

FÖLDTANI KÖZLÖNY

A MAGYARHONI 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

XCVII. KÖTET

I. FÜZET



FÖLDTANI KÖZLÖNY XCVII. kötet, I. füzet, 122 oldal

Budapest, 1967. január—március

TARTALOM — СОДЕРЖАНИЕ — CONTENU

Értekezések — Научные статьи — Mémoires

| | |
|--|---------|
| Dr. S z t r ó k a y K á l m á n: A szilikátmeteoritok ásványos és vegyi alkotásának fejlődésének változásai — Evolutionary changes of the mineral and chemical composition of a stony meteorites | 3—14 |
| B a l l a Z o l t á n: A Dunától perm előtti képződményeinek szerkezetéről — О допермской тектонике Задунайщины | |
| Dr. C s e h N é m e t h J ó z s e f: Úrkút és Eplény mangánterületeinek összehasonlítása — Ein Vergleich der Manganerzlagertstätten von Úrkút und Eplény | 15—28 |
| V i r á g h K á r o l y—V i n c z e J á n o s: A mecseki uránérclelőhely képződésének sajátosságai — Specific features of the formation of the Uranium ore occurrence, Mecsek Mts, Hungary | 29—38 |
| Dr. S z a l a y S á n d o r—Dr. S á m s o n i Z o l t á n: Uránium kioldódásának vizsgálata magmás kőzetek zúzalékából — Investigations on the leaching of Uranium from crushed Magmatic Rocks | 39—59 |
| Dr. K ó k a y J ó z s e f: A Bakony-hegység felsőtortonai képződményei — Obertonische Ablagerungen des Bakonygebirges | 60—73 |
| Dr. B a l k a y B á l i n t—Dr. B á r d o s s y G y ö r g y: Lateritesedési részfolyamatvizsgálatok guineai lateriteken — Étude des processus élémentaires de la latéritisation sur latérites guinéennes | 74—90 |
| Hírek — Сообщения — Notices | 91—110 |
| Társulati ügyek — Дела общества — Affaires de la Société | 111—118 |
| | 119—122 |

FÖLDTANI KÖZLÖNY

A MAGYARHONI 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

XCVII. KÖTET

I. FÜZET



FÖLDTANI KÖZLÖNY XCVII. kötet, I. füzet, 122 oldal

Budapest, 1967. január—március

ÉRTEKEZÉSEK

A SZILIKÁTMETEORITOK ÁSVÁNYOS ÉS VEGYI ALKATÁNAK FEJLŐDÉSES VÁLTOZÁSAI

Dr. SZTRÓKAY KÁLMÁN IMRE*

(7 ábrával, 1 táblázattal)

Összefoglalás: A kondritos meteoritok újabb vizsgálatának eredményeit összegezve szerző újlag állást foglal az *in situ* redukció, mint fejlődési folyamat mellett. Az aszteroida képződési anyagalmaz legkezdetlegesebb állapotát az I. típusú szenes kondritok képviselik. Ezekből kiindulva bemutathatók a folyamatos változások. Lényegében minden Földünkre kerülő meteorit a redukálódás bizonyos szakaszát jelzi. A jelenségek értelmezésében egyetért az eredeti kis anyagalmazban kialakult „internális atmoszféra” szükségyszerűségével, mely mind a szénhidrogén-polimerizáció létrejöttét, mind a hidroszilikátképződést, s egyben a további kristályosodási fokozatokat, és a fémvassá redukálódást is magyarázza. A fejlődési változások azonban nem egyenletesek, azaz a folyamatok változó intenzitással mentek végbe. Az egyik gyors és erőyes redukcióval kialakult termék a sajátos ásványos és vegyi összetételű cnsztatit-kondrit. A fejlődés menetét jelző, újonnan szerkesztett diagramon kettős fejlődési vonal rajzolódik ki. A két vonal azonban nem párhuzamos: a kiinduló pont felé irányuló összetartása egységes kezdeti anyagalmaz mellett bizonyít.

Az utóbbi egy-két évtizedben a meteoritok vizsgálatáról megjelent nagyszámú tanulmány javarészt elemzési eredményeket tartalmaz. A kutatáshoz ma már a korszerű eljárások és műszeres berendezések egész sorát lehet igénybe venni, ami számos új, néha meglepő megismeréshez vezetett, ugyanakkor elkerülhetetlenül együttjárt bizonyos vegyi, fizikai, szerzeti-szerkezeti hasonlóságok, „rokonságok” kiderítésével s ennek nyomán új csoportok és kategóriák elkülönítésével.

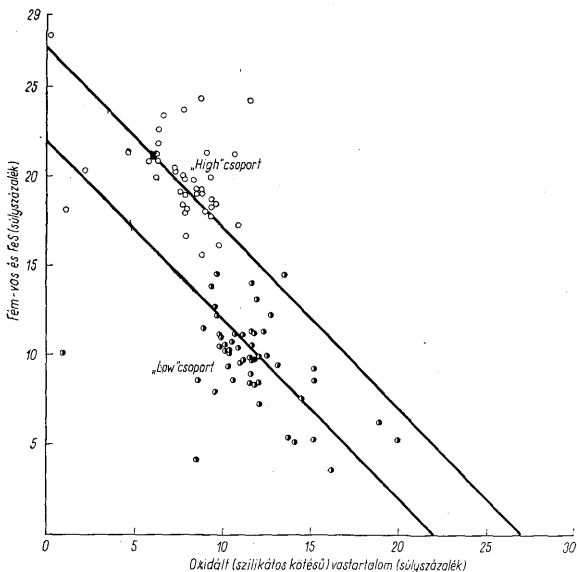
Az alapvető beosztás természetesen nem változott: a szilikát- (aerolit-), a szilikátos vas- (sziderolit-) és vasmeteorit- (sziderit-) elkülönítés továbbra is érvényes, de jólismert tény, hogy a szilikátmeteoritok vannak túlsúlyban, ezen belül pedig a legnépesebb kategória a kondritoké. A Földünkre hullott szilárd kozmikus anyagnak mintegy 86%-a kondrit. Érthető tehát, hogy a vizsgálatok túlnyomó többsége ezzel a csoporttal vagy ebbe a csoportba tartozó meteoritokkal foglalkozik. Ez egyben azt is jelenti, hogy a Földön kívüli tér elsősorban kondritos meteoritok képződésének előnyös, s ez indokolja azt is, hogy az újabb eredmények nyomán felmerülő származási vagy inkább fejlődési kérdésekben a figyelem elsősorban a kondrit-félékre irányul.

Közönséges kondritok

A kondritok néven ismert kozmikus anyag vegyi sajátosságainak alapjait *Prior, G. T.* (1916) rögzítette. E szerint a kondritok átlagos vegyi összetétele nagyon hasonló, sőt közelítőleg egységes, amiből következik, hogy ellentétes változás alakult ki

* Előadta az Ásványtan-Geokémiai Szakosztály 1965. dec. 20-i szakülésén. Kézirat lezárva 1966. nov. 15.

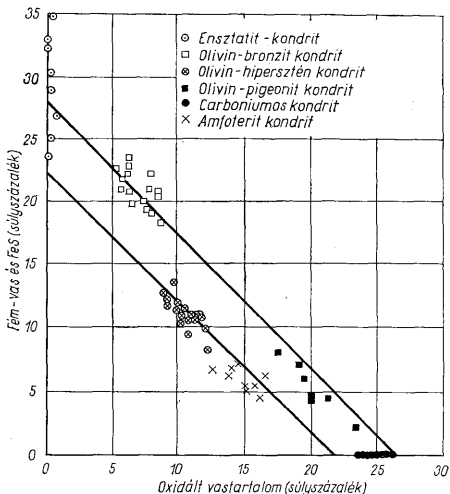
a nikkelas (fémvas) mennyisége és a vas-magnéziumásványok Fe-tartalma között. Mai fogalmazásban ez azt jelenti, hogy a közel egyező vegyi összetételű kondritok közt lényegesebb különbség csak a vas oxidációs állapotának fokozataiból áll elő. 1953-ban Urey, H. C. és Craig, H. nagyobb tanulmány keretében e szabályszerűség érvényességét vizsgálta, ezzel egyrészt az említett összefüggésre újlag nyomatékosan ráirányította a figyelmet, másrészt bizonyos kozmokémiai következtetésekbe bocsátkozott, s ez egyben a meteorit-genezis boncolgatásának újabb lendületet adott. Lényegileg a két szerző átvizsgálta az akkori, mintegy 350 vegyelemzést, s bizonyos elvek alapján kiválogatta a megbízhatónak vélt, avagy átszámításokkal korrigált 94 „superior” elemzést, s ezek adatait használta fel a kondritok fémes (+ szulfidos) és oxidált állapotú vastartalmának arányba állítására. Így a súlyszázalékban számított „teljes Fe”-tartalom megoszlása alapján két csoport különült el: a magas („High”) és az alacsony („Low”) vastartalmú kondritkategória. Középtértékben a H-típusra 28,6%, az L-típusra 22,3% összes-vastartalom adódott. Ebből kiindulva, szerzők megállapítása szerint, a két csoport közt diszkontinuitás áll fenn, amiből két külön meteoriteredetre („szülőanyagra”) következtettek. Mínt hogy a szelektált elemzések alapján két „összvas-szint” jelentkezett, kétségbe vonták a P r i o r-szabály általános érvényét, s azt a régi elemzések pontatlanságaiból előállt összefüggésnek minősítették.



1. ábra. Az oxidált vastartalom és a fém + szulfid-vastartalom megoszlása az Urey-Craig-féle kiválogatott 94 kondritelemzésben

Fig. 1. Distribution of oxidized iron and of the content of metallic + sulphidic iron in 94 analyses of chondritic meteorites as selected by Urey and Craig

Kritikai értékeléssel korábban (1961), már rámutattunk arra, hogy a diagram egyes pontjainak jelentős szóródása miatt éles határ nincsen a két (*H* és *L*) csoport területe között. Figyelemre méltó továbbá az is, hogy ha ábrázoljuk az Urey – Craig-féle adatokat (1. ábra), a pontcsoportok súlyvonalául közel 45°-os egyenes adódik, mely azt jelzi, hogy valóban a vastartalom két megjelenési formájának korrelát értékeiről van szó.



2. ábra. Az ásványos és vegyi összetétel alapján kategorizált kondritok oxidált- és fém + szulfid-vastartalmának megoszlása (B. Mason után)

Fig. 2. Distribution of the content of oxidized iron and of metallic + sulphidic iron in chondrites classified in terms of chemical and mineralogical composition (after B. Mason)

A szelektált elemzések kapcsán közzétett megállapítások számos kutatót foglalkoztattak. Közülük Ringwood, A. E. (1961), Mason, B. (1962) elsősorban a szórást és a két típus területének egymásba kapcsolódását kívánták kiküszöbölni részint olyan elemzések elhagyásával, melyek nem friss, azaz nyilvánvalóan mállott (oxidált) régebbi leletekre vonatkoznak, részint annak a követelménynek érvényesítésével, hogy az olivinben és piroxénokban az $\text{FeO/FeO} + \text{MgO}$ aránynak közelítőleg meg kell egyeznie a kondritok vegyelemzéséből számítható aránnyal. A mondott kritériumok érvényesítésével nemcsak az átfedés szűnt meg, hanem öt különálló mezőt (entsztatit-, olivin-bronzit-, olivin-hipersztén-, olivin-pigeonit- és „szenes”** kondrit) különítettek el. Az a finomítással együttjárt, hogy minden vasdús szilikátot (hipersztént) tartalmazó kondrit az *L*-típusba került, az olivin-bronzitkondritok pedig a felső (*H*) típusban csoportosultak.

** A „szenes” megjelölésen karboniumos, pontosabban szénhidrogéntartalmú kondrit értendő.

Meglepő volt azonban, hogy az Urey — Craig-féle tanulmányban figyelmen kívül hagyott karboniumos kondritok nagyrészt a két vonal között eső mezőben, az abszcissza-tengely mentén sorakoznak (tehát nem, vagy alig tartalmaznak fémvasat) míg a szélsőséges fémvastartalmú enstatitkondritok (nagyobb hézag után) az ordináta-tengely mentén széthúzott sávban helyezkedtek el (2. ábra).

Mindez nemcsak azt jelentette, hogy azonos kritériumok érvényesítésével az ásványos-vegyi alkat és összvastartalom alapján egymás után több típus volt elkülöníthető, hanem az eredeti diagram képe is lényegesen megváltozott. A két párhuzamos egyenes jelentősen közelebb került egymáshoz, s közöttük újabb — eddig figyelmen kívül hagyott — csoport, a karbonium- (szénhidrogén-) tartalmú kondritok csoportja jelent meg, mely nem illeszkedett egyértelműen az Urey — Craig-féle vonalakhoz. Ezen kívül újabb csoport, az amfoteritkondritok elkülönítésére is sor került, mely az olivin-hiperszténkondrit-féléknek egyik sajátos változata. Közben Wiik, H. B. (1956) további elemző feldolgozással a karboniumos kondritokon belül három jól elkülönülő alcsoportot állított fel. E három típus olyan fokozatokat jelentett, ami ugyancsak jól beilleszthető volt a kondritok egymásutánjába.

Mindebből az a genetikai kép kezdett kirajzolódni, melynek egyik első vázlata 1959-ben a MTA budapesti Geokémiai Konferenciáján — a kabai meteorittal végzett vizsgálatok kapcsán — került bemutatásra (1959). A tanulmány megjelenése idején és azt követően több kutató (Mason, B., Ringwood, A. E., Anders, E., Urey, H. C., Wood, I. A., Moore, C. B., Levin, B. S.) foglalkozott a kérdéssel, és az csakhamar nemcsak meteoritgenetikai, hanem kozmókémiai kérdéssé szélesedett. Bátran állíthatjuk, hogy a ma megjelenő meteorit-tanulmányok javarésze — ha a részletek értelmezésében nem is — alapvonásában közös szemlélettel értékeli a gyarapodó eredményeket. Az egyező vélemények a következőkben összegezhetők:

a) Az abszolút kor meghatározások és kozmókémiai vizsgálatok a mellett tanúsítják, hogy a szilárd meteorit-anyag a naprendszerből kerül hozzánk és a keletkezése is a naprendszerével közös.

b) Az asztronómiai elemzések, s a legjobb vizuális észlelésekből nyert pályameghatározások azt tanúsítják, hogy a meteoritok az aszteroidák övéből kerülnek hozzánk. Ezt erősítette meg az első pontos pályameghatározás is, melyet csehszlovákiai szakemberek a Příbram-meteorit hullásakor (1959) fotografikus észleléssel rögzítettek (Cepřech, Z., 1961).

c) Az aszteroidák a bolygóktól jelentős perturbációkkal zavart egymást keresztező pályákon haladva sűrűlődással, ütközésekkel kisebb egységre töredeznek, szövetük esetenként breccsásodik, az alak sarkos-szögletesé válik. Az aszteroidáknak újabban mesterséges holdakkal és már földi távcsővel is észlelt gyakori, gyors fényváltozásaiból egyértelműen e testek szabálytalan, szögletes-sarkos alakjára lehet következtetni. A statisztikusan bekövetkező ütközés és pályáról kilökődés következménye a Földre, Marsra való becsapódás.

d) Az ásványos és vegyi sajátosságokat illetően a fő összetevők (SiO₂, MgO, FeO és Fe) viszonylagos változékonysága lényegében a vas oxidációs állapotának változásait tükrözi. Így az FeO-tartalom közel nullától (pl. Saint Sauveur, 0,21%) kerekén 26%-ig (Mokoia, 25,60%) változik, s a fémes Fe aránya ugyanakkor 25,73%-tól (Saint Sauveur) a 0,00%-ig (Mokoia) csökken. Ehhez járul a Prio-féle korábbi megállapítás, hogy a fémes fázis Ni-tartalma fordított viszonyban van a fém mennyiségével: minél kevesebb a redukált Fe—Ni-összetevő a kondritban, annál nagyobb benne a Ni aránya. De ezzel az a sajátosság is együttjár, hogy minél gazdagabb Ni-ben a kondrit fémfázisa, annál több az FeO a Mg-szilikátokban. Mindez azonban csak arányeltolódásokat jelent, összértékre a közönséges kondritokban lényeges változás alig mutatkozik.

e) A karboniumos kondritok kivételével a kondritok ásványtani összetétele eléggé egyöntetű. Fő összetevők az olivin és piroxén, melyek együttesen 60–80 súlyszázalékkal vannak képviselve, a többi elegyrés: Ni–Fe-mennyisége 27%-ig terjedhet, a troilit átlagosan 6%, az oligoklász v. oligoklász-összetételű üveg (maskelynit) kb. 8–10%-ot tesz ki. Említhető a krómít és járulékosan foszfátelegyrés is (apatit vagy merrilit alakjában). Fontos észlelés, hogy a két főásvány: az olivin és piroxén összetétele egymásra vonatkoztatva eléggé állandó: az olivin valamivel több Fe-t tartalmaz, mint a vele társuló piroxén. Ez megfelel a $\text{FeO}-\text{MgO}-\text{SiO}_2$ három fázisú rendszer egyensúly viszonyainak. Röviden: a különféle kondritcsoportok kémiai és ásványtani összetétele fel-tűnően egységes sorozatba foglalható s mindez amellet tanúskodik, hogy a meteoritok anyaghalmozódása nem véletlenszerű csoportosulásból állt elő.

Fontos megállapítás tehát, hogy az olivin-bronzit- és olivin-piroxénkondritokban a fő elegyrészek közel a kémiai egyensúly-állapotot tükrözik, s az olivin Fe-tartalma, mint M a s o n, B. vizsgálatai tanúsítják, közel állandó. Úgy tűnik, hogy az említett P r i o r-féle szabályt lényegében erre az összefüggésre kell érvényesnek tekintenünk (s bizonyos határok közt az egész kondrittartomány átlagára).

A meteorit-sajátságokat az utóbbi időben W o o d, I. A. részletesen tanulmányozta (1962) és átfogó kritikai szemléletű feldolgozást közölt A n d e r s, E. (1963) is. E tanulmányokból egyöntetű véleményként csendül ki, hogy a kondritos textura különböző termális metamorf fokozatokon ment át; ez a kristályosság változásaiban nyilvánul meg olyannyira, hogy az erősen metamorfizált kondritokban lassanként szinte eltűnik a határ az alapanyag (matrix) és a kristályos kondrumok között. A kémiai-ásványtani egyöntetűség olyan fokozatot érhet el, hogy e kondritok már hasonlónak bizonyos földi kőzetekhez, különösen akkor, ha a nemillő elemek együttesét vizsgáljuk, vagyis ha az elemzés adatait atomszázalékra (H_2O , C, O, S összetevők nélkül) számítjuk át.

A megbízhatóbb analízisekben szereplő elemarányok, beleértve a nyomelemeket és az aktivációs elemzési méréseket is, azt tanúsítják, hogy a kondrit-típusok közt figyelemre méltó a frakcionáció, egyes elemcsoportok eltávozása, ill. dúsulása. Ennek nagyon jól követhető megnyilvánulásai – miként alább bemutatjuk – legjobban a karboniumos meteoritok körében észlelhetők.

A kérdés tehát átvezet ahhoz a kondritcsoportozáshoz, melyről eddig csak érintőlegesen volt szó és amelyre a fenti általános érvényű összefüggések nem vonatkoznak.

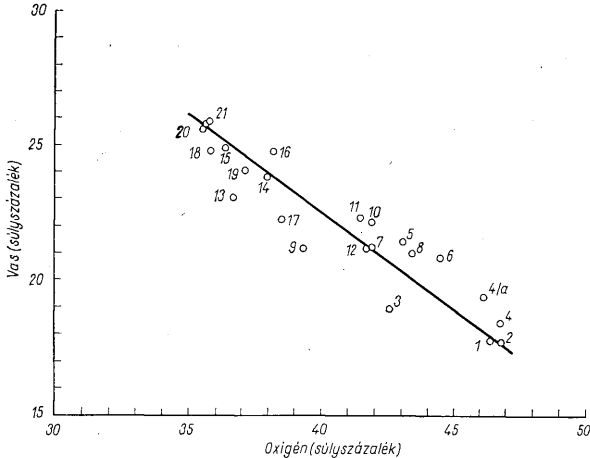
Karboniumos kondritok

W i i k, H. B. a karboniumos kondritokat három altípusra különítette el. A szenes meteoritok főleg fizikai és ásványtani, de vegyi sajátságokban is különböznek az átlag-kondritoktól. Az I. típus összetétele nagyon közel áll az olyan anyaghalmozathoz, mely a szilárdáá kondenzálódott test kezdeti fokozatát jelzi. A benne megállapított elemtársulás is közelítően ugyanaz, mint amit a „kozmosz” anyaghalmozatok tartalmaznak. A laza és jelentősebb kristályosság nélkül összeállt anyagot olyan ősi (primitív) fokozatnak tekintjük, melyből a földi bolygóanyag is képződhetett. Sűrűsége (2,2) általában a legkisebb, anyaga túlnyomóan amorf hidroszilikát, melyhez magnetittartalom társul. Karbonium- (C-) tartalma 3,5%, továbbá 20,1% kötött vizet, szabad ként, sőt szulfátvegyületeket is tartalmaz. A karbonium röntgenamorfs az anyag többi része sem kristályos. Pl. a csoport egyik típusos példányából (Orgueil, Franciaország., 1869) készült röntgenfelvételeken is csak magnetitet jelző vonalak mutatkoztak.* De a vegyelemzés-

* Újabbán O r c e l, J. (1966) budapesti előadásán elhangzott közlése szerint, az Orgueil meteoritban elektronmikroszkóppal is sikerült a magnetit parányi kristályait kimutatni.

ben talált 22% SiO_2 ellenére semmiféle szilikátásványra valló jelek nem észlelhetők a röntgenképen.

A II-es típusú karboniumos kondrit sűrűsége az előbbinél némileg nagyobb (2,5–2,9). Benne szilikát-elegyrészként szerpentin- és klorit-félék mutatkoznak, sőt egyes példányok (Boriskino, Alais, Mighei, Nogoya, Santa Cruz) anyagában a röntgen-elemzés szerint klorit- vagy szerpentin-szerkezetű ásvány az uralkodó és már a kondritképződés jelei is mutatkoznak. Az átlag-karboniumtartalom 2,5%, a $\text{H}_2\text{O} = 13,3\%$.



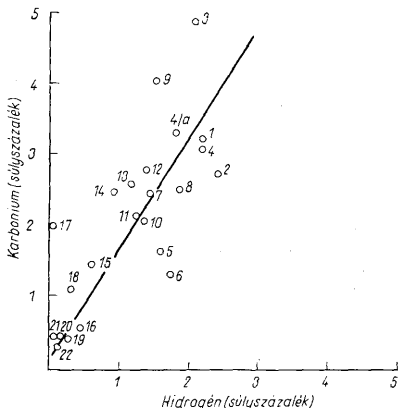
3. ábra. A karboniumos kondritok súlyszázalékban kifejtett oxigéntartalmának változása a vastartalom függvényében (H. B. Wiik adatai alapján)

Fig. 3. Variation of the oxygen content of carbonaceous chondrites in terms of weight percentages as plotted against iron content (based on H. B. Wiik's data) 1. Alais, 2. Tonk, 3. Ivuna, 4. Orgueil I, 4/a. Orgueil II, 5. Nogoya, 6. Cold Bokeveld, 7. Mighei, 8. Nawapali, 9. Haripura, 10. Boriskino, 11. Erakot, 12. Murray, 13. Santa Cruz, 14. Al Rais, 15. Renazzo, 16. Grosnaja, 17. Kaba, 18. Vigarano, 19. Mokoia, 20. Lancé, 21. Felix, 22. Ormans

A III. típus (ún. ornansit-csoport) már jelentős mennyiségű olivint, járulékosan pigeonitot, de még magnetitet, s egy kevés réteges hidroszilikátot is tartalmaz. Esetenként kevés fémvastartalom is megjelenik és kifejezetten kondritos a texturája. Sűrűsége 3,4–3,5. A karbonium mennyisége (közéértékben) 0,5%.

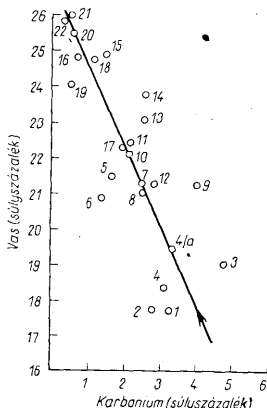
A karboniumos kondritokra az utóbbi időben a kutatás nagy figyelmet fordít. Ma már mindinkább az a meggyőző állásfoglalás alakult ki, hogy a szenes kondritok szükségszerűen korábbi, kezdetlegesebb meteoritállapot képviselői. Az evolúciós folyamat egyértelműen követhető szakaszai nyilatkoznak meg bennük, ami úgy értendő, hogy mindegyik alcsoport csakúgy, mint az egész típus is bizonyos átmeneti állapotot rögzít. Röviden: a karboniumos kondritok sora a legoxidáltabb tagoktól (I. alcsoport) indulóan a kémiai redukció fokozatait állítja elénk. Ennek újabb bizonyítékait az alábbiakban kívánjuk bemutatni. Ha Wiik, H. B. értékei felhasználásával (1956) az egyes jellemző elemek súlyszázalékos adatait arányba állítjuk, a folyamatos változás képe rajzolódik ki.

A 3. sz. ábra a vas mennyiségének viszonylagos növekedését mutatja be az oxigén-csökkenés függvényében. A korreláció szinte egyenletesnek mondható, miként ezt a függvénnyonal átlós helyzete is szemlélteti. A karbonium- és hidrogéntartalom adataiból szerkesztett 4. sz. ábra ugyancsak egyértelmű változást jelez s a függvénnyonal (mindkét elem erősen volatíl jellegű!) a zérus felé irányul.



4. ábra. A karboniumos kondritok súlyszázalékos hidrogéntartalmának változása a C-tartalom függvényében (H. B. Wick adatai alapján). A pontok mellé irt számok ugyanazok, mint a 3. ábrán

Fig. 4. Variation of the weight-percentage hydrogen content of carbonaceous chondrites as plotted against their C content (based on H. B. Wick's data). The numbers written beside the dots being the same as in Fig. 3.



5. ábra. A karboniumos kondritok súlyszázalékos C-tartalmának változása az Fe-tartalom függvényében (H. B. Wick adatai felhasználásával). A pontok számozása ugyanaz, mint a 3. ábrán

Fig. 5. Variation of the weight-percentage C content of carbonaceous chondrites as plotted against their Fe content (based on H. B. Wick's data). The numbering of the dots is the same as in Fig. 3

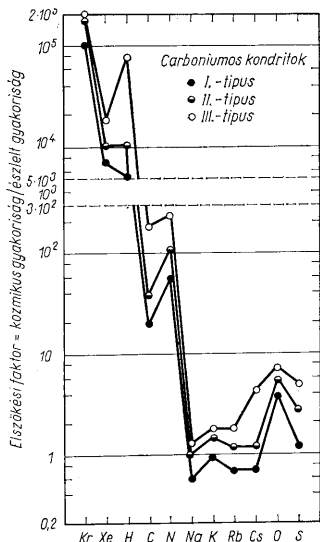
Hasonlóképpen tanulságos a C—Fe mennyiségének összefüggése is (5. ábra). Láthatóan a karbonium mennyisége maximális fémvastartalomnál már közel nullára csökken. Ezen a diagramon különösen szembeűnő a három (W i i k-féle) karboniumos kondrit-típus területének elkülönülése. Együttal a diagram felső csoportja (ornansit-félék 0,5%-nyi karboniumtartalommal) mint jó átmenet áll előttünk a közönséges kondritok felé. Ez egyben azt is sejteti, hogy a közönséges kondritokban is meg kell lennie a szénhidrogén-, ill. a karboniumtartalom csekély maradványainak.

Az elmondottak mellett szól, hogy a karboniumos kondritok nyomelemtársulása is megegyezik a „kozmosz” elemarányokkal, míg a (közönséges) szilikát-meteoritokban a nyomelemtartalom lényegesen kisebb. Ezenkívül a szenes meteoritok csoportja jelentős mennyiségű ős (primordiális) nemesgázt is tartalmaz. A vizsgálatok szerint az ősi gázokat majdnem minden közönséges kondritban is megtaláljuk, de lényegesen kisebb mennyiségben, mint a karboniumos kondritokban.

Az elemátvázás és frakcionáció kérdésével az utóbbi időben különösen A n d e r s, E.

foglalkozott (1962, 1964). A rendelkezésre állott adatok alapján összehasonlította a „kozmosz” elemgyűttes mennyiségeit a szenes meteoritokban észlelt gyakorisági értékekkel. Az eredmény egy részletét mutatja be a 6. ábra. A diagram különösebb hozzáfűznievalót nem igényel: az értékek kifejezett párhuzamosságot jeleznek.

A primordiális gázok tanulmányozása közvetlen kapcsolatban áll a meteorit-kormeghatározás kérdésével és izotóp-anomáliák vizsgálatával. Ismeretes, hogy korábban a meteoritok hélium- és radiogén-elemtartalma alapján átlagosan 4×10^9 év adódott.



6. ábra. Néhány (nagy részt illó) elem gyakorisági viszonyai az I–III. karboniumos kondrittípusban (E. Anders nyomán)

Fig. 6. Abundances of some (mostly volatile) elements in the carbonaceous chondrite types I–III (after E. Anders)

A módszer azonban nagy ingadozásokat eredményezett, mely főleg a változó hélium-vesztességgel magyarázható. Egyéb módszerekkel nyert sorozatvizsgálatokból átlagban $4,5 \times 10^9$ évnnyi időtartam adódott. A karboniumos kondritok csoportjára az alábbi táblázatban foglaltunk össze néhány közelmúltban végzett kormeghatározást.

I. táblázat – Table I.

| Karboniumos meteorit | K/Ar kor 10^9 év | ^{21}Ne -tartalom (kozmosz sugárzás hatása) 10^6 év | Szerzők |
|----------------------|--------------------|--|------------------------|
| Felix | 4,5 | 56 | Stauffer (1961) |
| Felix | 4,1 | 48 | Zähringer (1962) |
| Lancé | 3,9 | 5 | Stauffer (1961) |
| Mighei | 4,3 | — | Gerling and Rik (1955) |
| Mokoia | 3,4 | 4 | Stauffer (1961) |
| Murray | 2,5 | 4 | Stauffer (1961) |

A K/Ar-értékek mellett felsorolva látjuk a kozmogén ^{21}Ne -tartalomról becsült adatokat. Ezek is bizonyos értelemben követik az előző értéksort, de természetesen csakis azt az időt jelzik, amióta a meteorit legalább mint méter-nagyságrendű test (vagy töredék) haladt pályáján. A $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ -idők a már említett értékeken belül szóródnak, de nem lépik túl a közönséges meteoritokra nyert 4,5 milliárd évet.

A felsorolt sajátosságok jó egybehangzása azonban még számos részletkérdést hordoz magában. Ha a karboniumos kondritokat a közönséges kondritokkal egybevetjük, mely utóbbiak kifejezetten termikus átváltozások bélyegeit hordozzák, ellentmondásnak látszik, hogy a karboniumos kondritok olyan összetevőket (szénhidrogéneket) tartalmaznak, melyek $300-350^\circ\text{C}$ -os hőmérsékleten felüli hevítést nem viselhettek el. A kezdeti anyagalmaz in situ termikus átalakulásának problémája azzal is gyarapszik, hogy a legegyszerűbb ősi szénhidrogén (metán) polimerizációja is végbement, mert e kondritokban a paraffin-bitumen sorozat számos tagja képviselve van. A metánról tudjuk, hogy $600-650^\circ\text{C}$ -os hőmérsékleten szénmonoxiddá és hidrogénné válik széjjel. Az első akkumulációnak tehát olyan szakaszokon kellett átmennie, ahol a kis molekulájú szénhidrogénből hidrogénatom hasadhatott le s ezzel a reakcióképessé vált gyökök nagyobb szénatomszámú szénhidrogénekké kapcsolódtak. Feltűnő az is, hogy a még szénhidrogént tartalmazó ornansit-félékben kristályosodott magnetit és ehhez társult Ni-magnetit-(trevorit-) kondrumok jelennek meg (S z t r ó k a y, 1960). De már fejlett kristályos olivin (és piroxén)-kondrumokat is találtunk, ugyanakkor még a fillohidroszilikátok nyomai is kimutathatók (K v a s h a, L. G., 1961). Ez a típus tehát jellegzetesen „vegyes” állapotot rögzít.

Az evolúció folyamatának vázlata

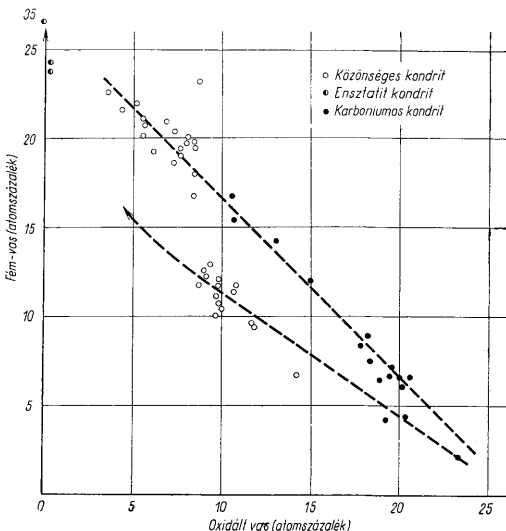
A felvetődő részletkérdések és látszólagos ellentmondások további sorakoztatása helyett megkíséreljük összefoglaló képben bemutatni ismereteink mai állása szerint a meteoritkeletkezés, az evolúció, az anyag továbbfejlődési fokozatait. Az nyilvánvaló ma már, hogy a naprendszeren belüli meteorittek nem haladhatták meg az aszteroida méretet. Ha ez ki is zárja azt, hogy benne gravitációs differenciáció jöhetett létre, bizonyos termikus folyamatok hőmérsékleti, ill. fizikai „övésséget” hoztak létre. A kutatók egy része szerint az aszteroida belsejében főképpen a rövid felezésű rádióaktivitás (^{26}Al , ^{60}Fe) okozhatta az anyag belső felhevítését. Ez esetben a kisbolygószerű testben 1000°C -on felüli hőmérséklet is kialakulhatott, de csakis a test centrális részén, ugyanakkor a felületi hőmérséklete jóval 0° alatt maradt. Közöttük (esetleg km nagyságrendű) olyan öv is kialakult, melyben a hőmérséklet szükségszerűen $0^\circ-100^\circ$ közé esik. Vagyis a felszín állandóan fagyott rétege alatt olyan öv van, ahol cseppfolyós víz lehet jelen. A fagyott külső kéreg és az alatta kialakult „internális atmosféra” fontos szerepet játszik a nemesgázok visszatartásában, a hidroszilikátok létrejöttében és megtartásában, s általában az ősi oxidált állapotú összetevők konzerválásában a szénhidrogénekkal együtt, melyek polimerizációja csakis ez övekben jöhetett létre. A belső melegebb övek egyúttal a helyben keletkezett klorit- és szerpentin-félék kondrumokká kristályosodását magyarázzák. M a s o n, B. kísérletei bizonyították (1960), hogy klorit- és szerpentinből 600° körüli hőmérsékleten dehidrállással és parciális redukcióval olivin és piroxén, valamint parányi vasszemcsék képződnek. A sokat vitatott kondrumképződéshez tehát amorf szerpentin-szerű szilikátanyag vehető fel matrixként. B e n n i n g t o n, K. O. (1956) szerint termokémiailag igazolható, hogy olivin és piroxén a karboniumos kondritok anyagából aránylag mérsékelt hőmérsékleten képződhetik: az olivin és szerpentin termodinamikai egyensúlyban van 200°C alatt, s hőmérséklet növekedéssel az egyensúly megbomlik az olivin javára. A leírt környezetben tehát a szerpentin dehid-

rációja, a szilárd fázisú anyagban folyamatos kondrumkeletkezés és a vas redukciója egyértelműen áll előtűnk. A kép megrajzolásához sokban hozzájárul Levin, B. J. (1965) okfejtése, aki a szilárd és félszilárd fázisban végbemenő diffúzió mozzanatával egészíti ki az aszteroid-méretű test fejlődési folyamatait. Kifejti, hogy a diffúziós együttműködés erősen a hőmérséklettől függő érték; nagyobb hőmérsékleten sokkal intenzívebb cserét létesít egycsoport időtartam alatt. A diffúzió olyan anyaghalmazban, melynek centrális része legalább néhány száz millió évig 800–1000°C hőmérsékletű volt, nagyon hatékonyá vált. Így a genetikai kép kiterjeszhető a szilikátvas (pallazit-félék) és az egynemű vasmeteorit képződésére is. Láttuk, hogy már az ornansit-típusú karboniumos kondritokban is mutatkozik parányi szemekben fémvas (Sztróka y és munkatársai, 1961) és a Ni-nek egy része oxidos kötésben (trevorit-alakban) van jelen. Az egyes szemek képződésekor az új fázis gőznyomása (tenziója) csökkent s az ércokohokban tapasztalhatókhöz hasonlóan, a kezdeti fémes redukciótermékek hálózatos összeállással rendszerint szivacsos formát öltöttek. Később a meteorikus test egy részében (ahol a hőmérséklet elérte a 800–1000°C-ot) a Fe–Ni agglomeráció mind nagyobb egységgé alakult és elvezetett olyan méretű „zárványhoz”, amelyet a Földre került vasmeteoritok képviselnek. Ha a diffúziós együttműködés nagyságrendileg csak 10^{-9} – 10^{-10} cm²/sec-nak vesszük is fel, ez a keletkezés óta eltelt időtartam (10^9 év) alatt elegendő volt ahhoz, hogy a fémes fázis nagyobb tömeggé gyűljön össze, s így a γ -modifikációjú nagykristályok (oktaedrit) képződésének feltételei is előálljanak. Az ütközéses töredezéssel a vas-és szilikátvas-„zárványok” elkülönültek a szilikátoktól, tehát a sűrűségi és rugalmassági sajátságok következtében a szilikátrészleg elvált vagy egészen szabaddá lett a Fe–Ni-től. A gondolatsorba beletartozik, hogy a kővasmeteoritok a leírt evolúciós folyamatnak olyan képviselői, melyekben a fém-szilikát elkülönülés a „szivacsos” stádiumban megakadt.

