi anyag települ. A lassú, eocénkezdeti transzgresszió édesvizi üledékekkel, síkláperdőképződésű barnaköszénnel indul, majd fokozatos tengerelöntéssel folytatódik. V a d á s z E. valamennyi alsóeocén kőszénterületet megegyezőnek tart abban, hogy az édesvizi üledékek, a barnaköszén is közvetlenül a karsztos triász mészkőre települ. Így a Mór—Pusztavám—Oroszlány—Tatabánya köszénösszletei földtani és szénközet-tani értelemben azonosak. Ezt bizonyítja az is, hogy az eddig csak a tatabányai medencéből ismert ásványzsinór Oroszlány—Pusztavám újabb bányafeltárásaiból is előkerült. Tehát az ásványzsinór nemcsak tatabányai jelenség.

Az ásványkiválás kiterjedése és alakja

A telepcsoport alsó II. számú telepének felső métere tartalmazza az ásványzsinórt. A pusztavámi Iker-akna, Diszlejtőszakna, az oroszlányi III-as és XVIII-as aknáknak feltárásaiban mindenütt az alsó palás telep felső részében húzódik. Az ásványzsinór apró ooidok alakjában állandó szintet jelző sorokban rendeződött, általában 2—3 cm vastagságú, tömött, a telep rétegződésével megegyező, kisebb megszakításokkal elnyúlt, lapos lencséket alkot. Megjelenési formája hasonló az eddigiek során leírt „ásványkiválás”, illetve „huszárzsinór” megjelenéséhez.

A telepcsoport alsó padja az ásványzsinórig — tehát az alsópád felső méteréig — agyagos, több vékony agyagbetelepülésű, nagy hamutartalmú; míg az ásványzsinór feletti teleprészek fényesek, kagylótörésűek, 8—12% hamutartalmúak, agyagbetelepülés nélküliek. Az összehasonlított tatabányai—oroszlányi—pusztavámi minták és a készített vékonycsiszolatok ásványos jellege P e s t h y L. meghatározása alapján közel azonos. Egyértelműen megállapítható, hogy az ásványzsinór mindig a telepcsoport alsó agyagos „palás” telepében képződött, a kőszénanyag kocsonyás, géles állapotában és a kőszénnéválás folyamatában résztvevett. A telepek képződésére a triász mészkő és dolomit hatással volt. A lápmedence vizének, kémiai összetételének közel, vagy majdnem azonosaknak kellett lenniük Tatabánya—Oroszlány—Pusztavám területeken, az ásványzsinór képződésében. Melyik területen volt kedvezőbb és miért, azt a további vizsgálatok határoz-

hatják meg. Szádeczky-Kardoss E. megállapítását véve alapul, a lápok lúgosságának mértékét a fekü kőzetek hatásában kell keresnünk. Küllemre a tatabányai és Oroszlány—pusztavámi elszórt, apró lencséből álló ásványzsinór végig ismert az egész Vértes-perem alsóeocénköszéntelepes területén. Földtanilag tehát teljes az azonosság!

V a d á s z E. hívta fel a figyelmet az ásványzsinór színtezhetőségére, melynek alapján a gyakorlatban igen eredményesen alkalmazták, mint „vezetőszintet”. Pusztavám—Oroszlány—Tatabánya alsóeocén telepcsoportjában az ásványzsinór megjelenése v e z é r t e l e p jelleget biztosít az alsóköszéntelepnek. Az ásványzsinóros „vezértelep” egyértelmű azonosítása a Vértes-perem egész bányaterületein nagy segítség az egységes telepelvevészekben.

Eine mineralogische Ausscheidung in der Eozän-Braunkohle von Pusztavám

GY. GONDOZÓ

Die Braunkohlenflöze der Umgebung von Mór, Pusztavám und Oroszlány sind in geologischer und kohlenpetrographischer Hinsicht mit den Braunkohlenflözen von Tatabánya identisch. Ein neuerer Beweis dafür ist, dass die Anwesenheit der bislang nur aus dem Tatabányaeer Bergrevier bekannten Mineralschnüre im ganzen Gebiet nachgewiesen werden konnte. Diese mineralische Ausscheidung tritt durchweg im oberen Teil des untersten, schiefrigen Flözes auf, in Form von beständigen, 2—3 cm mächtigen, Linsenschnüren, die sich als Leitschicht anwenden lassen.

ÜTI BESZÁMOLÓ

Franciaországi tanulmányútam és a nyugati világ urántermelése

DR. KISS JÁNOS*

A Nemzetközi Atomerő Bizottság ösztöndíjasaként mintegy hat hónapon át tanulmányoztam a franciaországi uránkutató és ércfeldolgozó bányászati vonatkozásait és mindazon laboratóriumi vizsgálati módszereket, melyeket a „sugárzó és nem sugárzó ásványok” vizsgálata terén alkalmaznak. Működésében megtekinthettem három (Bessines, Forez, L'Escarpier) uránércdúsító üzemet, a Brouchet-melletti „uránkohót”, valamint egyik legnagyobb atomkutató telepet és berendezéseit Saclay-ban. Helyszíni bejárások során megismerhettem a francia U-telepek ásványtani, ércfeldolgozó és geokémiai vonatkozásait. A hazai gyűjteményeink részére hasznos és szép összehasonlító anyagot gyűjtöttem. Franciaország uránban leggazdagabb területei a Vendée, Limousin (Massif Central), Forez és Morvan, melyek Geoffroy-Sarria szerint epihidrotermális jelleggel bírnak. A legújabb feldolgozások főleg a Vogézek, Hérault (M. Central Dél), Var völgye (fr. Alpok) és a Pireneusok egyes pontjain mutatkoznak. A primér U-telepek bejárása során alkalmam volt az irodalomban még kevésbé tanulmányozott olyan urán-geotektonikai-geokémiai összefüggéseket felismerni, melyek bizonyító értékű adatokat szolgáltatnak a hidrotermális uránércképződés menetére és mechanizmusára. Megemlíthető még, hogy Franciaország első uránkarbonátos ásványának, a liebigitnek felfedezése, vizsgálata és leírása munkálataim egyik kis epizódja volt.

Franciaország gyakorlatilag is számbajöhető uránkészlete és bányászata állami irányítás alatt áll, de Bretagne, Cantal, Corrèze stb. egyes (lokális) feldolgozó érctelepeit magánvállalatok művelik, az érc azonban nem exportálható, hanem az államnak kell meghatározott áron átadni.

A sugárzóanyagok, elsősorban az urán, Földünk egyik legfontosabb elemévé fejlődött, és kutatása az olajkutatások intenzitását is messzemenően túllépte. Termelésének ugrásszerű növekedését elsősorban nem a hasznosítható energia kinyerése és a tudományos kutatások igénye, hanem a katonai célkitűzések irányvonala szabta meg. Békés célokra, elsősorban energiaforrássul való felhasználását igen sok tényező késlelteti és hátráltatja.

Franciaország uránérc-termelési adatai mellett érdemes összefüggő táblázatban szemléltetni a többi nyugati kapitalista ország urántermelésére és készletére vonatkozó adatokat, amiből világosan kitűnik az aránylag rövid idő alatt megtett hatalmas fejlődés, mely egyben előrevetíti az urán felhasználásának csökkenő, „hanyagló korszakát” is.

A táblázat adatai csupán a termelés méreteit jelzik, és nem fejezik ki a szükséglet nagyságát, melyet az alábbi tényezők szabnak meg:

1. stratégiai célokat szolgáló igény.
2. tudományos kutatásokat szolgáló igény.
3. energiát szolgáltató berendezések üzemeltetésére vonatkozó szükséglet.
4. tengeri járműveket atomenergiával ellátó uránszükséglet.

1. A legutóbbi időkig az urántermelés túlnyomó részét katonai célok emésztették fel. A termonukleáris fegyverek előállításával a jelek szerint nem jelentkezik további uránigény, így az e célokra előirányozott fémurán mennyisége évi 11 000 t-nál (USA) feltehetőleg (?) nem több, amely a világ évi fémurántermelésének mintegy 70–80%-át jelenti.

* Előadta a Magyar Földtani Társulat 1961. I. 19-i klubestén

Franciaország* U-termelésének összehasonlító táblázata

Érterületek	Dúsító üzem	Évi kapacitás		Közepes összetétel
		t/érc	t/U-fém	
Vendée: a) L'Escarpiér b) La Commenderie c) Chapelle Largeau, stb.	L'Escarpiér	300 000	300	0,1%
Crouzille: Margnac, Sagnes, Fanay, Brugaud	Bessines	600 000	750	0,125%
Forez: Bois-Noiri telepek	Bois-Noir	180 000	330	0,185%
Morvan: Grury	Gueguon	30 000	200	0,6%
		1 110 000	1 580	

* A felsorolás nem tartalmazza a magánvállalatok és az afrikai gyarmatok termelő üzemének adatait, ami összesen 200–300 t/évi fémuránt jelent.

A fémurán termelésének összesítése a kapitalista országokban (tonnában)

Ország	1958	1959	1960
USA	11 500	13 900	15 500
Kanada	10 000	12 000	13 500
Dél-Afrika	4 600	5 350	5 350
Ausztrália	500	800	800
Franciaország	550	750	1 800
Belga Kongó	850	850	1961-ben Afrika bekapcsolásával 400 t-val nő 1 000–2 000
Összesen:	28 150	34 000	38 450

2. A tudományos kutatások néhány ezer tonna fémuránt, az össztermelés mintegy 10%-át. (kb. 3000–3500 t) emésztik fel, amely az 1975 évi előirányzatnak megfelelően 15–20%-kal nő.

3. Az elektromos áram előállítására felhasznált urán-mennyiségi adatok még nem teljesek. 1958-ig mindössze két uránbázisú atomcentrálé működött: a szovjetunióbeli 100 MW-os és a shippingporti – USA-ban –. Azóta számos új atomfejlesztőtelep működik (Angliában, Franciaországban, Olaszországban, stb.).

Az uránbázisú atomcentrálé az energia hasznosítása terén még messze alulmarad a klasszikus (kőszén, olaj, nem beszélve a víz energiájáról) energiaforrások mögött, további fejlesztésük – a jelek szerint – nem annyira időszertű.

Centrálé típusa	Kőszén	Kőolaj és pakura	Atomenergia		
Tiszta elektromos áram teljesítmény MW-ban	150	150		150	
Az üzem felépítésének ára KWh-ban kifejezve	135	110	1.	2.	3.
Teljes KWh ára (h=ezer 1/1000 \$)	10,5	9,8	250	300	350
			11,7	12,8	13,9

A kőszén, pakuratüzelésű áramfejlesztő telepekkel szembeni pillanatnyi előnye az „alanyag” szállítási költségében fejeződik ki. Az uránbázisú centrálék fejlesztése a közismert hátrányai miatt (a veszélyes melléktermékek tárolása, ill. megsemmisítése) újab-

ban háttérbe szorulnak a termonukleárisan előállítható energia kinyerésének egyre nagyobb előrehaladásával. A technika nagymérvű fejlődésével és a háborús veszély csökkenő voltával számol azonban az alábbi statisztikai összeállítás, mely az uránbázisú energiaelőállítás tizenötéves tervét tárja elénk.