Végül visszatérve a szilikátos csoportok sajátságaira, további boncolgatást igénylő megismerést kell még említenünk. Kissé rejtélyesnek látszik, hogy a leginkább oxidált karboniumos kondritok és a legredukáltabb (legtöbb fémvasat tartalmazó) enstatitkondritok (lásd 2. ábra), tehát a fejlődési vonal két végén elhelyezkedő meteoritcsoport közel ugyanazt a „kozmosz” nyomelem-társulást tartalmazza, ezen belül mindkét csoport jelentős mennyiségű ősi nemesgázt is tartalmaz. Az enstatitkondritokról el kell mondanunk, hogy a meteoritok nagyon ritka típusa, eddig alig 10–12 hullás ismeretes és nagyon sajátságos az ásványi felépítésük is. Kémiailag nagyfokú redukciót olvashatunk ki abból, hogy a vastartalmat szinte kizárólag fémvas és szulfidfázis képviseli. A teljes vastartalma 35%-on felüli és ugyanakkor gyakori benne (mintegy 0,5%-nyi mennyiségben) a karboniumtartalom. Szilikátja majdnem tiszta enstatit, az olivin hiányzik, ezenkívül kvarc, tridimit, krisztobalit, valamint oldhamit, alabandin és daubréelit lehetnek járulékos elegrészei. A karboniumos kondritokhoz való nagy kémiai hasonlóság arra enged következtetni, hogy ez a ritka kondritcsoport nagyon gyors és erőley redukcióval alakult ki. Bizonyítja ezt az is, hogy kondrumai a legtöbbször gyengébben fejlettek és fémes-szulfidos fázis itatja az alapanyagot át. A fentebb vázolt evolúciós folyamattal e sajátos helyzetű csoport kialakulása csakis akként értelmezhető, hogy a félig kondritos állapotú anyaghalmazok egy részének átalakulása kifejezetten egy oldalsó (alsóbb) fejlődési pályán ment végbe. Ha atomszázalékos számítással (főként a legújabb elemzések felhasználásával) diagramot készítünk a 7. ábrán szemléltetett kép rajzolódik ki. Ez a kép eltér az Urey–Craigh-féle és a későbbi összesítésektől és nemcsak folyamatosságot jelez a „fő” vonalon, hanem rajta az egységes keletkezés, azonos anyaghalmazbólindulás is kifejezésre jut. Más szóval két fejlődési pálya rajzolódik ki: az egyik közvetlenül az olivin-piroxén- és olivin-bronzitkondritok mezéjén halad végig, a másik ugyan-csak a karboniumos kondritoktól kiindulva az alsó amfoterites és olivin-hiperszten-

kondritokon át — nagyobb hézag után — ugyancsak az enstatitkondritok felé irányul.

Míndez természetesen nem változtat a meteoritfejlődés alapfolyamatán, csak arra mutat rá, hogy a naprendszeren belüli keletkezést és egyazon ősi anyaghalmozat feltételezve az egyes testekben végbement folyamatok intenzitása más és más volt. Ez jól



7. ábra. Atomszázalékban (illő elemek nélkül) kifejezett vas- és oxidos vastartalom megoszlása 54 (nagy részét új) elemzésben

Fig. 7. Relationship between metallic and oxidic iron contents expressed in atomic percentages (without volatiles) in 54 (mostly new) analyses

levezethető abból, hogy az aszteroidák között különböző nagyságrendű tömegek vannak, melyeknek éppen változó tömegük miatt más és más a belső hőmérséklete, következésképp más és más a „belső övessége” is. Ez azt is magában foglalja, hogy a belső diffúzió érvényesülése, az illó-elemek megtartása, ill. eltávovása s a redukció erőssége egyaránt mérettől függő sajátosság.

Más szóval a szilárd — félszilárd fázisú frakcionáció a hőmérséklet és időtartam függvényeként nagyon hajlékony mechanizmust eredményez, ebből következően egységes irányú, de részleteiben kisebb-nagyobb mértékben változó folyamatok alakulnak ki, amit elősegít az igen jelentős időtartam, melyet a naprendszer kialakulása óta eltelt idő nagyságrendjével kell mérnünk.

IRODALOM — REFERENCES

- Anders, E. (1964): Origin, age and composition of meteorites. *Space Sc. Rev.* 3, 583. — Bennington, K. O. (1956): Role of shearing and pressure in differentiation as illustrated by some mineral reactions. *Journ. of Geol.* 64, 558. — Bernal, J. D. (1961): The problem of the carbonaceous meteorites. *The Times Sc. Rev.* 3, 3. — Сеплеча, З. (1961): Multiple fall of Příbram meteorites photographed. *Bull. Astron. Inst. Czechosl.*, 12, 21. — Du Fresne, E. R. and Anders, E. (1962): On the retention of primordial noble gases in the Pesyanoe meteorite. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 26, 251. — Du Fresne, E. R. and Anders, E. (1962-a): On the chemical evolution of the carbonaceous chondrites. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 26, 1085. — Л. Г. Кваша, (1961): Некоторые новые данные о строении хондритов. *Метеоритика*, 20, 124. — Levin, B. J. (1958): Über den Ursprung der Meteoriten. *Chem. d. Erde*, 19, 286. — Levin, B. J. (1965): Origin of meteorites. *Planet Space Sc.* 13, 243. — Lovering, I. F. (1958): A typical parent meteorite body. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 14, 174. — Lovering, I. F. (1962): The evolution of the meteorites — evidence for the co-existence of chondritic, achondritic etc. *Researches on Meteorites*, Ed. C. B. Moore, Wiley, New York, 179. — Mason, B. (1960): The origin of meteorites. *Journ. Geophys. Research*, 65, 2965. — Mason, B. (1962): *Meteorites*. Wiley, New York. — Mason, B. (1962): Minerals of Meteorites. *Researches on Meteorites*, Ed. C. B. Moore, Wiley, New York, 145. — Mason, B. (1963): The carbonaceous chondrites. *Space Sc. Rev.*, 1, 621. — Mason, B. (1963): Olivine composition in chondrites. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 27, 1011. — Mason, B. (1966): The enstatite chondrite. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 30, 23. — Moore, C. B.: The petrochemistry of the achondrites. *Researches on Meteorites*, Ed. C. B. Moore, Wiley, New York, 165. — Ringwood, A. E. (1959): On the chemical evolution and densities of the planets. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 15, 257. — Ringwood, A. E. (1961): Chemical and genetic relationships among meteorites. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 24, 159. — Ringwood, A. E. (1962): Present status of the chondritic earth model. *Research on Meteorites*. Ed. C. B. Moore, Wiley, New York. — Ringwood, A. E. (1966): Chemical evolution of the terrestrial planets. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 30, 41. — Sztróka, K. I.—Földvári — Vogl, M. and Varsányi, G. (1959): Mineralogical and chemical composition of the carbonaceous meteorite from Kaba, Hungary. (Preliminary abstract) *Geochim. Conference of the Hungarian Acad. of Sc.*, 1, 36. — Sztróka, K. I. (1960): Über einige Meteoritenminerale des kohlenwasserstoffhaltigen Chondrites von Kaba, Ungarn. *N. Jahrbuch Abhandl.*, 94, (Festschrift Ramdohr), 1284. — Sztróka, K. I.—Tolnay, V.—Földvári—Vogl, M. (1961): Mineralogical and chemical properties of the carbonaceous meteorite from Kaba, Hungary. *Acta Geologica Hung.* 7, 57. — Urey, H. B.—Craig, H. (1953): The composition of the stony meteorites and the origin of the meteorites. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 4, 36. — Wilk, H. B. (1956): The chemical composition of some stony meteorites. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 9, 279. — Wilk, H. B. (1966): On the genetic relationship between meteorites. *Center for Meteorite Studies, Arizona State Univ.* — Wood, J. A. (1963): Physics and chemistry of meteorites. *The Solar System*, Ed. Middlehurst and Kuiper, Vol. IV, 337.

Evolutionary changes of the mineral and chemical composition of a stony meteorites

Dr. K. I. SZTRÓKAY

Reviewing the latest results of investigations on chondritic meteorites, the author asserts the view that *in situ* reduction is an important factor in the evolutionary process. The most rudimentary form of matter of asteroid origin is represented by type I. carbonaceous chondrites. All stony meteorites that have fallen upon the Earth are in various stages of a gradual process of reduction starting from the carbonaceous — I. state. As regards the interpretation of the phenomena, the author accepts the necessity of assuming an "internal atmosphere" which gives a satisfactory explanation for the polymerization of hydrocarbons, the formation of hydrosilicates, the problems of the degrees of crystallinity and the formation of metallic iron. However, the rates of change, of these processes of evolution are far from constant, the intensities vary in time; one product of a sudden intense reduction is the enstatite-chondrite, of peculiar mineralogical and chemical composition. In a novel evolutionary diagram presented here, there are two principal lines of evolution, as before, but the two lines, rather than being parallel, tend to imply the formation of the meteorites out of a uniform primordial mass.

A DUNÁNTÚL PERM ELŐTTI KÉPZŐDMÉNYEINEK SZERKEZETÉRŐL

BAJLA ZOITÁN

(7 ábrával)

Összefoglalás: Dunántúlon perm előtti képződmények a felszínen csak néhány apróftban találhatók (1. ábra). Elhelyezkedésükből és kőzetanyagukból kiindulva különféle képpen próbálják rekonstruálni a varisztid és idősebb szerkezeteket. A nagytektonikai vázlatok túlnyomó részében azonban nem fordítanak elég figyelmet az alaphegységi kibúvások belső szerkezetére.

A szerző megkísérelte, az eddig elvégzett helyi tektonikai vizsgálatok eredményeit összesítve és tudatosan kívül hagyva a nagytektonikai szintéziseket, meghatározni a dunántúli varisztikum és kristályos alaphegység szerkezeti irányitottságát. Az irodalom elemzése során arra a következtetésre jutott, hogy a Dunántúlon ismeretes három szerkezeti emelet (prevarisztid, varisztid és alpi) képződményeire más és más tektonikai csapás jellemző. Ennek alapján kétségbe vonja a szerkezeti irányok feltétlen örökldésének koncepcióját.

Magyarország harmadidőszak előtti képződményeinek szerkezetére jellemzőek a perm-mezozoós és az idősebb összletek KÉK—NyDny csapású pásztaí. Ennek alapján gyakran azt a következtetést vonják le, hogy a perm előtti képződmények szerkezete is ugyanilyen csapású. Ez a feltevés azonban nem megalapozott, mivel a tektonikai irányok nem örökldnek feltétlenül és minden esetben.

Vizsgáljuk meg irodalmi adatok alapján a dunántúli perm előtti felszíni képződmények irányát.

I. Prevarisztid (karbonelőtti) kristályos alaphegység

Mecsek-hegység

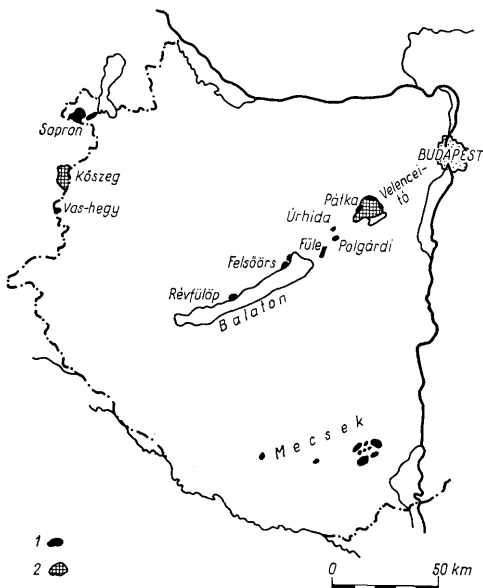
A kristályos alaphegység szerkezetét egészében véve tudomásunk szerint egyelőre még nem vizsgálták kellő alaposzággal, ezért a gyakran szórványos részleladatokra vagyunk utalva.

Telesi G. szerint a Mórág-y-környéki gránitokban lapos ÉÉNy-i csapású antiklinális szerkezetek mutathatók ki, amelyek tengelyövében a grániton nyúlás jelei láthatók. Az ófalui fillitek csapását ugyanilyennek tartja. Sajnos alapadatait nem közli, így elég nehéz ítélni következtetései megbízhatóságáról.

Jantsky B. munkái alapján nem egészen világos, milyen következtetésre jutott szerzőjük a metamorf és magmás képződmények csapását illetően. Korábbi munkájában egyrészt ÉÉNy-i irányt említ, másrészt a fillitek gyakori, de nem általános 60°-os csapásáról ír. Későbbi előadásában a metamorf képződményeket lehatároló törési övet ősi szerkezeti elemnek tartja, s úgy látszik, ezzel párhuzamosnak véli az általa tárgyalt migmatit-öveket. Emellett megemlíti, hogy az egyik leggyakoribb kőzetirány az ÉÉK 15°. A képződmények korát illetően a szerző azon a véleményen van, hogy a

migmatitosodás, anatexis és az aplittelérekhöz kötődő kálimetaszomatózis az archaikumban ment végbe. Az ófalui fillitsorozatot ópaleozoós korúnak tekinti.

V a d á s z E. szerint a metamorf alaphegység „jellegzetes szerkezeti irányvonal a ÉÉK – DDNy”, amit az aplit- és egyéb telérek jeleznek. A gránit kora szerinte új-paleozoós.



1. ábra. A dunántúli perm előtti képződmények felszíni kibúvásainak térképe. Jelmagyarázat: 1. Prevarisztid képződmények, 2. Varisztid képződmények

Фиг. 1. Карта выходов допермских образований в Задунайшине. Условные обозначения: 1. Доварисские образования, 2. Варисские образования

Kiss J. adatai alapján az erdőmecskei szulfidnyomos erek csapása uralkodóan ÉÉK 15° , erősen változó egészen 60° -ig.

Csalogovits I. nagyszámú közetrés- és telériránymérést végzett a gránit-területeken. Adataiból ítélve az aplittelérekhöz leggyakrabban ÉÉK-i és KÉK-i, ritkábban ÉK-i, jóval ritkábban ÉÉNy-i és NyÉNy-i csapásúak. A közetrésmaximumok ugyancsak eléggé változók. Leggyakoribb a KÉK-i, ritkább az ÉÉK-i és NyÉNy-i csapású maximum. A szerző szerint a gránitra KÉK-i csapású nyomottság vagy palásság jellemző. Vizsgálatai alapján Csalogovits I. arra a következtetésre jutott, hogy az aplit jóval fiatalabb a többi kristályos közetnél. Szerinte az utóbbiak ópaleozoós korúak, míg a leukokrát telérek a varisztid orogenezissel kapcsolatban jöttek létre. A tektonikai csapást állandónak (KÉK) tartja az ópaleozoikumtól napjainkig s feltételezi, hogy ezen a vidéken húzódik át a Vardar-öv ÉÉNy-i csapású folytatása.

A felsorolt adatok meglehetősen ellentmondóak. Sajnos még igen kevés az ismeretanyagunk a metamorf összetétel települési viszonyairól. Saját megfigyeléseink szerint Erdősmecke falu közepe táján a paragneisz palásságának csapása ÉÉK 20°, de észak felé, a diszlokációs övhöz közeledve KÉK 60° lesz, ez azonban lehet a mezozoikum rátoledásának is eredménye. Az alábbi következtetéseket főleg Csalogovits I. gazdag mérési anyagából és saját megfigyeléseinkből vontuk le.

Véleményünk szerint a legmeglepőbb, hogy az apittellérek zöme részint ÉÉK-i, részint KÉK-i csapású. Az előbbi irányt feltehetően a metamorf összetétel eredeti palásságának felel meg, míg az utóbbi ezzel hegyes szöget (kb. 40°) zár be. Igen kevésbé valószínű ennek alapján, hogy a két irány nyírásos eredetű töréspárt jellemez, ebben az esetben ugyanis a palásságnak az egyik szögfelezővel kellene egybeesnie.

Az ÉÉK-i csapású palásság síkjába eső telérek képződésére kétféle magyarázat látszik valószínűnek.

1. A telérek közvetlenül a palásságot létrehozó oldalnyomás megszűnte után bekövetkező rugalmas ellenhatásként jelentkező tágulás során nyomultak be, amikor természetzerűleg a legkisebb ellenállású síkok mentén jöttek létre hasadékok. Ebben az esetben a regionális metamorfózis és a telérek egyazon orogén szakasz termékeinek is tekinthetők.

2. A telérek a palásságot létrehozó erő térétől eltérő irányú nyomás hatására keletkezett hasadékokat töltenek ki, amelyek a kőzetekben már meglévő legkisebb ellenállású síkok mentén keletkeztek. Ez esetben a metamorfózis és a teléreképződés nem jöhetett létre ugyanazon orogén szakaszban.

A KÉK-i csapású telérek, mivel a palássághoz viszonyítva ferde helyzetűek és szerkezetükben nem mutatták ki az oldalnyomás hatását, feltétlenül fiatalabbak a palásodást létrehozó regionális metamorfózisnál. Tekintve, hogy a különböző csapású telérek kőzetanyaga és kora azonos, az ÉÉK-i csapású telérek képződésére vonatkozóan a második magyarázatot kell elfogadnunk. Minthogy a telérek a már migmatitosodott állapotban települnek, egyetértünk Csalogovits I. következtetésével, mely szerint az alapgránitot létrehozó palingenezis egy régebbi orogén szakasz kísérő folyamata. Ha helytálló Szádeczky-Kardoss E. és Jantsky B. feltételezése, hogy a kálimetaszomatózis az apittellérekhez kötődik, úgy ezt a folyamatot nem igen lehet közvetlen genetikai kapcsolatba hozni a migmatitosodással, vagy pedig szükséges lesz ez utóbbit két szakaszra bontani.

Összegezve tehát megállapíthatjuk, hogy a mecseki kristályos alaphegység eredeti szerkezeti csapása valószínűleg ÉÉK-i. Balaton mellék

A kristályos alaphegység a Balaton északi partján és a Balatontól keletre a Velencei-tóig néhány egymástól elszigetelt foltban jelentkezik a felszínen, melyek szerkezeti viszonyait különböző részletességgel vizsgálták.

1. A Velence—Pátka közötti keskeny palaöv szerkezetére jellemző a különböző elvetési magasságú és irányú törések sokasága.

Vendl A. és Teleki G. adatai szerint a fillitösszlet általában a gránittól kifelé dől, amit a gránitbenyomulás következményének tartanak.

A palasorozat szerkezetét részletesebben csak Pátka környékén vizsgálták. A gránit-pala határ csapása itt Kiss J. és Kaszanitzky F. adatai szerint ÉÉK 15—25°. Két törérendszer mutatható ki: az idősebb csapása ÉÉK és párhuzamos a kontaktussal, a fiatalabb iránya ÉNy-i, pontosabban NyÉNy-i.

Gokhale N. W. nagyszámú mérése alapján a pátkai fillit rétegdőlése DNY 220°/80°. A rétegsíkok mentén gyakoriak a csúszási felületek vízszintes karcokkal és sok törés is követi ezt az irányt.

annál is inkább mivel a gránitbenyomulás minden bizonnyal erős változást okozott. Mindenesetre figyelemre méltó, hogy a részletesen megvizsgált pátkai területrészen az idősebb törérendszer ÉÉK-i csapású.

2. Szabadbattyán és Polgárdi között a Somlyó- és Szár-hegyen kristályos mészkő ismeretes.

Id. Lóczy L. szerint a Szár-hegyen ÉÉK 30° csapású lapos boltozat látható, a Somlyó-hegyen pedig ÉK-i csapású szűk sziklinális.

Vendl A. a Somlyó-hegyen KÉK-i csapású erősen összenyomott szinklinálist látott, amelyet két ÉÉK-i csapású aplittelér szel át. A magmabenyomulást a gyűrődéssel hozza kapcsolatba.

Teleki G. ÉÉK-i csapású antiklinálisokat tételez fel. A mészkövet az alább tárgyalt fillit összletnél idősebbnek, devon korúnak tartja.

Kiss J. szerint a somlyó-hegyi kristályos mészkő KÉK-i csapású antiklinálist képez, amelyet kvarcporfir tör át ÉNy-i ér ÉK-i csapások mentén. Szerinte a mészkő diszkordánsan települ az alsókarbon agyagpalaösszletre, s így kora valószínűleg felsőkarbon. A magma benyomulást a gyűrődés utána teszi s ugyancsak a velencei gránittal hozza kapcsolatba.

Földvári A. adatai alapján a kristályos mészkő tektonikusan érintkezik az alsókarbon agyagpalaösszlettel és egy ÉK—DNy irányú csónakszerű szinklinálist alkot rajta. A mészkő erőteljes, néhol zavaros gyűrődéséről ír, amely után egy következő szakaszban keletkeztek a Vendl A. által említett boltozatok.

A tárgyalt megfigyelések alapján a kristályos mészkő tektonikai csapása valószínűleg KÉK-i. Úgy látszik, ÉÉK-i csapású tektonikai elemek is előfordulnak itt.

3. Úrhidán a rosszul feltárt fillit és kvarcit Teleki G. véleménye szerint lapos ÉK—DNy csapású antiklinálist és szinklinálist alkot.

4. Füle község mellett a Kő-hegyen Teleki G. szerint egy permii homokkőből és konglomerátumból felépített É—D (ÉÉK—DDNy-hoz közelítő) irányú antiklinális magjában fillit búvik ki a felszínre. Szerkezetéről közelebbi adat nem áll rendelkezésünkre.

5. Balatonfőkajár mellett a Somlyó-hegyen Teleki G. egy nagy és egy kisebb ÉÉK-i csapású aszimmetrikus felépítésű antiklinálist mutatott ki a fillitösszletben. A Bánya-hegyen ugyanő kisvastagságú lösztakaró alatt kutatóaknában két keskeny antiklinálist észlelt a fillitben.

6. Alsóórs—Lovas környékén több foltban jelentkeznek a fillitkibúvások, akár csak a füle Kő-hegyen, itt is permii homokkő — konglomerátum alatt. Az általános szerkezeti csapás Teleki G. szerint ÉÉK—DDNy s megegyezik a permii üledékekével.

7. Révfülöp környékén hasonló fillit sorozat ismeretes, szerkezetükre vonatkozó adatot azonban nem találtunk.

A felsorolt megfigyelések és következtetések alapján meglehetősen nehéz egységes képet kialakítani, azonban az ÉÉK-i irányú szerkezeti elemeknek a KÉK-i csapásúaktól független jelenléte kétségtelen. A fiatalabb, mezozoos összletekben ÉÉK-i irányú elemek csak a Dunántúli Középhegység déli szélén jelentkeznek, törések formájában, s a hegység belső részeiben nem ismeretesek. Így, bár ezek a jelek szerint az alpi orogenezis során is kiújultak, azonban nem jellemzők rá. Ezért Teleki G. nyomán azt valljuk, hogy a kristályos alaphegység szerkezeteinek csapása ÉÉK—DDNy. Az említett kutató ugyan feltételezi, hogy ez az irány másodlagos keletkezésű s az alpi tektonikai erőter ÉNy—DK irányú nyomóereje hatására bekövetkezett elfordulással jött létre az eredeti közel É—D (ÉÉNy—DDK?) irányból, véleményünk szerint azonban ez meglehetősen erőltetett magyarázat, amelyre a szerzőnek azért lehetett szüksége, mivel azonosítani próbálta az általa egységesnek vélt Alsóórs—Velencei paleozoos szelvényt

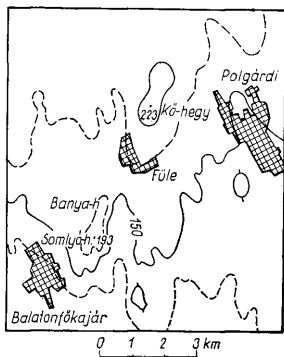
Ezeknek az adatoknak alapján nehéz véleményt mondani a fillit eredeti csapásáról, a Moravikumival s itt kereste az összekötőkapcsot az utóbbi és a Rodope között.

A kristályos alaphegység ÉÉK-i szerkezeti főirányával kapcsolatosan problematikusnak tűnhet a Polgárdi—Szabadbattyán közötti mészkő tektonikája, valamint a perm és a kristályos alaphegység szerkezeteinek viszonya.

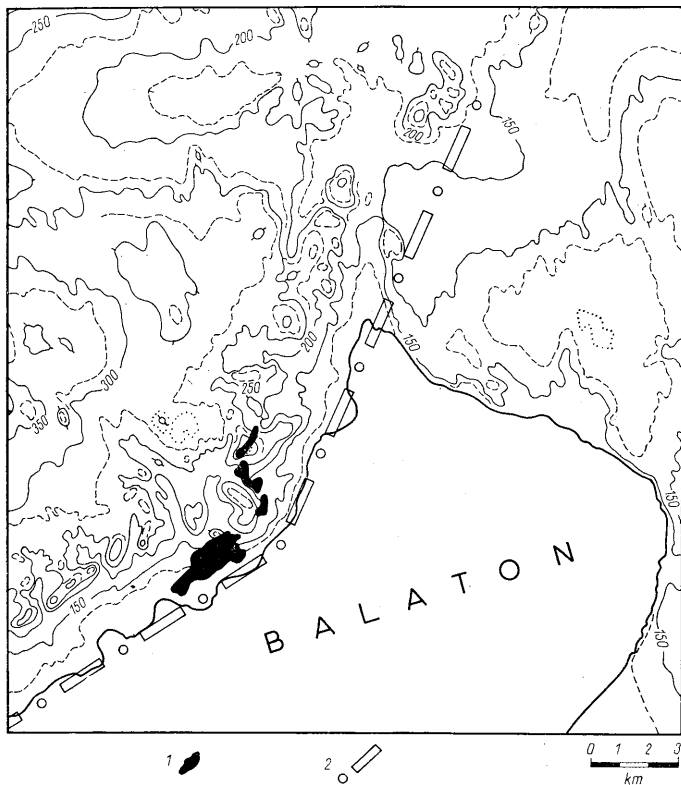
1. A kristályos mészkő a bányabeli és külszíni mesterséges feltárások adatai szerint KÉK-i csapású ÉÉNy felé átbuktatott erősen összenyomott redőket alkot. Véleményünk szerint azonban az eddigi megfigyelések alapján erősen kétséges a kristályos mészkő fillitösszlethez tartozása. A felszíni kibúváásokban a terrigén-üledékes eredetű fillitösszlet mészkő nélkül települ, ez utóbbi feltárásai úgyis szintén elszigetelten állnak. Ebből kiindulva megfontolandónak tartjuk egyrészt Kiss J. nézeteit, melyek szerint az említett kristályos mészkő az alsókarbon vízei emeleténél fiatalabb; talán célszerű lenne összevetni ezeket a kőzeteket a karádi 1. sz. mélyfúrásból kikerült faunas felsőkarbon mészkővel és megvizsgálni, nem azonosítható-e a kettő. Másrészt azonban az intenzív gyűrődés valószínűleg e feltevés ellen szól, s ennek alapján talán id. Lóczy L. okfejtése lenne elfogadható, mely szerint a kristályos mészkő a fillitösszletnél idősebb. A kérdés tisztázásáig nem látjuk célszerűnek a kristályos mészkőredők csapását figyelembe venni a prevarisztdi alaphegység tektonikai vizsgálata során.

2. Teleki G. adatai szerint a perm és a metamorf öszlet között diszkordancia van, a szerkezetek csapását azonban azonosnak találta. Ez ellentmond a jelenleg általánosan elfogadott nagyszerkezeti elképzeléseknek, amelyek szerint a perm a Dunántúlon az alpi ciklus kezdőtagja. Kifejlődése (kontinentális vörös öszlet evaporitok nélkül) alapján azonban a perm orogén formációnak minősíthető, amely a varisztdi gyűrődés befejező szakaszában jött létre. Így módon átmeneti helyzetű s szerkezetében esetleg mindkét ciklus bélyegei felismerhetők lennének egy részletesebb vizsgálat során. Emellett, mivel közvetlenül az alaphegységre települ, annak esetleg kiújuló szerkezeteit természetesen követi. Így tehát az a körülmény, hogy a perm Teleki G. megfigyelései szerint a mezozoikumtól idegen szerkezetek felépítésében vesz részt, nem lehet akadály a annak, hogy a kristályos alaphegység ÉÉK-i tektonikai irányítotttságát elfogadjuk, annál is inkább, mivel az erre vonatkozó adatokat tudomásunk szerint újabb részletes helyszíni vizsgálatok nem cáfolták.

A kristályos alaphegység KÉK-i szerkezeti csapásának bizonyítása során nagy



2. ábra. Füle környékének domborzati viszonyai. Az alap szintvonalak 50 méterenként
 Фи. 22. Рельеф окрестностей села Фюле. Основные горизонталы проведены через 50 м



3. ábra. A Lovas — Alsóórs környéki fillitkibúvások szerkezeti morfológiai helyzete. Jel magyarázata: 1. Fillit, 2. Feltételezett törésvonal. Az alapszintvonalak 50 méterenként

Фиг. 3. Структурно-морфологическое положение выходов филлитов в районе сел Ловаш и Альшоерш
Условные обозначения: 1. Филлиты, 2. Предполагаемые разрывные нарушения. Основные горизонталы проведены через 50 М

jelentőséget szoktak tulajdonítani a jelenlegi morfológiának. Részletesebben megvizsgálva ezt a kérdést, a következő megállapításokra juthatunk.

1. Balatonfőkajár és Füle környékén a paleo óos képződményekből felépített magaslatok (Somlyó-hegy, Bánya-hegy és Kő-hegy) határozott ÉÉK 20° csapású vonulatot alkotnak (2. ábra), amelyet feltehetően mindkét oldalról törésvonal határol.

2. A Balaton északi partvonala Balatonakali és Alsóórs között meglehetősen egyenes (a Tihanyi-félszigetet leszámítva) és KÉK-i irányú. Minden valószínűség szerint törést követ. Alsóórsnál azonban hirtelen ÉÉK-i irányt vesz fel, s aligha tekinthető véletlennek, hogy éppen ezen a szakaszon bűvik a felszínre a kristályos alaphegység. Feltehetően itt egy kiújuló idősebb törés húzódik, amely a jelenlegi morfológiában a Fűzfői-öblön túl Várpalota felé szépen követhető (3. ábra).

3. Ugyancsak nem tekinthető véletlennek, hogy Révfülöp és Zánka között a partvonal egyenes lefutású és ÉÉK-i irányú, s pont ezen a szakaszon ismét fillit-kibúvások találhatók.

Így tehát a fillitösszlet a jelenlegi morfológiában nem KÉK-i, hanem ÉÉK-i csapású vonulatokat alkot. Az említett geomorfológiai megfontolások a Teleki G. által elvégzett szerkezeti vizsgálatokkal együtt a következőképpen értelmezhetők. A kristályos alaphegységre jellemző ÉÉK-i csapás a Magyar Középhegység előterében ott ahol a prevarisztid képződmények a felszínen vagy felszínközéleben vannak, közvetlenül érzékelhető a jelenlegi szerkezeti képen és morfológiában. Északabba azonban a mezozoikumban ezek a törések elhalnak, hogy helyet adjanak az e szerkezeti emeletre jellemző fiatalabb irányoknak.

Összegezve megállapíthatjuk, hogy a balatonmelléki prevarisztikum jellemző csapása valószínűleg ÉÉK-i.

Soproni hegység

Szerkezetéről igen kevés adat áll rendelkezésünkre.

Vendel M. szerint a kristályos alaphegység tektonikai csapása É-D és ÉNy-DK között változik, a dőlésirány főleg K-i és ÉK-i. A palásság síkjában gyakori a vonalasság. A gyűrődés a breton szakaszban vagy még régebben ment végbe. A hegység érdekes jellegzetessége az ÉÉNy-i csapású töréses övekhez kötött magnézium-metaszomatózis, amelynek eredményeképpen leuchtenbergites leukofillit keletkezett. Ez a folyamat egy fiatalabb gyűrődési szakaszban mehetett végbe, amelynek hatása esetleg sokat változtathatott a hegység szerkezeti irányítotttságán.

Vadász E. említi, hogy a hegység valamennyi átalakult kőzetén ÉÉK 30° irányú vonalasság észlelhető. A palásság síkjába eső vonalasság lehet párhuzamos a redőtengellyel és lehet merőleges rá, így ez az adat önmagában keveset mond. Nehezen összegegyeztethető azonban az állandó ÉÉK-i vonalasság a Vendel M. által említett ÉÉNy-i csapással.

Így tehát a soproni prevarisztikum eredeti szerkezeti irányítotttsága nem világos. A leuchtenbergitesedés, már átalakult kőzeteket érintett, ezért az ÉÉNy-i csapású szerkezeti elemek nem feltétlenül jellemzik a kristályos alaphegység eredeti csapását. Lehetséges, hogy az ÉÉK 30° irányú vonalasság az elsődleges redőtengelyekkel párhuzamos, s így a prevarisztikum tektonikai főirányát jelzi. Részletesebb vizsgálati eredmények közléséig azonban célszerűnek látjuk e problémát függőben hagyni.

Összegezve megállapíthatjuk tehát, hogy a dunántúli kristályos alaphegység tektonikai főiránya valószínűleg ÉÉK, amit elég megalapozottsággal tételezhetünk fel a mecseki és balatonmelléki kibúvások esetén és előzetesen valószínűsíthetünk a soproni kristályos képződményekre.

II. Varisztid szerkezeti emelet

Kőszegi hegység

Az epizódás metamorf sorozatot zöldpala, meszescsillámos pala, fillit, kvarcfillit, kvarchomokkó stb. építi fel. Földvári A., Noszky J., Szabényi I. és Szentes F. szerint a szelvény legalján települő cáki konglomerátumban levő mész-

kőtörmelék a közeli ausztriai területeken ismeretes faunás középsődevon mészkővel azonos s így az összlet csak ennél fiatalabb lehet. Kőzettani analógiák alapján az alpi felsőkarbonnal vagy permokarbonnal párhuzamosítható.

A hegységben intenzív gyűrődés mutatható ki. A redőtengelyek csapása 160–180° között változik, dőlésük általában DDK-i 5–10° alatt. Így tehát a K ő s z e g i hegységben a variszti képződmények elsődleges szerkezeti iránya biztosan ÉÉNy-i. Ennek ismeretében a soproni ÉÉNy-i csapású leuchtenbergitesedett övekről is feltételezhetjük, hogy azok a varisztikumban keletkeztek, s talán egykorúak a vas-hegyi szerpentinittel és talkummal.

Velencei hegység

A gránit kora J a n t s k y B. szerint vízei emelet utáni. A biotitból kálium-argon módszerrel meghatározott abszolút kor — 360 millió év — egyezik Európa más varisztikus gránitjainak korával. Mivel metasomatikus jelenségek csak korlátozottak, ezért ez az adat a kőzet korának vehető és igazolja J a n t s k y B. következtetését.

A gránit települési formája intruzív tömzs; kontakthatása gyenge, a zárványok nem olvadtak be; összetételét illetően a gránit erősen savanyú, alumíniummal túltelített, differenciációja igen gyenge; a telérek között a gránitporfir és az apilit uralkodik, pegmatit- és melanokrát kőzettelér igen kevés van, az előbbi egyszerű ásványos összetételű. Mindezen jelleg alapján a velencei gránittömzs szubvulkáni alakulatnak tekinthető.

A gránit alsó korhatára erősen módosulna, ha a szár-hegyi mészkő K i s s J. feltevését igazolva valóban felsőkarbonnak bizonyulna, mivel a velenceiekkel rokonított apilit- vagy kvarcporfirtelérek szelik át. A gránit felső korhatára — kontaktpala- és turmalinos apilittörmelék jelenléte alapján a pátkai perm konglomerátumban (J a n t s k y) — felsőperm. Így tehát a gránit kora a felsőkarbonra vagy az alsópermmre esik.

A szubvulkáni jelleg alapján az alsóperm kort valószínűbbnek tartjuk, mivel Közép-Európában erre az időszakra esik a legintenzívebb szubszekvens vulkanizmus, amelyet Stille prototípusnak tekintett a magmatizmus ezen fajtájának elkülönítésekor. Hazánkban a mecsei alsópermben ismeretes kvarcporfir. A J a n t s k y B. által a velenceivel párhuzamosított gemerid-gránitok kora ugyancsak perm és kőzettanilag rokonságban vannak az itteni perm korú vulkanitokkal.

A gránit alsóperm kora ugyancsak ellentmond az általános nagyszerkezeti elképzeléseknek, melyek szerint a perm és a mezozoikum a Dunántúlon egységes ciklust képvisel. Mint a balatonmelléki prevarisztikum tárgyalásánál említettük, a perm kifejlődését és földtörténeti helyzetét tekintve típusos orogen formáció, s mint ilyen, természetesen főleg asszociál savanyú szárazulati vulkanitokkal és szubvulkáni gránitintruziókkal időben és térben, bár az utóbbi kapcsolat csak nagyobb szerkezeti egységeken belül érvényesül. A perm és mezozoikum közötti szerkezeti viszony részletesebb tanulmányozása alaposabbá tehetné ismereteinket hazánk földtani fejlődéstörténetéről.

A velencei gránittömzs belső szerkezetére nézve J a n t s k y B. elképzelései helyett T e l e k i G. nagyszámú mérés alapján levont következtetéseit tartjuk elfogadhatónak, annál is inkább, mivel azokat M é s z á r o s M. újabb mérései is alátámasztják. Mivel a jelenlegi földtani irodalomban általában J a n t s k y B. állításait fogadták el, szükségesnek látjuk részletesebben megvizsgálni a kérdést.

A magmás gránitintruziók, amelyek közé a Velencei-hegység gránittömzse is tartozik, külső deformációs erőter által meghatározott szerkezeti fejlődésében két szakasz különböztethető meg:

1. A folyékony fázis prototektonikájára egyéb szerkezeti elemek között jellemző az intruzív test vonalassága és az ennek következtében valamivel később létrejövő elválás. Kisméretű gránitintruziókban a vonalasság általában párhuzamos a regionális tektonikai csapással. Az ún. legjobb elválás adja a leggyakoribb síkokat,

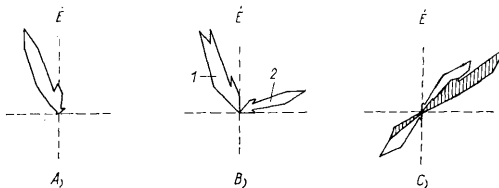
melyek függőleges helyzetűek és párhuzamosak a vonalassággal. Az ún. legrosszabb elválás ritka síkokat ad, melyek szintén függőlegesek, de a vonalasságra merőlegesek. Végül az ún. rétegmenti elválás (padosság) vízszintes helyzetű és párhuzamos a vonalassággal.

2. A szilárd fázis prototektonikájára egyebek között egy sor szakításos eredetű kőzetrés jellemző. Ezek egy részét kőzet- és hidrotermális telérek töltik ki, melyek 85–90%-a általában merőleges a vonalasságra, azaz a tektonikai csapásra.

A Velencei-hegység esetében a prototektonika elemeinek csapása Teleki G. szerint a következő (4. ábra):

vonalasság (nyúlás) és legjobb elválás
legrosszabb elválás és telérek

— ÉÉNy — DDK,
— KÉK — NyDNy.



4. ábra. A Velencei-hegységi gránit prototektonikai elemeinek csapása Teleki G. (1936–38) szerint Jelma gy a r á z a t: A) A nyúlás főiránya rózsával ábrázolva, B) Elválási rózsza: 1. jó elválás, 2. rossz elválás, C) Telérrózsza: sötét = gránitporfir és aplit, világos = kvarc

Фиг. 4. Простирание элементов прототектоники веленческих гранитов, по Г. Телеки (1936–38, III). Условные обозначения: А) Линейность, В) Отдельность: 1. наилучшая, 2. наихудшая. С) Жилы: темное гранит-порфиры и аплитов, светлое кварцевые

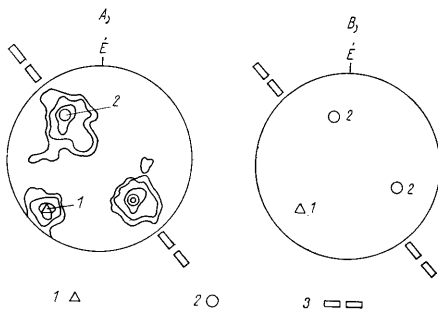
A vonalassággal kapcsolatban Teleki G. külön megjegyzi, hogy „mikroszkóposan a kőzet ugyan irányolatlan szemcsés benyomást tesz, és a terepen csak kevés helyen sikerült beméréseket eszközölnöm”. Ez adhatott alapot Jantsky B. állításának, mely szerint a gránitban orientált szerkezet nem figyelhető meg. Teleki G. irányítottan begyűjtött kőzetmintákból három egymásra merőleges síkban készített csiszolatokat, melyekből nagyszámú mérés alapján kapott átlagértékeket. Az általa megállapított vonalasságot és annak irányát igazolják Mészáros M. mérései is. Mivel a többi prototektonikai elem teljes összhangban van a vonalassággal, ezért nyugodtan elfogadhatjuk Teleki G. következtetését, mely szerint a Velencei-hegység tektonikai csapása, ellentétben a jelenlegi morfológiával, ÉÉNy — DDK.

Nem tartjuk helytállónak Jantsky B. feltevését a gránittörmzs eredeti ÉK — DNy irányban elnyúlt alakjáról. Teleki G. mérései szerint a padosság és vonalasság helyzete a hegység déli szélének közepetáján közel vízszintes, míg innen ÉÉNy felé egyre meredekebb ÉÉNy-i dőlést vesz fel. ÉK-és DNy felé a padosság ugyancsak kifelé dől. Végeredményben ez a gránittest többé-kevésbé koncentrikus, eredeti intruzív boltozatszerkezetét bizonyítja, a déli szárny utólagos mélybesüllyedésével.

N. W. Gokhale mérései alapján megállapítható, hogy a környező fillit kőzet-részei jórészt ugyanazon erőterben keletkeztek, mint amelyben a gránitmagma megszilárdult. Ugyanis, ha az általa közölt diagram három fő maximumának elhelyezkedését (5. a. ábra) összehasonlítjuk az M. Gzovszkij által nagyszámú szerkezet tanulmányozása alapján szerkesztett hosszanti hajlítással létrejövő antiklinálisokra jellemző

nyírástól kőzetrések diagramjával (5b. ábra), megállapíthatjuk, hogy a pátkai fillit szerkezete is az ÉÉNy–DDK-csapást igazolja.

A mérési adatokból így módon levonható az a következtetés, hogy a diagram hosszanti nyomásra létrejövő antiklinális DNy-i szárnyára jellemző, ahol a rétegdőlés 80° körüli. A kőzetrések rétegződéshez viszonyított helyzete igen kevésbé függ a rétegdőléstől, ezért a sztereogram redő tengely körüli elforgatásával meghatározható a kőzetrések valószínű települése bármilyen feltételezett rétegdőlés esetére. Így pl. az említett antiklinálisnak a tetején, ahol a rétegek vízszintesen települnének, a kőzetrések csapása a redő tengelyhez viszonyítva átlós helyzetű lenne (6a. ábra). Ez a tény arra mutat, hogy a rétegerhelésből eredő függőleges nyomás a tektonikai oldalnyomáshoz viszonyítva nagy volt, s ezért a legkisebb nyomóerő vízszintes lett. Ellenkező esetben ez utóbbi függő-



5. ábra. A pátkai fillitek kőzetréseinek eredete. Jel magyarázat: A) A fillit sztereogramja N. W. Gokhale nyomán, 210 mérés, izovonalak 1, 2, 5, 10%; B) Hosszanti nyomásra létrejövő antiklinális DNy-i szárnyának típusos sztereogramja M. V. Gzovszkij nyomán; 1. Rétegződés, 2. Nyírástól kőzetrések, 3. Az antiklinális tengely

Фиг. 5. Генезис структуры филлитов близ с. Патка, Веленцкие горы. Условные обозначения: А) Диаграмма трещиноватости филлитов, по данным Н. В. Гокхала, 1964. 210 замеров изолинии — через 1, 2, 5, 10%; В) Диаграмма трещиноватости, типичная для ЮЗ крыла антиклинального продольного изгиба, по данным М. В. Гзовского; 1. Слоистость, 2. Трещины скалывания, 3. Ось антиклинали

leges lett volna, ami ebben a helyzetben a nyírástól kőzetréspárnak az antiklinális tengelyével való párhuzamosságában tükröződne (6b. ábra). Ugyanebben a vízszintes rétegdőlésre visszaforgatott helyzetben megállapíthatjuk, hogy a nyírástól kőzetréspár által bezárt hegyesszög szögfelezője vízszintes és egybeesik a redőt létrehozó erőter fő nyomóirányával. Ez arra mutathat, hogy a tektonizmus idején a fillitösszlet ridegen viselkedett, azaz már metamorfizált állapotban volt. Ellenkező esetben, vagyis képlékeny igénybevétel során a nyomóerő a képződő nyírástól kőzetréspár tompaszögében helyezkedne el.

Mint láttuk, a gránittömsz szubvulkáni képződési mélysége minden valószínűség szerint kicsi volt, ami a jellegből következik. Így tehát a rétegerhelés sem lehetett nagy. A kőzetrésképződés helyzetéből kiténik, hogy ehhez viszonyítva a tektonikai oldalnyomás még gyengébb volt, ami jó összhangban van a gránit nehezen észrevehető vonalosságával.

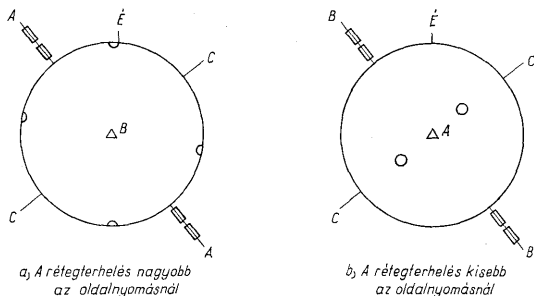
A kőzetrésképződés értékelése alátámasztja Jantsky B. azon következtetését, hogy a Velencei-hegység palaburka már a gránitbenyomulás előtt regionális metamorfó-

zison ment át. Az előző szakaszban bekövetkezett képlékeny deformáció során keletkezett kőzetrések nehezen rögzíthetők, akárcsak a balatonmelléki fillitösszetben, ezért a sztereogramban nem szerepelnek.

Mecsek

A gránit biotitjának abszolút korát kálium-argonmódszerrel 335 millió évben határozták meg, ami Eurózában a varisztdi orogenezisnek felel meg. A hegységben széleskörűen elterjedt metasomatikus folyamatok azonban kétségessé teszik e kor megbízhatóságát a gránit egészére nézve.

A prevarisztdi képződmények tárgyalása során láttuk, hogy az aplittellérek egy jelentős része KÉK-i csapású. Jórészt az erősebben gránitosodott övben települnek, ahol az anatexis eredményeképpen a kőzetek szövete homogenizálódott. Mint a Velencei-hegység esetében is láttuk, a telérek általában merőlegesek a tektonikai csapásra, mivel



6. ábra. Nyíráss eredetű kőzetmaximumok helyzete hosszanti nyomásra létrejövő antiklinális tetején M. V. G z o v s z k i nyomán. Jelme g y a r á z a t: A) A legkisebb nyomó igénybevétel fő tengelye, B) A közepes nyomó igénybevétel fő tengelye, C) A legnagyobb nyomó igénybevétel fő tengelye, Jelme g y a r á z a t mint az 5. ábrán

Fig. 6. Положение максимумов трещин скалывания на своде антиклинали продольного изгиба, по М. В. Г з о в с з к и у. Условные обозначения: А) Главная ось деформации, совпадающая с направлением минимального сжимающего напряжения, В) Главная ось деформации, совпадающая с направлением промежуточного сжимающего напряжения, С) Главная ось деформации, совпадающая с направлением максимального сжимающего напряжения; а) Вертикальная нагрузка от веса пород больше бокового давления, б) Вертикальная нагрузка от веса пород меньше бокового давления. Прочие обозначения как на фиг. 5.

az oldalnyomással párhuzamos irányú kőzetréseket töltik ki. Ezért a Mecsekben is feltételezhető a varisztdi szerkezet ÉÉNy–DDK csapása.

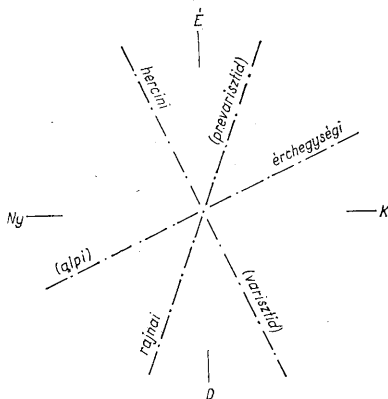
Az ÉÉK–DDNy lefutású aplittellérek is feltehetően e korúak, s mint láttuk, az előző gyűrődés során más erőterben létrejött palásságot vagy egyéb analóg szerkezetet jelzik.

Így tehát a szerkezeti irányok és az abszolút kormeghatározás eredménye alapján feltételezhető, hogy a varisztdi orogenezis során a mecseki kristályos alaphegységben jelenlevő és újonnan keletkezett hasadékokba gránitmagma nyomult és aplittellérek alakjában szilárdult meg. Ezt a folyamatot valószínűleg bizonyos fokú átkristályosodás, esetleg kálimetaszomatózis kísérte, amelynek eredményeképpen az alapgránit ásványaiból kálium–argon módszerrel meghatározott abszolút kor a varisztdi orogenezisre esik, bár a kőzet valószínű földtani kora kaledóniai vagy még idősebb.

T e l e k i G. vizsgálatai arra engednek következtetni, hogy az alaphegység szerkezetében a harántirányú (KÉK-i) aplittellérek kivül még egyéb tektonikai elemekben

is föllelhető az ÉÉNy-i csapású varisztid erőter hatása (nyúlás, közetrések?). Részletes helyszíni szerkezeti vizsgálatokkal nagyban elő lehetne segíteni a probléma megoldását. Véleményünk szerint a meglévő adatok alapján is leszögezhető, hogy a varisztid tektonikai erőter főiránya a Mecsekben valószínűleg ÉÉNy-DDK volt.

Összegezve megállapíthatjuk, hogy a dunántúli varisztid szerkezeti emelet tektonikai csapása feltehetően egységesen ÉÉNy-DDK. A mezozoos üledékgyűjtők és szerkezeteik erre merőlegesen helyezkednek el KÉK-NyDny irányban. A dunántúli perm előtti képződmények felszíni kibúvásainak



7. ábra. A Stille-féle fő szerkezeti irányok a Dunántúlon

Фиг. 7. Главные тектонические направления Г. Штилле в Задунайшине. Рейнское (до варисское Герцинское (варисское), Рудногорское (альпийское))

tektonikai elemzése tehát alátámasztja H. Stille feltevését arról, hogy a Neoid—Balkáni (Pannon-Rodopei) boltozat már a varisztikumban a Cseh-masszívum DK-i folytatásaként jelentkezett. Ugyanígy összhangban van Scheffer V. feltételezésével a Dunántúl—Bácskai paleozoos küszöbről és egyben annak korát az újpaleozoikumban rögzíti.

Mint láttuk, a Dunántúl harmadidőszak előtti képződményeiben három szerkezeti irány különböztethető meg, amelyek H. Stille algonkiumi regeneráció előtti ősi lineamentjeivel egyeztethetők. Ezeket a Dunántúl területén rajnai (ÉÉK) csapású prevarisztid (kristályos alaphegységi), hercini (ÉÉNy) csapású varisztid és érchegységi (KÉK) csapású alpi szerkezetek képviselik (7. ábra). Így tehát a szerkezeti irányoknak kutatóink többsége által elfogadott öröklődése ősidőktől fogva napjainkig véleményünk szerint nem áll összhangban a perm előtti képződmények szerkezetére vonatkozó meglévő tényanyaggal.

Mivel az ÉK-i szektorba két szerkezeti főirány esik, a tektonikai csapások vizsgálatánál és leírásánál elengedhetetlenül szükségesnek tartjuk az ÉÉK-i, ÉK-i és KÉK-i irányok megkülönböztetését. Ezáltal pontosabb és szabatosabb válnak a leírások, ami nagyban megkönnyíti a különböző szerkezetek genetikai értelmezését.

IRODALOM — ЛИТЕРАТУРА

- Ажгирей, Г. Д. (1956): Структурная геология. Изд. МГУ. — Ballá Z. (1965): A Kővágászhilési antiklinális fejlődéstörténete. Földt. Közl., 95. kötet, 4. füzet — Csalo go vits, I. (1964): De la paléogénese calédonienne et des rapports de grande tectonique du Massif de socle cristallin du Sud du Bassin Pannonien (Cisdanubie). Ann. Hist.-Nat. Mus. Hung., Pars Min. et Pal., T. 56. — Фаулс, Г. (1962): Возраст и распространение герцинской системы, в Европе и Азии. Тр. X. сессии Ком. по опр. абс. возр. геол. формаций. — Földvári A. (1952): A szabadbattyáni ólomérc- és kővételek karbonelfordulás. MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl., V. — Földvári A. — Noszky J. — Szabó L. — Szentes F. (1948): Földtani megfigyelések a Kőszegi hegységben Jel. a Jöv. Mélykút. 1947/48. évi munkálatairól. — Gokhale N. W. (1964): Kőzet szerkezeti vizsgálaton a velencei-hegységi gránitban és kvarcfillitben. Földt. Közl., 94. kötet, 2. füzet — Гзовский, М. В. (1964): Перспективы тектонофизики. Докл. сов. уч. на XXII. сессии МГК пробл. 4. Деформация пород и тектоника. — Хаин В. Е. (1964): Общая геотектоника. Недра. — Hills, E. Sh. (1953): Outlines of Structural Geology. London, Oroszul. ИЛ, 1954. — Ivalsky, J. (1958): Géologie der Erzlagerstätten der Zips—Gömörer Erzgebirge (Tschechoslowakei). Geologie, 7, 1., Berlin. — Jantsky B. (1957): A Velencei hegység földtana. Geol. Hung., Ser. Geol., 10. — Jantsky B. (kézirat): A délbaranyai kristályos alaphegység földtana. (Előadás a MÁFI Mecseki csoportja beszámolóülésén.) — Kaszánitzky F. (1959): A pátkai kőrákáshegyi ércrútkészlete jelenlegi állása. Földt. Közl., 89. kötet, 2. füzet. — Kiss J. (1951): A szabadbattyáni Szárhegy földtani és ércgenetikai adatai. Földt. Közl. 81. kötet, 7-9. füzet — Kiss J. (1954): A Velencei hegység északi peremének hidrotermális ércesedése. Földt. Int. Évi Jel. 1953-tól, I. Budapest — Kiss, J. (1962): A hydrothermal Enrichment of Pb—Zn—Cu in the Erdősmecke Granite (Mecsek Mountains). Ann. Univ. Sci. Bp., Sect. Geol., V., 1961. — Кузнецов, Ю. А. (1964): Главные типы магматических формаций. Недра. — Lóczy L. (1913): A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. A Balaton Tud. Tanulm. Eredm. I. kötet, I. rész, I. szakasz, Budapest — Овчинников, Л. Н. и др. (1961): Абсолютный возраст некоторых геологических образований Венгрии. Тр. IX. сессии Ком. по опр. абс. возр. геол. формаций. — Scheffer V. (1960): A magyar „közbülső tömeg” kérdéséhez. Geofiz. Közl., 9, 1-2. — Schmidt E. R. (1957): Geomechanika. Akad. Kiadó, Budapest, — Sitter, L. U. de (1956): Structural Geology. New York—London—Toronto. Oroszul. ИЛ, 1960. — Stille, H. (1947): Uralte Anlagen in der Tektonik Europas. Z. d. Dtsch. Geol. Ges., 99. Oroszul: Избранные Труды, ИЛ, 1964. — Stille, H. (1950): Der „subsequeute” Magmatismus. Berlin. Oroszul: Избранные Труды, ИЛ, 1964. — Stille, H. (1951): Das mitteleuropäischen variszische Grundgebirge im Bilde des gesamt-europäischen. Geol. Jahrb., 2. Oroszul: Избранные Труды, ИЛ, 1964. — Szádeczky Kardoss E. (1961): A Kárpáti közbülső tömeg magma mechanizmusáról. Földt. Int. Évk., 49. — Teleki G. (1941): Adatok Felsőőr és környékének földtani viszonyaihoz. Földt. Int. Évi Jel., 1936-38-ról I. — Teleki G. (1941): Polgárdi és környékének paleozoikus képződményei. Földt. Int. Évi Jel., 1936-38-ról, I. — Teleki G. (1942): A velencei gránitörz tektonikája. Földt. Int. Évi Jel., 1936-38-ról, III. — Teleki G. (1941): Adatok a dunántúli paleozoikum tektonikájához. Földt. Közl., 71. kötet, 7-12. füzet. — Vadász E. (1960) Magyarország földtana. II. kiadás, Akad. kiadó, Budapest — Vendel, M. (1929): Die Geologie der Umgebung von Sopron. I. Teil. Die kristallinen Schiefer. Sopron. Bány- és Erdőmér. Főisk., Bány- és Koh. Oszt. Közl., I. — Vendel M. (1933): Előzetes közlemény a Keleti Alpok északi részében előforduló leucokfillitek származásáról. Földt. Közl., 63. kötet, 1-6. füzet — Vendel, M. (1958): Über die Beziehungen des Kristallinunterbaues Transdanubiens und der Ostalpen. Mitt. d. Geol. Ges. in Wien, Bd. 51. — Vendel A. (1914): A Velencei hegység geológiai és petrográfiai viszonyai. Földt. Int. Évk., 22. — Vendel A. (1928): A Somlyó- és Szárhegy geológija és egykori hővörtársai. Hidr. Közl., 4-6., 1924-26.

O допермской тектонике Задунайщины

БАЛЛА ЗОЛТАН

Допермские образования на территории Задунайщины выходят в виде небольших изолированных пятен (фиг. 1.) в следующих районах:

- Мечекские горы — гнейсы, амфиболиты, граниты, кристаллические сланцы;
- Прибалатонье — филлиты, кварциты, граниты, кристаллические известняки;
- Веленцейские горы — граниты;
- Шопронские горы — гнейсы, кристаллические сланцы, филлиты;
- Кёсегские горы — филлиты, метаморфические сланцы.

В региональных обобщениях по тектонике обычно учитывается положение этих выходов, а также степень метаморфизма и вещественный состав слагающих пород, но, как нам кажется, в недостаточной мере принимается во внимание их структура.

Мы попытались проанализировать литературные данные о структуре выходов допермских пород в Задунайщине, намеренно упуская региональные обобщения. Нам кажется, что, несмотря на далеко не полную изученность в тектоническом отношении

этих выходов, все же можно попытаться сделать выводы о вероятном первичном простирании допермских структур.

В результате проведенной работы простирание доварисских и варисских структур в различных выходах нам представляется в следующем виде:

Кристаллический фундамент

Мечекские горы. Простирание сланцеватости, повидимому, контролировавшей мигматизацию, ССВ-ное.

Прибалатонье. Здесь наблюдается несколько мелких выходов метаморфических сланцев и эффузивов и один изолированный выход кристаллических известняков. По данным структурных исследований, простирание элементов тектонических толщ филлитов в различных выходах следующее:

Веленцейские горы. В результате внедрения гранитной магмы в виде интрузивного штока падение сланцев направлено всюду кнаружу.

Урхида, наблюдаются складки СВ простирания.

Фюле. На горе Кехедь филлиты выходят в ядре небольшой антиклинали ССВ простирания, сложенной пермскими породами.

Балатонфёкаяр. На горе Шомйохедь установлены складки ССВ простирания, сложенные филлитами.

Альшоёрш — Ловаш. Общая направленность структур ССВ-ная.

Ревфюлёп. Данных о структуре филлитов нет.

На основании приведенных данных можно предполагать, что в Прибалатонье первичное простирание толщ филлитов было ССВ-ным. В этом убеждают нас и геоморфологические соображения. Горки, сложенные филлитами, в районе Балатонфёкаяра и Фюле отчетливо вытянуты в ССВ направлении (фиг. 2.).

Общая ВСВ направленность северного побережья озера Балатон резко нарушается в районе Альшоёрш — Ловаш, как раз там, где появляются выходы филлитов. Простирание горных грядом и линии побережья здесь становится отчетливо ССВ-ным (фиг. 3), что позволяет предполагать на этом участке наличие оживленного древнего разлома ССВ простирания, который затухает к северу в мезозойских отложениях Баконьских гор, сменяясь разрывами иного (ВСВ и ССЗ) направления.

Возрастное положение кристаллических известняков района Полгарди — Сабадбатьян спорное: одни их считают древнее филлитов, обычно относимых к девону или к нижнему палеозою, другие — моложе нижнего карбона. Данные об их структуре противоречивы, поэтому в настоящем обзоре они не принимались во внимание.

Шопронские горы. Данных мало, и они противоречивые. Наблюдается линейная ориентировка ССВ простирания, и имеются сведения о ССЗ-ной направленности структур. Наложенный магматический, приуроченный к зонам разрывов ССЗ простирания, возможно, сильно изменил структурную картину.

Варисский структурный этаж

Кёсегские горы. Простирание складчатых структур отчетливо ССЗ-ное. Возможно, упомынаемые зоны этого простирания в близлежащих Шопронских горах одновозрастны им.

Веленцейские горы. Тектоническая ориентировка гранитов, по данным детального изучения линейности, отдельности, трещиноватости и ориентировки даек, ССЗ-ное.

Мечекские горы. Часть аплитовых даек имеет ВСВ простирание. Повидимому, раскрытие соответствующих трещин обусловлено боковым давлением, направленным вдоль них, так что направленность поля деформации скорее была ССЗ-ной. Аплиты, вероятнее всего, возникли в варисское время. На это указывает абсолютный возраст пород (335 млн. лет), соответствующий в Европе варисскому орогенезу.

Обобщая приведенные данные, можно предполагать, что тектоническое простирание доварисских и варисских образований было отличным от современного альпийского. Наиболее вероятным простиранием доварисских структур Задунайщины мы считаем ССВ-ное, а варисских — ССЗ-ное. Эти направления соответствуют простиранию древнейших линеаментов Европы, отмеченных Г. Штилле.

ÚRKÚT ÉS EPLÉNY MANGÁNTÉRÜLETEINEK ÖSSZEHASONLÍTÁSA

Dr. CSEH NÉMETH JÓZSEF*

(3 ábrával)

Összefoglalás: A Bakony-hegység ipari értékű mangántelepei két területen, Úrkúton és Eplényben vannak bányaműveletekkel feltárva. A két terület földtani felépítésében sok azonos vonás mellett eltérés is van. Úrkúton az elsődleges kiválások mangánkarbonátos formában történtek, folyamatos üledékképződéssel, a mangánösszlet *k o n k o r d á n s* településű. Eplényben a kiválások mangánoxidos és mangánkarbonátos formában történtek, a középső- és felsőliász határon üledékképződési hiány van, a mangánösszlet *d i s z k o r d á n s a n* települ. Mindkét mangánérces területen képződési szabályszerűség ismerhető fel. Az anyag szállítása DK-i irányból történt, a felszínen levő Mecsek- és Bakony-hegységek közötti alaphegység lepusztuló anyagából.

A Bakony-hegység jura rétegösszlete a középsőliásztól kezdődően a magasabb jura tagokig mangános közbetelepüléseket tartalmaz, amelyek közül a felsőliászban képződött mangántelepek műreáló kifejlődésűek. Ezek a mangántelepek a jura vonulat DK-i peremén két területen, — egymástól elég nagy távolságra, — Úrkúton és Eplényben vannak bányaműveletekkel feltárva. Az ide telepített üzemek adják hazánk teljes mangántermelését. A két terület mangántelepének, a jura rétegösszletének kifejlődése, a területek fejlődéstörténete, sok azonos vonás mellett eltérő jellegeket is mutat, amelyek főbb vonásokban az alábbiakban határozhatók meg.

A jura kifejlődése

A két terület jura kifejlődésénél elsősorban figyelembe kell venni, hogy az úrkúti üledékgyjűjtő terület lényegesen nagyobb volt, mint az eplényi, és ez rányomja a helyegét a mangántelepek kifejlődésére, az egyes rétegek közettani sajátosságaira, változékonyságára és vastagságára is. A jura alsó tagozatai, így elsősorban az alsőliászban mindkét területen nagy vonalakban azonosak. Az alsőliászban a *d a c h s t e i n i* típusú *l i á s z m é s z k ő v e l* (hettangi emelet) kezdődik a rétegsor mindkét területen (max. 150 m). Úrkúton a Csárda-hegyen, Eplényben, a lókúti Kávás-hegyen, a Papod-hegyek oldalán a felszínen is gyakori. A *d a c h s t e i n i* típusú liász mészkőre a *r h y n c h o n e l l á s t í z k ő v e s m é s z k ő* települt Úrkúton nagyobb (max. 80 m), Eplényben kisebb (max. 50 m) vastagságban. Mindkét területen kisebb foltokban a felszínen is van. Az alsőliászt *v ő r ő s, r ő z s a s z i n ű, h i e r l a t z* jellegű mészkő zárja le, szeszélyesen változó vastagságban (Úrkúton max. 50 m, Eplényben max. 25 m). Az

* Előadta a MFT Középdunántúli Csoportja 1964. június 18-i veszprémi ülésén. Kézirat lezárva 1964. december 31.

úrkúti terület keleti peremén, a Csárda-hegyen a mészkő karsztos-töbrös felszíne az áthalmozott, bemosott vasas mangánérc fekvője, Eplényben pedig helyenként a felsőliász mangánösszlet közvetlen fekvőjében is megtalálható.

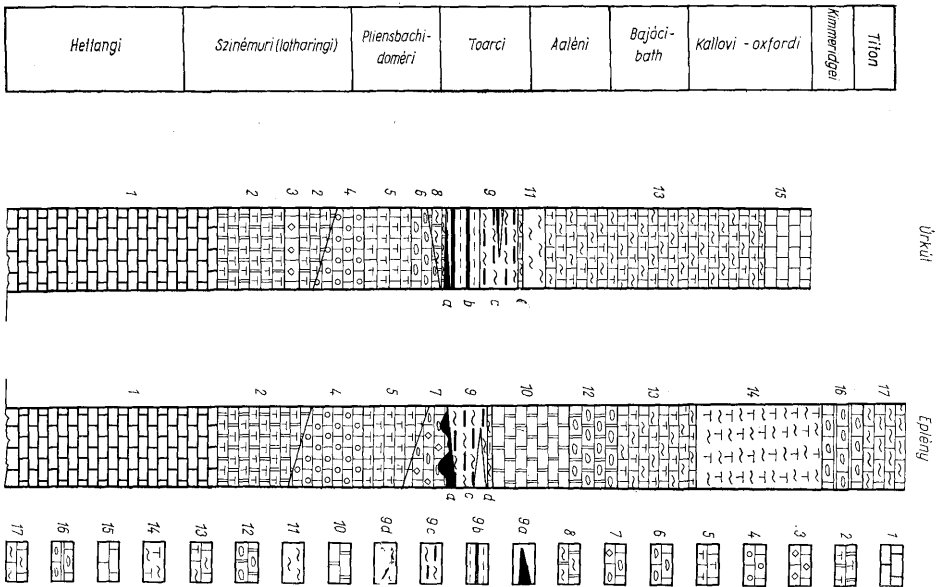
A középsőliásztól kezdődően a két terület kifejlődése már lényeges eltéréseket mutat. Úrkúton a rétegorfolyamatos. A vörös, tűzköves mészkő (plienbachi—domeri emelet) 40 m vastagságú, az arra települő barna, vörös, lemezés, gumós mészkő 15 m vastagságú. A középsőliász zárótárgya a zöldesszürke tűzköves mészmárga, mészkő (max. 10 m). A középsőliász képződmények a terület minden részén a felsőliász, elsődleges mangánösszlet fekvőjében találhatók, kisebb vastagságú ingadozással. A középsőliász felső szintjén jelennek meg az első mangános nyomok, mangánoxidos bekérgezés, helyenként mangángumók formájában. Eplényben a középsőliászban jelentékeny réteghiány figyelhető meg. A vörös tűzköves mészkő (max. 40 m) és a vörös gumós, krinoideás mészkő (max. 20 m) változó vastagságban található a felsőliász mangánösszlet fekvőjében, lenyest, egyenetlen felszínnel, gyakran hiányzik is. Helyenként felső rétegei fogazott szerkezettel a mangánösszlet közeibe mennek át. Míg Úrkúton az elsődleges települési helyzet a mangánérctelep és a középsőliász fekvő között mindig folyamatos, — Csárda-hegyet kivéve — konkordáns, addig Eplényben réteghiány mutatkozik, a település díszkonkordáns.

Úrkúton a középsőliászra megváltozott üledékjelleggel, de folyamatos üledékképződéssel, réteghiány nélkül, a teljes toarci emeletet kitöltő mangánösszlet (max. 40 m) és közvetlen fedője települt. Eplényben hasonló képet látunk a már említett díszkonkordáns településsel, vékonyabb (max. 20 m) mangánösszlettel.

A mangánösszletre a továbbiakban, mindkét területen újra változott üledékjelleggel, a folyamatos dogger és malm rétegeösszlet települt. A magasabb jura sorozat kifejlődése a két területen eltérő. Úrkúton kisebb vastagságban alig tagolhatóan, Eplényben nagyobb vastagságban és jól tagolhatóan, változatos dogger — malm található. Úrkúton a mangánösszletet barna ammoniteszes márga (max. 5 m) fedi, amely feldolgozás alatt álló gazdag *Ammonites*-faunája alapján (Géczy B.) még a felsőliászba tartozik (toarci emelet). A doggerban nagyobb vastagságban (max. 120 m) faunaszegény, ez ideig részletesen nem tagolható, zöldesszürke tűzköves mészmárga, mészkő települ teljes, egyenetlen kifejlődéssel. A távolabb kutatott területen (Cservár) vörös, zöldfoltos, lemezés, kovás mészkő (max. 30 m) mutatkozik, amely kifejlődése alapján az alsómalmot képviseli.

Eplényben a mangánösszletre barna, zöldfoltos posidóniás mészkő települ (max. 20 m), amely szintben hasonló mint az úrkúti ammoniteszes márga. Ez alig elválaszthatóan barna, vörös, gumós ammoniteszes mészkőbe megy át (max. 15 m), és már a doggerba (aaleni emelet) tartozik. A szürke, rózsaszínű, tűzköves mészmárga a dogger középső részét (bajóci-bath emelet) tölti ki (max. 40 m). A magasabb doggerban (kallovi oxfordi emelet), a fehér, rózsaszínű „kovás márga” (radiolarit) települ (max. 70 m) és áthúzódik a malm alsó tagozataiba is. A malmban a vörös, gumós, ammoniteszes mészkő (kimmeridei emelet), (max. 10 m) és a titonban fehér, vörös mészkő mészmárga (max. 50 m) zárja le a terület változatos jura rétegeösszletét.

Mint a szelvényekből látható a jura alsó tagozataiban, az alsőliászban mindkét területen lényegében azonos kifejlődés van. A középsőliásztól kezdődően azonban a két terület kifejlődése eltérő. Ezek közül legfontosabb az Eplényben tapasztalható réteghiány a középsőliászban, ebből eredően az érctelep díszkonkordáns települése az egyenetlen liász felszínre, a mangántelepek kifejlődése közötti eltérés, a dogger, malm változatosabb kifejlődése az eplényi területen.



1. ábra. A jura kifejlődése. Jel magyarázat: 1. Dachsteini típusú liász mészkő, 2. Rhynchonellás tűzköves mészkő, 3. Krinoideás padok, 4. Hierlatz mészkő, 5. Tűzköves mészkő, 6. Lemezes gumós mészkő, 7. Gumós krinoideás mészkő, 8. Tűzköves mészmárga, 9. Mangánösszet: a) oxidos érc, b) $MnCO_3$ -os érc, c) radioláriás agyagmárga, d) $MnCO_3$ -os agyagmárga, 10. Barna, zöldfoltos posidonias mészkő, 11. Barna, ammoniteszes márga, 12. Barna gumós mészkő, 13. Tűzköves mészkő, 14. Fehér, rózsaszínű „kovás” márga, 15. Lemezes, kovás mészkő, 16. Vörös gumós ammoniteszes mészkő, 17. Fehér, vörös mészkő, márga

Abb. 1. Lithologische Ausbildung des Juras. Erklärungen: 1. Liassischer Kalkstein von Dachsteinkalk-Typus, 2. Rhynchonellen-führender Hornsteinkalk, 3. Crinoideen-Bänke, 4. Hierlatzer Kalkstein, 5. Hornsteinkalk, 6. Plattiger Knollenkalk, 7. Knolliger Crinoideenkalk, 8. Hornsteinführender Kalkmergel, 9. Manganführender Komplex: a) oxydisches Erz, b) $MnCO_3$ -Erz, c) Radiolarien-führender Tonmergel, d) $MnCO_3$ -Tonmergel, 10. Brauner, grünfläckiger Posidonienkalk, 11. Brauner Ammonitenmergel, 12. Brauner Knollenkalk, 13. Hornsteinkalk, Kalkmergel, 14. Weißer, rosafarbener, „kieseliger” Mergel, 15. Plattiger Kieselskalk, 16. Roter knolliger Ammonitenkalk, 17. Weißer, roter Kalkstein, Mergel

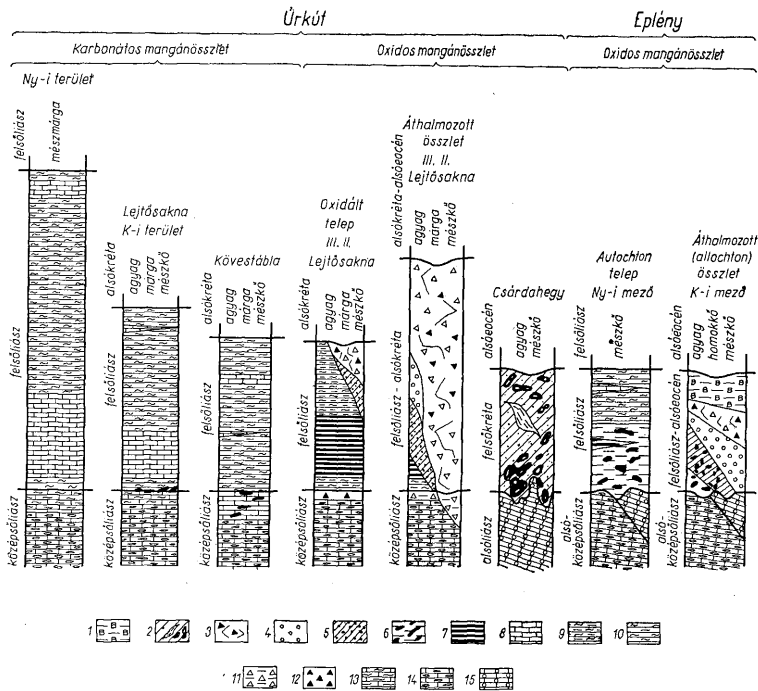
A felsőliász mangántelepek

Úrkút

A felsőliász mangánösszlet elsődleges kifejlődésben két közettípus, a sötét-szürke radioláriás agyagmárga és a karbonátos mangánérc változó rétegeiből épül fel. A belső területeken a középsőliászra 0,50–1,00 m vastagságú radioláriás agyagmárga települ, ennek alján piriltlencsék helyezkednek el, felső részén pedig egyre gyakrabban a mangánkarbonátos sávok. A főtelepben alul zöld, szürke mangánkarbonátos agyagmárgával kezdődik a karbonátos mangánérc (15–16% Mn), erre barna, világosbarna finomsávós karbonátos mangánérc települ (16–18% Mn). A telep középső részén helyezkedik el a fekete, világosbarna finomsávós karbonátos mangánérc (17–19% Mn), amely barna, világosbarna, durvasávós karbonátos mangánércbe megy át (18–20% Mn). A telepet zöld, szürke, barna durvasávós karbonátos mangánérc (20–22% Mn) zárja le, ennek felső 30–40 cm-ében szürke, rózsaszínű rodokrozitos pad helyezkedik el (25–35% Mn). A karbonátos mangántelep alsó kétharmadában főleg finomsávós, felső harmadában durvasávós érc típusok vannak.