Ország	1965-Mh	1975-Mh
Anglia	5500	30 000
Franciaország	1500	10 000
Hollandia	400	3 000
Japán	400	7 000
Kanada	50	250
Ny-Németország	750	7 500
Olaszország	900	7 000
Svédország	200	2 000
USA	1600	20 000
	10 300 Mh	86 700 Mh

Ha Mh- (megawatt-)ként kb. 1,3 tonna urán szükséges, ez 1965-ben 13 390 t 1975-ben már 112 710 fémurántonnát jelent, Ha az előző adatokhoz hozzáadjuk a katonai célokra fordított 11 000 t a tudományos célokra mintegy 10 000 t és a tengeri járművek meghajtására előirányzott 20 000 t fémuránt, az 1975 évi összfelhasználás kerekén 150 000 t fémuránt tesz ki. A nyugati kapitalista országok uránkészlete pedig az alábbiak szerint oszlik meg.

Kanada	= 300 000 U/t
Dél-Afrika	= 300 000 „
USA	= 400 000 „
Franciaország	= 80 000 „
Egyéb országok	= 450 000 „
	1 530 000 U/t

A fenti számadat tanúsága szerint, ha az urán felhasználása az 1975-évi tervnek megfelelően állandósulna, a kapitalista országok jelenlegi uránkészlete mintegy 10 évre lenne elegendő. A fenti U-készlet a kutatásokkal még növelhető ugyan, a hasznosítható energiája azonban továbbra is eléggé korlátozott. Ebből következik, hogy a klasszikus energiaforrások mellett (kőszén, olaj, víziergia, napenergia stb.) nem az urán a távoli jövő elsőszámú energiareménye, hanem sikeres megvalósulása esetén a termonukleáris energiaforrás, amiből „korlátlan” alapanyag áll rendelkezésre.

Ez esetben a kőszén és a szénhidrogének felhasználását a vegyi alapanyagok előállítására lehetne fokozni, az urán pedig egyéb felhasználása mellett a termonukleáris energiaelőállítás kiegészítő tényezője lenne.

HÍREK — ISMERTETÉSEK

Elhalálozások

1960. augusztus 1-én hunyt el **Satszki N. Sz.** a Magyar Földtani Társulat tiszteleti tagja, a szovjet geológia vezére, a Szovjetunió Tudományos Akadémiájának elnökségi tagja, az Akadémiai Földtani Intézet igazgatója.

Satszki 1895-ben Moszkvában született. Természettudományos érdeklődése már kora fiatalságában megmutatkozott. Érdeklődésének, lelkesedésének a földtanra való összpontosulása az egyetemi évek során, főként **Pavlov, A. P.** professzor hatása alatt alakult ki.

Az iskola padjaiból kikerült **Satszki** azonban csak 1921-ben kezdhetett el geológusi pályafutását a Moszkvai Bányászati Akadémián, az első világháborúban való részvétel, a Vörös Hadsereg soraiban való helytállás és szolgálat letelével. A Moszkvai Bányászati Akadémián töltött évek után **Satszki** a Moszkvai Egyetem Földtani Intézetébe került. Kimagasló pedagógusi adottságaival, elhivatottságának tudatában négy évtizeden át szolgálta szakemberek százainak korszerű felnevelését.

Az oktatómunkában töltött évek lehetőséget adtak **Satszki**-nak a benne rejlő sokoldalúság teljes kibontakozására. Mint térképező geológus, sztratigráfus, tektonikus egyaránt szintetikus éleslátásával tűnt ki. A tektonikában új irányzat alapvetője. 1933-ban **Archangelski**-jel együtt dolgozta ki a Szovjetunió első tektonikai vázlatát. Az összehasonlító tektonikai módszer segítségével a táblák felépítésének több általános törvényszerűségét állapította meg; kidolgozta a táblákat alkotó tektonikai egységek osztályozásának alapjait (anteklízisek, szineklízisek stb.). Életműve a maradandóság ismérveit viseli magán: 35 év előtti megállapításai ma is érvényesek.

Munkatársaival 1952-ben elkészítette a Szovjetunió első tektonikai térképét. Az ötmillió méretarányú tektonikai térkép megjelenése nyomán **Satszki**-t Lenin-díjjal tüntették ki. Ugyanez a térkép **Satszki**-nak nagy nemzetközi tekintélyt is szerzett: a Nemzetközi Tektonikai Térkép Bizottság Európai Elnökségébe való beválasztást, valamint a Brüsszeli Világkiállítás nagydíját. **Satszki** nagy érdeklődéssel kísérte Magyarország nagyszerkezeti térképének összeállítását is, a Mezozoos Konferencián való részvétele során pedig számos alkalommal juttatta kifejezésre a magyar földtan iránti érdeklődését s munkánk iránti rokonszenvét.

Mint tudománytörténész behatóan foglalkozott **Darwin** tanaival. Számos tanulmányt és monográfiát írt az orosz földtani tudomány klasszikusairól.

1946-ban Sztálin-díjjal tüntették ki. Kitüntetései: két Lenin-díj, a Munka Vörös Zászló érdemrendje és több érdemérem. A Magyar Földtani Társulat 1960. március 9-i Tisztújító Közgyűlése **Satszki**, N. Sz. akadémikust a Társulat tiszteleti tagjává választotta, így elhunytával nemcsak a szovjet földtani tudomány, hanem a magyar földtan is fájdalmas veszteséget érez.

1961. január 26-án, 67 éves korában hunyt el Dr. **Hojnos** Rezső középiskolai tanár, a Munkaügyi Minisztérium főmérnöke, Társulatunk régi tagja. **Hojnos** pályájának derekán földtani tanulmányokkal is foglalkozott: krétaidőszaki ismereteink előbbrevitelével és főként Radiolaria-vizsgálatokkal hívta fel magára a figyelmet. Vizsgálati eredményei részint a M. Áll. Földtani Intézet Évi Jelentéseiben, részint a Földtani Közönlönyben jelentek meg. Másirányú elfoglaltságai következtében földtani vizsgálatokkal az ötvenes években már nem jelentkezhetett. **Hojnos** Rezsőt 1961. február 1-én a Rákoskeresztúri temetőben helyezték örök nyugalomra.

Dr. Horusitzky Ferenc 60 éves

Dr. H o r u s i t z k y Ferenc professzor, a föld- és ásványtani tudományok doktora, a M. Áll. Földtani Intézet tudományos főmunkatársa, a Magyar Földtani Társulatnak csaknem négy évtizeden át rendes, két évtizeden át választmányi tagja, éveken át társelnöke, majd elnöke, 1961. február 10-én ünnepelte 60. születésnapját.

H o r u s i t z k y Ferenc 1901-ben, Budapesten született. Apja a M. Kir. Földtani Intézet köztszerteletben álló agrogeológusa, H o r u s i t z k y Henrik volt. Egyetemi tanulmányait a Budapesti Pázmány Péter Tudományegyetemen 1919–1924 közötti időben végezte el. Pályáját a Budapesti Gyakorló Főgimnáziumban kezdte; természetrajz-vegytan tanári képzésével mellett azonban megszerezte „summa cum laude” minősítéssel a bölcsészdoktori fokozatot is földtan, közettan és vegytan szakcsoportokból. 1925-ben a Budapesti Tudományegyetem Földtani Intézetének tanársegédjévé nevezik ki, majd 1928-ban két évre terjedő állami ösztöndíjjal Franciaországba utazik. A párisi Sorbonne-on B e r t r a n d, L. professzor vezetése mellett az „Alkalmazott és Szerkezeti Földtani Intézet”-ben folytatja tanulmányait. A Franciaországban töltött két év során számos tanulmányútvet részt a Pireneusokban, a Tengeri Alpokban, az Olasz Alpokban és a Párisi medencében.

1934-ben megválik az Egyetemtől. Pályafutása ettől kezdve egészen 1946-ig az Áll. Földtani Intézethez köti. Munkahelyén eleinte asszisztens, adjunktus, osztálygeológus, majd főgeológusi feladatkört lát el. Az Intézetben töltött évek során két kongresszuson vett részt: 1935-ben a párisi Nemzetközi Alkalmazott Földtani és 1937-ben az ugyan-csak párisi Nemzetközi Petroleum Kongresszuson és kirándulásain.

1940-ben „Magyarország földtana” tárgykörből a Budapesti Tudományegyetemen egyhangú elismeréssel szóló minősítéssel egyetemi magántanári képesítést nyert.

1946-ban egyetemi tanárává nevezik ki a Szegeди Tudományegyetem Földtani Intézetébe, majd 1952-ben a Soproni Nehézipari Műszaki Egyetem Földtani és Teleptani Tanszékére, a szerkezeti földtan, a történeti földtan és a vízföldtan előadó tanárául. 1953-tól a M. Áll. Földtani Intézet tudományos főmunkatársa.

H o r u s i t z k y Ferenc a felszabadulást követően a föld- és ásványtani tudományok doktora fokozatot elsőként kapta meg, jeléül annak a megbecsülésnek, mely buzgó, nagy átfogókészségű, mindenkor a probléma lényegére rátapintó, francia iskolázottságú szellemet, munkásságát körülveszi, s kezdettől fogva a magyar földtan töretlen vonalú szolgálatába állította. Születésnapj jókívánságul tanítványainak hozzáintézett táviratából idézünk: „művei szellemének nem árthat soha a tünékeny idő”.

1961. február 24-én volt a Magyar Hidrológiai Társaság tisztújító közgyűlése a Technika Házában. A leköszönő Dr. P a p p Ferenc műszaki egyetemi tanár, a Társaság eddigi elnöke helyett az új tisztikar élére ismét Dr. V i t á l i s Sándort, az Eötvös Loránd Tudományegyetem tanárát, a Magyar Hidrológiai Társaság legelső elnökét választotta meg a közgyűlés; az iránta érzett bizalmat és tiszteletet egyaránt kifejező szavazattöbbséggel. A Társaság főtítkárául ismét B ö z s ö n y Dénest választották.

Határozat

A Magyar Földtani Társulat Elnökségének 1961. január 6-i ülése elhatározta, hogy a Társulat előadói és a továbbiakban során bevezeti, meghonosítja, később gyakorlattá teszi a néhány mondatban, szelvényben vagy képen összegezhető, tehát kis terjedelmű, de magas mondanivalójú megfigyelések, helyiszelvények, megoldásra vezető gondolatok bejelentés alakjában történő bemutatását.