A zöld, szürke érc típusokban a mangánásvány a rodokrozit, amely igen finom 2–5 μ nagyságú szemcsékben helyezkedik el a kőzetben. A barna érc típusokban a mangánkarbonát mellett mangánoxid is van, pontosabb ásványi jellegének meghatározhatósága nélkül (manganit?), valószínű diszperz mangánoxid. A telepben a mangántartalom a fekvőtől a fedő felé általában egyenletesen emelkedik 14%-ról 22%-ra. A karbonátos ércanyagok maximálisan 2/3 része de átlagosan csak 40% rodokrozit. Az ércanyag többi elegrészei az agyagásványok, glaukonit, goethit, kalcit és pirít. A nyomelemek közül a Co és Ni mutat kisebb felszaporodást. A karbonátos mangánösszlet a belső területeken a legteljesebb kifejlődésű (II., III. akná, Nyírszeg). Itt a főtelep a legvastagabb, 12 m. A peremek felé a mangánösszlet, ezen belül a karbonátos mangántelep vékonyabb (II, akna D, Lejtőszakna) 5–6 m. Ezek a területeken jellemző volt a főtelep jelenléte. A terület peremén, ott, ahol a főtelep hiányzik, a mangánösszlet a radioláriás agyagmárgával kezdődően települ a középsőliász mészkőre és a radioláriás agyagmárgában csak a felső mangánkarbonátos telep fejlődött ki, gyakran azonban csak néhány dm-es mangánkarbonátos sáv jelzi ennek a helyét.

Ilyen kifejlődés van a Csárda-hegy peremén, a Kövestáblán, a Cservár felé eső területen és a legújabb kutatások alapján, a Bocskor-hegy D-i területein. Tehát bizonyos réteghiány, képződési hiány felsőliászban Úrkúton is megfigyelhető. A hiányos kifejlődésű mangánösszlet a főtelepes területeken túlerjedően települt a középsőliászra. Végül megemlíjtjük, hogy Úrkútról is vannak adatok a felsőliász mészkőkifejlődésre, ami pedig Eplényben teljes határozottsággal mutatkozik. Az úrkúti oxidos mangánösszlet másodlagos folyamatok során alakult ki. A juravégi, újkimmériai hegységképző mozgások során a terület üledékgyűjtő jellege megszűnt, nagyarányú lepusztulás kezdődött, amely a középső és keleti részekben a fedő jura tagokat lepusztította, gyakran a felsőliász mangánösszletet is. A helybenmaradt felsőliász mangánösszlet oxidálódott, miközben a kísérő kőzetek is elváltoztak. Az oxidált mangánösszlet autochton helyzetében hasonló elrendezésű mint a karbonátos mangánösszlet. A sárga radioláriás agyagra különböző színű, agyagközös réteges oxidos mangánérc települ, ahol sárga, barna, zöld és néha fehér anyagban helyezkednek el az ércsávok. Gyakoriat különösen a fekete finomsávós karbonátos



2. ábra. Az úrkúti és eplényi mangántelepek kifejlődés. Jelmegegrázata: Alsóeocén: 1. Bauxitos agyag; Felsőkriéta: 2. Csárdahegyi vasas-mangánérc (Ürkút); Alsókriéta-felsőlíász: 3. Mangán, tűzkő és mészkő-törmelékes áthalmazott mangánösszlet, 4. Pizolitos mangánérc, 5. Áthalmazott törmelékes mangánérc; Felsőlíász: 6. Elsődleges oxidós mangánérc (Eplény), 7. Réteges oxidós (oxidált) mangánérc, 8. Karbonátos mangánérc, 9. Sárga radioláriás agyagmárga; Középsőlíász: 11. Vörös, tűzkő-törmelékes agyag, 12. Barna tűzkő-savas agyag, 13. Zöldesszürke tűzköves mészmárga, 14. Vörös tűzköves, gumós mészkő; Alsólíász: 15. Krinoideás, brachiopodás mészkő

Abb. 2. Lithologische Zusammensetzung der Manganerzlagerstätten von Ürkút und Eplény. Erklärungen: Untereozän: 1. Bauxitführender Ton; Oberkreide: 2. Eisen-schüssiges Manganerz am Csárdahegy (Ürkút); Unterkreide-Oberlias: 3. Umgehäufertes manganführender Komplex mit Manganerz, Hornstein und Kalktrümmern, 4. Pisolithisches Manganerz, 5. Umgehäuftes klastisches Manganerz; Oberlias: 6. Primäres oxydisches Manganerz (Eplény), 7. Geschichtetes oxydisches (oxydiertes) Manganerz, 8. Karbonatisches Manganerz, 9. Gelber radiolarienführender Ton, 10. Dunkelgrauer, radiolarienführender Tonmergel; Mittellias: 11. Roter Ton, mit Hornsteintrümmern, 12. Brauner Ton mit Hornsteinbändern, 13. Grünlichgrauer, hornsteinführender Kalkmergel, 14. Roter, hornsteinführender Knollenkalk; Unterlias: 15. Crinoideen-Brachiopoden-Kalk

mangánércből alakult gumós ércek. Az oxidos és karbonátos érc határán gyakran található tömött, pados érc is.

Az autochton mangánösszlet az alsókrétában, később a felsőkrétában és az alsó-eocénban nagy területeken lepusztult, áthalmazódott. Az áthalmazott érctelepek kezdetben csak az eredeti érctelep anyagát tartalmazzák, majd fokozatos szennyeződéssel a fedő és később a fekvő kőzetanyaga is keveredik hozzá.

A Csárda-hegyen másodlagos helyzetű érctelepet találunk. Itt az alsóliász mészkő karsztosodott felszínére valószínűleg a felsőkrétában települt a lepusztuló mangántelepek anyagából a vasas mangánérc, fedőjében alsóeocén kőszenes agyagsorozattal és középső-eocén nummuliteszes mészkővel.

Az oxidos mangánérctelep ásványai a manganit, pszilomelán és piroluzit. Ezek az ásványok együttesben vannak jelen az ércanyagban, egyik, vagy másik uralkodó szerepével. Manganitos felépítésűek az ércek a karbonátoshoz közvetlenül csatlakozó részeken, az átmeneti területeken (II. akna) manganitos-piroluzitos érceket ettől távolodva (III. akna., Lejtőszakna) találunk. Pszilomelános-piroluzitos ércek főleg az áthalmazott telepekben vannak. Tehát karbonátos területtől távolodva mind nagyobb oxidációs fokú ásványok szerepelnek. A mangánásványokon kívül agyagásványokat, goethitet, repedéskitöltő kalcitot és kvarcot, és az áthalmazott ércekben kovasavat találunk tűzkő formájában.

Eplény

Eplényben az alsó- és középsőliász egyetlen felszínére települt rá — az ebből adódó szeszélyesen változó vastagságú — a mangánösszlet, amely maximálisan 20 m lehet. A mangántelep kifejlődése területenként változó. A belső területeken (ÉNY-i bányamező) az érces szintben alul helyezkedik el az elsődlegesen is oxidos formában képződött mangánérc különböző színű anyagok kíséretében. Erre települ a sötétszürke radioláriás agyagmárga, amelyben az úrkúti felső mangánkarbonátos telep anyagához hasonló mangánkarbonátos lencsék, sávok helyezkednek el. A belső területtől távolodva, a Lókút felé eső részen az oxidos kifejlődés hiányzik, itt a radioláriás agyagmárga és abban ritkán, magánkarbonátos rétegek települnek az alsó-középsőliászra. Az újabb kutatások alapján a nyugati peremen a pelites mangánösszletet meddő mészkőfácias, mangános mészkő helyettesíti.

A középsőliász (alsóliász) mészkő felső szintjén már található mangánoxidos kőzetelepülések és felszíni bekérgezések. A felsőliász elsődleges oxidos (autochton) mangántelep vastagsága a fekvő egyenletlenségeit követve változó, 3 m-t ritkán haladja meg. A telepben fekete, sárga, barna agyagban helyezkednek el a mangánércgumók, kongréciók. Az ércanyag rendszerint gömbhéjas felépítésű, a belső részein kovás, kalcedonos részekkel, külső részén pedig vasas bekérgezéssel. A telepben a gumós érceken kívül réteges, lemezes kifejlődésű betelepülések is vannak, a telep felső részén pedig rendszerint sárga agyagban pizolitos mangánérc van. Az eplényi ásványtársulás hasonló az úrkútihoz, manganit, pszilomelán, piroluzit ásványok szerepelnek. Az alapanyag rendszerint finomszálú piroluzit, a bekérgezés pedig pszilomelán. A gumók belsejében kalcedonnal, kvarccal együtt fennőtt manganit kirstályok is vannak.

Az oxidos mangántelep fedőjében, a radioláriás agyagmárgában, lencsésen kiékelődően, sárga, szürke finomsávós mangánkarbonátos agyagmárga helyezkedik el. Az oxidos mangántelep felső részén gyakori, hogy a sötétszürke agyag — amely sok piritet tartalmaz — fogazottan mangánkarbonátos lencsékbe megy át. A mangánkarbonátos agyagmárga Mn-tartalma 10 — 14% között változó. Ásványtársulása hasonló, mint Úrkúton. Az eplényi

területen is érezte hatását a juravégi hegységképződési szakasz. A terület keleti részén áthalmazott (allochton) mangánösszlet van. Az érctelep anyagát az elsődleges telep felaprózott anyaga adja, az eredeti területtől távolodva mind finomabb szemcsékben. Az alsóeocén alatti áthalmazott összletben gyakran külön kiválások is megfigyelhetők, ilyen pl. a sűrke pirites mangánkarbonát tartalmú agyag is. Az áthalmazott összlet a felső részén hullámos felszínen bauxitos agyagba megy át.

Az Űrkúti területen oxidos, helyesebben mondva, műre érdemes kifejlődésben oxidált mangántelepet ott találunk, ahol az eredeti fedősorozat a már említett időszakban lepusztult és a karbonátos mangánérctelep oxidálódhatott. Eplényben elsődlegesen találjuk az oxidos mangántelepet érintetlen dogger—malm rétegösszlet alatt. (Megemlítjük, hogy Űrkúton vetők környezetében, kis területekre szorítkozva dogger fedő alatt is található oxidált teleprész.)

Az Űrkúti területen az alsókréta lepusztítási időszakot újra folyamatossá váló üledékképződés követi. A jura közeteire éles diszkordanciával vörös, tarka, szárazföldi jellegű agyagsorozattal kezdődő, majd kőszénnyomos agyaggal (apti) folytatódó, és rekviniás mészkőbe átmenő kréta települ, mintegy 150 m vastagságban. Eplény környezetében a magasabb jura tagok jórészt a felszínen vannak, a krétában csak az északnyugati területen találunk kis vastagságban apti agyagot.

Az eocén Űrkúton 80—120 m vastagságban fedi a területet, Eplényben csak a DK-i terület felett található 30—40 m vastagságban. Eplényben még a miocén kavics (max. 70 m) vesz részt a terület felépítésében. Azokat a különbségeket, amelyek a két terüle ércanyagában mutatkoznak további részletes anyagvizsgálat után lehet meghatározni. Ezek a vizsgálatok részben megtörténtek Űrkútra vonatkozóan, részben a jövő kutatás feladata. Így részletesebb értékelésük is egy későbbi időpontban történhet meg.

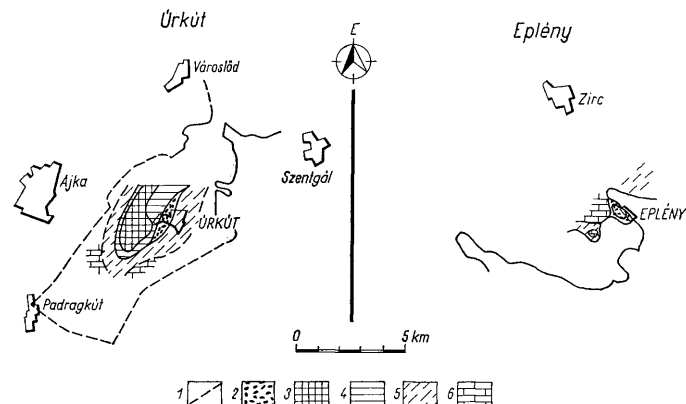
Az érctelepek típusa, ősföldrajzi, anyagszármazási problémák

A Bakony-hegységi mangántelepek tengeri üledékes képződésűek. A mangánérctelep Űrkúton a folyamatos jura rétegsorban foglal helyet, Eplényben és más mangánnyomos területen hézagosság figyelhető meg. A mangános lerakódások első nyomai a középsőliász végén jelennek meg, vizsgálatok szerint biogén leválasztással, mangánoxidos formában. A nagymértékű mangánkiválás a felsőliászban volt, finomrétegzettségű, ritmikus kiválású vegyi üledékként. A felsőliász elsődleges kiválás Űrkúton mangánkarbonátos, Eplényben mangánoxidos és mangánkarbonátos formában történt. A két terület közül az Űrkúti medence nyugodtabb, nagyobb kiterjedésű, az eplényi kisebb és finomabban tagolt üledékgyűjtő volt. A medencékben a már említett kifejlődés szerint a mangános kőzetek szabályszerű területi elrendeződésben találhatók. Ez a kép az üledékgyűjtő medencék bizonyos mértékű különállóságára, a liász kor szigettenger jellegére, de legáltalában is erősen tagolt medencealjzatára utal, egyúttal a mangános üledékképződés kedvező ősföldrajzi feltételeit is jelenti. Mindez nem mond ellene a Bakony-hegységi jura üledékföldtani sajátosságainak, jellegének, sőt a hézagos település magyarázatát adhatja. Nem cáfolja a liász mangánképződés egész bakonyi jurára kiterjeszthető lehetőségét, de jelentheti a produktív mennyiségben való felhalmozódás kedvező feltételeit. Ez az ősföldrajzi kép magyarázatot adhat a pelites mangánösszletben előforduló szenes, kovás növényi maradványok ezideig kellően nem tisztázott eredetére is.

Az ilyen tagolt üledékgyűjtő területek változó fizikai — kémiai viszonyai kedvezőek voltak a medencébe kerülő mangánoldatok koncentráálásához, kiválásához. Ugyancsak kedvezőek voltak a viszonyok a tengeri élővilág szélsőséges alakulásához, felvirágzásához és pusztulásához, pl. *Radiolaria*, ezzel kapcsolatban kovás kőzetek képződéséhez. Az így

változó élővilág hatására beálló biokémiai hatások változtatták a tengervíz kémiai viszonyait, és az hozzájárult a finomrétegzett, ritmusos kiválású mangános kőzetképződéshez, akár évszakos, akár hosszabb időszakos vonatkozásban is.

A finomrétegzett mangánösszlet kőzeteiben cm-ként 120–220 világosabb–sötétebb sáv váltakozik, több kőzet anyagából átlagosan 160 sáv. Ha egy sötétebb és egy világo-



3. ábra. Az úrkúti és eplényi mangánülepitő medencék vázlata. J e l m a g y a r á z a t: Középső-felsőliász: 1. Triász-jura határa (jelenkori); Felsőliász: 2. Elsődleges oxidos mangánérc, 3. Teljes kifejlesztésű karbonátos mangánösszlet, 4. Vékonyabb kifejlesztésű karbonátos mangánösszlet, 5. Hiányos kifejlesztésű karbonátos mangánösszlet, 6. Mészakőfejlődés, mangánképződési hiány

Abb. 3. Skizze der Mangansedimentationsbecken von Úrkút und Eplény. E r k l ä r u n g e n: Mittel- bis Oberliasz: 1. Trias – Jura-Grenze (zur Zeit); Oberliasz: 2. Primäres oxydisches Manganerz, 3. Karbonatischer Mangankomplex von vollständiger Ausbildung, 4. Karbonatischer Mangankomplex von kleinerer Mächtigkeit, 5. Karbonatischer Mangankomplex von unvollständiger Ausbildung, 6. Kalksteinfazies mit Fehlen von Manganerz-Bildung

sabb sávot egy ritmusba tartozónak tekintünk, cm-ként 80 ritmus adódik. A jura őség-hajlati viszonyait figyelembe véve, — ha egyperiódusú csapadékos időszakokkal számolunk — egy ritmus egy évet tölthet ki, ami éves 0,125 mm üledéklerakódást jelent. Az úrkúti 40 m vastagságú mangánösszlettel számolva 300–320 ezer év mangántartalmú kőzetképződési időszakot tölt ki, ahol természetesen nagyobb periódusban nagy mangántartalmú és mangánszegény időszakok, ritmusok is változtak. A Bakony-hegység egyéb réteghiányos területein, így Eplényben is az időszak egy részében üledékhiányos, oldódásos, pusztulásos szakasz volt. Az alpi jurában gyakoriak a mangános lerakódások, amelyek sok azonos vonás mellett eltérő viszonyokat is mutatnak. Ezek az előfordulásokon Cevljanovic (Jugoszlávia), Graubünden (Svájc), Mikusovče (Csehszlovákia), Kammerlingalm (Németország, Ausztria) és Chocholowska (Lengyelország) az ércanyag származása csak részben köthető le endogén folyamatokhoz, mint a graubündeni előfordulás a Penninai-takaró ofiolit magmatizmusához kötött, vagy a kammerlingalmi rodokrozitos, exhalációs üledékes mangántelep. Több előfordulás anyaga nem köthető vulkáni működéshez. A Bakony-hegység jurájában nyoma sincs a vulkánosságnak, így a mangán anyaga ide nem is kapcsolható.

Korábban a mangánércet a mezozóos mészkövek oldási maradékának tekintették (Földvári A.) A mangánérc felsőliász korának tisztázása után (ifj. Noszky J. — Vadász E.) a mezozoikum általában kiesett, csupán a triász és alsóliász mészkövek jöhettek számításba. Mivel az úrkúti területen a jura kifejlődése hézagtalan, a helyi oldódásos anyagszármaztatást ki kell kapcsolni. Korábban említettük, hogy a jura időszakban szigettenger volt és mind az ÉNy-i, mind a DK-i oldalon szárazulat helyezkedett el. A DK-i előtérben a Bakony- és a Mecsek-hegységek közötti területen felszinen volt a kristályos alaphegység és ennek lepusztuló anyaga kerülhetett a jura üledékgyűjtőjébe. Itt meg kell említeni, hogy a környezet triász sorozata a jura időszak folyamán pusztult, mondhatni, már ekkor kialakulni kezdett az a felszín, az a földtani adottság, amely a későbbi időkben, az alsókretától kezdődően a távolabbi környezet bauxitképződését is lehetővé tette. A mangánülepítő területekre az anyag beáramlása valószínű DK-i irányból történt, mivel Úrkúton és Eplényben is erre utaló fácieskép van. Ha a már említett jura őségajlati viszonyokat is figyelembe vesszük — amely a mai trópusihoz lehetet hasonló —, akkor a mangántartalmú üledékképződés, anyagmobilizáció könnyen érthetővé válik.

Szabóné Drubina M. nehézasvány vizsgálatai a mangánképződést megelőzően a középliaszban uralkodóan metamorf és bázisos magmás ásványtársulást mutattak ki, a távoli környezetben ilyen kőzetek pusztulására utalva. A mangánösszetben magában epigén ásványtársulás van.

A Bakony-hegység reménybeli területeinek kutatása a jövő feladata. Ez egyre inkább követelően veti fel, hogy megismerjük azokat a sajátosságokat, földtani jeleket, amelyek a mangánképződést lehetővé tették. Mint láttuk a kért feltárt területen is más-más jellemzőket ismerni fel. Reméljük a később kibontakozó kutatások egy helyesebb értelmezés adatait fogják szolgáltatni.

IRODALOM — LITERATUR

- Cseh Németh J. (1958): Az úrkúti mangánércleptel kifejlődési típusai Földt. Közl. 88. — Cseh Németh J. (1963): Jurakorú mangánércelőfordulás a Déli-Bakonyban Kárpát-Balkán Assz. Közl. Bukarest. — Földvári A. (1932): A Bakony-hegység mangánércleptei Földt. Közl. 62. — Földvári A. (1940): Az eplényi áttolódás a Bakony-hegységben Földt. Közl. 70. — Grasselly, Gy. — Cseh Németh, J. (1961): Data on the geology and mineralogy of the manganese ore deposit of Úrkút I Acta Min.-Petr. Szeged. — Konda J. (1961): A Bakony-hegység jura időszaki képződményeinek üledékföldtani vizsgálata Földt. Int. Évi jel. — Kovács, L. (1956): Manganerzausscheidung in den jurasschen Ammonitenmeeren, Bányamérn. és Földmérn. Karok Közl. XIX. Sopron. — Ifj. Noszky J. (1952): A bakonyi mangánérc rétegtani helyzete és kutatási kilátásai MTA Műsz. Oszt. Közl. V. 3 f. — Ifj. Noszky J. (1961): Magyarország jura képződményei MÁFI Évk. XLIX 2. Budapest. — Ifj. Noszky J. — Sikabonyi L. (1953): Karbonátos mangánüledékek a Bakony-hegységben Földt. Közl. 83. — Sidó M. — Sikabonyi L. (1953): Az úrkúti és eplényi mangánércleptet mikropaleontológiai kiértékelése Földt. Közl. 83. — Sikabonyi L. (1952): Mangánérckutatás az úrkúti és eplényi mangánércbányák környékén Földt. Int. Évi jel. Budapest 1954. — Szabóné Drubina M. (1957): A magyarországi mangánérc földtani és üledékásványtani jellege Földt. Közl. 87. — Szabóné Drubina M. (1961): A bakonyi liász mangánleptek Földt. Int. Évk. XLIX 4. Budapest — Szabóné Drubina M. (1959): Bakony-hegységi jura képződmények kőzettani vizsgálata Földt. Int. Évi jel. Budapest. — Vadász E. (1952): A bakonyi mangánércképződés MTA Műsz. Oszt. Közl. V. 3 f. Budapest. — Vigh Gy. — Ifj. Noszky J. (1936—38) Előzetes jelentés az úrkúti mangánércbánya környékén végzett földtani vizsgálatokról Földt. Int. Évi jel. I. köt.

Ein Vergleich der Manganzlagerstätten von Úrkút und Eplény

Dr. J. CSEH NÉMETH

Die abbauwürdigen Manganzlagerstätten des Bakonygebirges sind in zwei Vorkommen, in Úrkút und Eplény, durch Bergbau aufgeschlossen. Neben den vielen identischen Zügen gibt es auch gewisse Unterschiede im geologischen Bau der beiden Gebiete. In Úrkút ist der Jura lückenlos ausgebildet, seine höheren Horizonte können nicht gegliedert werden. In Eplény lässt sich eine Schichtlücke beobachten, Dogger und Malm können feiner gegliedert werden.

In Úrkút ist der manganführende Komplex in seiner primären Ausbildung vorwiegend karbonatisch, die oxydischen Manganzlagerstätten stellen aber das Resultat sekundärer Prozesse dar. Das Manganzlager überlagert konkordant, ohne Lücke das Liegende.

In Eplény ist der manganführende Komplex auch in ihrer primären Ausbildung von oxydischem Typus; die mangankarbonatische Fazies ist untergeordnet. An der Mittelias/Oberlias-Grenze gibt es eine Schichtlücke, die Manganzlager liegen diskordant.

In den beiden Gebieten existierte im Jura ein eigenartiges Sedimentationsbecken, wo die manganführenden Bildungen in einer regelmässigen territorialen Anordnung auftreten. Das Faziesbild der Gebiete lässt darauf schliessen, dass die Materialzufuhr vom SO her erfolgte. Die Mangansubstanz scheint aus Abtragung des während des Juras zwischen den Gebieten des Bakony- und Mecsekgebirges an der Oberfläche gewesenen kristallinen Grundgebirges zu stammen.

A MECSEKI URÁNÉRCLELŐHELY KÉPZŐDÉSÉNEK SAJÁTÓSÁGAI

VIRÁGH KÁROLY—VINCZE JÁNOS*

(6 ábrával, 3 táblazzattal, 6 táblával)

Összefoglalás: Széleskörű helyszíni és laboratóriumi vizsgálat eredményeit összegyűjtve, szerzők áttekintő képet adnak a lelőhely ércképződéséről.

Alaki bélyegek alapján az ércmegjelenés ércmorfológiai típusokba sorolható, ami egyben a képződés körülményeire is utal. Az ércközet és az ércásványok oxidáltsági állapotának megfelelően redukált és oxidált érc típusok különíthetők el.

Az ércesedés területi eloszlását illetően kimutatható, hogy az uránfelhalmozódás maximumai a legváltozatosabb redoxviszonyok szerinti sávokba esnek.

Az ércesedés mikromorfológiájának tanulmányozása eredményeképpen sor kerül az ércásványok paragenetikai együjtésére és az ércesedés fázisai ismertetésére is.

A lelőhely genetikájának leírásában ösföldrajzi, geokémiai és fejlődéstörténeti elemzéssel különválasztható az üledékképződés, a diagenézis első és második szakasza, a katagenézis és hiperagenézis során végbement ércképző folyamat.

A mecseki uránérc lelőhely poligén lelőhelynek minősül, mivel a földtani fejlődéstörténet minden egyes szakaszának megvolt a jelentősége a jelenlegi érceloszlás kialakításában.

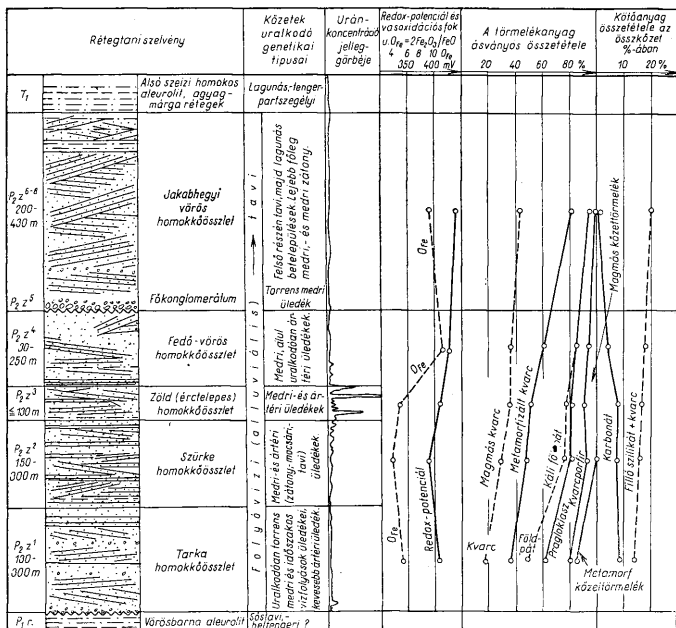
Az érctelepesség összetételének felhalmozódásai, ösföldrajzi viszonyai és geokémiai fázisai

A Mecsek-hegységi uránérc a felsőpermi, folyóvízi rétegösszletben található. A mecseki permi képződményeket az idevonatkozó irodalom (V á d á s z E. 1960, B a r a b á s A. és K i s s J. 1958) általában három részre (alsó, középső és felső) tagolja. Az újabb pollenvizsgálatok alapján B a r a b á s n é (1962) a hármas tagolás helyett alsó- és felsőpermi felosztást igazol. Utóbbi tagolásnak megfelelően az 1. ábra szemlélteti a felsőpermi rétegsor lényegesebb közettípusait, valamint az érctelepesség rész települési helyzetét.

Az érctelepesség összetételének uralkodó közettszíne zöld, zöldesszürke, sötétebb szürke és zöldesvörös változatokkal. Nagy kiterjedésben tartalmaz ún. „köztes vörös” és „köztes szürke” homokkőnek nevezett lencsés közbetülepüléseket, amelyek nyelv alakban, vagy újjyszerűen a „fedő vörös” illetve „fekü szürke” homokkővel függnek össze.

A színátmenet lehet fokozatos, foltos, ritmusosan változó sávós, elmosódott, vagy éles, azonos közetpadon belül is. A rétegösszletben jól osztályozott homokkőtől osztályzatlan gravellitig és kavicsos homokkőig mindenféle változat megtalálható. Ásványos összetételét tekintve arkózias homokkő, uralkodóan vörös-rózsaszínű földpátokkal. A pelites üledéket zöld és sötétszürke, gyakran mikrorétegzett aleurolit, palás agyagsávok és lencsék képviselik. A szürke, fekélyösszletben, hasonlóan jellemző a kőszénzsinórok, lencsék, levéllenyomatok és kóvák-karbonátos fatörzsek gyakorisága. Legjellemzőbb alluviális közettípusok a sodorvonal menti, medri- és artéri zátonyüledékek. Alárendeltebb az artéri tavi és mocsári kifejlődés. A zátonyüledékben gyakori a keresztarétegzés (I. tábla, 1.) helyenként a deltaüledékekhez hasonló meredek keresztarétegzéssel (I. tábla, 2.) a mocsári üledékre a szenes mikrorétegzettség, az artéri tavi üledékre a finom-szalagos mikrorétegzettség jellemző.

* Előadták a Magyarhoni Földtani Társulat Mecseki Csoportjának 1966. szeptember 19-i szakülésén. Kézirat lezárva: 1966. V. 7.



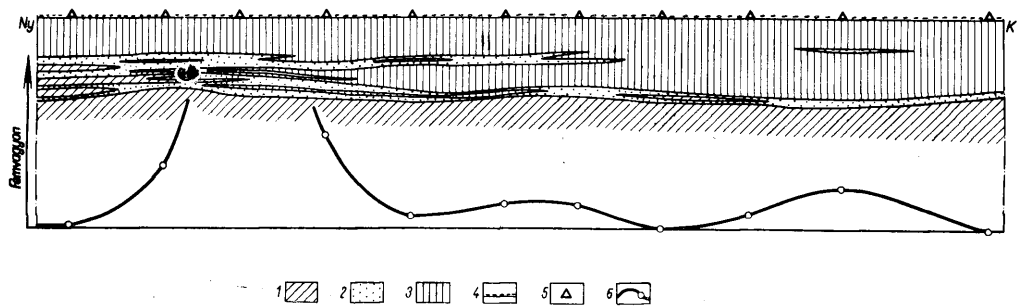
1. ábra. A Nyugati-Mecsek felsőperm üledékeinek áttekintő szelvénye. Barabás A. és mások (1963) adatai felhasználásával szerkesztette Virágh K. és Vincze J. (1965)

Fig. 1. General section across the Upper Permian sediments of the Western Mecsek. Plotted by K. Virágh and J. Vincze (1965) using information by A. Barabás (1963) and others

Az érces összetételű üledékföldtani sajátossága a ciklusosság. Az alapciklusok alapján általában a durvaszemcséjű medri, a felső részén finomszemcséjű artéri és tavi üledékeket találunk. Gyakorlati a letarolás miatti csoncakciklusok, melyeket felül ún. „kimosási felületek” határolnak. Ilyenkor az új üledék a régire diskordanciával települ.

Az üledékanyagot szállító és lerakó folyórendszer működésében az ülepedés és az erózió időszakos váltakozása szemiarid éghajlatra utal. A hordalékkúpon a folyó számos középszakasz jellegű ágra bomlott. Áradáskor a vízfolyások egybeolvadtak, és az eróziós (kimosó) tevékenység volt az uralkodó. Apadáskor a törmelékanyag újra halmozódott, majd száraz időszakban a folyó patakka csökkent vízfolyások hálózatává változott. Árvíz időszakban jelentős mennyiségű uszadékfa is szállított. A száraz időszakban az árter nagy területen időszakos tavak, mocsarak maradtak vissza. A hordalékkúpon az élő vízfolyások iránya igen gyakran változott, a medence egyik szélétől a másik irányba eltolódhatott. A sokszorosan ismétlődő eróziós és feltöltő tevékenység mellett a feltöltés volt túlsúlyban a térszín lassú süllyedésének megfelelően. Az egyes medencéreszek feltöltődésének eltérő ütemét azok süllyedésének, vagy átmeneti emelkedésének mértéke határozta meg.

A vörös és szürke homokkőolensékek és kiékelődések merőlegesek az ÉÉNy--DDK irányú vízfolyás rendszerre. Amint a 2. ábrából látható, a szürke, zöld homokkőveket nyugatról keletre ujjasan befogazódnak a vörös homokkőbe, a befogazódások szelvényben nézve lépcsőzetesen egyre keletebbre ékelődnek ki. Mivel a vörös-zöld-szürke homokkőveket bizonyos geokémiai redoxállapotot jeleznek, joggal nevezhetjük a zöld homokkőnyelveket lépcsőit „fáciáslépcsőknek”. A fáciáslépcsők kiékelődésének azonos iránya a medencealjzat süllyedésének asszimetrikus voltára utal, melyet Balla Z. (1965) a kristályos alaphegység



2. ábra. A mecseki perm produktív összlet felépítésének példája. Szerkesztette Virágh K. (1965). Jelmagyarázat: 1. Fekvő, szürke homokkőösszlet és annak lencsái a produktív összletben, 2. Érc tartalmú zöld homokkőösszlet, 3. Fedővörös homokkőösszlet és annak beékelődései és lencsái az érces zöld homokkőben, 4. Főkonglomerátum szintje (a fedőben), 5. A külszíni kutatófúrások helye, 6. Az urán eloszlása és a mérési pontok

Fig. 2. Lithology of one of the productive Permian successions of the Mecsek Mts. Plotted by K. Virágh (1965). Explanation: 1. Foot-wall: grey sandstone complex and its lenses in the ore-bearing member, 2. Ore-bearing green sandstone complex, 3. Hanging wall: red sandstone complex and its wedges and lenses penetrating into the ore-bearing green sandstone, 4. Main conglomerate horizon (in the hanging wall), 5. Location of surface prospect-holes, 6. Distribution of uranium and points measurement

ősi törésvonalával hoz kapcsolatba: ez az asszimétrikus süllyedés feltételezhetően a folyómedrek fokozatos oldalirányú mederváltoztatását vonta maga után, asszimétrikus terraszok képződésével. A földtani szelvények szerint az egymás fölött levő szürke-, zöld-, vörös-redox fáciesek Ny–K-i szelvényben valójában egymás mellett megjelenő, egymást helyettesítő (heteropikus) fáciesek, amelyek rétegtanilag is azonos szintet képviselnek. A redox fácieslépcsők tulajdonképpen a fedő vörös összlet alsó részében az üledék-képződés körülményeiben bekövetkezett változásokat tükrözik vissza. Így az oxidációs-fok növekedése az éghajlat melegebbé és szárazabbá válásával kapcsolatos. Az érces zöld homokkő redox határzónát jelez a stabilan oxidált vörös és a stabilan redukált szürke színű képződmények között. Az urán és egyéb fémek dúsulása mindig átmeneti redoxzónákhoz kötött, természetesen egyéb tényezőktől a lehardási terület változásától és a felhasználás körülményeitől függően változó koncentrációval. (1. ábra).

Értípusok. Az ércesedés teleptani törvényszerűségei

Az ércek morfogenetikai típusai

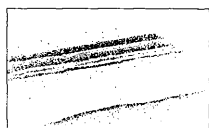
Az ércetestek, mint meghatározott földtani folyamatok eredményei, alaki bélyegekkel a létrehozó folyamatra utalnak. Ezért ércgenetikai vizsgálataink egyik része az ércesedés morfogenetikai típusainak megismerésére irányult és a litológiai-fácieskomplexumhoz, továbbá a tektonikához való kapcsolódásának meghatározása képezte. Bányaföldtani megfigyeléseink alapján a következő hat morfogenetikai típus különíthető el.

a) Rétegzésmenti szalagos-sávós kiválás (3. ábra) 1–15 cm vastag, uránoxid ásványokban dús magános, vagy többszörösen ismétlődő összetett sáv, „réteges érc” (II. tábla 1.) többnyire szénült növényi anyag és ércásványok együttese finom mikrorétegzéssel. Az ércásványok gyakran szemcsenagyság, vagy üledékciklus határon található. A réteges-pados érces változat a később tárgyalandó „e” típus felé mutat átmenetet közel egyenletes koncentráció eloszlással, kevésbé éles koncentráció határral. Apró vagy középszemcsés medri és ártéri homokkövekben gyakoribb.

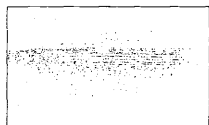
b) Érces mikrorétegzés, hintett ércesedéssel (3. b ábra és II. tábla, 2.). Papírvékony, 1–2 mm. vastag szénült növényi anyagból és uránoxid ásványok együtteséből előállt fekete mikrorétegzés, finomszemcsés, ritkán középszemcsés ártéri homokkőben. A mikrorétegzésű homokkő is gyengén ércesedett, szórt érchintéssel. A mikrorétegzés a kőzet lencsés kiékelődésével, vagy a szénült növényi anyag kimaradásával megszűnik. A lencsék nagy szervesanyag tartalma jelentős redukációs környezeti hatást gyakorol. Az oxidáltabb fekvő, vagy fedő homokkőben a szenes-mikrorétegzett lencse érc tartalmát jóval meghaladó fémkoncentráció is van, a d) és e) típusnak megfelelő foltos eloszlású ércesedéssel. A „b” típus egyik változata a sötétszürke-fekete, szerves anyagban gazdag, gyakran mikrorétegzett gyengébb fémdúsulású aleurit.

3. ábra. Az ércek morfogenetikai típusai (Vincze J. 1965). Jelmagyarázat: a) Rétegzésmenti szalagos-sávós kiválás, b) Érces mikrorétegzés hintett ércesedéssel, c) Szénült és kovásodott fatörzsekhez, ágdarabokhoz kötött ércesedés, d) Rétegzést átmetsző ércsík, sávok, gyűrűk, „rollok”. Konkréciókhoz kötött ércesedés, e) Szabálytalanul, szórt, hintett ércesedés, f) Mikrorepedések, repedéshálózat kitöltése, rétegelválási lapok menti ércesedés; 1. Látható uránércásványok, 2–4. Fémkoncentrációs mezők radio-metrikus mintázás alapján növekvő sorrendben, 5. Radiometrikus mintázás helye

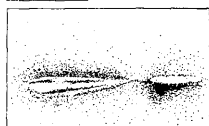
Fig. 3. Morphogenetic types of ores (J. Vincze 1965). Explanation: a) Segregation bands running along bedding planes, b) Microlamination with disseminated ore mineralization, c) Ore mineralization associated with coalified and silicified logs (wood trunks and twigs), d) Ore stripes, bands, annuli, and rolls intersecting stratification. Mineralization connected with concretions, e) Ore mineralization irregularly disseminated, impregnated, f) Ore mineralization filling micro-joints, fissures and joints of cleavage planes; 1. Visible uranium ore minerals, 2–4. Metal-concentration fields in the order of increasing metal content as shown by radiometric sampling, 5. Radiometric sampling points



0 50 cm



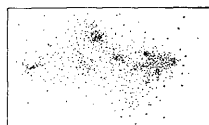
0 50 cm



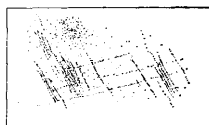
0 50 cm



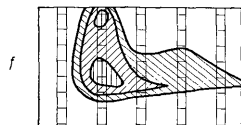
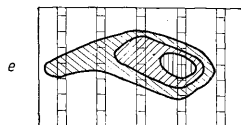
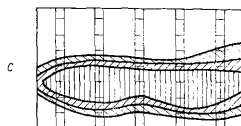
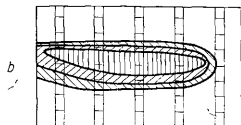
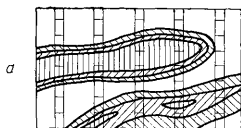
0 50 cm



0 50 cm



0 50 cm



c) Szénült és ásványosodott fatörzsekhez, ágdarabokhoz kötött ércesedés (3. c. ábra és III. tábla, 1–2.). Az allocthon fatörzsek és ágdarabok leginkább medri üledékben található, többnyire az üledékszállítás irányát jelezve. Részint teljesen szénült, részint kovásodott módon; az utóbbiak is többnyire szénült kéregrésszel. Homokkővel kitöltött fatörzs maradványt is ismerünk. A kovás fatörzsek kérdését korszerű üledékképződési földtani megítélésben Vadász E. (1963) tárgyalja. A kovásodott fatörzsdarabok átmérője 5–50 cm. A vékonyabbak hossza 0,2–1,1 m, a vastagabbak több métereseek. A szénült ágdarabok 0,2–2,0 m hosszú és 1–10 cm vastag kőszenes zárványok. A fatörzsek ércesedése a haránt metszetén vizsgálható, melyet Méhes K. (1957) és részleteiben Selmecziné, Antal P. (1966) tanulmányozott. A fatörzs belseje meddő, tömör kovás kitöltésű körülötte kioldási üregekkel átjárt gazdag szurokérces-szulfidérces és karbonátosodott öv (az U-koncentráció itt 1–10%, néha nagyobb is), erre gyengén érces szénült kéreg borul, majd ércesedett homokkő következik, amelynek fémkoncentrációja a fatörzstől távolodva fokozatosan csökken. A kőszénecskék szintén gyengén ércesedtek, a beágyazó homokkőben az urán eloszlása ugyanolyan, mint a fatörzsek körül.

d) Rétegezést átmetsző ércsík, sávok, gyűrűk, „rollok”*. Konkrécióhoz kapcsolódó ércesedés (3. d. ábra). Jellemző a határozottabb rajzú, vagy szabálytalan, kisméretű vonalas-sávos ércesedési forma. Rétegetlen, vagy gyengén rétegzett közép-aprószemcsés medri- és artéri zátonyhomokkőben található. A környezet többé-kevésbé hintetten ércesedett.

α Rétegzettségét metsző erek 1–2 cm vékony dúsan ércesedett fekete uránoxidral a redox frontok (zöld és szürke színhatár) mentén. Az uránoxidos sávot párhuzamos rozsdavörös vasoxidos sáv kíséri (V. tábla, 1.).

β Érces gyűrű (IV. tábla 1.) 5–20 cm átmérőjű, 0,5–2 cm vékony uránoxidos gyűrű, néha vasoxidos színeződés kíséretében. A gyűrű belső udvara hintetten ércesedett forma lehet elipszis, lencse, kóralakú, vagy teljesen szabálytalan is.

γ Konkréciók körüli ércesedés a konkréciótól 5–10 cm távolságban a homokkőben uránoxidos gyűrűs kiválás, vagy a konkréció körül a távolsággal csökkenő mértékben hintett ércesedés. A konkréció felületén, a sugárirányú repedés, ritkán a gyűrűs szerkezet mentén ércesedett uránkorom jelenik meg (V. tábla 3.).

δ Érces „roll” olyan parabola, vagy félelipsis alakú uránoxidos sáv, amelynek tengelye a rétegzettséggel nagyjában egyezik tetőpontja kissé megnyúlt, teltebb a szárnyakon fokozatosan elvékonyodó és a szárnyak általában a réteghatárig (kimosási felületig) terjedők. Az urános oldatok áramlási irányával szemben nyitott (IV. tábla 2.).

e) Szabálytalanul szórt, hintett foltos ércesedés (3. e. ábra). Jellemző megjelenési módja éles határ nélküli, szabálytalan folt, vagy csomó alakú, egyenlőtlen uránoxid, főleg uránkoromos ércintés. Vastagság- és szintbeli kiterjedése rendkívül széles. Jellemző a rozsdavörös-vasoxidos az urántalommal fokozódó elszíneződés. A durvább szemnagyságú homokkő meder képződésben gyakori.

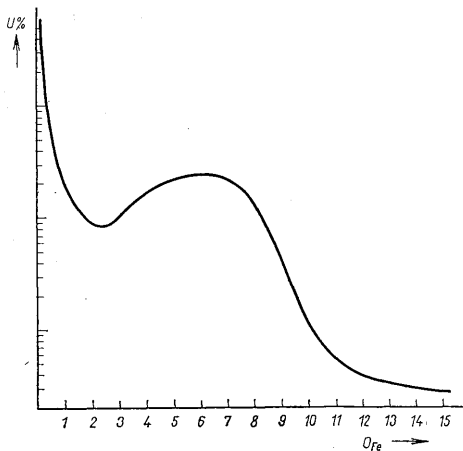
f) Mikrorések, repedéshálózat, kitöltések, réteglapmenti ércesedés (3. f. ábra). Közetrés és réteghézagokat kitöltő, vagy bevono 0,5–2,0 mm ásványos, főleg uránkorom kiválás többnyire szabályos hálózata. Mindig hintett ércesedéssel vegyes. Változó méretű és koncentrációjú, csoportos vonalas érc-test igazodik.

* Angol szóhasználatból orosz irodalomban is elterjedt szakkifejezés. Shaws D. R. 1955 (Magyarban „sodrott” lehetne a leírt alak és keletkezés szerinti megjelölés. Dr. V. E.)

Geokémiai érctípusok

Az ércesedett kőzet és az ércásványok oxidáltsági állapota alapján az ércek két fő típusba sorolhatók.

1. Redukált érctípus valamennyi nem vörös (fekete, barnás árnyalatú füstszürke, zöldesszürke, zöld) érces homokkő. A vasoxidációs fok és redoxpotenciál kisebb, az U^{4+} -tartalom és a szurokérc mennyisége nagyobb, mint az oxidált érctípusban. A filloszilikátos kötőanyag átlagosan több, mint a karbonátos. Szénült növényi anyagban és kísérő ritka fémekben gazdagabb.



4. ábra. Az uránkoncentráció Or_{Fe} -értékek összefüggése. Novák Gy. adatai felhasználásával szerkesztette Vincze J. (1965)

Fig. 4. Relationship of the Or_{Fe} -values of uranium concentration. Plotted by J. Vincze (1965) using information by Gy. Novák

2. Oxidált érctípus rozsdavörös vasoxid és -hidroxid foltos „zöld” homokkő (ún. vörös érc). Az 1. típusban felsorolt geokémiai jelek fordított mennyiségi eloszlása jellemző. A redoxpotenciál és a vasoxidációs fok függvényében az urántartalom az oxidált és redukált típusoknak megfelelően két maximumos görbét ad.

Az „oxidált” és „redukált” érctípus megjelölés csupán az ércképződést befejező, vagy utólagosan kialakult redox állapotot rögzíti, az érc kiválás mindkét esetben az urán redukciójának eredménye.

A jellemzett ércmorfológiai típusok a–d uralkodóan redukált ércek, az e és f típusok uralkodóan oxidált ércek. Az egyes érctípusoknak a kőzetképződési szakaszokkal való összefüggését és képződésük időbeliségét a 6. ábra szemlélteti.

Az ércesedés teleptani jellegei

Az egyes morfológiai típusok egymáshoz kapcsolódva, folyamatos gyakorisággal, vagy egymástól különállóan, meddő közökkel elválasztva ipari érctesteket „ércencsékét” alkotnak. Az ércencsék közötti „meddő” közetben pedig a morfológiai típusok erősen szórtnan, elkülönülten jelennek meg. Vagyis az „ércencsékét” a meddőtől az ércmorfológiai elemek sűrűsége és méreti kifejlődése különbözteti meg. Nagyobb ércencse egyfajta ércfípussal ritka. Az ércencsék többsége az ismertetett morfogenetikai és geokémiai típusok együttese.

Az azonos ércesedési szintben levő lencsék lencsesorokat alkotnak. Ezek alakja, irányítottasága, elrendeződése képződésük földtani körülményeit tükrözi. Az ércencsék hossziránya a lencsesorok elrendeződése a fatörzsek, a kereszttrétegzés és hullámfodrokkal jelzett anyagszállítás irányával, amely ÉNY—DK és ÉK—DNY irányok között változik, É-ről D-felé szállított hordalék lerakódással. Ugyanezt állapotította meg Szabó J. (1964) a felsőperm különböző összeleteiben végzett kereszttrétegzés-mérések alapján. A hordalékanyag szállítására merőleges irányt az urános oldatok általános terjedési-haladási irányaként jelölhetjük meg az üledékfelhalmozódás viszonyai között.

Az ércesedési szintek irányítottasága hosszabb távolságon eltér a színhatároktól — közelítőleg a valódi rétegzés irányát követi — a színhatárok pedig befogazódásos, vagy e nélküli „lépcsőket” redox fáciesváltozásokat alkotva bizonyos távolságig keresztetik a rétegeket, majd ismét azonos lefutásúak a réteghatárokkal. Az egymás fölötti érces szintek a színhatárok közelében elvégződve szintén lépcsős eltolódást mutatnak, s K-ről Ny felé haladva az ércencsék és a produktív (zöld) fácies rétegtanilag egyre magasabb szintben jelenik meg (2. ábra.).

Az ún. „köztes vörös” és „köztes szürke” homokkővek mint a „fedő vörös” és a „fekvő szürke” homokkővek befogazódásai és lencsési szoros kapcsolatot mutatnak a területi fémakkumulációval bonyolult színváltozással. A produktív összetet a legnagyobb vastagságú a köztes vörös képződményben. Ahol a „köztes vörös” a „fedő vörös” homokkőbe megy át, a vastagság hirtelen lecsökken, a felső zöld fácies kiékelődik és csak az alsó folytatódik. Továbbhaladva, a következő fokozatban a zöld fácies vastagsága újból nagyobb, először a zöld-szürke befogazódással, majd a köztes vörös nyelvek megjelenésével. A produktív összetet belül a ténylegesen zöld színű rétegek vastagsága a vörös kiékelődése táján a legnagyobb, itt a legváltozatosabbak a színek, azaz a redox viszonyok és itt van az uránakkumuláció maximuma is. A fáciesfokozatok utáni elvékonyodott alsó zöld összetet bizonyos sávban meddő, vagy csak gyengén ércesedett (2. ábra).

Az ércesedés redoxviszonyainak jellemzése után az ércesedés közettani és tektonikai kapcsolatának összefoglalásával a következő megállapításra jutunk.

Az ércesedés nincs meghatározott szemcsenagysági osztályhoz kötve, a kavicsos, durva és a finomszemcsés homokkővek egyaránt jó minőségű ércek lehetnek, némi különbség csak az ércfajták szerint figyelhető meg: a kavicsos, durva ércekben több az oxidált típusú érc, a finom és aprószemcsés homokkővekben fordított a megoszlás. Az aleurit- és agyagfélék közül csak a sötétszürke, fekete, szervesanyag- és pirittartalmú változatok ércesedtek számottevően.

Gyakori az ércásványoknak a szemcsenagysági határon éles körvonalú dúslása. A leírt ércmorfológiai típusok is arra utalnak, hogy az urán jelenlegi eloszlása nem egyetlen meghatározott földtani folyamat eredménye, hanem több szakaszban végbement fémanyag szállítás és fölgýülemlés összehatása.

Az üledékösszetet felépítő tágabb értelemben vett folyóvízi üledék típusok és az ércesedés között nincs olyan összefüggés, hogy az ércesedés csak egy meghatározott típushoz (pl. mederi zátonyhoz, vagy ártéri mocsárüledékhez) lenne kötve. Az a

megállapítás, hogy összefüggés van a rétegzettség és ércesedés eloszlása között, de egyes litológiai típusok és az ércesedés kapcsolata laza, leszűkíti az urán üledékösszletbe jutásának idejét és feltételeit.

A tektonika és az ércesedés viszonylatában az alapkérdés az, hogy volt-e a tektonikának közvetlen meghatározó szerepe a) az urán üledékbe jutásában és b) a jelenlegi koncentráció eloszlásában? A kérdés első felére nemleges, a másodikra igenlő választ adhatunk. De megfigyelésünk szerint — az ércecs szinteket harántoló törései tektonika az uránkoncentráció eloszlását csak lokálisan befolyásolta. A litoklázis lapokat bevonó uránásványosodás mindig csak vékony, legfeljebb néhány mm-nyi erecskét jelent, amely erősen összetöredezett kőzet esetén ércesedett réshálózatot alkot, foltos dúsulásokkal és kilúgzási jelenségekkel.

Balla Z. (1965) statisztikai vizsgálatokkal kimutatta, hogy helyenként a lineáris fémkészlet egyes nagyobb vetők síkjához viszonyítva szimmetrikusan oszlanak meg, s a vetősík ily esetben ércesedési maximumot jelez. A vetővegek bányabeli tanulmányozása során megállapította, hogy a nyitott törések mentén az oxidálódás és kilúgzás a gyakoribb a „vetőanyaggal” kitöltött törések pedig a hipergén áthalmozódás dúsító zárófrontjai. Az összetörtebb D-i szárnyon a törései tektonika jelentősen befolyásolja, sőt meghatározza az ércesedés lokális morfológiáját, míg az É-i szárnyon a törései tektonikával kevésbé zavart szakaszokon is nagy kiterjedésben találunk összefüggő ércesedést. A törési síkon helyenként nemcsak a rétegezést követő ércmorfológiai elemeket, hanem a rétegezést átmetsző, pl. gyűrűs érc kiválásokat is elvetik. Bizonyossága ez annak, hogy az érc kiválás ezeket a tektonikai mozgásokat megelőzte.

Az ércek ásványos összetétele és az ércesedés mikromorfológiája

A felsőperm rétegcsoportonkénti megoszlását az I. táblázat és az i. ábra szemlélteti

I. táblázat — Table I.

Az ásványos összetétel százalékos megoszlása rétegcsoportonként a Nyugat-mecseki felsőpermben

| Rétegcsoport | Törmelékanyag ásványos összetétele | | | | | | Kötőanyag összetétele | | | Kvarc-földpát arány |
|-------------------------------|------------------------------------|------------|---------|-------------|-----------------------|-------------------------|-----------------------|---------------|--------|---------------------|
| | Gránit kvarc | Össz-kvarc | Földpát | Kvarcporfir | Magmás kőzet-törmelék | Metamorf kőzet-törmelék | karbonát | filloszilikát | összes | |
| P ₁ ¹⁻² | 40,5 | 80,0 | 14,0 | 4,5 | 1,5 | — | — | 19,5 | 19,5 | 5,71 |
| P ₂ ¹ | 35,5 | 60,4 | 24,2 | 11,9 | 4,4 | — | 3,9 | 17,3 | 21,2 | 2,50 |
| P ₂ ² | 34,0 | 50,4 | 29,0 | 9,0 | 7,2 | — | 8,4 | 16,1 | 24,5 | 1,75 |
| P ₃ ¹ | 27,0 | 47,9 | 31,7 | 13,7 | 6,7 | — | 7,0 | 15,4 | 22,4 | 1,52 |
| P ₃ ² | 17,0 | 35,1 | 26,4 | 19,7 | 3,9 | 14,9 | 8,6 | 13,2 | 21,8 | 1,33 |

A kvarc túlnyomó része grániteredetű, néhány százaléka típusos metamorf kvarc, kb. egyharmada pedig többé-kevésbé metamorfizált kvarc, amely egyaránt lehet gránitelegyrész (metamorfizált-préseltgránit, vagy migmatit-gránit) és metamorf kvarciból származó is. A P₁¹⁻², P₂¹ és a P₂² rétegcsoportokban végbement kovósodás eredményeként a kvarc jelentős mennyiségben megjelenik kötőanyagként is és gyakori a törmelékes kvarc továbbnövekedése is regenerált kvarc, vagy kalcedon alakjában.

A földpátok nagyobb része káliföldpát (ortoklász, pertitesedett ortoklász, mikroklín) kisebb része savanyú, ritkán középbázisos plagioklász. A földpátok egy része üde, másik része több szakaszos változáson ment keresztül (pelitisedés, kaolinitedés, „korroziós”), amely a földpátzsemce teljes felemészésére is vezethet.

Az effuzióis kőzet-törmelékét különböző kvarcporfir-félék képviselik, jellemző felzetszövettel. Makroszkóposan és vékonycsiszolatban szintelenek, vagy vörösré színezettek, utólagos finomdiszperz hematitisedéssel.

Az intruzió és telérek kőzet-törmelékét gránit, aplit, mikroaplit, írásgránit, gránitporfir és ritkán bosztonit képviseli.

Metamorf kőzettörmelék erősen préselt kvarciton kívül, gránitgenisz, csillámpala, főleg szercipcála és fillit.

A törmelékes egyrézsek együttesének változásából jól nyomon követhető a lefordási terület alakulása a felsőpermben. A tarka összetletben kőzetalkotó mennyiségű metamorf palatörmelék a szürke összetletben már csak nyomokban van meg. Hasonló jellegű a plagioklászartalom változása is, azzal a különbséggel, hogy a plagioklász a fedő vöröshomokkó összetletig fokozatosan kimarad. Felfelé fokozatosan nő az összes kvarc mennyisége, így a kvarc-földpát arányszáma is. A földpáttartalom a maximumot a szürke és a produktív összetletben éri el, és itt a legnagyobb a gránitkvarc relatív mennyisége is az összes kvarcon belül, valamint az intruzív és telérikőzettörmelék mennyisége is. Ez az összetételbeli változás úgy magyarázható, hogy először a metamorf palakőzvény és a gránit együtt pusztult le (tarka összetlet), ezt követte a telérikőzettel, pegmatittal átjárt gránitzóna, végül a lefordás csak „tisztá” gránitot szolgáltatott. A kvarcporfir tartalom felfelé általában csökken, de az egyes összetletben belüli mennyisége széleskörűen változik. A törmelékes ásványi összetétel összképe a produktív összetletben, pegmatitokkal átjárt nagy kiterjedésű gránit-alaphegység lefordási területére utal, amihez időszakokon váltakozva nagy mennyiségű kvarcporfir járult. Valószínű, hogy a kvarcporfirt mellék vízfolyások szállították, amelyek valahol a medence közelében egyesültek a fő folyóval. A mellékfolyók tevékenységének ingadozásával magyarázható a kvarcporfir mennyiségi és szemmagysági váltakozása, mert hol durva kavicsként, hol pedig a homokos rézlevegőben jelenik meg.

A kőttányag

Összmenyisége legnagyobb a produktív összetletben, ezen belül az érceben átlagosan valamivel nagyobb, mint a meddő kőzetekben. Minőségileg az agyagos-hidrocsillámos kőttányag uralkodó, amihez rétegösszetletként változó mennyiségű karbonátos és kovás (kvarc, kalcedon) kőttányag járul. A vörös színű kőzetekre a hematit, hidrohematit is jellemző. Az érceben az autigén ércásványok adják a kőttányag egy részét. A kovásodás legnagyobb a fekvő szürke homokkó összetletben és a tarka homokkó erősen redukált kőzetípusaiban. A legtöbb karbonátos kőttányagot viszont a produktív összetlet tartalmazza; az érceedett homokkóvek kőttányaga, főleg a redukált ércítűsnál, uralkodóan agyagos-hidrocsillámos; gyakori a túlnyomóan karbonátos kőttányagú érc is, főleg az oxidált ércfélékben.

A filloszilikátos kőttányag részben agyagásványokból (montmorillonit, illit) részben „szericsiszterű” ásványokból áll, amelyeket Kiss J. (1960) és Sztróka K. I. (1960) vizsgált részletesen. A hidrocsillámok változó mennyiségű, egymást helyettesítő kationjai: Al^{3+} , Cr^{3+} , Fe^{2+} , Mg^{2+} , V^{4+} és V^{5+} , Ni^{2+} . A kationhelyettesítéstől függ, hogy a hidrocsillám szintelen, zöld, vagy barna hidrocsillámként jelenik meg.

A filloszilikátos kőttányag típusai: Króm-hidrocsillám, „mekrohivit” (mecseki-króm-hidromuskovit, Sztróka K. I.) élénkzöld, sötétzöld hidrocsillám. Főleg kovás fatörzsek, kőzencsikok környékén, repedésekben, réteglapokon, bevonatként található lokálisan.

Finomkristályos élénk zöld hidrocsillám-kőttányag. Leginkább bekérgezőszerű kifejlődés a pórusok falain, vagy a szurokércel váltakozó ritmusos szalagos kiválásként jelenik meg. A zöld hidrocsillámos kőttányagú minták krómzsegevények, színezőanyaguk a vas és alárendelten a króm.

Vanádium hidrocsillám: élénk barna, zöldes-barna. A V-ban dús ércék fő kőttányaga. Optikailag és genetikailag a zöld hidrocsillámhoz áll közel.

Szintelen (esetleg halvány zöld) káli-hidromuskovit, a jelek szerint a földpát-lebontható terméké.

Szintelen, szubmikroszkópos szemcsehalmazok és kovás kőttányag finom szövédéke.

Mennyiségileg utóbbi két filloszilikátos összetevő alkotja a hidrocsillámos kőttányag túlnyomó részét.

A karbonátos kőttányag ásványtanilag két csoportba osztható:

Kalcit és dolomit, a karbonátokőttányag nagyobb része. Legáltalában karbonát a kalcitanyagú repedéskitöltés.

Ankerit. Fiatalabb a kalcit-dolomit kőttányagnál, azt kiszorítja.

Konkréciók: dolomit, ankerites dolomit. Szerkezetüket Kiss J., Gross Á. (1958) külön tanulmány keretében vizsgálta.

Ércásványok

A lelőhely ércásványtani megismerésében Barabás A. és Kiss J. dolgozata (1958) és Kiss J. (1960) uránásványtani tanulmányai alapvető jelentőségűek. Az ércezedés uránásványtani képét illetően nem nagy változatosságot mutató ásványtársulás: ún. uránoxidos-pirités ércítűs, szegényes és ritka másodlagos uránásvány együttesel. Kiss J. röntgenelemzéssel-, optikai- és mikrokémiai módszerekkel a következő uránásványokat határozta meg:

U^{4+} és U^{6+} -oxidok: uranit és uránszurokércé változatok,

U^{4+} és U^{6+} -szilikátok: coffinit, soddyit,

Uranyl-karbonátok: liebigit, metaliebigit, swartzit, andersonit.

Uranil-szulfátok: zippeit, uranopilit.

Uranil-foszfátok: autunit (?)

Uranil-hidroxidok: clarkeit, fourmarierit (?)

Ércásványtani vizsgálataink fő célja az ásványparagenézis, az ércásványok, kötőanyag, törmelékanyag szöveti összképének tanulmányozása volt. Korábban az ezirányú vizsgálat csak néhány megfigyelésre szorítkozott.

Az urán-oxidok csoportját az uraninit — szurokérc — uránkorom — sor különböző oxidációs fokú tagjai képviselik. A legredukáltabb változat a kristályos uraninit és nasturán. Utóbbi szalagos, vesés, karéjos, kiválás a kötőanyagban, gyakran ritmikus összenövésben a hidrocillámokkal, vagy gyűrű alakban pirittel együtt és egyéb szulfidokkal a törmelékes ásványszemcséket kérgezi be (VI. tábla). A kiválásokat gyakran uránkorom zóna veszi körül. Az uránoxidsor oxidáltabb tagjai (szurokérc II—IV., uránkorom) különböző alakú góccokat, fészkeket alkotnak a kötőanyagban, amelynek közepén gyakran pirit, ritkábban kalkopirit, galenit található.

Az uránkorom főleg a repedezett zónák közetréseinbe bevonatként, és az erősen oxidált ércekben hintésekben a fellazult kötőanyagban és törmelékiszemcsék bevonataként hártyszerűen is megjelenik. Az előbbieket másodlagos, az utóbbiakat maradék uránkoromnak lehet tekinteni. A szilikátos uránásványok közül a coffinit képződése paragenetikus egységet alkot a hidrocillám képződéssel. A soddyit, az uránoxidok (és a coffinit) lebontási termékeként jelenik meg az oxidációs övben az uranil-karbonát és — szulfát ásványokkal együtt, — kis mennyiségben. A szulfid-ásványok között a leggyakoribb érc-kísérő a pirit, majd gyakorisági sorrendben a galenit és a kalkopirit következnek. Egyéb szulfidásványok (szfalerit, fakőerc, markazit, kovellin, kalkozin) csak csekély mennyiségben fordulnak elő. A pirit vagy uránoxidokkal együtt található vagy önálló piritesezett öv a kötőanyagban. Gyakori az apró gömbhalmazos baktériumpirit kiválás. (VI. tábla, 6.). A pirit egy része nikkeltartalmú (bravoit), más része esetleg Se-t tartalmaz. Ásványosodott fatörzsek ún. szulfidgömbös zónájában a pirit markazittal társul, fennőtt gömbös kiválásokban. A galenit a piritnél is szorosabban kapcsolódik az U-oxidhoz. Szabályos kocka alakú kristály a szurokérc belsejében, de önállóan is megjelenik az érceben, pirit-kalkopirit- és egyéb szulfidok társaságában. Egy része szeléntartalmú galenit, vagy claustalit. A kalkopirit és kovellin feltűnően gyakori az oxidált típusú ércekben is. A pirit egy része a hipergenézis során részlegesen oxidálódott, amit a hematit és limonit szegély jelez.

A nem opak kísérő ásványok a következők: a repedések, litoklázisok falán: kalcit, részben mangánokalcit, barit, radiobarit kérgék, kristályos bevonatok. Az ásványosodott fatörzsek és konkréciók üregeinek falán: kalcit, kvarc, füstkvarc kristályok; s a sötétszürke pirit szervesanyag tartalmú aleuriton, agyagon: dús gipszkristályhalmazok, a limonitos kiválások szegélyén pedig sárga vasszulfát kivirágzások képződtek.

A leggyakoribb paragenetikai együttesek és ércesedési fázisok: a) Az uránoxid kiválások közepén finoman hintett szulfidok, főleg pirit-szemcsékkel, vagy apró uránoxid és piritszemcsék vegyes halmaza. b) A törmelékanyag főleg földpát és kvarcporfir kiszorítása karbonát uránoxid és pirit által (VI. — tábla 1., 5.). A felemésztés néha a kvarcporfir, vagy földpát szemcse teljes ércásványos helyettesítését eredményezi. c) A karbonát-kötőanyagot uránoxid és pirit szorítja ki, ritkán a karbonát-kötőanyag és uránoxid kiválása egyidejű. d) A szulfidok, szurokérc, coffinit, hidrocillám együttesen szalagos, ritmikus kiválásokat alkot, egyidejű kötőanyagképződéssel (VI. tábla, 3.). e) A szurokérc zsugorodási repedéseit galenit, kalkopirit tölti ki (VI. tábla 4.).

A kötőanyagásványok közül a szedimentogén agyagos-szericites kötőanyagot tekintjük legidősebbnek. Az üledékképződéssel egyidejű, vagy a diagenézis első szakaszá-

| Réteg összlet | | Co | Ni | Bi | Ag | Cu | As | Pb | Zn |
|---------------------------------|--------|------|------|-----|------|-----|-----|-----|-----|
| P _{1z1} ¹⁻² | g/t | 38 | 17 | 0 | 40 | 60 | — | 70 | 100 |
| | gyak.% | 33,3 | 66,6 | | 7,7 | | | | 2,6 |
| P _{1z1} ⁴ | g/t | 46 | 16 | 0 | 6 | 16 | — | 84 | 0 |
| | gyak.% | 11,5 | 65,4 | | 1,2 | | | | |
| P _{1z2} ³ | g/t | 54 | 22 | 50 | 12 | 43 | 20 | 230 | 120 |
| | gyak.% | 39,0 | 92,4 | 0,8 | 14,5 | | 6,5 | | 2,4 |
| P _{1z2} ² | g/t | 21 | 11 | 0 | 8 | 14 | — | 77 | 100 |
| | gyak.% | 46,7 | 78,2 | | 8,6 | | | | 5,1 |
| P _{1z2} ¹ | g/t | 34 | 19 | 30 | 22 | 200 | — | 154 | 100 |
| | gyak.% | 65,2 | 83,8 | 1,2 | 25,3 | | | | 2,3 |
| Érccek | | 59 | 39 | 50 | 13 | 107 | 200 | 670 | 140 |

ban kivált ércásvány-társulások később részben újra oldódtak és áthalmazódtak. Az ércesedés korai fázisaira a szenes mikrorétegzéshez kötött és a sötétszürke, sok szénült növényi anyagot tartalmazó agyagos aleurittal együtt ülepedett finom uránoxid kiválások utalnak.

A földpát-, kvarcporfir- és kvarctörmelékek bekérgezése és kiszorítása ércásványokkal, továbbá a karbonátos kiszorítás a diagenezis második szakaszában mehetett végbe, de folytatódott a katagenezis szakaszában is. A szilikátos törmelékes kőzetalkotó ásványok intenzív karbonátos felemészése (korrodálása) elősegítette a törmelékanyag ércesedését. A karbonátos kötőanyag a hártás szerkezetű szedimentogén agyagásványokat is helyettesíti, annál fiatalabb, de a kései diagenetikus és katagén hidrocillámoknál idősebb. A karbonát-uránoxid képződés két változatát különböztetjük meg: egyik a karbonátos kötőanyag kiszorítása ércásványokkal és az egyidejű kiválás, a másik az epigén karbonátosodás. Az utóbbi megjelenési formája a repedéskitöltés, melyben először az uránoxidok, majd a karbonát jelenik meg. A kalciterek a korábbi ércásvány kiválásokat átmetszik. A karbonát kötőanyag uránoxidos kiszorítását a szedimentogén agyagásványok uránoxidos helyettesítése megelőzi. Fontos paragenetikai társulás a szulfid-uránoxid-hidrocillám együttes. A szedimentogén- és a földpát bomlásából származó heterogén agyagásvány-komplexum az uránt és egyéb fémionokat magához kötötte, koncentráta. A hidrocillámképződés során a fémionok felszabadultak, oldatba mentek át, majd a kénhidrogénes redukációs környezetben uránszurokérc és egyéb nehézfémek önálló szulfidásványként váltak ki.

Erősen redukáló közegben az U⁶⁺ teljes egészében U⁴⁺-é redukálódott és a szilikátos környezetben coffinitként vált ki, amely egy későbbi szakaszban részben szurokércé alakult át. Erre a jelenségre utalnak a szurokérc fűrészfogas-szalagos rajzolatai, amelyek feltehetően coffinit utáni pseudomorfozák. A ritmikus kolloidális kiválási szövetek bizonyítják a szakaszos képződést (VI. tábla 3.).

Nyomelemek eloszlása. A felsőperm rétegösszleteinek átlagos nyomelem-tartalmát félszinkvitatív szintképezés eredményeként a II. táblázatban foglaltuk össze. Figyelemre méltó a V és a szulfidképző (Cu, Pb, Co, Ni) nehézfémek eloszlása. Az értelepes homokkőben és ezen belül pedig U és V mellett a Co, Ni, Bi, Ag maximumot mutat. Nem tűztük ki célul az elemeloszlás változásának részletesebb vizsgálatát. Az eleműsülások maximumai az üledékfelhalmozódás geokémiai körülményeire vezethetők vissza. A lechordási terület közetének változása kisebb szerepű. Az érc és a meddő közt a nyomelem-eloszlásban csak mennyiségi különbség van, ez általában egy nagyságrendet jelent.

Statistikai vizsgálatokkal megállapítottuk, hogy az U és V, valamint az U és Se-tartalom között korrelációs összefüggés van. Jellemző az, hogy míg az Se egyaránt dűsul az oxidált és redukált ércekben, addig a V-tartalom az utóbbiakban egy nagyságrenddel is meghaladhatja a Se-tartalmat azonos U-koncentráció mellett. A V és Se eltérő viselkedése különböző ásványi megjelenésükre vezethető vissza, ugyanis a V szilikátos és oxidos kőtésbe a Se szulfidokba és szelenidekbe épül be.

II. táblázat – Table II.

felsőpermben (félkvantitatív szinképelemzés)*

| Ge | Sn | W | Ba | Sr | Be | V | Cr | Mn | Ti | Mo | Zr |
|-----|------------|-----|------|-----|-----------|-----|-----|-----|------|---------------------|-----|
| o | 10 12,5 | o | 2100 | 230 | o | 170 | 70 | — | 2400 | o | 160 |
| o | 10 3,8 | o | 2200 | 180 | 6 29,8 | 110 | 80 | — | 2600 | o | 900 |
| 16 | 18 | 730 | 2000 | 150 | 7 | 350 | 110 | 200 | 2700 | 20 | 220 |
| 1,1 | 2,5 | 1,4 | | | 55,3 | | | | | 23,6 | |
| o | 10 | o | 2300 | 100 | 6 | 70 | 50 | — | 4300 | 10 | 520 |
| o | 2,9 | o | 1900 | 200 | 47,5 6 | 190 | 110 | — | 5000 | 14,7 120 10,0 | 200 |
| 16 | 10 | 760 | 990 | 120 | 8 | 600 | 90 | 220 | 2500 | 10 | 230 |

Megjegyzés: — a „gyakorisági %” a szinképelemzéssel kimutatható koncentrációk százalékos arányát mutatja.

Összeállította: Virágh K. – Vincze J. 1965.

* A mecseki Ércbányászati Váll. Anal. Labor adatai alapján. Kiértékelési módszer – Villányi K., Pálfi E.-né, Juhász S. (1964) Magy. Kém. Folyóirat, 70 k. 511. o.