Százévesek R ó m e r } F l ó r i s-nak a Bakonyról írott munkái

R ó m e r Flórisnak (1815–1889), a 11 évvel előbb még 48-as hidászféhadnagynak 1860-ban jelent meg magyarul két jelentős műve a Bakonyról. Az első, a közismert és olvasóitól rajongással szeretett „*Bakony*, terményrajzi és régészeti vázlat. Győrött, 1860”. A másik pedig a jóformán senkitől sem ismert, még a szaktársaitól, a geológusoktól is teljesen mellőzött, — pedig a száz év előtti magyar geológiában számottevő értekezés: „*A Bakony földtani tekintetből*” című, amely azonban elgondolt helyen, a Győri Közönlöny 1860-évi IV-ik folyamában (jan. 1., 5., 8. és 12-én) jelenvén meg, talán még kortársai sem igen ismerhették, annál kevésbé a későbbi nemzedék, és így az a teljes feledésbe

merült. Így történt, hogy nemcsak a magyar geológusok nem tudtak erről a magyarul megjelent értékes dolgozatról, de még M o h a c s i Pál pápai tanár sem, aki pedig még 1895-ben megírta a „Bakony földtani — s palaeontológiai viszonyai és kialakulása” c., 44 oldalas, szintén elfelejtett dolgozatát.

R ó m e r Flórisról eddig jóformán senki sem tudta, hogy pályája elején, nemcsak hogy természetudósnak készült — amiről különben mindkét százéves műve is tanúskodik —, hanem egyenesen geológusnak csapott fel. Ugyanis mindkét műve tele van az igen értékes természetrajzi, főként geológiai megfigyelésekkel, és csak később tért át kizárólagosan a másik kedvelt szaktárgyára, a régészetre, melynek megalapítója is lett nálunk.

Életrajzírói: S t a u b Möríc, K u m l i k Emil, S z i n n y e i József, B ö r z s ö n y i Arnold, B a n n e r János beszámoltak ugyan földtani és régészeti érdemeiről, kivéven az eddig teljesen ismeretlen „A Bakony földtani tekintetből” c. cikkét (S z i n n y e i éppen csak megemlíti!), amelyet ezért, a századik évfordulón, érdemes itt föl idézni, illetőleg egészen vázlatosan ismertetni.

A zirci zárdakertben a mammut zápfogait találták, Győr „özönvíz” kavicsában pedig, a mammut mellett, még az óriásszarvas maradványait is. A kisbírei vasúti munkálatoknál kövült fadarabok, a sárkányi átmetszésből pedig kövült főfogak, míg a móri mészkőből cápa fogak kerültek elő. Főkereste a híres fornai kövületlelőhelyet is, de csak apróbb csigákkal kellett beérnie. Csornán tömördek Neritát talált, köztük sok még a színét is megtartotta. Sajnos sem ezekből, sem a sok polipjából nem sikerült szereznie gyűjteménye számára, mert azokat hamarosan széthordták az illetéktelenek. Kecskékörmeket (Congeria) a sukorói, pannonhegyi bányi, rédei agyagokból gyűjt, majd Lovászpataona. Gic, Lázi, Teleki, Börscbáza felső agyagjaiból is. Hosszasan értekezik a kecskekörmőről, amiről persze a legjelesebb szakíróink sem tudnak. Azóta a Congeriák kedvencei tárgyai maradtak növekvő kedvvel folytatott kövületi kutatásainak és Acstól kezdve Tatán, Szenden, Kömlődön, Császáron, Telekin, a Dunán keresztül találta a felsővidéken is ezen érdekes maradványokat. Legnagyobb töredékeiket a kömlödi és börscbázi határban találta, de északra, Tihanyon kívül, sehol sem akadt, mert ott e kagylók még eredeti helyükön állanak. Összehasonlítja a Congeriákat a Mytilus kagylókkal. Némely építészek szerint lajtamész Fenőfyfőn és Rendeknél volna található. A bakonybéli apátság lépcsői is, melyek a fenőfyői bányából erednek, lajtamészből épültek.

Nagyon elterjedt az eocén-képlet. Bakonyból K-i végén tallérnagyságú pénzköveket gyűjtött, kisebbek mindenfelé található. R ó m e r a földészeket (geológusokat) erről a helyről, kb. 1856 óta, tenyérnyi nagyságú pénzikkkel lepte meg. Eocén tömegek lépnek föl a Kardosrét — Csesznek közötti országúton, Dudaron és másutt. Az ún. kövült búza- és árpa-követ a Bakonyban minden gyermek ismeri. A kréta-képlethez tartoznak a Rudisták és ezeket K o v á c s Gyula találta legelőször Úrkútnál; Hippuriteszeket pedig K o r n h u b e r a Feketehegyen, a Gella-sziklaszorosban, a bakonybéli Holományon, azután Zircről Ny-ra és a Vaskapunál, közel Olaszfaluhoz, de abban téved, hogy Zirc utcáin roppant hippurittömegekkel találkozott volna. A nevezett K o v á c s Gyula, a Nemzeti Múzeum rendkívül szorgalmas őre is többször járt a Bakonyban, főleg Úrkút vidékén, de a Bakony geológiájáról R ó m e r éhez hasonló terjedelmű munkát nem írt.

A „régibb” Bakonyban feltűnő meszék a Lias-képlethez, főképpen pedig a Dachstein-meszékhez és az ezeket szabályosan burkoló Adnethi-rétegekhez tartoznak. Szerinte minden magasabbra emelkedő hegyen szépen vannak kifejlődve, és mint a Kőrös- és Som-hegyen is, számos kövületet tartalmaznak. Meglepték R ó m e r t a csernyi vörösmárvány-bánya adnethi rétegei, mert azokban 70 cm-en felüli Ammoniteseket és kb. 5 cm átmérőjű Orthoceratitákat talált. A csernyi gazdag Ammonites-lelőhely monografusa, P r i n z Gyula is megemlékezik arról, hogy ezeket az Ammoniteseket még R ó m e r Flóris fedezte fel. Ugyanezeket az ammonitidus képleteket, de sokkal kisebb példányokban, találta meg R ó m e r Nagyvázszyon — Vöröstő között is,

Tovább jutva R ó m e r a Balaton felé, az alsó-triászhoz tartozó kagylómszeszt kövületekkel, Köveskál, Nagyvázszyonnál találta meg; a tarka homokköveket pedig már Z e p h a r o v i c h is említi 1856-ban. Tűzi eredetűek a bazalt („Somla”) áttörések, a Balaton ÉNy-i partján Siümetől D-re, Szántónál, és a sajátlagos idomuk által meglepő Somló és Ság dómhegyei. K o r n h u b e r a Bakony D-i lejtőjén: Öskü, Balla-pta, Pálotától Ny-ra, legújabbban felfedezett lelőhelyről értesít. Kövületei: *Melanopsis Martimiana*, *M. Bouéi*, *M. impressa* eddig több sopronvidéki faluból volt ismeretes, továbbá a Fertő melletti Szentmargiton, Alcsúton és Tihanyon.

Rövid ismertetésünkből is kitűnik, hogy R ó m e r Flóris, több mint száz évvel ezelőtt, „mente et malleo”, teleírt jegyzőkönyvekkel (mind megvannak), rajztömbökkel (jól tudott festeni, rajzolni), korához mért szakszerű gyűjtőkészséggel, éles megfigyelő-

képességgel és egyéb lehetőségekkel járta fáradhatatlanul a szép és tanulságos Bakonyt, és vele nevének is, meg a magyar természettudományos kutatásnak is, elismerést, megbecsülést szerzett. Ezért száz év távlatából, meghajtny most előtte az eddig elmaradt földtani elismerés, a kegyeletes emlékezte iránt tartozó nagyrabecsülésünk zászlaját mi magyar geológusok is, melyet a szép Északbakonyban, a földregiónsi vonatkozású nevet hordó *Zörögteleő* (494 m) hatalmas dachsteinmészkörgőre 1958-ban állított R ó m e r Flóris-kilátótorony emelésével a Veszprémmegyei Idegenforgalmi Hivatal dicséretremélően már megtett! Szülővárosában, Pozsonyban van ugyan már mellszobra, de ilyen R ó m e r Flóris megérdemelte itt nálunk, működése színterén, valahol a Bakonyban is.

Dr. Darnay (Dornay) Béla

Bolchovitina, N. A.: Szporovo-pilcevoj kompleksz goteriva Primugodzsarja. (Primugodzsar hauerivi emeletének spóra és pollenegyüttese.) Naucsnie Dokladi Viszsej Skoli, Geologo-Geograficeszkie Nauki. 1958. 4. sz. 108—114.

A primugodzsari kőolajkutató fúrások az apti üledékek alatt neokom rétegeket harántoltak, melyek két részre tagolhatók: felső — k o n t i n e n t á l i s eredetű, tarkaszínű kőzetekkel; alsó — t e n g e r i zöldesszürke homok, homokkő, agyag és mészkő váltakozásából áll. A tengeri kifejlődés az előkerült fauna alapján a hauerivi emeletbe sorolható. E pontosan meghatározott korú üledékek palynológiai vizsgálata a következő eredményekkel zárult:

A Mugodzsar-környéki hauerivi spóra és pollenegyüttesben uralkodnak az ősi, júraidőszaki, az alsókréta vége felé kihalt túlevelűek, mint a *Podozamites*, *Brachyphyllum*, *Pagiophyllum* stb. Kisebb példányszámban, de mindig jelen van a *Lygodium*. Ezen kívül képviselve vannak a júrában és neokomban megjelenő *Gelichenia*, *Dicksonia*, *Aneimia*, *Selaginella utrigera* stb. spórák, melyek továbbfejlődnek az apti és albai emeletben; valamint a hauerivi emeletben megjelenő formák, melyek a felsőkrétában érik el virágkorukat.

A leirt spóra és pollenegyüttes kisebb változással Ny- és É-Szibériában is előfordul. A felsőjúra és barrémi flóraegyüttestől a hauerivi jól elkülöníthető. A barrémi emeletben a *Brachyphyllum* és *Pagiophyllum* mellett sok fajjal a *Lygodium* uralkodik. A júra típusú túlevelű pollenek teljesen eltűnnek.

D e á k

H. L. Cannon, A. J. Froelich, F. J. Kleinhampl: Botanical prospecting for uranium on the Colorado Plateau. (Növényntani módszerekkel történő uránércutatás a Kolorádó-fennsíkön.) Geological Survey Bulletin 1085, Washington 1960.

Az 1953-ban végzett kutatások során kétféle módszer került alkalmazásra: az indikátor-növények segítségével, valamint a növényhamuelemzéssel történő kutatás. Előző nyílt, utóbbi zárt növénytakaró esetén bizonyult megfelelőbbnek.

Az indikátor-növényekkel való kutatást K-, Ca-, foszfát-, szulfát-, szelenát-sókkal, valamint carnotittal különböző arányban műtrágyázott parcellákban alapozták meg. Megállapították, hogy az U és V, másfelől a SO₄ ill. SeO₄ egyéms felvételét kölcsönösen elősegítik, a PO₄ ill. Ca az U és V felvételét gátolja. Ezért U-teljes jelzésére Se-indikátor növények, elsősorban az *Astragalus pattersoni* alkalmas. A módszer különösen akkor használható, ha az uránérc több mint 0,001% Se-t tartalmaz és átlagos mélysége kisebb mint 15 m. Sok csapadék a talajoldat koncentrációját és így a növénytársulások közti különbséget csökkenti. A kutatás a vizsgált terület valamely ismert érctelepére jellemző 5—6 növényfaj elterjedésének térképi ábrázolásával történik. Ebből a feltáráásra érdemes területre a domborzat, szerkezet és talajvizmozgás ismeretében következtetünk.