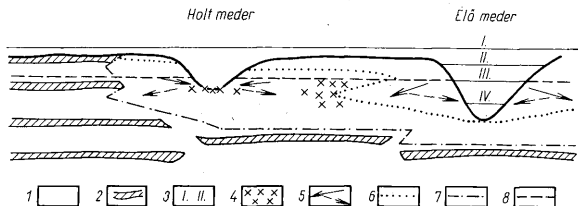
Az érékpeződés folyamatai

Jelenleg az uránércstermelés alapja az üledékes kőzetekben felhalmozott ércfélék, melyek között a szárazulati folyóvízi üledékekben kialakult uránérces összletek kiemelkedő szerepűek. Érthető, hogy a kutatók figyelme rendkívüli mértékben ezen kőzetösszletek felé irányul. A törmeléken üledékanyag és az uránérc keletkezésének viszonyáról szélsőséges véleményekkel találkozunk az irodalomban; nemcsak a lelőhelyek összességét tekintve, hanem gyakran egy és ugyanazon lelőhelyet illetően is. Ez egyrészt a kutatók szemléleti beállítottságára, másrészt objektív okokra vezethető vissza. Vizsgálataink és a korábbi szerzők (Barabás A., Kiss J., Alföldi L., Balla Z.) véleményeinek kritikai felülvizsgálata alapján, a mecseki uránérclelőhely képződésmenetét az alábbiakban vázoljuk. Az ösföldrajzi viszonyok tárgyalásánál rámutattunk, hogy a produktív összlet felhalmozódása idején szemiariid klíma uralkodott a permi üledékgyűjtő területén. A szemiariid klíma jellemzőit az urán és kísérő elemeinek migrációja szempontjából Perelman foglalta össze (Fvszeva L. SZ., Perelman A. I. 1962). Elfogadhatjuk, hogy a felszíni vizek oxidációs közegek, pH-juk semlegestől lúgosig változik, uránt, vanádiumot és rezet tartalmaznak. Ilyen körülmények között az urán vizes közegben komplex uranilkarbonát $[\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3]^{4-}$ alakban, nem disszociált $\text{UO}_2(\text{H}_2\text{O})_{1-2}$ vegyületként, uránhidroxid $\text{UO}_2(\text{OH})^+$, valamint uránhidroxid-szól $[\text{UO}_2(\text{OH})_2]_n$ szállítható.

A törmelékanyagot szállító folyóvíz egy része a mederből oldalirányba és lefelé szivárgott, másik része az árvizes időszak után a lefűződött holt medrekben és ártéri tavakban, mocsarakban maradt vissza. Az utóbbiakban a finomtörmelékes anyaggal együtt finom eloszlásban főleg helybenélt növényi anyag rakódott le, melyek bomlástermékei az ottrekedt víz pH-ját savanyúvá változtatták. Így a pangó felszíni vizek urántartalma az üledékképződés során kicsapódott, ill. leülepedett. Ebben szerepet játszott a hatvegyértékű urán redukciója, a szerves anyagokhoz való adszorpció, U-organikus vegyületek képződése az uranilkarbonátok elbomlása nyomán és a kolloid aggregátumok koagulációja utáni együttülepedés adszorbens agyagásványokkal, kovasavval. A sötét-szürke aleurolit, agyagos aleurolit lensékben az üledékképződés folyamán finoman hirtett kolloid szurokérc és vele együtt vanádiumoxidhidroxid is kivált pirit, bravoit, kalkopirit kíséretében. A mikroréteges finom- és középszemcsés homokkővekben ezzel a

folyamattal kezdődik a mikroréteges szórt — és sávós szalagos érc típus kialakulása, melyek a diagenézis során tovább dúsultak.

A folyómedertől távolabb, ahol a beszívárgó folyóvíz oldott oxigéntartalma elfogy, s így az üledék oxidálódása megszűnik, oxidációs — redukációs frontok jönnek létre. Egy-egy üledékritmuson belül a lencsésen, sávosan, vagy mikrorétegesen felhalmozódott szerves anyag természetesen a rétegződésnek megfelelően is kialakíthatja a redukációs frontokat. A folyóból történő, sokszorosan ismétlődő vízbeáramlás során a folyómeder mentén kialakult redoxfrontok közelében mint geokémiai gáton redukció és egyéb urán-ülepítő hatásra nagy uránkoncentráció halmozódott fel, melynek folyamatát az 5. ábra szemlélteti.



5. ábra. A folyóvízi üledékképződéshez kapcsolódó uránércleüleletkezés elvi vázlatja szemiarid klímában Barabás A., Virágh K. (1964). Jelmagyarázat: 1. Folyómedri és ártéri üledékek, 2. Mocsári üledékek, 3. Különböző vízállások, 4. Érc-lencsék, 5. Vízáramlás iránya, 6. Oxidált és átmenetileg képződött üledékek határa, 7. Átmeneti és redukált képződmények határa, 8. Átlagos talajvízszint

Fig. 5. Sketch of uranium ore deposition in connection with fluvial sedimentation under semi-arid climate. Plotted by A. Barabás and K. Virágh (1964). Explanation: 1. Paleostream and flood-laid sediments, 2. Swamp sediments, 3. Various water levels, 4. Ore lenses, 5. Stream direction, 6. Boundary between transitional and reduced sediments, 8. Mean ground-water table

Az elmondottakat erősíti az is, ha figyelembe vesszük, hogy a folyóvízi üledékképződés során többszöri áthalmozás történt (Gruner J. W. 1956).

A diagenézis első szakaszában az urán főtömegének leülepedésében, illetve befogásában legfontosabb tényező a közeg savanyú — redukációs hatása. A betemetett növényi anyag részleges bomlása során felszabaduló CO_2 , valamint a képződő huminsavak a vizes közeget savanyúvá változtatják, melynek hatására felbomlik az urán-karbonátgyökök, az uranilonok pedig savanyú közegben könnyebben redukálódnak, mint nagyobb pH-értéknél, s így szilárd fázisba mennek át. Savanyú közegben kicsapódó kovakolloidokkal az $\text{UO}_2(\text{OH})_2$ polimerizált ionjai és kolloid aggregátumai társulnak és leülepednek. A redukálódó fészkekben jelenlévő Fe^{2+} -nak katalitikus hatása van az U redukációjában, főleg kénvegyületek jelenlétében. A diagenézis első szakaszában baktériumok által termelt H_2S szintén mint redukálószer játszik szerepet (Jensen M. L. 1958, Szolnoki J. — Virágh K. 1966). A szürke fekvő homokkösszletben felhalmozódott sok növényi anyag bomlása kis redoxpotenciálú savanyú közeget létesített, mely kovásodással járt együtt és az urán többé-kevésbé egyenletesen kötődött meg, illetve kisebb koncentrációk jöttek létre a növényi maradványok közvetlen közelében.

A közzettétválás (diagenézis) második szakaszának kezdetén, külszíni hatásoktól elzárt alluviális üledék geokémiai szempontból sokösszetevős bonyolult rendszernek tekinthető. Az oxidált zónák hézagvízeiben az U részben oldott állapotban van jelen. A teljes elzáródás után az oldott oxigén további oxidálódást hozott létre, mely főleg a redukációra kevésbé hajlamos üledékekben elősegítette a $\text{Fe}(\text{OH})_3$ -mal

| Földtani kor | | Felsőperm | | Triász, jura, alsókréta | | Felsőkrétától napjainkig |
|---|--|-------------------|------------|-------------------------|-------------|--------------------------|
| Kőzetképződés szakaszai | | Szedimentogenezis | Diagenézis | | Kalegenézis | Hipergenézis |
| | | | 1. szak. | 2. szakasz | | |
| Ércesedés morfológiai (szöveti) típusai | Rétegezés menti szalagos-sávos kiválasztás | | | | | |
| | Érces mikrorétegezés hintelt ércesedéssel | | | | | |
| | Szénült és ásványosodott fatörzsekhez, ágdarabokhoz kötött ércesedés | | | | | |
| | Rétegezést átmetsző érces sávok, rollók | | | | | |
| | Héjszerű gyűrűkhöz, konkréciókhoz kapcsolódó ércesedés | | | | | |
| | Szabálytalanul szórt hintelt foltos ércesedés | | | | | |
| | Mikrorepedések (repedés hálózat) kitöltése rétegválási lapok menti ércesedés | | | | | |

6. ábra. Ércmorfológiai típusok képződésének szakaszai. Virágh K. és Vincze J. (1965)

Fig. 6. Phases of formation of different morphological types of ores. Plotted by K. Virágh and J. Vincze (1965).

A Mecsekiuránérc lelőhely ércképződésének és
Virágh K. és

| Kőzetképződés szakaszai | | Anyagszállítás | Szedimentogenezis |
|--|---|--|---|
| Földtani folyamatok | | Folyóvízi és időszakos vízfolyások által történő anyagszállítás; törmelék, kolloid- és valódi oldatok formájában | Alluviális (medri és ártéri) üledékek képződése, melyben növényi maradványok és kolloidális szervesanyag halmozódik fel |
| | | A törmelékes anyag szállítása a Jechordási területtől több mint 50 km-re | Alluviális üledékek felhalmozódása szemiárid klíma mellett. Az üledékek többszöri áthalmozódása folyóvíz által |
| pH- és redoxpotenciálviszonyok | | Oxidációs közeg, pH gyengén lúgos | Eh (oxidációtól redukcióig) gyengén lúgostól gyengén savasig) változékony |
| Az ércképződés körülményeinek jellemzése | Urán-vegyületek migrálásának és kicsapódásának körülményei. | U ⁶⁺ hidrokarbonátos oldatokban kolloidális és egyéb ásványi vegyületekben | Az U ⁶⁺ -ot tartalmazó oldatok az üledékekbe szivárognak |
| | Ásványtársulások | Új ásványok képződése nem jellemző | |
| Földtani kor | | Felsőperm | |

és a Ca-, Mg-karbonátjaival együtt korábban leülepedett urán visszajutását az oldatba. A pórúsvizek urántartalmának növekedéséhez hozzájárul az oxidációs-redukációs részeken kicsapódott urán egy részének újraoldódása is, melyek összhatásaként a pórúsoldatok telítődtek uránnal és más változó vegyértékű (V, Cr, Cu, stb.) elemekkel. Ezen fejlődési szakaszban a fő uránülepítőek ugyanazok a tényezők, mint a diagenézis első szakaszában végbemenő folyamatoknál, azzal a kiegészítéssel, hogy a szerves anyag és a H₂S mellett intenzív redukáló tényezőként jelenik meg a Fe²⁺, elsősorban a semleges és gyengén lúgos

a kőzetképződési szakaszok összefoglaló vázlata
Vincze J. 1965

III. táblázat - Table III.

| Diagenézis | Katagenézis | Hipergenezis |
|--|--|---|
| Ebben az időszakban folytatódik a vastag fedőrétegek felhalmozódása | | |
| Az első szakaszban az alluviális üledékeket szubaeerális körülmények között levő felszíni vizek hatásai érik. A második szakaszban a betemetett üledéket külszíni hatások nem érik | A kőzetek litifikációja. A poruszvizek intenzív migrációja az ausztriai fázisban megerősödik | A hipergén folyamatok kifejlődése. A pórus- és repedésvizek hatása a hegység további kiemelkedésével és a tektonikai törések jelenléte miatt aktívabbá válik |
| A rétegterhelési nyomás (P) és a hőmérséklet (T) fokozatosan növekszik | A nyomás és hőmérséklet fokozatos növekedése P = 1500-2000 atm. T = 150-200 C° | A P és T fokozatos csökkenése a réteg- főleg repedésvizek aktív hidrokémiai ráhatása mellett |
| Nagy oxidációs-redukációs frontok kialakulása főleg a redukált üledékek rovására. A szervesanyag tözegesedése, szencsedése és ásványosodása (kovasodása, konkrecióképződés). A második szakaszban Eh-mínusz 0,3 voltig pH-lúgos, gyengén savas | A szervesanyag további széntü-lése a kőszén - antracit fázisig. A lúgos és redukációs közegben karbonátos és érces metasomatizis | Tektonikai repedésekben a felszínhez közel oxidációs folyamatok. A lassú vízcsera övében gléjes típusú és szulfátredukáló baktériumok által létrehozott redukció. pH erősen változó |
| A kémiai és biológiai folyamatok hatására az U ⁶⁺ és V ⁵⁺ redukálódik és kicsapódik. Redukálók: H ₂ S, Fe ²⁺ és C _{org} . | Az aktív pórusvizek hatására (oldódás, és kolloidok szétesése) az urán részlegesen áthalmozódik és az alacsony Eh-értékű helyeken tovább koncentrálódik. (A szénlencsék szenes főtörzsek és a diszperz szervesanyag közelében) | A tektonikai törésvonalak öveiben és a repedésekben, valamint a redoxpotenciáljukat megváltoztató kőzetekben (diffúziós úton) az urán részlegesen áthalmozódik. |
| Kollomorf uránszurokérc → | szurokérc → | részben maradt uránkorom |
| Uránkorom → | ↑ coffinit → | szoddyt regenerált uránkorom |
| baktériopirit | | Fe ²⁺ -hidroxid UO ₂ ²⁺ -karbonátok és szulfátok (autunit) |
| Fe, Cu, Pb, Zn szulfidok szelenidék (klausztalit) | | Ca, Ba, (Fe) szulfátok karbonát erek |
| karbonátok és regenerált kvarc V ⁵⁺ -oxidok - hidroxidok (montroseit) agyagásványok → hidrocillámok Fe ²⁺ -hidroxidok → hidrogoethit → hematit → | | részben limonit Anaerob körülmények között szulfidok és uránszurokérc keletkezik. |
| Triász, liász, alsókérta | | Felső kretától napjainkig |

közegben, zónákban. A kőzettéválás jellegzetes diffúziós formái a karbonátkonkreciók, amelyek felületén és a beágyazó homokkőben a Fe²⁺-tartalmú góccok körül uránoxid csapódik ki. Az utóbbi a karbonátos kötőanyagfoltok felületén és karbonátosodott sávokkal párhuzamosan is gyakran kiválik. Az irodalomból (C. Ruff, F. G. Lesure 1962) ismertetett diffúziós ércmorfológiai elemek: „rollok” gyűrűk, sávok igen elterjedtek.

A katagenézis folyamatában a kőzetek tovább tömörödnek. Sztrahov, N.M. értelmezése szerint a folyamat fő tényezője az új hőmérsékleti vi-

szonyok és a rétegetterhelésből eredő nyomás. A regionális közzettévalás részeként a sókban dús pörusoldatok mozgásba jönnek. A kényszermozgás folytán a mélyebb szintek alulról felfelé áramló pörusoldatai általános redukáló hatást váltanak ki, következésképp eltűnnek az egykori folyók oldalirányú szírvárgó vizei által létrehozott kisebb redukációs frontok. Másrészt az artéri üledékek rétegszerű lencsái az oldatokat oldalirányú migrálásra kényszerítik, ami a produktív összletbe benyúló vörös homokkőnyelvek és vörös homokkő-lencsék végleges kialakulását eredményezi. A nyomás és növekvő hőmérséklet hatására az agyagsávok átkristályosodnak, ennek során a szorbciósan kötött fémionok oldatba lépnek. A növényi anyag tovább szénül, a feketeköszén — antracit fázisig, minek következtében az urán deszorbeálódik a felszabaduló illók az uránnal organikus vegyületeket alkothatnak, de nincs kizárva az extrakció szerepe sem. Az uránban és más fémekben gazdag agresszív pörusoldatok metasomatikus folyamatokat hoznak létre, amelyek a törme-lékagyg karbonátos — szurokérces — pirités helyettesítésében és a karbonátos kötő-nyag ércásványok által történő kiszorításában nyilvánulnak meg. Ebben a szakaszban képződött szurokérc és coffinit szoros paragenezisben vannak a V- és Cr-tartalmú hidro-csilámokkal.

Általánosságban megállapíthatjuk, hogy a korábban létrejött érchalmozok átren-deződésével állunk szemben. Jelentős mértékű ércáthalmazódás csak a teljes mértékben feloxidálódó vörös homokkőnyelvekből és homokkőlencséből jöhetett létre. Ebben a fo-lyamatban az uránércfelhalmazódás egyirányú fejlődését látjuk (progresszív epigenézis).

A h i p e r g é n f o l y a m a t o k a t területünkön az ausztriai hegységképződési szakasztól számíthatjuk, amikor a perm—mezozoos medence üledékei boltozattá gyűrőd-tek és a helyi erózióbázis fölé emelkedtek, napjainkban is tartó gyors lepusztulással. Az oxi-dációs hatású felszíni vizek az antiklinális magjában lepusztult produktív összletből az uránt nagy részben tovaszállították az új üledékgyűjtőbe (miocén — pliocén medence), kisebb részét a szerkezeti törések mentén a mélybe juttatták. A felszínhez közel a vetők és repedezett övek mentén oxidálódás ment végbe. Mélyebben a vetők és repedezett övek mentén a vörös homokkővek „kizöldülnek”, amely jellegzetes hidrogeokémiai övességről és a H₂S nélküli redukción tanúskodik. A bányában végzett lumineszcenciás vizsgálatok szerint a felszínhez közel levő produktív összletben a kőzet pörusai és a hajszálrepedések telítve vannak állandó migrációban levő Ca-Mg uranilkarbonátok oldataival. A kőzetek repedéseiben, vagy réteglapokon kedvező redukációs körülmények között az urán újból kicsapódott uránkorom és alárendelten másodlagos uranilszulfátok — karbonátok alak-jában. Az uránkorommal együtt limonit válik ki (oxidált érc típus). Ilyen ércek leggyak-rabban a produktív összlet felső részében található. A hipergén oxidáció nem minden esetben jár együtt az uránásvány teljes feloldásával.

S z o l n o k i J. és V i r á g h K. (1965) bányából vett mintákon helyben élő baktériumokat mutattak ki. Ez a tény a mikrobiológiai oxidáció és redukció jelelenleg is folyamatban levő nagy szerepét bizonyítja. Mindezeket a folyamatokat áttekinthetően a III. sz. táblázatban foglaltuk össze.

A befogadó kőzetek és az ércek sokirányú beható vizsgálati eredménye alapján tehát a mecsei uránérc-területet egészében véve „poligén” lelőhelynek minősíthetjük.

*

A szerzők köszönetüket fejezik ki F a z e k a s V i á n a k, S e l m e c z i n é, A n t a l P.-nek, E l s c h o l t z n é, S u b a i M.-nak a laboratóriumi vizsgálatokban való közre-működésükért, H o r v á t h I.-nak, K a s z á s F.-nek a bányaföldtani dokumentációk során kifejtett munkásságukért, továbbá F ü z i T.-nak a kiváló fotodokumentációk el-készítéséért.

TÁBLAMAGYARÁZAT — EXPLANATION OF PLATES

I. tábla — Plate I.

1. Keresztrétegzett medri zátonypad (a) gyengén rétegzett zátonyüledékben (b). A keresztrétegzett padot közel vízszintes mikrorétegzésű sötétszürke finomszemcsés homokkő határolja (c). Bányafotó, $M = 1 : 10$. Cross-bedded channel bar (a) in a slightly bedded succession of channel sediments (b). The cross-bedded bar is in contact with subhorizontally microlaminated, fine-grained, dark-grey sandstones (c). Mine-photograph, scale = $1 : 10$.
2. Meredek keresztrétegzésű medri zátony (a) lenyesett felületére (b) durvaszemcsés, gravelites rozsdavörös ércesedett homokkő települ (c). Oxidált érc típus. A keresztrétegzett összlet szürke középszemcsés homokkő, bemosott szénült ágdarabokkal (d). Bányafotó, $M = 1 : 14$. Truncated surface (b) of a sand bar of oblique cross-bedding (a) overlain by rust-red, coarse-grained, gravelitic, ore-mineralized sandstones (c). Oxidated ore type. The cross-bedded sequence is a grey medium-grained sandstone with coalified fragments of twigs (d). Mine-photograph, scale = $1 : 14$.

II. tábla — Plate II.

1. Szalagos-réteges szurokerckiválás (a) zöldesszürke medri zátonyhomokkőben. Az ércesedés az egyenetlen kimosási felületnél (b) kezdődik és attól távolabb csökken az intenzitása. „Redukált” érc típus. Bányafotó, $M = 1 : 12$. Banded-bedded segregation of pitchblende (a) in a greenish-grey sandstone bar. Ore mineralization begins at the rugged surface of outwash (b); farther, its intensity decreases. „Reduced” ore type. Mine-photograph, scale = $1 : 12$.
2. Ártéri homokkősorozat. Alul uránoxidos—szenes mikrorétegzés (a) zöld homokkőben, közepén apró-finomszemcsés sötétszürke ártéri—mocsári gyengén ércesedett szenes mikrorétegzésű homokkő (b), világosszürke dolomit-konkrécióssal (c). Bányafotó, $M = 1 : 12$. Flood-laid sandstone sequence. At the bottom (a): uranium-oxide-bearing and carbonaceous microlamination in green sandstones; in the centre (b): fine-grained, dark-grey sandstone, flood- and swamp-laid, microlaminated, slightly mineralized, carbonaceous, with (c): series of light-grey dolomite concretions. Mine-photograph, scale = $1 : 12$.

III. tábla — Plate III.

1. Teljesen szénült fatörzs (a), alatta ágdarab (b), mederi zátonyüledékben. Környezetükben a homokkő igen erősen ércesedett (sötétszürke, fekete). Redukált érc típus. A fatörzs enyhé kimosási felület (c) mentén található, melyre durva szemcsés homokkő települ (d), rozsdavörös „oxidált” típusú ércesedéssel. Bányafotó, $M = 1 : 7,5$. Completely coalified wood trunk (a) underlain by twig fragment (b) in a channel sandstone bar. Around the wood fragments the sandstone is strongly mineralized (dark-grey, black). Reduced ore type. The wood trunk lies along a surface of slight outwash (c) overlain by coarse-grained sandstones (d) with rusted ore mineralization of “oxidated” type. Mine-photograph, scale = $1 : 7,5$.
2. Két kovás fatörzs keresztmetszete (a), szénült kéreggel (b). Környezete ércesedett. A fatörzs fölött kimosási felület (c), a rátelepülő medri sorozat (d) az üledékanyag szemmagyságának finomodásával fokozatosan ártéri képződménybe (e) megy át. Bányafotó, $M = 1 : 15$. Cross-section of two silicified wood trunks (a) with coalified barks (b). In their environment ore-mineralization. Above the wood a surface of outwash (c), the overlying succession of channel sediments (d) gradies into finer-grained, flood-laid sediments (e). Mine-photograph, scale = $1 : 15$.

IV. tábla — Plate IV.

1. Közép- és aprószemcsés zöld homokkőben a rétegzés mentén uránoxid-sávok kiválások (a), közepén gyűrűs érc kiválás (b), belsejében hintett ércesedéssel (c). Uránkorom bevonatú litoklázis felület (d). Bányafotó, $M = 1 : 15$. Segregation bands of uranium oxide along bedding planes of medium- to fine-grained, green sandstones (a), centre: annular segregation of ore (b) with disseminated ore inside (c). Yoint plane mantled by uranium black (d). Mine-photograph, scale = $1 : 15$.
2. Zöld és zöldesszürke középszemcsés homokkősorozat (medri zátony), három kimosási felülettel (a_1, a_2, a_3). Az a_1 és a_2 felület mentén aprókavicsos aleurit és konkréciók, az a_3 mentén áthalmazott fekete aleurit tömb (b) és kavicsok (c), a felső két kimosási felület között ércroll (d) látható. Bányafotó, $M = 1 : 15$. Succession of green and greenish-grey, medium-grained sandstones (of sand-bar origin) with three erosion surfaces (a_1, a_2, a_3). Along surfaces a_1 and a_2 , fine pebbles and concretions of siltstone, along a_3 a block of redeposited black siltstone (b) with siltstone pebbles (c) are seen, while between the two upper erosion surfaces an ore roll (d) is visible. Mine-photograph, scale = $1 : 15$.

V. tábla — Plate V.

1. Gyenge vízszintes rétegzést mérőlegesen átmetező redox front melynek zonális sorrendje: szürke homokkő (a), uránoxid sáv (b), amelyet vasoxidos sáv kísér (c), majd zöld homokkő (d), oxidált típusú hintett ércesedéssel. Kőzetfelvétel, méret = 1 : 3.
Oxidation-reduction zoning intersecting the slight, horizontal stratification: grey sandstone (a), band of uranium oxide (b), iron oxide band associated with the former (c), green sandstone (d), with disseminated ore of oxidated type. Photograph, scale = 1 : 3
2. Réteges-sávos érc kiválás radiografiája. Expozíció 5 nap. M = 1 : 1.
Radiograph of banded-bedded segregation of ore. Exposure: 5 days, scale = 1 : 1
3. Karbonát konkréción (a) és környezetének (b) ércesedése. Radiografia. Expozíció: 5 nap, M = 1 : 2
Ore mineralization of a carbonate concretion (a) and of its environment (b). Radiograph. Exposure: 5 days, scale = 1 : 2
4. Vörösbarna árnyalatú füstszürke ércesedett homokkő, sötétszürke aleurit kavicsokkal (a). Kőzetfelvétel, M = 1 : 1
Ore mineralized sandstone, smoke-coloured, with red-brown shades, including dark-grey siltstone pebbles (a). Photograph, scale = 1 : 1
5. Az előbbi homokkőről készült radiografia. Expozíció: 5 nap, M = 1 : 2
Radiograph of the above mentioned sandstone. Exposure: 5 days, scale = 1 : 2

VI. tábla — Plate VI.

1. Naszturnán (világosszürke) (a) kiválás, korrodált és átítatott törmelékes kőzetsemcsék (szürke) (b) körül szalagosan. Középen piritgócok (fehér). Ércmikroszkópos felvétel. N = 250 ×.
Segregation of, pitchblende (light-grey) (a) forming stripes around corroded and impregnated detritic rock particles (grey) (b). Centre: accumulations of pyrite (white). Photomicrograph, 250 ×
2. Gyűrűs érc kiválás részlete. Naszturnán I. (világosszürke) (a), belsejében kocka szerinti uranit kristályok (szürkésfehér) (b). Szegélyén uránokrom (sötétszürke) (c). Meddő sávval elválasztva (d), uránokrom, (sötétszürke) (e), benne bravoit kristályok (fehér) (f). Ércmikroszkópos felvétel. N = 250 ×.
Detail of an annular ore segregation. Pitchblende I. (light-grey) (a), with hexahedral uraninite crystals (greyishwhite) (b) in its center. Uranium black (dark-grey) (c) at its border. Separated by a barren band (d), uraninite black (dark-grey) (e) containing bravoite crystals (white) (f). Photomicrograph, 250 ×
3. Fonalszerű szurokérc, szulfidok és hidrocillámok ritmikus kiválása. Nagyobb fehér foltok: pirit, kalkopirit (a), fehér fonalak: szurokérc, galenit (b). Ércmikroszkópos felvétel, olajimmerzióban, N = 150 ×
Rhythmic segregation of thread-like pitchblende, sulphides, and hydromicras. Larger white mottles; pyrite, chalcopyrite (a), white filaments: pitchblende, galena (b). Photomicrograph in oil immersion, 150 ×
4. Kalkopirit (fehér) (a) a szurokérc (világos szürke) (b) zsugorodási repedéseiben. Ércmikroszkópos felvétel, N = 200 ×.
Chalcopyrite (white) (a) in the shrinkage cracks of pitchblende (light-grey) (b). Photomicrograph, 200 ×
5. Kvarcit, törmeléksemcsék (a) ércesedése. A pirit és uránoxid (fekete) korrodálják és részben helyettesítik a törmeléksemcsét. Átészó fényben + Nic. N = 40 ×
Ore mineralization of a detritic grain of quartzite (a). The grain has been corroded and partly replaced by pyrite and uranium oxide (black). In transmitted light + Nic. 40 ×
6. Gömbhalmozos pirit (a) az uránszurokércel (b) együtt bazális kötőanyagot alkot. A szurokércben pirit és galenit szemcsék. Vékonycsiszolat felvétel 1 nikollal, rászó fényben. N = 50 ×
Spheroidal aggregates of pyrite (a) forming a basal cement together with pitchblende (b). Pitchblende includes pyrite and galena grains. Thin section photograph, 1 nic., incident light, 50 ×

IRODALOM — REFERENCES

- Alföldi L. (1958): Jelentés a mecseki permii ősszlet mélyfúrásokkal harántolt rétegcsoportjainak részletes anyagvizsgálatáról. Kézirat. Mecseki Ércb. Váll. — Balla Z. (1965): A kővágószőlősi antiklinális fejlődéstörténete. Földt. Közl., 95. — Barabás A. (1956): Mecsek hegységi perm időszakai képződmények. Kandidátusi dissz. Kézirat. Magy. Tud. Akad. — Barabás A. — Kiss, J. (1958): La genèse et le caractère pétrographique des sédiments de l'enrichissement de minéral d'uranium dans la Montagne Mecsek. Actes de la deuxième Conf. Int. d. Nations Unies. Genève. — Барабаш, А. — Вираг, К. (1966): Механизм образования осадочных урановых руд на примере Меческого месторождения (Венгрия). Литология и пол. ископаемые, № 2. — Barabás A. — Stuhl Á. (1962): Jelentés a Mecsek hegységi permii üledékek palinológiai vizsgálatáról. Kézirat. Mecseki Ércb. Váll. — Батулин, С. Г. и др. (1965): Эндогенные эпигенетические месторождения урана. Условия образования. Атомиздат М. — Данчев, В. И. (1963): Остаточности формирования осадочных месторождений урана. об. «Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований». Изд. А. Н. СССР. — Евсева, Л. С. — Перельман, А. И. (1962): Геохимия урана в зоне гипергенеза. Госатомиздат. Гессева, R. V. (1958): Zur charakteristik des sedimentär — metamorphen Typs der Uranvererzung. Angew. Geol. No. 10. — Gruner, J. W. (1958): Concentration of uranium in sediments by multiple migration — accretion. Econ. Geol. No. 6. — Jensen, M. L. (1958): Sulfur isotopes and the origin of sandstone type uranium deposits. Econ. Geol. V. 53, No. 5. — Kiss J. — Grossz Á. (1958): Konkreció képződés és új karbonátos fácias a Mecsek hegységi permii pszamitos ősszletben. Földt. Közl., 88. kötet

— Kiss J. (1960): Az urán — króm — vanádium eloszlása és az epigén krómcsillám szerepe a mecseki permi összletben. Földt. Közl., 90. kötet, 1. — Kiss J. (1961): A mecseki uránérc ásványos alkata és genezise Kézirat. Kand. dissz. — Méhes K. (1957): Urántartalmú kőszének genetikai típusai. Kézirat. MÁFI konyvtára. — Наумов, Г. В. и др. (1963): Уран в осадочных породах. Основные черты геохимии урана. А. Н. СССР. — Ruff, C. — Lesure, F. G. (1962): Diffusion features of uranium — vanadium deposits in Montezuma Canyon, Utah. Econ. Geol. V. 57. No. 2. — Рухин, Л. В. (1961) Основы литологии. Госгеолтехиздат. — Selmezi Péter, Antal P. (1966): Szénült és ásványosodott fatörzsek ércesedése a mecseki lelőhelyen. Kézirat. Mecseki ércb. váll. — Шой, Д. Р. (D. R. Shaws) (1955): Значение рудных залежей «ролл» в генезисе урано — ванадиевых месторождений на плато Колорадо. Труды Межд. Конф. по Атоми. Энерг. в Женеве, P/36 Москва — Szabó J. (1965): A mecseki felsőpermi és alsószeizi összletek ferderétegzettségi adatainak földtani értékelése. Földt. Közl., 95. kötet — Сапожников, Д. Г. — Виселкина, М. М. (1962): Эндогенные урановые месторождения, связанные с пестроцветной континентальной толщей. Геол. рудн. месторожд. № 3. — Солюхи, Я. — Вираг, К. (1966): Роль бактерий в образовании урановых месторождений залегающих в песчаниках. Доклад на IX., Международном биологическом конгрессе. Москва — Страхов, Н. М. (1960—1962): Основы теории литогенеза Т. 1—3., А. Н. СССР. — Sztrókaу K. I. (1960): Ásványtani vizsgálatok a Mecseki hegység uránérc-paragenézis körében. Kézirat. Mecseki Ércb. Váll. — Vadász E. (1960): Magyarország földtana. Akad. Kiadó, Budapest — Vadász E. (1963): Magyarországi kovesedett famaradványok földtani kérdései. Földt. Közl., 93. kötet — Vincze J. (1965): Érclelőhelyek meghatározása a Mecseki lelőhelyen ásványközettani fácies és ércmorfológiai bélyegek alapján. Kézirat. Mecseki Ércb. Váll. — Virágh K. (1962): A Mecseki lelőhely ércesedésének regionális eloszlása. Kézirat. Mecseki Ércb. Váll. — Virágh K. (1966): Mecseki lelőhely készleteinek felülvizsgálata az újabb földtani és ércesedési ismeretek alapján. Kézirat. Mecseki Ércb. Váll.

Specific features of the formation of the uranium ore occurrence, Mecsek Mts, Hungary

K. VIRÁGH—J VINCZE

Summing up the results of detailed field and laboratory studies the authors give a description of the formation of the Mecsek ore occurrence.

Depending on morphological features various morphological types relating to the conditions of ore deposition can be distinguished. According to the oxidation state of ore-bearing rocks and ore minerals, reduced and oxidated ore types are separated.

As regards the areal distribution of ore mineralization, the highest accumulations of uranium occur in zones of extremely varied oxidation-reduction conditions.

As a result of investigations into the micromorphology of ore mineralization the paragenetic assemblages of ore minerals and the successive stages of ore mineralization are discussed.

Through an analysis of the paleogeography, geochemistry and geochronology of the occurrence the determination of the deposition and the first and second stages of diagenesis, as well as that of the ore forming processes brought about in the course of kategenesis and hypergenesis becomes possible.

The uranium ore occurrence in the Mecsek Mts may be qualified as of polygenous origin due to the fact that each stage of its development played an important role in the present distribution of ore minerals.

URÁNIUM KIOLDÓDÁSÁNAK VIZSGÁLATA MAGMÁS KÖZETEK ZÚZALÉKÁBÓL

Dr. SZALAY SÁNDOR—Dr. SÁMSONI ZOLTÁN*

(9 ábrával, 1 táblázzal)

Összefoglalás: Különböző lelőhelyekről származó gránit-, andezit-, gabbro- és bazaltzúzalékok U-tartalmának kioldódási viszonyait tanulmányoztuk laboratóriumi kísérleteink során. A gránittörmelék U-tartalmának vizes kioldódása sokkal nagyobb mértékű, mint bármely egyéb kőzeté. Ez a jelenség a gránitterületek talajvízi U-tartalmának növekedésére vezet. Valamennyi vizsgált mintára vonatkozóan olyan törvényszerűséget figyeltünk meg, hogy az U kioldódásával csaknem egyidejűleg fellép egy elnyelési hatás is, melynek következtében a törmelékkel érintkező víz U-tartalma néhány órán belül egyenértéket vesz fel. A megfigyelt jelenségek megmagyarázzák azt az eddig érthetetlen nagyfokú ingadozást, amit a természetben a talajvizek U-koncentrációja mutat, továbbá az uránium biolitokban ismeretes akkumulációjának első lépését.

A senior szerző korábbi vizsgálatai szerint a biolitok a természetes vizek uránium-tartalmát UO_2^{2+} kation alakjában vízben oldhatatlan humuszsavak kationcserés elnyelésével megkötik, koncentrálják. Az U-nak humuszsavon történő kationcserés elnyelésére kimagaslóan nagy geokémiai dúsulási tényező (GEF) jellemző: kb. 10 000:1. Ez a dúsítási tényező magyarázza azt a körülményt, hogy a humuszsavban gazdag tőzegréteg néha 10 000-szer nagyobb U-tartalmú, mint a vele érintkező talajvíz (cca 100 mg/t víz). Mint-hogy a humuszsav elnyelő képessége rendszerint mindig nagy, ezért a dúsulás hatékonyságot kizárólag a természetes vizek viszonylag alacsony U-koncentrációja határozza meg.

Számos kutató alkalmazott hidrogeokémiai módszereket a természetes vizek U-tartalmának meghatározására. Az U-tartalomnak szélsőséges értékek közötti ingadozásait geokémiai szabályszerűségek alapján nehéz értelmezni, mert nem eléggé ismert a vízben oldott U-tartalom eredete, ill. a kőzetekből történő U-kioldódás körülményei. Ilyen geokémiai tanulmányokat végeztünk a célból, hogy a természetes vizek U-tartalmának eredetére tájékozódást kapjunk. Ezek során az ismert U-lelőhelyektől távolosó ÉK Magyarországnak kb 10 000 km² területéről közel 1 000 természetes vizmintát vizsgáltunk meg. Azt tapasztaltuk, hogy az értékek 0,01 mg/t-től 100 mg/t U-tartalom között változtak, de szűkebb övezeten belül is számottevő ingadozás mutatkozott. Az eredmények a senior szerzőt arról győzték meg, hogy a gyakran nagy U-tartalmú vizek ingadozásainak okát a víztároló talajrétegekben kell keresni, és nem hozható összefüggésbe egy mélyebb talajszintben levő esetleges nagyobb uránium-tartalommal. Ha egy több ezer km²-es nagyságú területet vizsgálunk, azon belül nincs nagyobb eltérés a földkéregre jellemző 4–5 g/t átlagos U-tartalomhoz viszonyítva.

* Előadták a Magyarhoni Földtani Társulat Ásványtan-Geokémiai Szakcsoportjának 1966. X. 10-i előadóülésén

S z a l a y S. és S c h e r f E. kísérteék meg először intézetünkben magyarázatát adni, és összefüggéseket keresni a víztároló rétegek anyaga, fajlagos felülete és szemcsézettsége, valamint a víz U-tartalma között. Úgy látszik, bizonyos tekintetben ilyen összefüggés fennáll. A nagyon finoman szemcsézett üledékekből származó vízminták U-tartalma általában nagy. A szemcsézettség hatása úgy látszott, hogy könnyen magyarázható a nagy fajlagos felület által lehetővé tett nagyobb kioldó hatás révén. Ez a feltételezés azonban nem nyújt felvilágosítást arra, hogy a víz U-koncentrációja miért ingadozik hasonló területen, nagyjából ugyanolyan üledékek és hasonló szemcséméret mellett. (Pl. nem azonos eredetű posztglaciális folyóvízi hordalékok esetében.) Rejtett U-koncentrációk feltételezése ezen a területen nagyon valószínűtlennek látszott.

Szembe kellett nézni az U-hidrokeokémiájának legnagyobb nehézségével: hogyan magyarázható a természetes vizek széles határok között változó U-tartalma a kőzetekből történő U-kioldódását szabályozó jelenség ismerete nélkül.

A vizsgálatok célja és leírása

A közölt vizsgálataink célja, hogy fényt derítsen arra a természeti törvényre, amely az U-hidrokeokémiai vándorlásának első fázisát jellemzi, amikor a kőzetekből és üledékekből a vízbe oldódik.

Az egész munka során a következő elgondolást tartottuk szem előtt: a biolitok U-tartalma a természetes vizekből származik, melyből a vízben oldhatatlan humuszsav megkötö. Minthogy a biolitokban levő U-mennyisége több nagyságrenddel nagyobb mint a pegmatitokban, hidrotermalitokban dúsuló U-mennyisége, feltételeztük, hogy a biolitok U-tartalma az elsődlegesen dúsuló ércesedésekből oldódás után a cirkáló vizekből származik. A primér érceledhelyekről kioldódott U-nak felújulása humuszsavakban gazdag biolitokban kivételes eset, mert viszonylag kevés lelőhelyen található, a primér telepekről származó szerves úton kötött U-mennyisége elhanyagolható a biolitok teljes U-tartalmához viszonyítva. Jelen kutatásaink néhány olyan jellemző kőzetfajtából történő kioldódási körülményeire terjedtek ki, melyeknek $C l a r k e$ -értéke az átlagot nem haladták meg. Nem foglalkoztunk az U-érces kőzetek (primér U-telepek) kioldódási viszonyaival, mert ennek jelentősége inkább az alkalmazott érceleptan tárgykörébe esik.

A kőzetek U-tartalmának természetes vizek útján történő kioldódásának tanulmányozását szolgáló laboratóriumi modell kísérletek céljaihoz a kőzetfajták számát realisan megválasztott határok közé kellett szorítani. A feldolgozásra szánt kőzetfajtákat a szemcséméret, valamint kioldó vízminta összetételét céltudatosan és logikailag jól megválasztva kellett úgy korlátozni, hogy ez ne gátolja az általánosabb érvényű következtetéseket. Ekközben nem hagyhattunk figyelmen kívül néhány olyan jelentős szempontot, melyek a cirkuláló természetes vizekkel érintkező talaj és porózus kőzetretegek eredetére vonatkoznak. A legtöbb üledékes kőzet elsősorban magmás kőzetek mállási terméke. Ebből a munkahipotézisből kiindulva vizsgálatainkat azokra a kisszámú legfontosabb magmás kőzetretegekre határohlhattuk, melyek a földkéregben a legelterjedtebbek (granit, gabbro, andezit, bazalt). A mintákat $< 0,2 \text{ mm } \varnothing$ -ra őrlöttük.

Hasonlóképpen lényeges a kioldó mintavíz meghatározott kémiai összetétele, amelynek közelítésben egyeznie kell a természetes vizekkel, legalábbis az U-kioldódása szempontjából. Közismert, hogy a magmás kőzetekben az urán többnyire U^{4+} alakban van. Az U^{4+} nem képes vándoroni, mert az oldódása után azonnal kicsapódik és könnyen adszorbeálódik. A nagyobb mélységből, redukációs övből származó víz rendszerint kis U-tartalmú. Jól ismert körülmény továbbá, hogy az U^{4+} könnyen U^{6+} -á oxidálódik. A hatvegyértékű uránium UO_2^{2+} -kation alakban könnyen oldódik és a talajvizekben igen

tág p_H határok között vándorol. Világos, hogy a laboratóriumi modellkísérletekhez az U-kioldódásához oxigéndús vízre van szükség. Feltételezhető végül, hogy a vízben jelenlévő anionok is hatást gyakorolnak az UO_2^{2+} kioldódására.

Intézetünkben H o r v á t h É. néhány hazai kőzetmintán előzetes vizsgálatokat végzett. Kutatásai azt bizonyították, hogy levegő-, ill. oxigén- és széndioxidmentes desztillált víz csak igen kis mennyiségű U-t old ki. Levegőztetett és $NaHCO_3$ -tartalmú víz azonban lényegesen jobb oldóképességet mutat, $2\%_{00}$ $NaHCO_3$ -koncentráció elegendőnek bizonyult. Nagyobb $NaHCO_3$ -tartalom esetén nem emelkedett lényegesen a kioldott U-mennyisége. Természetes vizekben $2\%_{00}$ -es $NaHCO_3$ gyakori s ilyen nagyságrendben rendszerint tartalmaznak HCO_3^- -iont. Ezeknek az adatoknak alapján, H o r v á t h É. eredményeinek figyelembe vételével, kioldó mintavíz gyanánt jól levegőztetett $2\%_{00}$ -es $NaHCO_3$ oldatot ($p_H = 7,5-8,0$) választottunk.

A szemcseméret, a kőzetfajta és a kioldási időtartam hatását vizsgálva a magyarországi gránitra, andezitre és riolitra vonatkozólag H o r v á t h É. a következő megállapításokat tette:

1. A kioldódott U-mennyisége 3–4 órán belül közel állandó értéket vesz fel. Az így kialakult egyensúlyi koncentráció az idő növelésével már nem változik.

2. A végső egyensúlyi U-koncentráció a vizsgált kőzetfajttól függ. Legnagyobb a gránit, legkisebb az andezit esetében.

3. A víz egyensúlyi U-koncentrációjára a szemcseméret csak mérsékelt hatást gyakorol. A szemcseméret változtatásával, 10 mm-től $< 0,2$ mm-ig vagyis 1:50 fajlagos felületnövelés hatására az oldatba ment UO_2^{2+} -mennyisége csak 1:3 arányban növekedett ugyanannál a kőzetfajtnál. Az UO_2^{2+} -egyensúlyi koncentrációja közelítőleg arányos a kőzetpor fajlagos felületének logaritmusával.

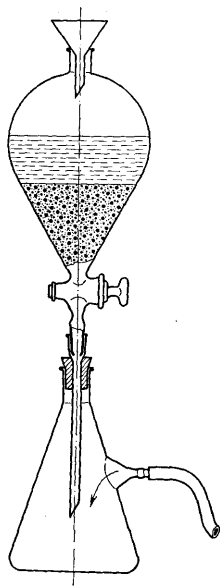
Indokoltnak látszott ezeket a vizsgálatokat kiterjeszteni különböző lelőhelyekről származó nagyobb számú kőzetfajta (I. táblázat). Megállapítottuk, ezeknek összes U-tartalmát, a kioldható U-mennyiségét két különböző HCl koncentrációnál, végül a két utolsó oszlopban a kioldódó egyensúlyi U-koncentráció értékeket tüntettük fel mg/t-ban, ill. a teljes U-tartalomhoz viszonyított %-os arányban.

Kísérleti és analitikai módszerek

Az 1. és 2. ábrán az alkalmazott egyszerű készüléket, valamint a kísérleti berendezés vázlatrajzát mutatjuk be. A választó tölcserbe 500 g $< 0,2$ mm szemcseméretű kőzettörmelék helyezettünk, melyhez 1000 ml $2\%_{00}$ -es $NaHCO_3$ -oldatot adtunk. A szükséges levegőztetés és egyenletes elkeveredés céljából a tölcserbe komprimált és szűrt levegőt áramoltattunk a közbeiktatott Nutsch palackon át. Megállapított időközökben kis vízmin-tákat (25 ml) vettünk ki —melyet utána nyomban ugyanilyen oldattal pótlottunk — és a minta U-tartalmát meghatároztuk.

A kőzetminta és a kioldó víz teljes U-tartalmának meghatározása

1 g porított kőzetmintát 35–50 ml-es térfogatú platina csészébe mértünk. Kevés desztillált vízzel nedvesítés után a mintához 5 ml cc HNO_3 -at, majd 25 ml cc HF-et adtunk részletekben. A kezdeti heves reakció után (kb. 1/2 óra múlva) a téglélt forrásban levő vízfürdőbe helyeztük és szárazra pároltuk. Az egész eljárást megismételtük ugyanilyen savmennyiségekkel. A második szárazra párolás után a mintához 5 ml cc HNO_3 -at adtunk, majd ismét szárazra pároltuk. Szilikát alapanyagú kőzeteknél ezzel a feltárással a



1. ábra. Készülék a magmás kőzetzúalékok U-tartalmának kioldására

Fig. 1. Apparatus for the leaching of U from crushed magmatic rocks. A mixture of 500 gr rock crushed to a grain size of $< 0,2$ mm and 1000 ml 2% NaHCO_3 solution is agitated and airted in the funnel by compressed purified air blown upwards in the funnel

mintának gyakorlatilag teljes oldatba vitele érhető el. A $(\text{NO})_3$ sókat tartalmazó száraz maradékot az U-éteres extrakciója érdekében 20 ml olyan kiséző oldattal vesszük fel, melynek összetétele a következő: 1000 g $\text{Al}(\text{NO}_3)_3 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$ + 500 ml víz + 70 ml cc HNO_3 ($d = 1,40$). Ezután az uranilnitrát-tartalmat egymást követően két ízben 40 ml peroxid mentes etiléterrel 1 perces intenzív összerázással extraháltuk. Ilyen módon legalább 99%-os extrakció érhető el. Az egyesített éteres extraktumokról az étert ledesztilláltuk, majd a maradékot polietilén bepárló csészébe átvive 1 ml 1:1 hígítású HCl hozzáadása után szárazra pároltuk. Az U-tartalom fluorometriás meghatározása céljából ezután 3,75 ml 0,4%-os NaF-et és 3,50 ml 1%-os KNaCO_3 oldatot hozzáadva, ismét szárazra pároltuk. A száraz maradékot a polietilén csészéből könnyűszerrel el lehetett távolítani, majd egy rozsdamentes acéلبól készült pasztilla présrel kb. 6 mm átmérőjű és 1,5 mm vastagságú pasztillává sajtoltuk. A pasztillákat megfelelő kis méretű platina csészékbe helyeztük és hasonlóan előkezelt, ismert U-tartalmú szabvány minták kíséretében hideg elektromos izzítókemencébe tettük. A hőmérsékletet kb. 45 perc alatt 650°C -ra növeltük és ezen a hőfokon 10 percig tartottuk, majd a kemencét kikapcsolva lassan lehűlni hagytuk.

A lehűlt minták fluoreszcenciájának intenzitását szabvány minták alapján az intézetünkben készített nagyérzékenységű elektronikus fluoriméteren mértük és értékeltük ki. A fluorométeres mérés 3%-on belül reprodukálható és a mérési eredményeket terhelő hiba nem haladja túl a $\pm 15\%$ -ot. Az olvadákgyöngy viszonylag kis (30%) NaF-tartalma nem biztosítja a maximális érzékenységet, de a platina csésze anyagából na-

I. táblázat – Table I.

A 0,2 mm-nél kisebb szemcseméretű kőzetzúzalék minták teljes és oldható U-tartalma

| Kőzetfajta és eredete | A kőzet teljes U-tartalma mg/t | A kőzet oldható urántartalma mg/t | | 2%-os NaHCO ₃ oldattal beálló egyensúlyi U-koncentráció | |
|-----------------------------------|--------------------------------|-----------------------------------|---------|--|----------------------------|
| | | 0,2 n HCl | 1 n HCl | U mg/t víz | a teljes U-tartalom %-ában |
| 1. Gránit Erdősmecke | 5450 | 1260 | 2510 | 44 | 0,81 |
| 2. Gránit Mórág | 1670 | 480 | 690 | 9 | 0,54 |
| 3. Gránit Velece | 5100 | — | 2000 | 57 | 1,12 |
| 4. Váto gránit Stockholm | 5750 | 1650 | 3850 | 23 | 0,40 |
| 5. Gránit Mauthausen | 4560 | 1090 | 1940 | 15 | 0,33 |
| 6. Gránit Tatra (Lengyel.) | 3850 | 580 | 780 | 23 | 0,60 |
| 7. Gránit Hämmeelinna (Finno.) .. | 2240 | 840 | 1770 | 28 | 1,25 |
| 8. Andezit Mátraszentimre | 1780 | — | 180 | 1,1 | 0,06 |
| 9. Gabbro Svédo. | 2450 | 560 | 1450 | 1,5 | 0,06 |
| 10. Gabbro Bulgária | 370 | 90 | 180 | 2,8 | 0,76 |
| 11. Andezit Visegrád | 1080 | 40 | 75 | 4,2 | 0,21 |
| 12. Andezit Dunabogdány | 1260 | 45 | 60 | 6,0 | 0,48 |
| 13. Bazalt Badacsony | 1770 | 117 | 190 | 4,4 | 0,25 |
| 14. Bazalt Zalahaláp | 1440 | 105 | 175 | 4,0 | 0,28 |

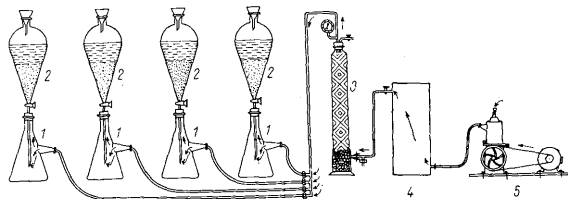
gyobb hőmérsékleten kis mennyiségű Pt oldódhat. A nehézfém ionok csökkentik vagy kioltják a fluoreszcencia erősségét és e hatás (fluoreszcencia-„killer”) elkerülése végett döntöttünk a kisebb olvadáspontú gyöngy-alapanyag összetétel mellett.

A vízminták U-tartalmának meghatározása oly módon történt, hogy néhány perces ülepedés után bizonyos időközökben 25 ml oldatot pipettáztunk ki az 1. ábrán bemutatott készülékben levő szuszpenzióból. A még benne maradt kevés szuszpendált finom kőzet-szemcsétől centrifugálással tisztítottuk meg, majd 5 ml 10%-os HNO₃ hozzáadása után szárazra pároltuk. A száraz maradék U-tartalmának meghatározása a már ismertetett eljárás szerint történt.

Vizsgálati eredmények

A 3. ábra szemlélteti az I. táblázaton feltüntetett kőzetminták <0,2 mm szemcse-nagyságú őrleményeinek 2%-os NaHCO₃ oldattal történt kioldási eredményeit az idő függvényében. Ezen az ábrán két sajátos jelenség figyelhető meg:

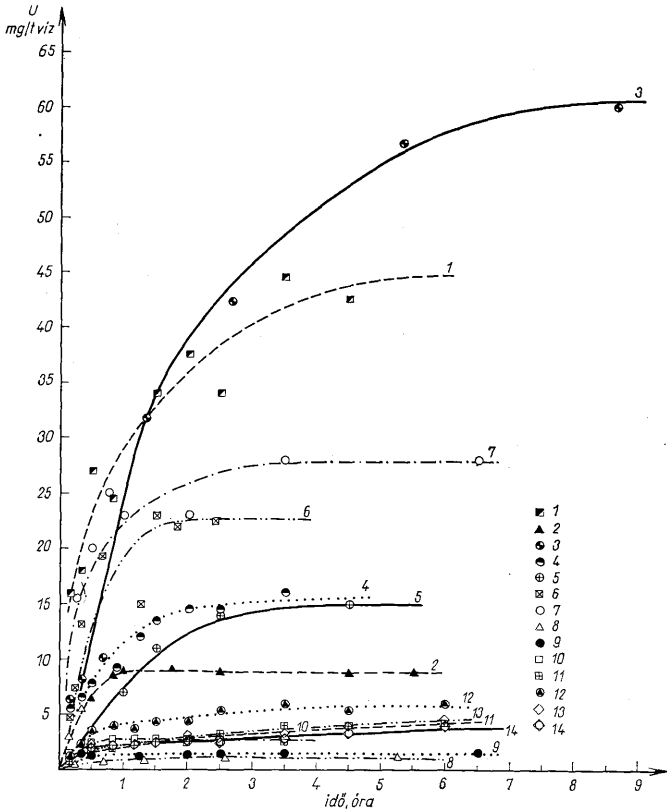
1. A víz U-koncentrációja valamennyi mintánál néhány órán belül egyensúlyi értéket vesz fel.



2. ábra. Négy munkahelyes teljes kísérleti berendezés vázlatrajza. Jelmagyarázat: 1. Szívató palackok, 2. Választó tölcser (500 gr kőzet + 1000 ml 2%-os NaHCO₃ oldat), 3. Levegő szűrő (porcellán gyűrű, üvegyapot töltet olaj cseppek felfogására), 4. Nyomás kiegyenlítő tartály, 5. Légszivattyú

Fig. 2. Scheme of the total experimental equipment, with four place of work

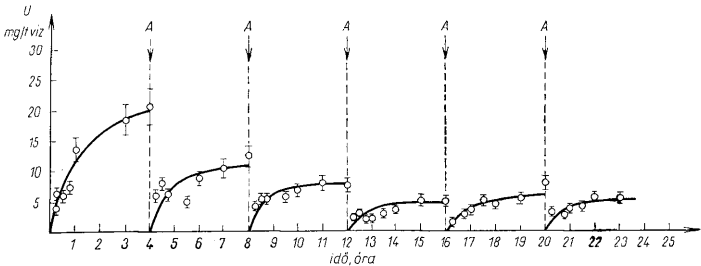
2. Az egyensúlyi értékek az egyes kőzettípusok szerint azonos szemcseméret mellett lényegesen eltérnek egymástól. A gránit esetében nagy 10–65 mg/t víz, a bazalt, andezit és gabbro esetében (8–14) viszont kisebb: 2–6 mg/t értéket találtunk. (A 3. és 8. számú mérési adatokat Horváth É. mérési eredményeiből – 19, 20 – vettük át.



3. ábra. Magmás kőzetzsalék kioldási kísérleteinek eredményei — Abszcissza: kioldási idő órákban. Ordináta: az U-koncentrációja a vízben mg/t. A görbék számozása megegyezik az 1. táblázat számadataival
 Fig. 3. Results of leaching experiments from crushed magmatic rocks. Abscissa: leaching time in hours. Ordinate: concentration of U in mg/ton of water. Marked points denote the time when water sample was taken from the funnel. Curves denoted with identical numbers of rock species in Table I. Samples 1–7. granites, 9, 10 gabbro, 8, 11, 12 andesites, 13–14 basalts. Note that the leachability of U is much higher from granites than from any of other magmatic rocks and further, that the concentration in the water-phase attains for each sample a final equilibrium value in about 3–5 hours

Ezek az eredmények egyszerű magyarázatot adnak a természetes vizek széles határok között ingadozó U-tartalmára. E mérési adatok alapján viszonylag nagy — 10—100 mg/t nagyságrendű — U-tartalmú természetes vizek várhatók olyan területen, ahol a víz közvetlenül gránittal érintkezik. Ezzel szemben 5 mg/t-nál kisebb U-tartalom várható andezit, bazalt és gabbro kőzetekből fakadó vízben.

Figyelemre méltó az a körülmény, hogy valamennyi vizsgált kőzetminta esetében a végső egyensúlyi állapot néhány órán belül beáll. Ennek magyarázatára további vizsgálatok váltak szükségessé. Már kezdetben el kellett ejteni minden olyan feltevést, amely



4. ábra. A kioldó víz U-koncentráció egyensúlyára vonatkozó vizsgálati eredmények a svéd vörös Vato gránit esetében (4)

Fig. 4. Investigation of the equilibrium of U-concentration in the leaching water. Swedish red Vato granite sample No. 4. Abscissa: time in hours, Ordinate: U-concentration in water. After equilibrium concentration was reached the leaching water was replaced in four hour intervals at points A. Note that new and new equilibrium is attained again

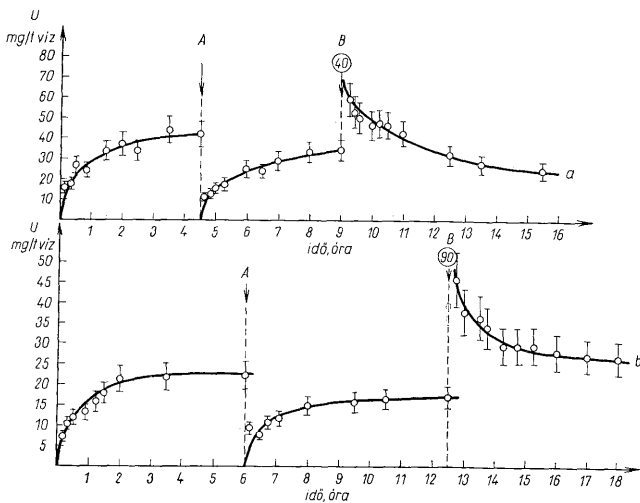
a víz kioldó hatásának kimerülésén alapul, tekintettel az alkalmazott oldat extrém híg voltára, másfelől pedig a víz HCO_3^- koncentrációjához viszonyított elhanyagolhatóan kicsi kioldott U-tartalmára. Elfogadható magyarázat lehetne az, hogy a könnyen oldódó U-tartalom a kőzetszemcsék felületéről hamarosan kiürül. További kísérletek azonban arról tanúskodtak, hogy ez a feltevés sem indokolt. A következő kísérleteket végeztük el: 4 órán át folytatott kioldási periódus, azaz az egyensúlyi U-koncentráció beállása után a vizet a kőzetúzalékról eltávolítottuk, majd ugyanolyan mennyiségű új vízmennyiséggel töltöttük fel. Ezt a kísérletet néhány alkalommal megismételve közel ugyanolyan eredményeket kaptunk. A 4. ábrán a 4. számú svéd vörös Vato-gránittal végzett ilyen kísérleteink mérési eredményeit mutatjuk be. Az A-val jelzett nyíl jelzi a 4 órás kioldási idő letelte után a kioldó vízminta cseréjét. Jól látható, hogy újabb és újabb egyensúlyi állapot áll be. Bár az egyensúlyi koncentrációban némi csökkenés következik be, a 4., 5. és 6. kioldási periódus közel azonos kioldási görbéi U-tartalom szempontjából távolról sincs kimerítve.

Ennek a kísérleti megfigyelésnek elfogadható magyarázatát azzal a feltételezéssel adhatjuk, hogy esetünkben legalább két folyamat együtthatásával kell számolnunk: kioldó hatás és adszorpció hatás. Az U^{++} levegőztetett víz hatására a kőzetszemcsék felületén UO_2^{++} -á oxidálódik, majd oldódik. A kémiai kinetika keretein belül feltételezhető, hogy modell-vizünk alkalmazásakor az oldatba kerülő U-mennyisége arányos az érintkezési idővel és a kioldódásnak kitett felülettel. Mivel azonban a finom kőzetszemcsék felületén számottevő adszorpció kapacitás is hat, ezért ezzel az oldódási folyamattal

párhuzamosan, de ettől függetlenül a finomszemcsék felületén megindul egy, az oldódással ellentétes irányú adszorpciós folyamat is. A finom szemcseméretű üledékes kőzetekben végbemenő kation adszorpciós folyamat jól ismert jelenség, és igen finom szemcse-nagyságú agyagásványoknak ezt a tulajdonságát a gyakorlatban ismerik és gyakran hasznosítják.

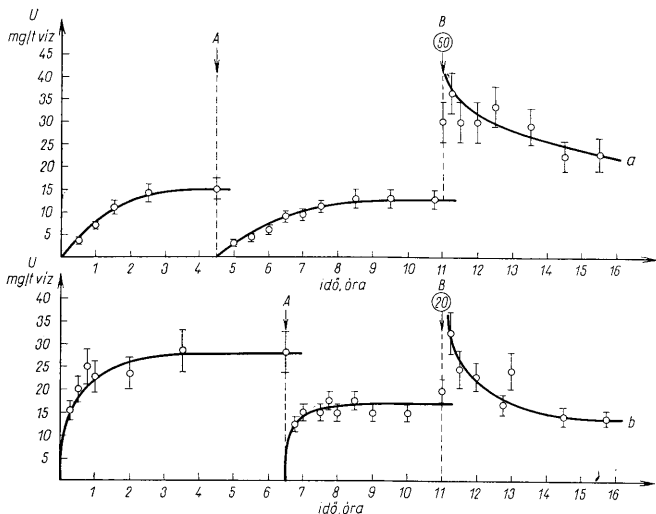
Egy következő kísérletsorozatunk meggyőzött arról, hogy a vizsgált kőzetminták az UO_2^{2+} kationra nézve valóban határozott szorpciós kapacitást mutattak. Mesterségesen adtuk az 1. ábrán bemutatott készülékben levő kőzetzúzalék-modellvíz-elegyhez ismert mennyiségű uranilnitrát oldatot. Az 5.—9. ábrákon a B-vel jelzett időpontban adtuk a feltüntetett mennyiségű (mg/t víz) uranilnitrát oldatot, viszont A-val jelzett időpontban vízcsere-t hajtottunk végre. A folyamatosan vett további minták vizsgálati eredményei arról tanúsították, hogy nyilvánvaló adszorpciós effektussal van dolgunk, mert a B-nél mesterségesen hozzáadott U-tartalom az oldatból fokozatosan „eltűnt”.

A kísérleteink és megfigyeléseink alapján nyilvánvaló, hogy az U-kioldódása kőzet-törmeléből nemcsak egyszerű oldódási folyamat. Az oldatba jutott U jelentékeny része feltehetően readszorpció útján az ásvány szemcsék felületén újból megkötődik. Az UO_2^{2+} -kationok az egyes szemcsék felületéről a vizes fázisba és fordítva folyamatosan deszorbe-



5. ábra. Kísérleti bizonyítékok a kioldási és adszorpciós egyensúly kialakulására.

Fig. 5. Experimental evidences for development of the leaching and adsorption equilibrium. Abscissa leaching time in hours, ordinate: concentration of U in mg/t of water. The leaching solution was replaced at point indicated by A; uranium solution was added into the leaching funnel, at point indicated by B. Numbers in the circles at B denote quantity of U added in mg/t UO_2^{2+} cation for 1000 ml of leaching solution. The added surplus uranium „disappears” gradually from the leaching solution: it is quickly adsorbed on the surface of the crushed rock sample. After a few hours approximately the same equilibrium concentration will set in again. a = granite, Erdősmecske (Mecsek Mt. Hungary), b = red vato granite, Stockholm (Sweden)



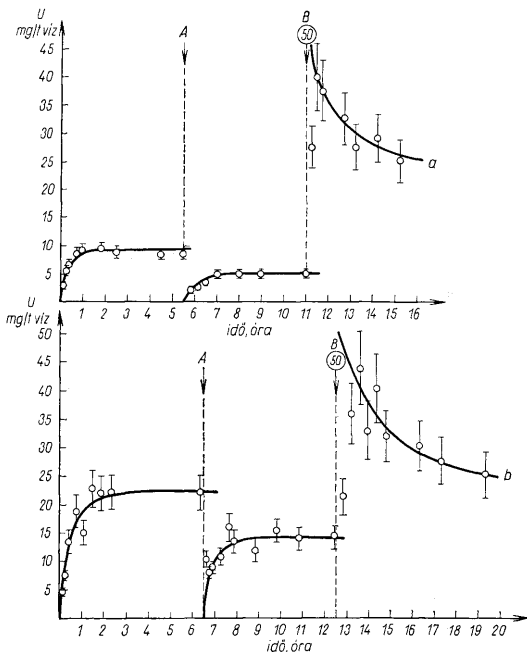
4. ábra. Kísérleti bizonyítékok a kioldási és adszorpciós egyensúly kialakulására. Valamennyi jelzés és paraméter egyezik az 5. ábrával. *a* = gránit Mauthausen (Ausztria), *b* = gránit Hämmeenlinna (Finnország)

6 Fig. 6. Experimental evidences for development of the leaching and adsorption equilibrium. All of signs and parameters are identical with those of fig. 5. *a* = granite, Mauthausen (Austria) *b* = granite Hämmeenlinna (Finland)

álódnak és adszorbeálódnak. Az egyensúlyi állapot már néhány órán belül beáll, (3–5 óra) és a leírt jelenségek folytán olyan egyensúlyt kapunk, melyre jellemző, hogy a kioldódott UO_2^{2+} -ionoknak csak egy kisebb része található a vízben oldott állapotban. Ily módon megmagyarázhatóvá vált — legalábbis kvalitatíve — hogy a vízben kialakuló egyensúlyi koncentráció nem egyenesen arányos a kőzet fajlagos felületével, ill. nem fordítottan arányos a szemcsemérettel, hanem közelítőleg azok logaritmusával áll arányban.

Ha a kőzetet egyre finomabb szemcseméretre aprítjuk, annak fajlagos felülete (m^2/t) a szemcsemérettel fordított arányban növekszik. A fajlagos felület növekedésével a víz egyensúlyi U-koncentrációját tehát két független és egymással ellentétes tényező határozza meg. Az oldódás sebessége az aktív fajlagos felülettel arányosan növekszik, ugyanakkor az adszorpciós felület is nő, így a két ellentétesen ható tényező eredője lesz az egyensúlyi állapot.

Közleményünkben eltekintünk az ismertetett jelenségek matematikai értelmezésétől. Az uránnak az idő függvényében történő oldódására és adszorpciójára vonatkozó pontos matematikai kezelést azonban lehetségesnek tartjuk, ésszerű és az elfogadott kémiai ismeretekkel összhangban álló feltevésekből kiindulva. Ilyen tárgyalási mód esetén



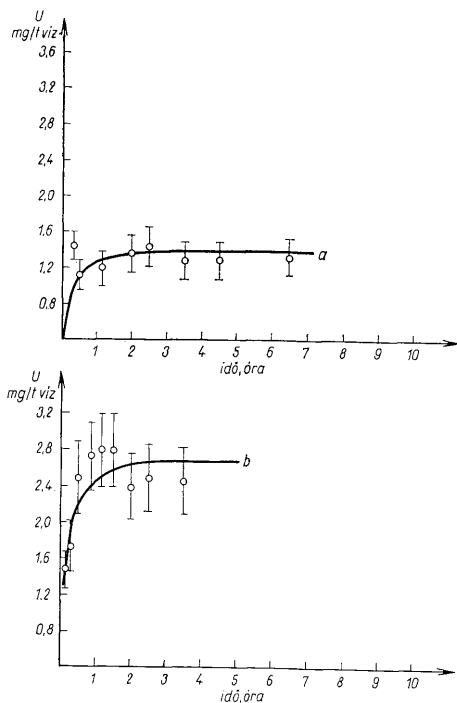
7. ábra. Kísérleti bizonyítékok a kioldási és adszorpciós egyensúly kialakulására. Valamennyi jelzés és paraméter egyezik az 5. ábrával. *a* = gránit Mórág (Mecsek), *b* = gránit Tátra (Lengyelország)

Fig. 7. Experimental evidences for development of the leaching and adsorption equilibrium. All of signs and parameters are identical with those of Fig. 5. *a* = granite, Mórág (Mecsek Mt. Hungary) *b* = granite, Tatra (Poland)

a különböző kőzetfajtákat különböző numerikus tényezők jellemeznék, amelyeket kísérletileg meg lehetne határozni. Ilyen matematikai tárgyalási mód tudományosan indokolható lenne, de a terepen dolgozó gyakorlati hidrogeológus számára túlságosan körülményes volna a különböző üledékek szám-állandóinak tényleges meghatározása.

Következtetések

Megfigyeltük, hogy a gránittörmelék U-tartalma anomálishan nagy odhatóságot mutat, egyéb magmás kőzetekkel ellentétben. A kőzetmálladékokkal érintkező természetes vizek U-tartalma inkább indikációja a kioldható U-nak, mint egy rejtett nagyobb koncentrációjú telérnek. Vízminták esetleges helyi anomáliája (nagy U-tartalmú víz kb. 100

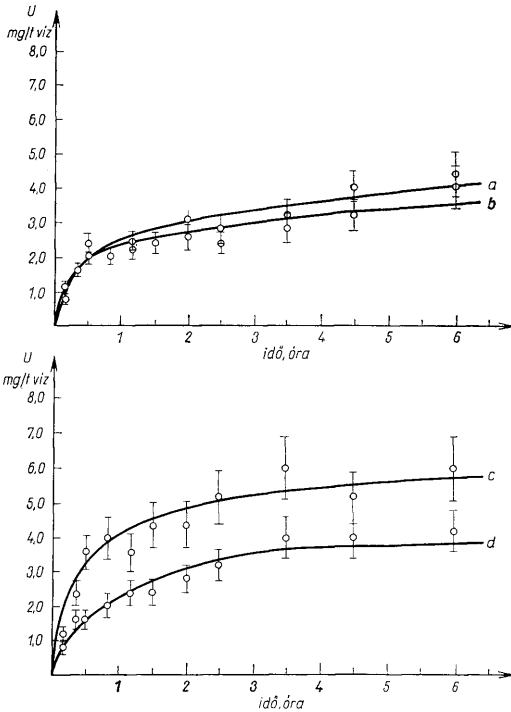


8. ábra. Kísérleti bizonyítékok a kioldási és adszorpciós egyensúly kialakulására. Valamennyi jelzés és paraméter egyezik az 5. ábráéval. *a* = gabbro (Svédország), *b* = gabbro (Bulgária)

Fig. 8. Experimental evidences for development of the leaching and adsorption equilibrium. All of signs and parameters are identical with those of fig. 5. *a* = gabbro, Sweden *b* = gabbro, Bulgaria

mg/t nagyságrendben) nagy terjedelmű üledékes összleten belül megérthető, ha a közvetlen környezet talajszemcséi gránit málladékaiból származtak. Ezzel szemben, ha nagy távolságon belül nem gránitos eredetű törmelékkel van dolgunk, úgy csak 5 mg/t-nál kisebb U-tartalmú vízre számíthatunk. Ilyen hidrogeokémiai U-anomáliák esetében a talaj-elegyrészeinek ásványtani vizsgálata (üledékkorreláció) feltehetően megerősítené ezt az állítást.

Megfigyeléseink szerint a vízzel érintkező közettörmelékben a víz végső egyensúlyi U-koncentrációja 3–5 órán belül áll be. Ha természetes környezetből vett vizmintát vizsgálunk, annak U-tartalma csak a víz végső 3–5 óra időtartamon belüli helyzetének közvetlen környezetéről adhat tájékoztatást. Ezzel szemben nehezen képzelhető, hogy a víz



9. ábra. Kísérleti bizonyítékok a kioldási és adszorpciós egyensúly kialakulására. Valamennyi jelzés és paraméter egyezik az 5. ábráéval. *a* = bazalt (Badacsony), *b* = bazalt (Zalahaláp), *c* = andezit (Dunabogdány), *d* = andezit (Visegrád)

Fig. 9. Experimental evidences for development of the leaching and adsorption equilibrium. All of signs and parameters are identical with those of fig. 5 *a* = basalt, Badacsony (Hungary) *b* = basalt, Zalahaláp (Hungary) *c* = andezite, Dunabogdány (Hungary) *d* = andezite, Visegrád (Hungary)

távoli vagy mély, U-ban gazdag rétegekből több 100 méteren át porózus (nagy fajlagos felületű) rétegeken átvándorolva, megőrizné kiugróan nagy U-koncentrációját. Az 5.—9. ábrán feltüntetett eredmények jól érzékeltetik, hogy egy rendkívül nagy U-tartalmú víz és a közettörmelék között mi megy végbe. A vízhez adagolt urán néhány órán belül adszorbeálódik és a régi állapottal közel azonos egyensúly áll be. A víz nagy U-tartalma tehát mindössze csak a mintavételi hely szűkebb környezetének nagyobb oldható U-tartalmára adhat felvilágosítást.

A kioldódott nagyobb U-tartalom finomszemcsézett talajban hosszabb idő alatt képes feldúsulni olyan esetekben, ha kellő mértékű felületű elpárolgással egyidejűleg biztosítva van a nagy U-tartalmú víznek a mélyebb és U-ban gazdagabb övből a felület irányába történő folyamatos utánpótlása. Az üledékek felszívó képessége az UO_2^+ -ionok mozgását eleinte gátolja és akumulálja, így csak — legalábbis részleges — adszorpciós telítettségű övben vándorolhatnak. Az UO_2^+ vándorlása az adszorpciós hatás miatt a víznél lényegesen lassúbb, azonban megfelelően hosszú idő múltán megjelenik a felszínközeli rétegekben is. Ily módon megérthetjük a helyileg kialakuló nagy U-tartalmú aureolák keletkezését, melyek végső fokon egy nagy egyensúlyi koncentráció létrejöttét tükrözik.

Az U-migrációt a szűkebb környezetben túlmenően úgy találjuk, hogy a természetes vizek U-tartalmának elsődleges forrása a gránit. Ennek mállási termékéből az urán sokkal nagyobb mértékben oldódik ki, mint bármely más magmás kőzetből. A biolitok U-tartalmának is a gránit az eredeti forrása.

Az általunk megfigyelt jelenségeknek feltehetőleg szélesebbkörű geokémiai jelentősége van. Feltételezzük, hogy hasonló törvényszerűségek szabályozzák néhány egyéb fém elem természetes vizekben való oldódásának és viselkedésének körülményeit is. Ismeretes, hogy az U-hoz hasonlóan viselkedik néhány más elem is, a humuszsav megkötetheti. Például a biolitok vanádium tartalma üledékes módon rendszerint az U-nal dúsul, a humuszsav szorpcióján alapul. Intézetünk további kutatási programjába iktattuk a magmás kőzetek vanádium és egyéb fémtartalma kioldódási viszonyainak tanulmányozását.