A növényhamu-elemzéssel történő kutatás alapja a fák és bokrok anomális U-tartalmának megállapítása. Lúgos területen az ágvégződések hamujának U-tartalma a különböző fajoknál közel azonos, a talaj, ill. a kőzet U-tartalmára jellemző érték. Ez általában 0,6 milliomodrésznél kisebb, anomália esetén 1,0—5,4 milliomodrészes. Az 1,0-s izogramma általában az érces terület határa. Egyenletes növénytakaró esetén a mintagyűjtés hálózatosan történik. Mintavételre egykorú fákat választunk, a mintákat a fa minden oldalán azonos magasságból vesszük. Az elemzési módszerek közül a fluorimetriás módszer a legprecízebb, de rendkívül drága. Az alfa-részecskék számolása nem ad helyes képet, mert a kevés U rádióaktivitását a K-é fedi. Az U természetes vizekben való meghatározására

használt kromatográfiai módszer Marranzino-féle továbbfejlesztése igen olcsó, a terepen is használható, és itt az érces és meddő területek elkülönítésére alkalmas.

A növényhamu-elemzés módszere félig száraz területen 21 m-nél kisebb mélységben levő érc kutatására alkalmas, a közet nedvességtartalma a mélységthártárt csökkenti. A növény által felvett U-mennyiség az érc oxidációs fokával növekszik. Az U-anomáliák térképi ábrázolásából az indikátor-növényeknél alkalmazott módon következtetünk a kutatásra érdemes terület elhelyezkedésére.

S z a t m á r i

Freiberger Forschungshefte. C 79. Lagerstättenkunde. 1960.

A XI. bányász—kohász-nap 1959. május 21—23-án elhangzott előadásainak anyagát tartalmazza a változatos témájú, érdekes füzet. Különösen érdekes ez számunkra, mivel két magyar kartársunk cikkét is közli. Tartalma: B o r c h e r t: Geoszinklinális telepek, ami hozzá tartozik és ami nem tartozik hozzá, és vonatkozásai a geotektonikához és magmatizmushoz. S m i r n o v: A Szovjetunió lehetséges exhalációs- és exhalációs-üledékes kovandztelepei. D i m i t r o v: A panajuristei ércterület magmatizmusa és ércképződése. H e n t s c h e l: A Lahn-Dill típusú vasérc keletkezési kérdései. S z á d e c k y-K a r d o s s E.: Az elemek eloszlása az üledékes és magmás szulfidércekben. A l e k s z i e v: Oligocén üledékes mangánérc Várna mellett Bulgáriában. M i n c s e v - S t e f a n o v a: A nyugatbalkáni Sédmocislenici ólom—cink-érctelepek keletkezése. P a n t ó: Egy érces vulkáni terület (Börzsönyhegység, Magyarország) kutatásának módjai. L e b e g y e v: Magmás keletkezésű ásványok izomorfia viszonyainak törvényszerűségei. L e b e g y e v: A. E. Persznan geenergetikai elmélete és annak fejlődése egy negyedszázad alatt. E k i e r t: Új nézetek az alsó-zechsteini üledékek réztartalmának eredetére vonatkozóan. B a u m a n n: A freibergeri érctelep-körzet teléreinek archívuma. A t a n a s o v: Ércartalmú júra Bulgáriában.

V é g h n é

d e J e k h o w s k y, B.: Méthodes d'utilisation stratigraphique des microfossiles organiques dans les problèmes pétroliers. (Szerves mikrofosziliák rétegtani felhasználásának módszerei a kőolajproblémákban.) Revue de l'Institut Français du Pétrole. Vol. XIII, n° 10, 1958. 1391—1418 old.

Szerző három fejezetre tagolva mutatja be a Francia Kőolajintézet palynológiai és protistológiai laboratóriumában alkalmazott módszereket, melyekkel rétegtani kérdésekben segítik a kőolajkutatókat. Az Á l t a l á n o s s z e m p o n t o k k ö z ö t t történeti összefoglalást, a „pollensporák”, hystrichospheridék, perididék, chitinozoák főbb jellemvonásait ismerteti. Az E r e d m é n y e k e l é r e s e c. fejezetben kiemeli, hogy ismerni kell a vizsgálatra kerülő kőzet keletkezési viszonyait, annak minőségét, színét; részletezi a mintavétel módját külszínen és különböző fúrásokból. Tárgyalja a mikrofosziliák minőségi analizisének fontosságát egyes formákra és csoportokra vonatkozóan. Bemutatja a spóra és pollencsoportok képzésének előnyeit. A mennyiségi analízis a tanulmány egyik fő része. Képletekben levezetve az abszolút és relatív gyakoriság fogalmát vezeti be, részletesen taglalva a gyakoriságokat befolyásoló rétegtani, ősföldrajzi, üledékképződési, foszilizálódási viszonyokat. Az E r e d m é n y e k e r t e l m e z é s e-nél új kiértékelési módszert közöl, melynek segítségével a fúrások rétegzonosítása kb. 5 méteres pontossággal végezhető.

A cikk példaként 21 magyarító diagramon mutatja be az azonosítási módszereket és 3 táblát közöl különböző mikrofosziliákról.

D e á k

d e J e k h o w s k y, B. et V a r m a, C. P.: Essai de corrélation d'après cuttings par voie palynologique simplifiée dans le tertiaire de MB. 2 et MC. 3 région de Meaux. Revue de l'Institut Français du Pétrole. Vol. XIV, n° 6. 1959. p. 827—838.

Szerzők Meaux környékén mélyített, egymástól 28 km távolságban levő fúrások palynológiai vizsgálatát végezték el. A mintákat egységben 4 méterenként vették. A munka sürgősségére való tekintettel a polleneket és sporákat a következő morfológiai csoportokba sorolták:

tokra bontva számolták ki: Disaccites, inaperturát, triporát, tricolporát, tricolpát, monoclpát, monolét, trilét spórák, hystricosphérák. Az egyes csoportok adataiból abszolút és relatív gyakoriságot számítva diagramokat készítettek, melyeken megjelölték a maximumokat, minimumokat, növekedéseket, csökkenéseket és megszakitásokat. Ezt az 5 jellemzőt a két fúrási szelvényen a mélység függvényében ábrázolták, és a megfelelő értékeket összekötve, a rétegeket kb. 5 méteres differenciával azonosítani tudták. A kapott eredmény egyezik a geológusok által megállapított sztratigráfiával. Ez a munka, bizonyítékokkal alátámasztva, pozitív feleletet ad arra a kérdésre, hogy képes-e a palynológia valamilyen egyszerű és gyors módon rétegzonosítási problémákat megoldani.

D e á k

Herlitzius, E.: Georgius Agricola seine Weltanschauung und seine Leistung als Wegbereiter einer materialistischen Naturauffassung. Freiburger Forschungshefte Kultur und Technik D. 32. Akademie-Verlag, Berlin 1960.

Georgius Agricola (Georg Bauer 1494–1555) a reneszánsz hajnalán működött nagynevű német szellemóriás, mint a bányászati és kohászati tudományok megalapozója, az ásványok tulajdonságainak, jellegeinek kritikai leírója, a földtanban is korát meghaladó ismeretekkel szerepel. Latin nyelvű alammunkáiban tőle származik a „fossilia” elnevezés (De natura fossilia) az ásványok és a kőzetekben található szerves maradványok együttes értelmezésével, mindent vízből keletkezettnek tekintő, Wernerert megelőző neptunista szemlélettel. Az Ammonites, Belemnites és a cápafogak vizes keverékből megkeményedett alakulatok, míg a növényi maradványok, levelek, fák, valamint a csontok, halak szerves eredetűek, kövesítő nedv (succus lapidescens) által kővé alakultak. Latin nyelvű klasszikus alammunkáiban, melyek 1959-ben, a négy százéves évforduló emléktünnep alkalmából német nyelvű teljes fordításban és sokirányú kritikai értékeléssel újra kiadásra kerültek, a megelőző ókori írásokból átvett ismereteken kívül, földtani megfigyeléseket közöl hideg és meleg forrásokról, földrengésekről, működő és kialudt vulkánokról, vulkáni kőzetekről is. Ezek nyomán kapta Werner részéről az „ásványtan atyja” megtisztelést. Bányorvosi működése közben gyűjtött természet-megfigyeléssel alátámasztott bányászati tapasztalatait ebben a vonatkozásban, úttörő módon foglalta rendszerbe, s mint a „bányászat atyja” szerepel a tudománytörténetben.

Az előttünk levő könyv humanista – materialista oldaláról mutatja be Agricola sokirányú természetvizsgálói tevékenységét. Működése a feudalizmusból a polgárosodás kezdetén nemcsak a természet jelenségeinek és a bányászat folyamatainak leírására szorított, hanem a társadalomalakulás, gazdasági élet, történelem és politikai helyzet összefüggéseire is kiterjedt. Ennek világnézeti és természetfilozófiai értékelését adja ez a munka, ugyancsak a lezajlott négy százéves megemlékezések alkalmából. Megfelelő kortörténeti beállítás után jellemzi Agricola filozófiai felfogását az erő–anyag, keletkezés és ok, anyagelvűség, valamint ember és társadalom viszonylatában. Megállapítja Agricola korához képest kétségtelen haladó voltát, tapasztalati materialista szemléletét, a teológiával és babonákkal szemben álló megismerésre irányuló szellemét. Az ércek, ásványok keletkezésének okát nem a teremtésben keresi; a megismerésre való törekvés szabad akaratát vallja, ami szerinte nincs ellentétben az isten fogalmával. A megismerhetőségre irányuló törekvéséből következik a középkorban lábrakapott (ma is sokfelé feltűnő) varázsvessző használata elleni állásfoglalása. „Igazi bányász nem használ varázsvesszőt, mert a természet dolgaiban járatos és tájékozott lévén, megfigyeli a telérek ismérveit.”

A továbbiakban behatóan fejtegeti Agricola működésének korszerű társadalomelméleti és műszaki gazdaságfejlesztési jellegét, amiből kitűnik, hogy a nagy természetvizsgáló nemcsak az „ásványtan és a bányászat atyja”, hanem valóban a maga idejében korát meghaladó világnézeti humanista volt.

v. e.

TÁRSULATI ÜGYEK

1961. téli ülészakon elhangzott előadások

Január 4. Előadóülés

Elnök: Kertai György

Vargáné Máthé Klára: Kálimetaszomatózis és kálifeldúsulás a Sátoralja-
újhely és Vágáshuta közti területen

Vita: Mauritz B., Szádeczky-Kardoss E., Szalay T., Kiss J.,
Varju Gy., Székyné Fux V., Vargáné Máthé K., Kertai Gy.

Radócz Gyula – Vörös István: Konkréciókból kiinduló sugárirányú repedések
a borsodi agglomerátumos andezittufában

Vita: Alföldi L., Kiss J., Szádeczky-Kardoss E., Gedeon T.,
Molnár J., Kertai Gy., Vörös I., Szádeczky-Kardoss E.

Hönig Gyula: Trachidolerit telérek a komlói középső triász dolomitösszetben
mélyfúrások alapján

Vita: Szederkényi T., Szádeczky-Kardoss E., Kertai Gy.,
Szádeczky-Kardoss E., Kertai Gy.

Résztevők száma: 64

Január 16. Agyagásványtani Szakcsoport vitaulése

Vitavezető: Nemezc Ernő

A megbeszélés tárgya: Az agyagásványokat tartalmazó kőzetek jellemzése, neve-
zék- és rendszertana,

Vita: Grofcsik J., Takáts T., Földváriné Vogl M., Sztróka K.,
Kiss J., Székyné Fux V., Sohai, Szántó F., Kiss L., Vágó B., Barna
J., Takáts T., Juhász Z., Székyné Fux V., Richter V., Nemezc E.

A vita eredményeinek leszűrésére, összegzésére alakult Bizottság tagjai: Juhász
Z. (elnök), Bárdossy Gy., Barna J., Grofcsik J., Szántó F., Székyné
Fux V.

Résztevők száma: 31

Január 18. Klubnap

Franciaországi tanulmányútjának vetített képekkel kísért beszámolóját követően
Kiss János Beethoven V. szimfóniájának sztereofelvételét is bemutatta a Münchener
Filharmonikusok előadásában. A klubest második részében a Társulat elnökségének kez-
deményezésére kötetlen baráti beszélgetés alakult ki a magyar földtant s a Társulatot
érintő kérdésekről.

Résztevők száma: 97.

Január 30. Anyagásványtani Szakcsoport előadóülése

Elnök: Földváriné Vogl Mária.

Rappné Sik Stefánia: Szerves festékek adszorpciója H-montmorilloniton

Vita: Nemezc E., Gedeon T., Szántó F., Földváriné Vogl M.,
Rappné Sik S.

Juhász Zoltán: A diszperzitásfok szerepe az agyagkőzetekben. Fajlagos felület
gyors meghatározása

Vita: Barna J., Náray-Szabó I., Szántó F., Kiss L., Varju Gy., Juhász Z., Földváriné Vogl M.

Mándy Tamás: Módszer agyagkőzetek frakcionálással egybekapcsolt röntgenvizsgálatára

Vita: Bárdossy Gy., Sztróka K., Juhász Z., Szántó F., Náray-Szabó I., Mándy T., Földváriné Vogl M.

Részvevők száma: 41

Február 1. Előadórés

Elnök: Fülöp József

Bidló Gábor: Triász mészkövek oldási maradékának röntgenvizsgálata

Vita: Bárdossy Gy., Gedeon T., Szabóné Drubina M., Vadász E., Bárdossy Gy., Vadász E., Székyné Fux V., Fülöp J., Bidló G.

Oravecz János—Végh Sándorné: A Vértes- és a Bakony-hegységi triász rétegtani és szerkezeti kapcsolata

Vita: Horusitzky F., Végh S., Balogh K., Szentes F., Vadász E., Horusitzky F., Végh S., Fülöp J., Végh S.-né.

Oravecz János: Újabb triászrétegtani adatok a Gerecse-hegység és a Budai-hegység közötti területről

Vita: Balogh K., Horusitzky F., Fülöp J., Horusitzky F., Góczán F., Balogh K., Vadász E., Fülöp J., Oravecz J., Fülöp J.

Részvevők száma: 66

Február 22. Választmányi ülés

Elnök: Kertai György

Napirend: 1. Beszámoló a Társulat 1960. évi működéséről és az 1961. első félévi munkaterv ismertetése. 2. A Szabó József Emlékérem Bizottság javaslatának előterjesztése. 3. Folyó ügyek, javaslatok, indítványok.

Részvevők száma: 21

Február 27. Agyagásványtani Szakcsoport előadórés

Elnök: Földváriné Vogl Mária

Nemecz Ernő—Varju Gyula: Na-bentonitosodás-adulárosodás-zeolitosodás a Szerencsi-öböl főszelvényében

Vita: Pantó G., Székyné Fux V., Szepesi K., Kiss L., Juhász Z., Földváriné Vogl M., Nemecz E.

Árkosi Klára: Agyagásványok elektron-mikroszkópos vizsgálata

Vita: időhiány miatt elhalasztva

Részvevők száma: 43

Március 1. Negyedkorföldtani előadórés

Elnök: Bogsch László

Moldvay Loránd: A Berettyó völgy és a déli Nyírségperem felsőpleisztocén képződményeinek települési viszonyai

Kriván Pál—Moldvay Loránd—Nagy Lászlóné: A Tószeg-kiskörösi felsőpleisztocén szelvény

Vita (mindkét előadáshoz): Horusitzky F., Scherf E., Szabó P. Z., Wein Gy., Láng S., Rónai A., Moldvay L., Kriván P., Bogsch L.

Részvevők száma: 31

Március 15. Ünnepi közgyűlés

„Egyetemi tanári működésének 100. évfordulója alkalmából Szabó József, az első, a legnagyobb magyar geológusra, a nevét viselő érem kiadásával, ünnepi közgyűlésen emlékezik a Magyar Földtani Társulat.”

Elnök: Vadász Elemér

Vadász Elemér: Ünnepi megnyitó

Százdeczy-Kardoss Elemér: Szabó József az ásvány- és kőzettudós

Balleneger Róbert: Szabó József a magyar tudományos talajtan megalapítója

Kriván Pál: Szabó József jelentősége a földtörténeti közelmúlt megismerésében és a neotektonikában

Mind a négy előadás a Földtani Közlöny 91. köt. 3. füzetében jelenik meg.



1. ábra. Dr. h. c. Vadasz Elemér elnöki megnyitóját olvassa. Az elnökség tagjai: Szádeczky-Kardoss E., Ballenegger R., Kertai Gy., Kriván P

Az előadásokat követő szünet után Vadasz E. elnök felkéri Kriván Pál titkárt a Szabó József Emlékérem Bizottság jelentésének bemutatására.

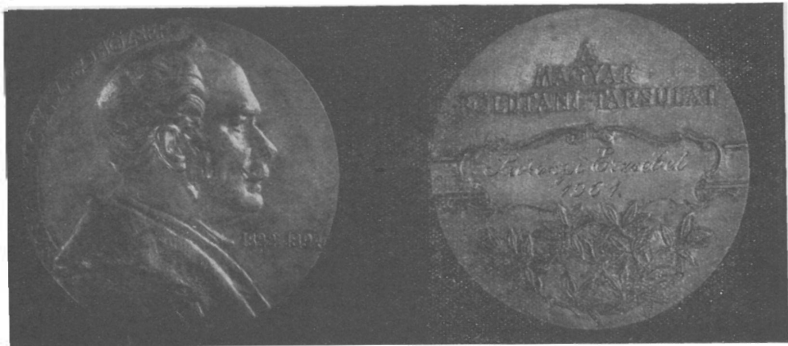
A Szabó József Emlékérem Bizottság jelentése :

A Magyar Földtani Társulat Elnökségétől kiküldött Szabó József Emlékérem Bizottság javaslata alapján a Társulat 1961. február 22-re összehívott Választmánya egyhangúlag Szörényi Erzsébet „Bakonyi kréta Echinoideák” c. munkáját ítélte a Szabó József emlékéremmel való kitüntetésre.

Az említett munka, az aprólékos, pontos és megbízható leíró részeken kívül, széles alapokon tárgyalja anyagát fajelterjedési, törzsfjlődési szempontból; paleopathológiai szempontokat vesz figyelembe, munkamódszerével példát mutat. Rétegtani eredményeit más ősmaradványcsoportok vizsgálati eredményei is alátámasztják. Szemléletében korszerű. A magyar szaknyelv terén is kiváló érdeműl kell elismernünk, hogy a régi magyar irodalom szakkifejezéseit pontos körülhatárolással újítja fel.



2. ábra. A Szabó József emlékérem átadása Szörényi Erzsébetnek.



3. ábra. A Szabó József emlékérem.

Mindezek a megállapítások teljes mértékben megfelelnek azoknak a követelményeknek, amelyeket a Szabó József Emlékérem Bizottság ügyrendje az érem kiosztásával kapcsolatban a jutalmazandó munkával szemben előír, s ezért a Magyar Földtani Társulat Választmánya a „Bakonyi kréta Echinoideák” c. tanulmányának ítélte a kitüntetést, minthogy ez a munka abszolút becsű, önálló kutatások alapján készült, eredményeit szabatosan fogalmazta meg, és új adatokkal gazdagítja irodalmunkat.

(A Szabó József Emlékérem Bizottság összetétele: B o g s c h László elnök, B a l o g h Kálmán, F ö l d v á r i n é V o g l Mária, J a n t s k y Béla, M a j z o n László, N a g y Lászlóné, S z e n t e s Ferenc bizottsági tagok.)

Az Ünnepi Közgyűlés résztvevői egyhangú tetszésnyilvánítással tették magukévá a Szabó József Emlékérem Bizottság jelentésének a Társulat Választmányától támogatott javaslatát. Ezekután az elnök V. a d á s z Elemér összehasonlító visszatekintés, ünnepi jókívánságok kíséretében nyújtotta át Sz ö r é n y i Erzsébetnek a Magyar Földtani Társulat legnagyobb kitüntetését, a Szabó József emlékérmét.

A Szabó József emlékérem tulajdonosai:

1. B ö c k János	1900 †	10. N o p c s a Ferenc	1927 †
2. U h l i g Viktor	1903 †	11. Z i m á n y i Károly;	1930 †
3. K a l e c s i n s z k y Sándor	1906 †	12. L ő r e n t h e y Imre	1933 †
4. P e t h ő Gyula	1909 †	13. V e n d l Aladár	1936
5. P á l f y Mór	1912 †	14. R a k u s z Gyula	1939 †
6. id. L ő c z y Lajos	1915 †	15. R o z l o z s n i k Pál	1942 †
7. B a l l e n e g g e r Róbert	1918	16. M a j z o n László	1946
8. T o b o r f f y Zoltán	1921 †	17. id. N o s z k y Jenő	1948 †
9. K r e n n e r József	1924 †	18. V e n d e l Miklós	1950
	19. V a d á s z Elemér		1954
	20. S z á d e c z k y-K a r d o s s		
	Elemér		1958
	21. S z ö r é n y i Erzsébet		1961

A Szabó József emlékérem átadása után V a d á s z Elemér elnök felkéri K r i v á n Pál titkárt az Ünnepi Közgyűlés utolsó programpontjának ismertetésére. K r i v á n Pál felolvassa *B a c s á k György* tiszteletli taggá ajánlását:



4. ábra. V a d á s z Elemér a Társulat örökös diszelnöke bensőséges szavakkal köszönti a 91 éves B a c s á k Györgyöt, a Magyar Földtani Társulat új tiszteleti tagját.

A Magyar Földtani Társulat Elnökségének és Választmányának 1961. február 22-i ülése úgy határozott, hogy Dr. B a c s á k Györgynek, Társulatunk doyenjének tiszteleti taggá választását egyöntetű állásfoglalással terjeszti a mai Ünnepi Közgyűlés elé.

Dr. B a c s á k György a poliglacialista pleisztocénszemlélet, az éghajlati alapozottságú pleisztocéntagolás, a negyedkori abszolútkronológia magyarországi mestere, a M i l a n k o v i c-elmélet megújítója és továbbfejlesztője, a föld- és ásványtani tudományok doktora, a világszerte ismert magyar természettudós a legutóbbi években is — magas korát meghazudtoló lendülettel — műveli tovább a földtan negyedkori tudomány-szakát. Dolgozataival a magyar földtannak tiszteletet, megbecsülést, érdemes hírnevet szerez.

B a c s á k György legújabbán írott munkái szintén nemzetközi érdeklődésre tarthatnak számot. Közülük is „Az egyenlítői öv és a sarkok besugárzása”, „A kedvezményes környed kialakulása és összefüggése az eljegesedésekkel” és az 1961. évi lengyelországi INQUA-ra készített „A negyedkorkutatás fejlődése” c. munkák jelentőségére kívánja a Magyar Földtani Társulat Elnöksége és választmánya az Ünnepi Közgyűlés figyelmét felhívni.

Míndezek alapján a Magyar Földtani Társulat Elnöksége és Választmánya kéri a t. Ünnepi Közgyűlést, hogy Dr. B a c s á k György tiszteleti tagul ajánlását fogadja el, tegye magáévá.

Az Ünnepi Közgyűlés résztvevőinek lelkes és szűnni nem akaró tetszésnyilvánítása nyomán V a d á s z Elemér elnök elfogadottnak jelenti ki az Elnökség és a Választmány javaslatát, s bensőséges szavakkal köszönti B a c s á k Györgyöt, a Magyar Földtani Társulat új tiszteleti tagját.

V a d á s z Elemér a következő szavakkal zárta be Társulatunk valóban ünnepi hangulatú Ünnepi Közgyűlését: „Napirendünk véget ért. Nem mulaszthatom el azonban az alkalmat, hogy még a befejezés előtt az elmúlt év fáradságos munkájáért a Társulat vezetőségének: Elnökségének és Választmányának, valamint az eredményes társulati fejlesztésben való közreműködéséért tagtársainknak erről a helyről ünnepélyes köszönet ne mondjak.”

Résztvevők száma: 127.

A Magyar Földtani Társulat Mecseki Csoportjának 1961. évi téli ülészakon elhangzott előadásai:

Január 13. Előadórülés

Elnök: Hegybiró Béla

Pólai György: A komlói kőszénmedence bányaföldtani vizsgálatainak eredményei a legújabb kutatások tükrében

Vita: Hegybiró B., Kiss J., Pólai Gy., Kiss J., Somos L., Kiss J., Somos L., Kiss J., Pólai Gy., Hegybiró B., Virágh K., Pólai Gy., Fejér L., Pólai Gy., Lada Á., Somos L., Várhegyi P., Fejér L., Kiss J., Pólai Gy., Kriván P., Hegybiró B.

Résztevők száma: 29

Február 17. Előadórülés

Elnök: Kertai György

Jantsky Béla: A baranyai kristályos alaphegység

Vita: Csalogovits I., Varju Gy., Jámbor Á., Gyovai L., Jantsky B., Kertai Gy.

Résztevők száma: 61

Március 17. Előadórülés

Elnök: Virágh Károly

Nagy Elemér: Másodlagos dolomit előfordulás a mecseki anisuszi képződményekben

Jámbor Áron — Szabó József: A Nyugati Mecsek miocén kavicsai vizsgálatának földtani eredményei

Kaszap András: A Villányi hegység malm rétegeinek mikrofácies vizsgálata

Résztevők száma: 42

Előfizethető a Posta Központi Hirlap Irodánál (Budapest, V., József nádor tér 1.) és bármely postahivatalnál. Csekk számla szám: egyéni előfizetésnél 61.257, közületi 61.966 (vagy átutalás az MNB, 8. sz. folyószámlájára.)

Kiadásért felel az Akadémiai Kiadó igazgatója

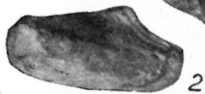
Műszaki felelős: Pataki Ferenc

Kézirat beérkezett: 1961. III. 15. — Példányszám: 1250 — Terjedelem: 13,3 (A/5) papírv — 18 oldal tábla

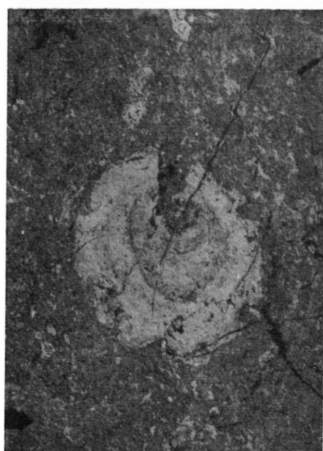
60.53152-Akadémiai Nyomda, Budapest — Felelős vezető: Bernát György



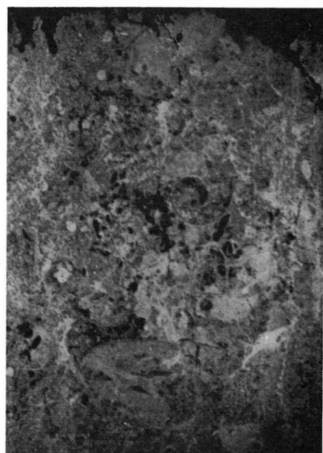
Oravecz—Véghné: A vértesi- és bakony-hegységi triász kapcsolata



Oravecz—Véghné: A vértesi- és bakony-hegységi triász kapcsolata



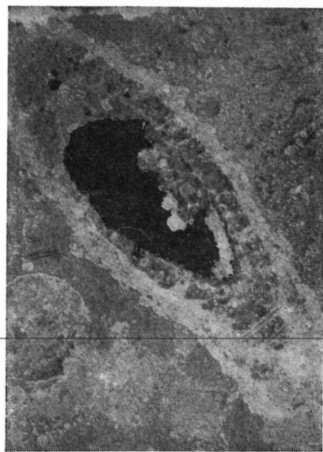
1



2



3



4

Oravecz—Véghné: A vértés- és bakony-hegységi triász kapcsolata



1



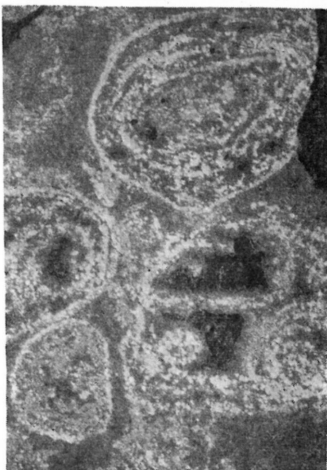
2



3

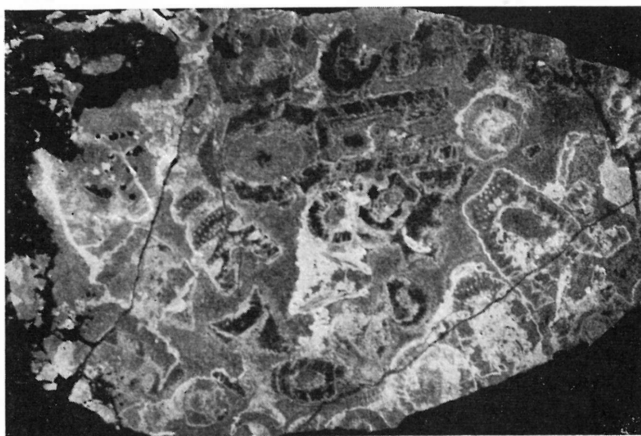


4

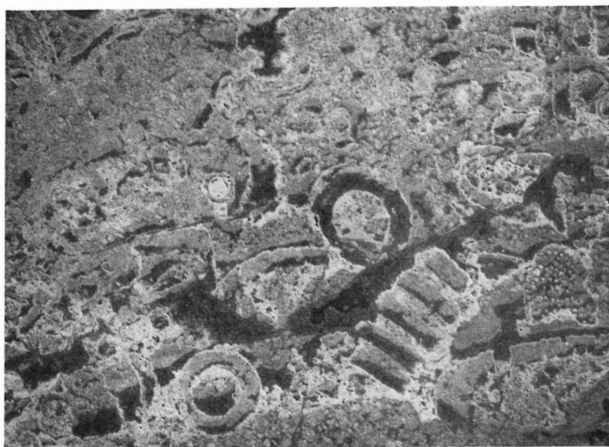


5

Oravecz—Véghné: A úrtes- és bakony-hegységi triász kapcsolata

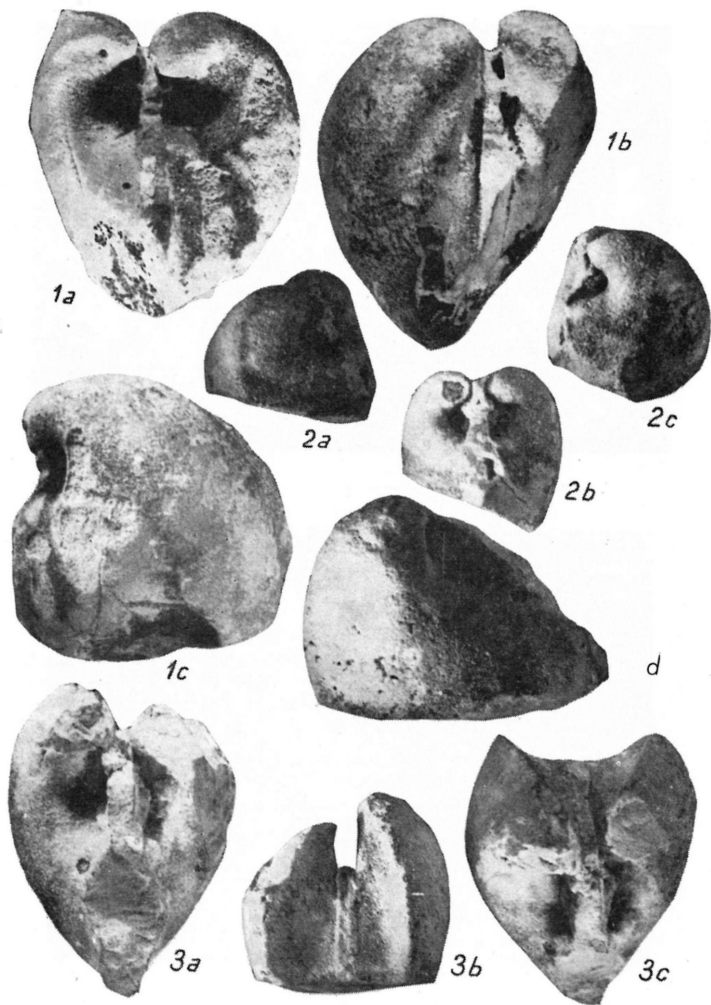


1



2

Oravecz—Véghné: A vértés- és bakony-hegységi triász kapcsolata



Oravecz—Véghné: A vértesszőlős- és bakony-hegységi triász kapcsolata



1



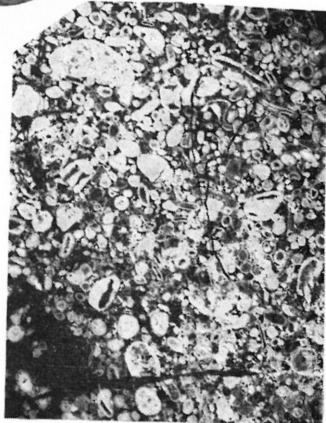
2



3



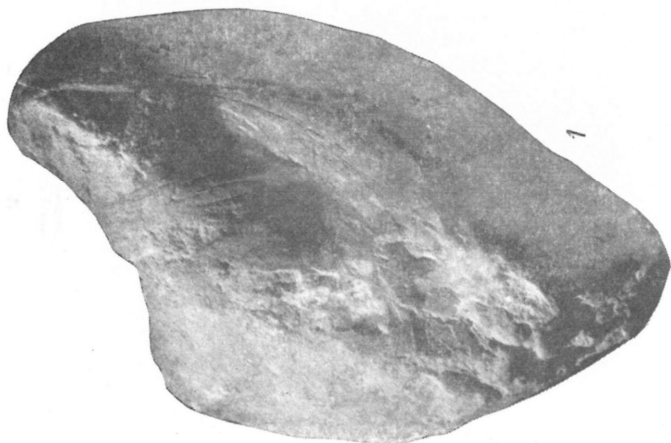
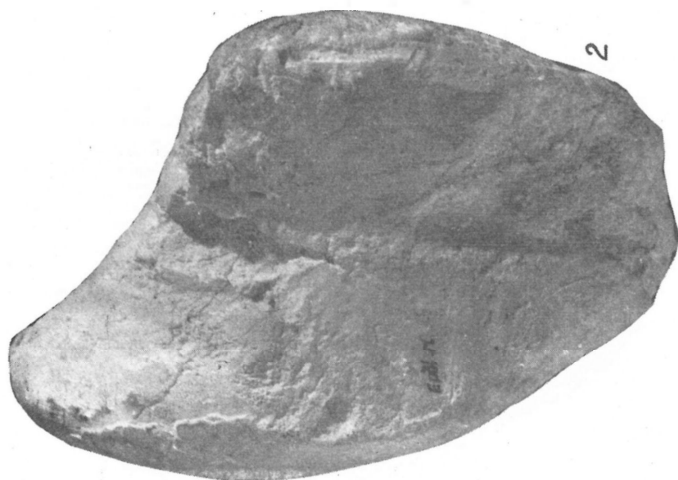
4 5



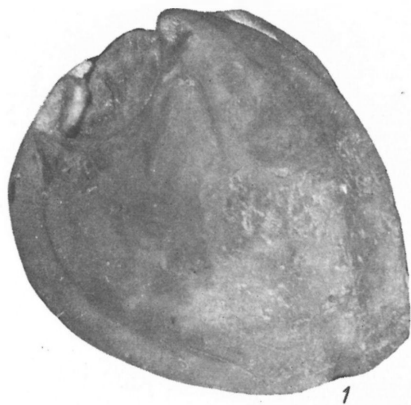
Oravecz—Véghné: A vértés- és bakony-hegységi triász kapcsolata



Oravecz: A Gerecse- és Budá-Pilisi-hegység közti rögtérület triász



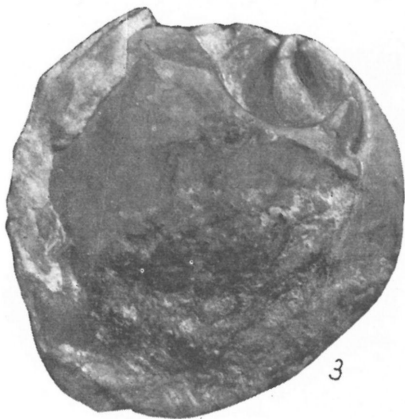
Oravecz: A Gerecse- és Buda-Pilisi-hegység közti rögterület triász



1



2

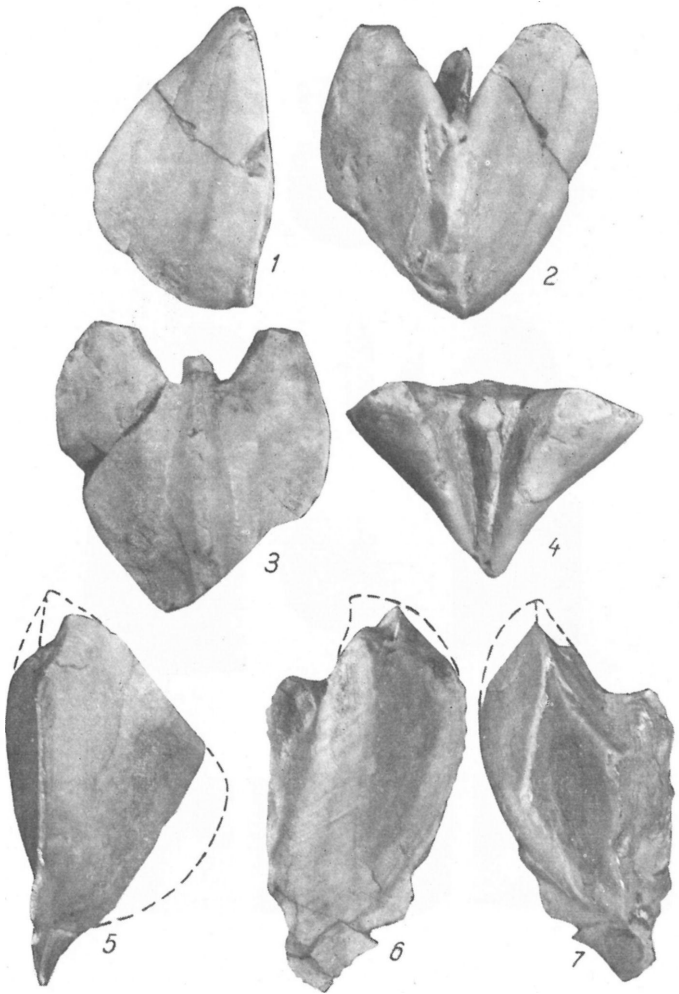


3

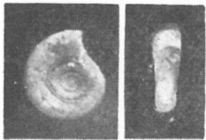
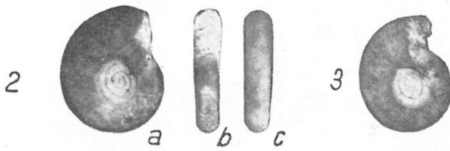
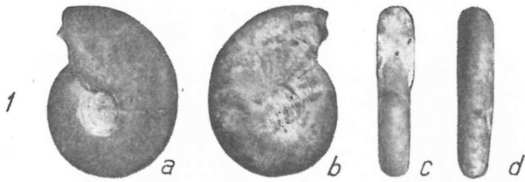


4

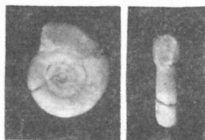
Oravecz: A Gerecse- és Buda-Pilisi-hegység közti rögterület triász



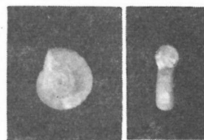
Oravec: Gerecse- és Buda-Pilisi-hegység közti rögtérület triász



7

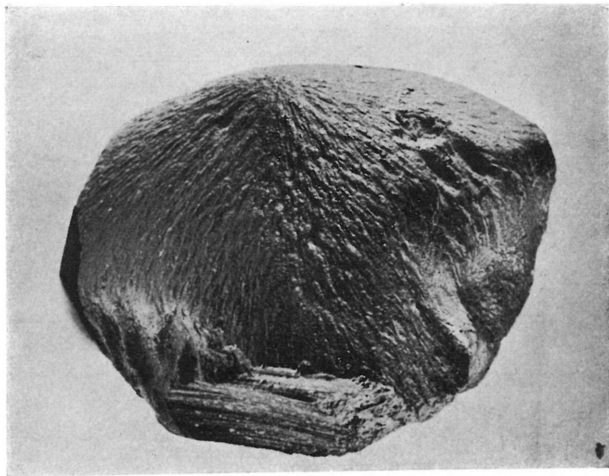


8

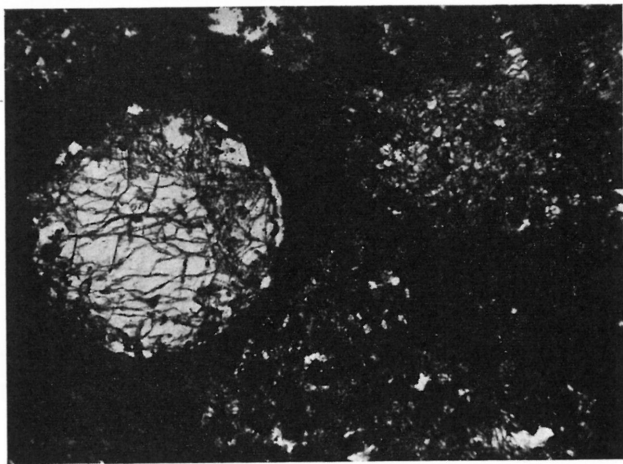


9

Oravecz: A Gerecse- és Buda-Pilisi-hegység közti rögtérület triászja

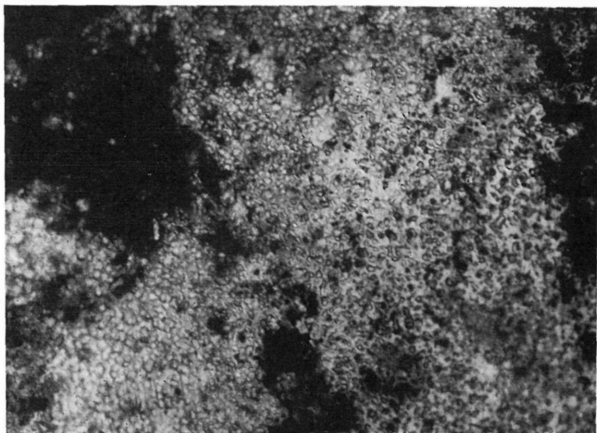


1

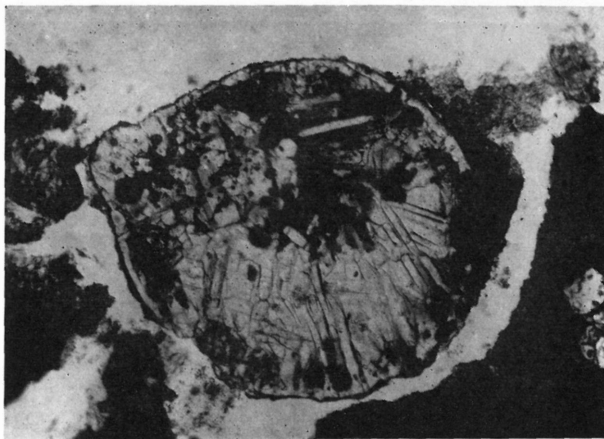


2

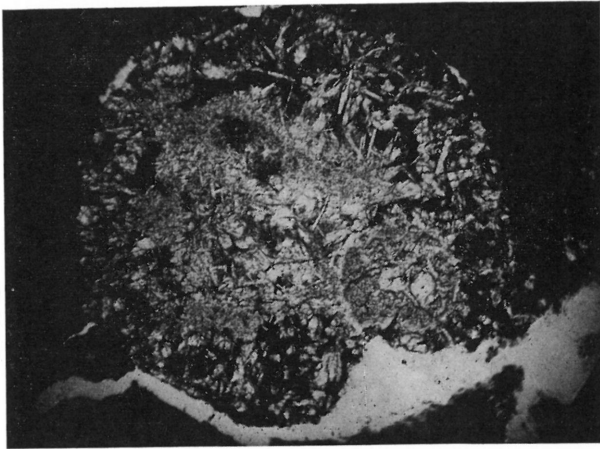
Sztrókay—Tolnay—Földváriné: A kabal meteorit



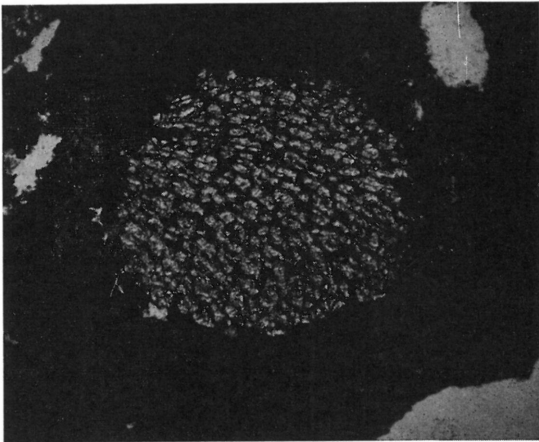
3



4

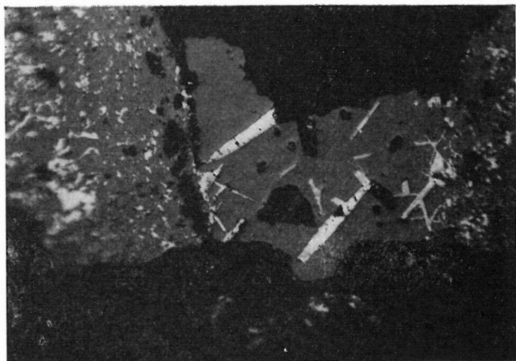


5

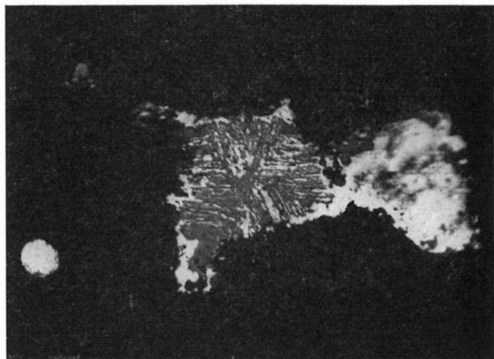


6

Sztrókay—Tolnay—Földváriné : A kabal meteorit

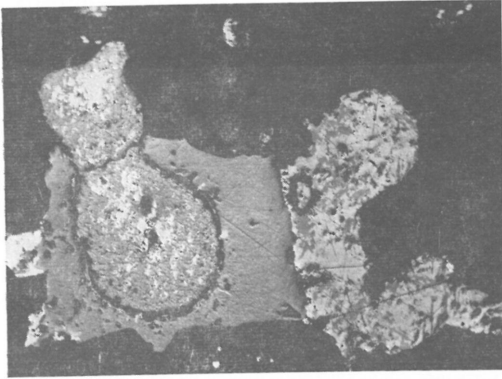


7



8

Sztróky—Tolnay—Földváriné: A kabai meteoszit

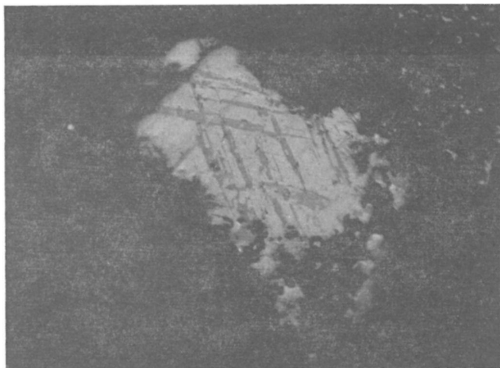


9

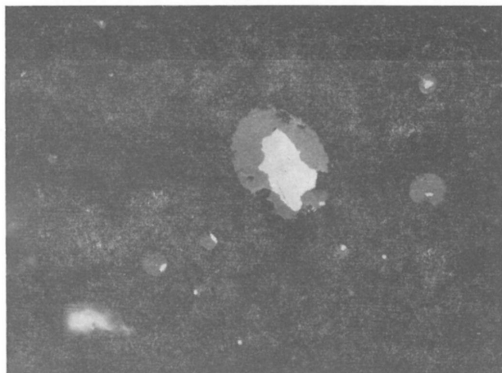


10

Sztrókay—Tolnay—Földváriné: A kabai meteorit



11



12

Sztróky—Tolnay—Földváriné: A kábai meteorit

MUNKATÁRSAINKHOZ!

Folyóiratunk, a FÖLDTANI KÖZLÖNY, a szerzők, a szerkesztők és a nyomdaipari dolgozók együttes munkájának eredménye. Ennek az együttes munkának megkönnyítésére, takarékos, jobb és szebb kivitelére kérjük munkatársainkat az alábbi szerkesztőségi kívánalmak és előírások pontos megtartására. Kéziratok jól olvasható módon, gondosan átolvasott és ékezetjavítással ellátott, nyomtatásra kész állapotban adhatók le. Tömör, rövidre fogott fogalmazást kérünk bőbeszédűség nélkül, szükségtelen leíró részletek és ismétlések elhagyásával! Ügyeljünk a helyesírásra, amelyre vonatkozóan a Magyar Tudományos Akadémia az irányadó. Magyarul, magyarosan írunk, minden nélkülözhető idegen szóhasználat mellőzésével (beleértve a szakkifejezéseket is). Íráskészségünk állandó fejlesztésére törekedünk!

Minden eredeti közlemény elején rövid összefoglalást kérünk a dolgozat tartalma és terjedelme szerinti néhány sorban, legfeljebb nyomtatott egyharmad oldalnyi terjedelemben.

Idegen nyelvi fordítás céljára külön rövid tartalmi kivonatot kérünk. Ábraaláírásokat a szövegben a megfelelő helyen illesztjük be, egy példányban pedig külön mellékeljük a fordítandó kivonathoz.

Az idegen nyelvű fordítás szükségességét és terjedelmének mértékét a Szerzők kívánságai alapján a Szerkesztőbizottság állapítja meg.

A FÖLDTANI KÖZLÖNY negyedévenkénti pontos megjelenésének biztosítására csak a fentebbiek szerint elkészített és minden melléklettel (rajzok, fényképek) együtt már beadott kéziratokat vesszünk számításba. A társulati szaküléseken előadott dolgozatok elsősorban jogosultak kiadásra, de ezek elfogadásáról is a Szerkesztőbizottság határoz.

A kéziratok nyomdára való előkészítésére a betűfajták következő, általánosan elfogadott egységes megjelölését kívánjuk: cím: =====
összefüggő hármas aláhúzás; fontosabb szavak vagy kiemelkedő megállapítások: egyszeri szaggatott aláhúzás (ritkített vagy szórt szedés); személynevek egyszeri szaggatott aláhúzás; *nem* és *fajnevek* egyszerű folytonos vonallal jelölendők (kurzív). Hosszabb adatfölsorolások, irodalomjegyzék (a dolgozat végén) apróbb szedést (petit) kapnak a kéziratban oldalt hullámos vonaljelzéssel.

Teljességre törekvő irodalomfelsorolás csak összefoglaló jellegű, nagyobb tanulmányokhoz kívánatos. Szöveg közti irodalomutalások és közbeiktatott mondatok mellőzendők.

Fajneveket, személyekről elnevezetteket is, kis kezdőbetűvel írunk.

Rajzok vonalas kivitelben tussal, a Közlöny tükörméretének többszörösében készítenődők, a szükséges kicsinyítés figyelembevétele szerinti vonalakkal és betűkkel. A szövegek közti rajzok magyarázata és felirata a kézirat megfelelő helyén is beírandó a folyamatos szedés elősegítése miatt.

A dolgozatok terjedelme legfeljebb egy nyomtatott ív (16 oldal). Általánosabb jellegű vagy egy tárgykört összesítő, lezárt, nagyobb terjedelmű munkák kiadása csak a Szerkesztőbizottság külön határozata alapján lehetséges.

Ismertetések nagyobb mértékű rendszeres közlésére van szükség. Hazai szerzők más kiadásában megjelent munkáit a szerzők is ismertetik folyóiratunkban. Külföldi, összefoglaló jellegű, általános érdeklődésre igényt tartó könyvek ismertetését kérjük, elsősorban a rendelkezésre álló szovjet irodalomból. Az ismertetések azonban csak a figyelem fölkeltését szolgálják, tehát csak rövid foglalatot adhatnak.

Különlenyomatok a szerző költségére készíthetők.

Nem megfelelő módon előkészített kéziratokat a szerkesztőség nem fogadhat el.

Elnökség.

Előfizetési díj egy évre 40,— forint

Felelős szerkesztő:
VADÁSZ ELEMÉR

Technikai szerkesztő:
VÉGH SÁNDORNÉ

A szerkesztőbizottság tagjai:

BALOGH KÁLMÁN, BOGSCH LÁSZLÓ, CSAJÁGHY GÁBOR, EGYED LÁSZLÓ,
FÜLÖP JÓZSEF, KERTAI GYÖRGY, KRIVÁN PÁL, MAJZON LÁSZLÓ,
MORVAI GUSZTÁV, PANTÓ GÁBOR, SZEBÉNYI LAJOS,
SZTRÓKAY KÁLMÁN, TASNÁDI KUBACSKA ANDRÁS