IRODALOM — REFERENCES

- Csánky L. (1965): Nagyérzékenységu elektronikus fluoriméter. Mérés és Automatika, 13, 240 — Chervet, J.—Coulomb, R. (1958): Geochemical behaviour of uranium in the alteration cycle. Proc. 2nd U. N. Int. Conf. on the Peaceful Uses of Atomic Energy Geneva, Vol. 2. 199—203. — Denison, N. M.—Zeller, H. D.—Stephens, J. G. (1955): Water sampling as a guide in the search for uranium deposit and its use in evaluating widespread volcanic units as potential source beds for uranium. Proc. 1st Int. Conf. on the Peaceful Uses of Atomic Energy Geneva, Vol. 6. 793—800. — Flix, P. F. (1955): Geochemical prospecting for uranium by sampling ground and surface waters. Proc. 1st Int. Conf. on the Peaceful Uses of Atomic Energy Geneva, Vol. 6. 788—791. — Horváth É. (1960): Uránium tözezen való adszorpciójának vizsgálata urán-nyomokat tartalmazó természetes vizekben. ATOMKI Köz. 2. 177—183. — Horváth É. (1965): Kőzetek urántartalmának vizes oldódását befolyásoló néhány tényező laboratóriumi vizsgálata I. ATOMKI Köz., 7. 85—94. — Horváth É. (1965): Kőzetek urántartalmának vizes oldódását befolyásoló néhány tényező laboratóriumi vizsgálata II. ATOMKI Köz. 7. 221—236. — Illsley, C. T.—Bills, C. W.—Pollack, J. W. (1958): Some geochemical methods of uranium exploration. Proc. 2nd U. N. Int. Conf. on the Peaceful Uses of Atomic Energy Geneva, Vol. 2. 126—130. — Meszén Gy. (1960): Számítások Bruns sorokkal a természetes vizekben található urán-nyom statisztikai értékeléséhez, ATOMKI Köz., 2. 99—108. — Sámsoni Z.: A fluorimetriás uránium meghatározás pontosságát és érzékenységét befolyásoló tényezők vizsgálata. Magyar Kémiai Folyóirat (megjelenés alatt). — Sukoſfi, A. A. (1955): Radiohydrogeological method in prospecting for uranium deposits. Proc. 1st Int. Conf. on the Peaceful Uses of Atomic Energy Geneva, Vol. 6. 756—759. — Scherf E.—Meszén Gy. (1960): Matematikai-statisztikai vizsgálatok a természetes vizek uránban való feloldulásának fizikai feltételeiről. ATOMKI Köz. 2. 109—144. — Szalay S. (1952): Hazai kőszenek radiológiai vizsgálata. MTA Tud. Oszt. Köz. 5. 167—185. — Szalay S. (1954): Vizsgálatok nagy atomtölyű és több vegyértékű kationok adszorpciójára humuszoldatokon. MTA Mat. és Fiz. Köz. 4. 327—342. — Szalay, A. (1954): The enrichment of uranium in some brown coals in Hungary. Acta Geologica Hung. 2. 299—311. — Szalay, A. (1957): The role of humus in the geochemical enrichment of uranium in coal and other bioliths. Acta Physica Hung., 8. 25—36. — Szalay, A. (1958): The significance of humus in the geochemical enrichment of uranium. Proc. 2nd U. N. Intern. Conf. on the Peaceful Uses of Atomic Energy Geneva, Vol. 2. 182—186. — Szalay, A. (1964): The role of humic acids in the geochemistry of uranium and their possible role in the geochemistry of other cations. Chemistry of the Earth's crust. Proceedings of the Geochemical Conference held at the 100th anniversary of the birth of Academician V. I. Vernadsky. NAUKA Vol. 2. 428—442. Moscow. — Szalay, A. (1964): Cation exchange properties of humic acids and their importance in the geochemical enrichment of UO_2^+ and other cations. Geochim. et Cosmochim. Acta, 28. 1605—1614. — Szalay S.—Scherf E. (1960): Az Eperjes—Tokaji-hegység és előtere vizeinek urán-nyomtartalmáról. ATOMKI Köz. 2. 71—98. — Szalay S. (1961): Vizsgálatok Kélet-Magyarország vizeinek radioaktivitásáról. Acta Univ. Debr. de Ludovico Kossuth Nominatae, 7. 45—51. — Szalay, A.—Szilágyi, M.:

The association of vanadium with humic acids, *Geochimica et Cosmochimica Acta* (in press). — Vine, J. D.—Swanson, V. E.—Bell, K. G. (1958): The role of humic acids in the geochemistry of uranium. Proc. 2nd U. N. Int. Conf. on the Peaceful Uses of Atomic Energy Geneva. Vol. 2. 187—191.

Investigations on the leaching of Uranium from crushed Magmatic Rocks

A. SZALAY and Z. SÁMSONI

Institute of Nuclear Research of the Hungarian Academy of Sciences — Debrecen

Phenomena governing the leaching of Uranium from rocks were investigated on granite, andezite, gabbro and basalt samples in laboratory experiments. The Uranium content of granite detritus is far better leachable than that of any other rocks and so it leads to higher uranium concentrations in underground waters. Simple laws were observed concerning the time dependence of leaching in which readsorption leads to a final equilibrium concentration in the water within a few hours of contact with the detritus. The observed phenomena explain the fluctuating uranium content of underground waters, the so called U-background and the accumulation of uranium in biolites.

A BAKONY-HEGYSÉG FELSŐTORTONAI KÉPZŐDMÉNYEI

Dr. KÓKAY JÓZSEF*

(2 ábrával, 3 táblázzal)

Összefoglalás: A hegység területének négy miocén üledékgyűjtőjében tárgyalja a szerző a felsőtortonai képződményeket. Az alsótortonai és a szarmata rétegsorok között elhelyezkedő üledékek általában erősen csökkentsősvízi eredetűek, kisebb mértékben édesvízi és tengeri betelepülésekkel. A Paratethys és a Magyar Középhegység miocénjéhez újabb adat a megindult rétegtani revízió keretében.

Az utóbbi évek jelentős földtani kutatásainak eredményeként tudjuk, hogy a burdigalai emelet („nagypectenés” rétegek, Haller—Schlier, Eggenburg-i rétegek etc.) és a szarmata képződmények között négy rétegtani egységet (emeletet, vagy alemeletet) lehet megkülönböztetni. Az utóbbi évek szakirodalma a Paratethys területén ezt a négyosztatú taglalást alkalmazza (Papp 1963; Buda y — C i c h a — S e n e š 1965). Ezzel a taglalással saját tapasztalataink is kitűnően egyeznek (S o m o s — K ó k a y 1960). Ez a négy rétegtani egység alulról felfelé haladva a következő: 1. helvétai s. s. (= alsóhelvétai), 2. felsőhelvétai (kárpáti emelet, Laaer-Serie), 3. alsótortonai (= Lanzendorfer-Serie, lagenidás horizont), és a 4. felsőtortonai (= tortonai s. s.). Ezek az egységek időt képviselnek, egymástól kifejlődésben, ősföldrajzilag és faunisztikailag jól elkülönülnek, többnyire zárt üledékciklusok. Igen változatos kifejlődésben ismeretesek és olykor két egység egy összefüggő, nagy üledékciklusba is tartozhat, illetve az alattuk levő burdigalai, vagy a fedő szarmata üledékekkel is kapcsolódhatnak. A Paratethys összeköttetése a Földközi-tengerrel a miocénen belül az alsótortonaiiban volt a legközvetlenebb, amint ez a fauna gazdagsága és a plankton bősége alapján feltételezhető. A miocénen belül a legjelentősebb földtörténeti esemény az alsótortonai emelet végén következett be. Mégpedig erős földkéregmozgások, vulkanizmus és a felsőtortonai tenger erős transzgressziója egészen más, új üledékgyűjtő helyekre (pl. a Kárpátok külső oldalán kialakult elősüllyedésekbe és a belső oldalon szétkülönült medence részekre, ahol 1000—3000 m vastag üledéksorok is lerakódtak ebben az időben, gyakran kősó- és gipsztelepekkel).

A következőkben megkíséreljük bemutatni, hogy a felsőtortonai korszakban milyen földtani változások mentek végbe a Bakony-hegység területén. Korszerű rétegtant egyes elszigetelt lelőhelyekre alapozni, azokból messzemenő következtetéseket levonni nem lehet. Ha az egyes előfordulások vertikális és horizontális kapcsolatait nem vesszük figyelembe, akkor lehetséges, hogy csak a rétegtani zűrzavart fokozzuk. Olykor a rétegtani problémák eredményesebb tisztázására nagyobb területeket, nagyobb paleogeográfiai egységeket kell vizsgálnunk.

* Előadva a Magyarhoni Földtani Társulat 1966. április 6-i szakülésén.

Négy jelentősebb miocén üledékgyűjtőt ismerünk a hegység területén, túlnyomórészt tengeri képződményekkel feltöltve. Mind a négy területen sok felszíni, és az utóbbi évek élénk földtani kutatása révén sok mélyfúrás adat áll rendelkezésünkre. Ez a négy terület a következő:

Várpalotai üledékgyűjtő, Tapolcai és a Herend-márkói neogén öböl, valamint a Devecser-nyírádi terület.

Várpalota

A miocén transzgresszió a helvétii s. s. rétegsorral kezdődik (K ó k a y 1959), majd felette a felsőhelvétii („kárpáti”) tenger üledékeit találjuk. A fedő alsótortonai képződményeket a jól ismert „Szabó-féle homokbánya” tárja fel. (S t r a u s z — S z a l a i 1943; S t r a u s z 1954; 1955; K e c s k e m é t i n é K ö r m e n d y A. 1962). A homokbányai rétegeket alsótortonai korúnak nyilvánítottuk (K ó k a y 1966).

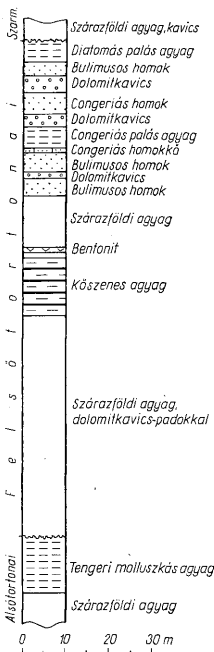
Az alsótortonai üledékek lerakódása után az üledékgyűjtő közepén fokozatosan, míg a peremeken a stájer orogén mozgásokkal kapcsolatban gyors regresszió indul meg. Az orogén kiemelkedést követő lepusztulás és szárazföldi eredetű kőzetanyag felhalmozódása az üledékgyűjtő közepén 0,0–5 m vastag. Ugyanakkor az É-i peremen a fúrás adatok szerint (l. ábra, I. 86. sz. fúrás szelvénye) ezek a képződmények jelentős vastagságúak (legalább 50 m). Az orogén szakaszt epirogén süllyedés követte, melynek eredménye az alsótortonai tengernél jelentősen nagyobb területet elfoglaló felsőtortonai transzgresszió. Az üledékképződést fokozatos elmoszarosodás és kőszenképződés vezette be, mintegy 60 km² területen. A bányaművelésben feltárt kőszéntelep felépítésében világosan felismerhető, hogy először erdősláp kezdetből fokozatosan átment sekély, majd mélyebb lápi fáciesbe. A telepre néhány deciméter vastagságban congeriás, *Theodoxus*- és *Bulimus*-tartalmú rétegek következtek. A laguna további mélyülésével a molluszkák eltűntek, illetve a partszegély felé szorultak, mivel 10–20 m-nél nagyobb mélység ezeknek a faunaelemeknek már kedvezőtlen életfeltételt jelent (E h' r m a n n 1956).

Ez azt is jelenti egyúttal, hogy a várpalotai felsőtortonai öböl, vagy lagúna legalább 20 m-re kimélyült. A molluszkás kőszénfedő felett 8–10 m vastagságú zöldesszürke, mikrorétegzett, papírvékony lemezekkel váltakozó mész- és agyagmárgarétegecskék, halmaradványos, leveles elválású, kiszáradva könnyű, diatomás, palás agyagmárgasorozat van. Erre átlagosan 1 m vastagságban (a peremeken vastagabban) riolituffit következik az egész medence területén. A tuffit laza homokkő jellegű, többnyire osztályozott — alul durva, felül finomszemű. Benne olykor 1 cm nagyságú lapillikat is lehet találni. Ez nem túlságosan távoli kítőrési központról tanúskodik. A piroklasztikum réteg felett szürke, majd felfelé barnás árnyalatú, palás, diatomás agyagmárgaösszlet folytatódik. A riolituffit alatti képződményekből említett papírvékony mészlemezek összetörtek, kimozdítottak. Ez a vízmozgás élnkülésére utal, az pedig a medence sekélyebb válásával magyarázható. Vékonyabb riolituffitrétegecske betelepülése után a kőzet színe egyre sötétebb, és fokozatosan elveszíti palás jellegét. Kagyolós, szegletes törésűvé válik a felső szakaszon. Végül ismét megjelennek a molluszkák, bulimosos—theodoxusos rétegek. Mindez fokozatos regresszióra, illetve feltöltődésre utal. A molluszkák között felül a Congeriák már nem jelentkeznek, ami sőtartalom csökkenést jelenthet. Az üledékciklus zárótagja 1–2 m vastag agyagos kőszénréteg, mely éles határ nélkül fejlődik ki. Genetikailag nagyon ritka típusú ez a telep. Ugyanis regresszióhoz kapcsolódik. Korábban az összlet bázisán levő, művelt telepet tekintették (V a d á s z 1960) regressziós keletkezésűnek, az alsótortonai tenger fokozatos feltöltődésének eredményeként. A korábban elmondottakból azonban következik, hogy ez az új transzgresszió bevezető tagja.

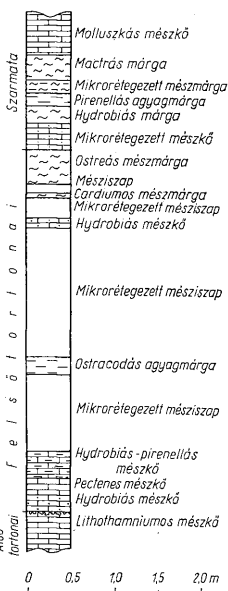
A felsőtortonai üledéksorra az üledékgyűjtő közepén szárazföldi eredetű, kavicsos, zöldesszürke és tarkaagyag sorozat következik, felfelé típusos szarmata faunával (K ó k a y 1954). A peremek felé a moldvai orogén fázis eredményeként kiemelkedés és erős lepusztítás jelentkezett ugyanezen időben (K ó k a y 1956).

Az előbbieken vázolt általános kifejlődéstől eltérőeket is ismerünk területünkön. Az északi perem vidékén (November 7 Erőmű) a felsőtortonai összetelt horizontálisan hirtelen átvált homokos kifejlődésbe, kavicsrétegekkel átszőve. A kőszentelep számos csikra, rétegcsikrára szétnyílik és agyagossá válik. A fedő homokos sorozatban congeriás és bulimuszos rétegek váltakoznak (1. ábra, I. 86. sz. fúrás szelvénye). Az inotai Öreg Kálvária-hegy délkeleti lábánál pedig congeriás és bulimuszos mészkőrétegek bujnak a napvilágra. A bántai külféjtés északnyugati felében a palás agyagmárgasorozat rövid távon belül átmegy mészmárga és mészkőképződményekbe. A bántai területész déli végében, a vasúttól is délre triász képződményekre congeriás—theodoxusos mészkő települ.

Várpalota I. 86. sz. fúrás



Szigliget 1.sz. fúrás



Nyírad Nd. 899. sz. fúrás



1. ábra. Jellemző felsőtortonai szelvények a Bakony-hegység területén
Abb. 1. Charakteristische Obertorton-Profile durch das Bakonygebirge

Általában a tárgyalt rétegsor erős túlterjedése (transzgressziója) figyelhető meg a várpalotai területen, olykor az idősebb képződményeken is. A várpalotai felsőtörtönai összetlet legnagyobb vastagsága csaknem eléri a 150 m-t (V. 271. sz. fúrás). A kőszéntelep vastagsága 3–9 m-ig váltakozik, átlagban 5 m körül, észak felé vastagabb. A telep talpán (a terület nyugati felében) és közötté riolittufit, vagy bentonitréteg található, a peremek felé vastagodva.

A felsőtörtönai rétegsorból a következő molluszkafauna került elő: *Congeria böckhi* Wenz, *Unio* sp., *Theodoxus crenulatus* (Klein), *Bulimus vadászi* Wenz, *Brotia escheri* (Brongt.), *Gyraulus* cf. *pavlovici* (Brus.), *Planorbarius* (?) sp., *Acroloxus deperditus* (Desm.) és a kőszénteleből *Planorbis* sp., *Limnaea* sp.

A molluszkákon kívül gazdag halfauna is van a rétegsorban. Kretzói M. szóbeli közlése alapján ez tengeri jellegű. Ez azonban az egykori sótartalomra vonatkozólag bizonytalan adat, mivel manapság is számos tengeri halfaj behatol az édes, vagy erősen csökkentsósvízi környezetbe is. Gyakoriak a levélenyomatok is, köztük főleg *Cinnamomum*-levelek. A kőzet *Diatoma* flórája Hájós M. vizsgálatai szerint, egyhangú, lapos korongalakú formákból áll és erősen csökkentsósvízi környezetre utal. Rákosi L. előzetes vizsgálatai szerint rendkívül gazdag a kőzet pollenanyaga.

A kőszénfedő palás, diatomás agyagmárga üledéksora nem tekinthető édesvízinek, mivel r. Hiányoznak belőle a jellegzetes édesvízi alakok gyakori, vagy tömeges előfordulással (pl. *Planorbis*, *Limnaea*, *Physa*, *Valvata*, *Amnicola* stb. fajok). 2. Congeriákat sem manapság, sem pedig a földtörténeti múltban nem ismerünk édesvízi képződményekből. 3. *Theodoxus*-ok a miocénben többnyire csökkentsósvízi alakok. Különösen áll ez a *Theodoxus crenulatus* fajra. Ugyanis a Herend-márkói alsőtörtönai üledéksorban (Kókay 1966) egyes rétegekben tömegesen található és *Serpula*-csövek valamint apró juvenilis *Pirenella*-fajok kísérik. A kísérő fauna alapján mezoalain sótartalmú környezetet tételeztem fel. *Brotia escheri* társaságában a herendi kőszénösszetben is előfordul, az alsőtörtönai tenger transzgressziójának kezdetén. Ezt az együtttest oligohalin környezetben élt faunának tartottam. Az bizonyos, hogy a herendi *theodoxus*—*serpula*s rétegekben kisebb sótartalmú környezetben élt a várpalotai felsőtörtönai fauna. Ugyanis sem *Serpula*, sem pedig juvenilis *Pirenella*k nem találhatók a *Theodoxus crenulatus*-ok társaságában. A *Theodoxus*-félékkel együtt vagy *Congeria böckhi* és ritkán *Brotia escheri*, *Acroloxus deperditus*, valamint apró *Gyraulus*-félék fordulnak elő, vagy pedig a *Bulimus vadászi* fajjal jelentkeznek együtt. Utóbbi együtteshez a sorozat felső részén még csatlakozik ritkán a *Brotia escheri*. Nagyon ritka eset, hogy a *Congeria* és a *Bulimus* együtt fordul elő, de sohasem tömegesen. A rétegsor felső részén a fokozatos regresszió következtében, melyet feltételeztem sótartalom csökkenés, valamint sekélyebbé válás követett, újból kövüledtűs (bulimusz—theodoxusos) rétegek léptek fel. Ezek már Congeriákat nem tartalmaznak, helyette *Unio* sp. található. Mindezekből az a következtetés vonható le, hogy a bulimuszos rétegek kisebb sótartalmú vízből üledtek le, mint a congeriásak. Hozzávetőleg a congeriás képződményeket mióhalin, míg a bulimuszos rétegeket oligohalin sótartalmú vízből leülepedettnek tekintjük. A herendi kistermetű *Congeria* fajokkal jellemzett alsőtörtönai üledékek kb. pliohalin sótartalmú vízből rakodtak le. Társaságukban ugyanis *Melanopsis*-, *Hydrobia*- és ritkán *Pirenella*-, valamint *Serpula*-félék találhatók.

Kubovics I. nyomelem vizsgálatai alapján a congeriás rétegekben gyengén kimutatható a bór jelenléte, ami tovább erősíti azon felfogásunkat, hogy a rétegsor olyan vízből üledett le, ami kis mértékben tengerrel állott összeköttetésben.

A mecseki helvétü üledéksorból régóta ismeretes a *Congeria böckhi* és *Bulimus vadászi*. Ebből a tényből azonban hiba lenne a várpalotai felsőtörtönai rétegsorral való korazonosságra következtetni. Az édes és csökkentsósvízi molluszkafajok fajöltője rendkívül hosszú. Ugyancsak nem utal a mecseki helvétüből ismert mikrorétegzett halmarad-

ványos agyagmárgasorozattal való korazonosságra a hasonló lithológiai jelleg sem. Ez a közzettípus az egész miocénben elterjedt a lagunás fáciesben (K ó k a y 1966).

A tárgyalt összlet felsőtörtönai korbesorolásának helyességét bizonyítja: 1. Az alsótörtönai és a szarmata üledéksorok közötti helyzete, melyektől jól kimutatható diszkordanciák határolják le és így egy zárt üledékciklust képez. 2. A hegység földtani fejlődéstörténetének képébe tökéletesen beilleszthető a tárgyalt várpalotai rétegsor, ha azt felsőtörtönaiába soroljuk. 3. Faunisztikai alapon nem lehet az összlet felsőtörtönainál fiatalabb, mivel sem a *Congeria böckhi*; sem a *Bulimus vaddsi*, sem pedig a *Brotia escheri* nem ismeretes magasabb szintekből, dacára annak, hogy a szarmata és pannoniai képződményekben sok olyan fáciest ismerünk, amely kedvező környezet lett volna az említett fajoknak.

Tapolcai-öböl

A Tapolcai-medence miocén képződményeiről mindeztideig kevés adat állt rendelkezésünkre. Jóformán csak a Balaton monográfia (L ó c z y 1913; S c h r é t e r 1913) adataira támaszkodhatunk. Régóta ismert a Tapolca környéki szarmata, valamint az északi peremen a lejtámszűk felszíni előfordulása. A régi irodalmi adatok, vagy teljes-szelvényű fúrással mélyített vizkutató fúrások bizonytalan adatai alapján a felsőtörtönai képződmények jelenléte és kifejlődése nem állapítható meg. A közelmúltban a Balaton partján lemélyített Szigliget 1. sz. fúrás (1. ábra) teljes egészében harántolta a miocén rétegsort minőségileg kifogástalan magfúrással.* A rendelkezésremre álló mintaanyag részletes feldolgozása igen értékes adatokat szolgáltatott a Tapolcai-öböl, illetve a Bakony-hegység miocén képződményeinek ismeretéhez.

A fúrás alapján a miocén rétegsor a következő: Az alsótriász rétegösszletre települt a tengeri alsótörtönai rétegsor 54 m vastag mészkő, homokkő és márga kifejlődésben. A gazdag faunája alapján kétségtelenül azonos korú a várpalotai „Szabó-féle homokbánya”-val és a Herend-márkói, valamint a Devecser-nyírádi megfelelő tengeri képződményekkel. Ezt bizonyítják pl. a Várpalotáról leírt *Gibbula pseudaraonis* S t r. és a *Vulgocerithium pseudoobliquistoma* S z a l., a Bándon gyakori *Turritella dertonensis* M a y. (ugyancsak a *Turritella subarchimedis* d' O r b. fajjal együtt!), az alsótörtönai képződményekben (Várpalotán is!) otthonos *Cardita partschi plana* S i e b. és a Várpalotán, Bándon és a Devecseri-öböl alsótörtönai rétegeiben levő *Venerupis basteroti* (M a y.) alak, mely utóbbi ennél fiatalabb üledékekből nem ismert. A várpalotai és a herendi alsótörtönai „öböl-fáciésű” *Foraminifera*-együttesekkel rokon mikrofaunája szintén korbesorolásunk helyesége mellett szól. Tovább erősíti ezt a *Lagenida*-félék jelenléte is.

S z é l e s M. *Ostracoda* vizsgálatai is az alsótörtönait valószínűsítik a következő faunával:

244,00 m-ből:

Cnestocythere lamellicosta T r i e b e l, *Cytheridea acuminata* B o s q u e t, *Cytheridea paracuminata* K o l l m a n n, *Cythereis hamata* G. W. M ü l l e r, *Hemicythere convexa* B a i r d, *Hemicythere speyeri* B r a d y, *Hemicythere villosa* G. O. S a r s, *Loxococoncha hastata* R e u s s.

254,00–255,00 m-ig:

Pontocythere elongata B r a d y, *Cnestocythere lamellicosta* T r i e b e l, *Leptocythere tenera* B r a d y, *Leptocythere diffusa* G. W. M ü l l e r, *Cythereella* sp., *Krithe* sp., *Loxococoncha impressa* G. W. M ü l l e r, *Loxococoncha* sp., *Cytheridea acuminata* B o s q u e t, *Hemicythere cicatricosa* R e u s s, *Hemicythere convexa* B a i r d, *Hemicythere* sp.

* Köszönettel adózom a Mecseki Ércbánya Vállalatnak a rendelkezésemre bocsájtott fúrás mintáért.

Az alsőtortonai tengeri sorozatra éles határral mindössze 4,2 m vastagságban, uralkodólag mészszipos, csökkentsősvízi rétegcsoport következik tengeri betelepülésekkel, mely szorosan csatlakozik a felette levő szarmata üledéksorhoz.

Mélységköz:

Képződmény és faunája:

- ² 23,50—223,90 m-ig Szürke, finomhomokos, aleuritos, egyenetlen törésű, közepesen kemény, molluskás osztrécs mészmárga. *Arca* (*Anadara*) cfr. *diluvii* L. a m. k., *Arca* (*Barbatia*) *barbata* L., *Ostrea* ex gr. *digitalina* D u b. (gyakori), *Anomia ephippium rugulosostratum* B r o c c., *Anomia ephippium* cfr., *sulcatum* P o l i, *Lucina* sp., *Cardium manyense* nov. sp., *Venus* sp., *Gastrana fragilis* L.).
- ² 23,90—227,00 m-ig M é s z i s z a p, uralkodólag világos szürkésbarna, közbetelepült mészkő, mészmárga és világoszürke osztracodás agyammárgarétegekkel. Gyakran mikrorétegzett, többnyire kövületmentes. 224,00—224,05 m-ig a következő faunával: *Theodoxus* sp., *Pirenella* cfr. *nodosoplicata* (H ö r n.), *Terebralia bidentata lignitarum* (E i c h w.), *Cardium manyense* nov. sp. (gyakori), — 224,30—224,40 m-ig hydrobiás mészkő *Hydrobia ventrosa* (M o n t.) fajja.
- 227,00—227,30 m-ig Szürke m é s z k ő, világosbarna foltokkal (bryozoás?), aleuritos, kemény, rideg, szilánkos törésű, kövület (*Hydrobia ventrosa* (M o n t.) (gyakori), *Pirenella nodosoplicata* (H ö r n.) (nem ritka), *Terebralia bidentata lignitarum* (E i c h w.), *Bitium spina* (P a r t s c h), *Cerithium crenatum* B r o c c. var., *Bequina* (*Glans*) aff. *ruginosa* (C o s s m. et P e y r.) juv., *Gafrarium* (*Circe*) *eximium* (H ö r n.) (nem ritka).
- 227,30—227,50 m-ig Szürke, homokos, kemény, egyenetlentörésű, molluskás, pectenés m é s z k ő (*Pirenella nodosoplicata* (H ö r n.), *Murex* (*Haustellum*) aff. *partschii* H ö r n., *Arca* (*Anadara*) cfr. *diluvii* L. a m. k., *Flabellipecten* cfr. *besseri* (A n d r.) (gyakori), *Anomia ephippium* L.).
- 227,50—227,70 m-ig Barnászürke, réteges elválású, tömör m é s z k ő, sötétebb és világosabb rétegekkel (*Hydrobia ventrosa* (M o n t.) (ritkán).

A rétegcsoport megjelenése, lithológiai képe teljes összhangban van más bakonyi (Várpalota, Nyírád, Herend, Bánd) felsőtortonai kifejlődésekkel, azzal az eltéréssel, hogy nagyobb sótartalmú vizre utaló képződményeket is tartalmaz. Így tengeri betelepülések kell tekintenünk az első és a négyes számú rétegeket. Brachyhalin sótartalmú vizre utal a 2. sz. rétegben a felső 5 cm-es padocská, valamint a 3. sz. réteg a faunájuk alapján. A rétegcsoport faunája kitűnően azonosítható más (Hidas, Bicskei-öböl) felsőtortonai képződményekével. Eddigi ismereteink szerint pl. a *Pirenella nodosoplicata* (H ö r n.) faj (S t r a u s z 1955, B o d a 1959) a Kárpát-medencei területen csak a felsőtortonai üledékekben és a szarmata alsó részében fordul elő. A herendi és a várpalotai alsőtortonai képződmények *Pirenella*-félékben rendkívül gazdagok (S t r a u s z 1955; K ó k a y 1966). Így Herendről 20, Várpalotáról pedig 14 formát ismerünk, de a *Pirenella nodosoplicata* egyik helyről sem került elő. Ugyanakkor Hidason és a mányi fúrások felsőtortonai képződményeiben ez a faj nagyon gyakori, természetesen a megfelelő csökkentsősvízi (főleg agyagos) fáciesekben. A mányi fúrások felsőtortonaijából ismert és itt új fajként leírt *Cardium manyense* alak egyes rétegekben szintén gyakori. Sem idősebb, sem pedig fiatalabb képződményekben nem találkoztunk ezzel az alakkal, dacára annak, hogy különösen a szarmata üledékek *Cardium*-fajokban bővelkednek. A többi faunaelem sem mond ellent a felsőtortonai sorolásnak.

Ezt a korbesorolást igazolja a rétegtani sorrend is, azaz a szarmata és az alsőtortonai közötti helyzet is. A rétegcsoport kis vastagságát tekintve, Budapest területén sem sokkal vastagabb a lajtamészkő sorozat (B a r t k ő — K ó k a y 1966).

Figyelemre méltó még, hogy a tárgyalt üledékcsoport éles határ nélkül kapcsolódik a fedő szarmatához. A szarmata összetétel legalsó 0,8 m vastag része hasonló mészszipos, márgás, mikrorétegzett padokból áll. A felsőtortonainak vett *Cardium manyense* fajnak egy változata (minden harmadik borda kiemelkedő), valamint *Modiolus volchynicus* szarmata alak jelenik meg benne a nagyobb vertikális elterjedésű Pirenellákon és Hydrobiákon kívül.

A felsőtorton—szarmata határt a legfelső tengeri pad tetején vontam meg. Az alsőtortonaitól élesen elválik a felsőtortonai mészszipos rétegsor. Valószínűleg eróziós diszkordancia a határ a stájer fázis eredményeként.

Devecser—Nyírád

A Nyugati-Bakony miocén rétegsorában ezideig biztosan kimutatható volt az alsótortonai tenger üledékora mészkő-, homokkő-, konglomerátum- és márgakifejlődésben (Lóczy 1913; Schréter 1913; Kovács 1952; Csepreghy—Meznerics 1958; Dudich—Hörizt 1964). Noha a területről az átfogó részletes faunavizsgálat még nem készült el, kétségtelen ennek a tengeri miocén üledéksornak alsótortonai kora. Ezt igazolják a következők: 1. Ezeket az alsótortonai képződményeket a Herend-márkói alsótortonai képződményeket (Kókay 1966) helyettesítő kifejlődésnek tartjuk, mivel a Herendi-öböl Devecser—Nyírád felé nyílt. A herendi makro- és mikrofauna „öböl-fáciesű”, míg a Devecser környéki inkább a nyílt tengerrel határos, homokos, sekély self fáciesű. Mindez az ősföldrajzi képből érthető és a hivatkozott feldolgozásban részletesen elemeztem. 2. Az eddigi faunavizsgálatok is egyértelműen az alsótortonai soralást igazolják. Így pl. a következő alakok tanúsítják, hogy ez a tengeri rétegsor nem lehet alsótortonainál fiatalabb: *Chlamys macrotis* (Sow.), *Chlamys tourmalis* (de Serre), *Cardium edule arcella* Du J., *Venerupis basteroti* (Mayer), *Vaginella austriaca* Kitting, *Vaginella depressa* Du J. Alsótortonainál fiatalabb, vagy idősebb korra utaló alak eddig nem került elő.

A Paratethys területén a miocénen belül egyértelműen alsótortonainak tekintik az ún. „lagenidás” *Foraminifera*-társulást. Ilyen típusú gazdag *Foraminifera*-együttst találtam Devecser község déli végében a „Cigánygödörben”. Gazdag *Foraminifera* faunájában *Robulus*, *Nodosaria*, *Dentalina*, *Marginulina* stb. fajok, *Vaginulina legumen* (L.) található kitűnő megtartásban.

A tárgyalt terület másik rétegtanilag biztos helyzetű tagozata a szarmata üledék-sor. Az utóbbi évek egyik jelentős rétegtani eredménye Véghe S. (1960) azon felismerése, hogy az irodalomban gyakran emlegetett hydrobiás mészkő nem középsőmiocén, hanem szarmata, a közbetelepült faunás rétegek alapján.

A terület felsőtortonai kifejlődéséről fontos adatokat szolgáltattak a Nyírád környéki bauxitkutató magfúrások.* A harántolt rétegsorok helyes értelmezéséhez jó támaszt nyújtott a Herend-bándi miocén részletes megismerése (Kókay 1966), valamint az előzőekben ismertetett Szigliget 1. sz. fúrás vizsgálata és a várpalotai adatok ismerete.

Ezeken kívül rétegtani vizsgálataimhoz felhasználtam a Nyírád községtől délnyugatra, illetve nyugatra levő Nd. 764. 899, 905 és az Nm. 81. sz. fúrásokat. Közülük az Nd. 899. számú fúrás (1. ábra) harántolt miocén rétegsora összevontan a következő

Szarmata

- 9,40—22,00 m-ig Zöldesszürke, és szürke, meszes, alcuritos, molluszkás agyag, kőszenes padokka (*Musculus sarmaticus* (Gat.), *Cardium vindobonense* Partsch, *Cardium latissulcum* Müntz., *Irus gregarius* (Goldf.), *Mactra* sp., *Hydrobia ventrosa* (Mont.), *Hydrobia frauenfeldi* (Hörizt.), *Pirenella picta mitralis* (Eichw.).
- 22,00—29,00 m-ig Világos szürkésbarna, többnyire tömör, kemény, pados hydrobiás mészkő (*Hydrobia ventrosa* (Mont.), *Pirenella picta mitralis* (Eichw.) (juv.).
- 29,00—47,00 m-ig Szürke agyagmárga, kőszenes agyagpadokkal, molluszkákkal (*Hydrobia ventrosa* (Mont.), alárendelten kisméretű *Cardium vindobonense* Partsch példányok és legalul *Modiolus volhynicus* (Eichw.).

Felsőtortonai

- 47,00—48,50 m-ig Világos szürkésbarna, felső részén keményebb, alul lazább és agyagosabb mészkő függőleges gyökérnyomokkal, molluszkanyomatokkal („valvatas”), (*Valvata hidasensis* nov. sp., *Gyraulus pavlovici* (Brus.), *Litmaea* sp.).

* Köszönettel adózom a Bauxit Kutató Vállalatnak a rendelkezésemre bocsájtott fúrási mintáért

- 48,50–53,50 m-ig Szürkésfehér, agyagos, laza, földestörési mészszipa, molluszka-lenyomatokkal (*Hydrobia* cfr. *ventrosa* (M o n t.), *Bythinia gracilis* S a n d b., *Pomatias consobrinus* M a y., *Limnaea* cfr. *pachygaster* T h o m a c, *Gyraulus pavlovici* (B r u s.)).
- 53,50–54,80 m-ig Barnásszürke, likacsos, kemény mészkő (*Theodoxus crenulatus* (K l e i n), *Hydrobia ventrosa* (M o n t.)).
- 54,80–57,80 m-ig Világosszürke és világos barnásszürke mészmárga, mészkő és mészsziparétegekkel, lazább és keményebb padokkal, molluszka-lenyomatokkal (*Theodoxus grateloupianus dentatus* nov. ssp., *Brotia escheri* (B r o n g t.)).
- 57,80–58,80 m-ig Világos szürkésbarna, likacsos, egyenetlen törésű, közepesen kemény, molluszkás, „valvatás” mészkő (*Valvata hidasensis* nov. sp., *Gyraulus pavlovici* (B r u s.), *Limnaea* cfr. *pachygaster* (T h o m a c)).
- 58,80–59,20 m-ig Világos szürkésbarna, szegletes törésű, kemény, molluszkás mészkő, függőleges gyökérmomokkal (*Theodoxus crenulatus* (K l e i n), *Hydrobia ventrosa* (M o n t.)).
- 59,20–65,20 m-ig Világos szürkésbarna, legálján márgás, kagylóstörésű, kemény mészkő, molluszka-lenyomatokkal, limneás és bythiniai rétegekkel (*Hydrobia* cfr. *ventrosa* (M o n t.), *Bythinia gracilis* S a n d b., *Limnaea* (*Stagnicola*) cfr. *syrtica* P e y r., *Gyraulus pavlovici* (B r u s.)).
- 65,20–68,00 m-ig Sötétszürke, kőszenes, kissé bentonitos, finomhomokos agyag, kevés apró kavicsal.
- 68,00–71,00 m-ig Zöldesszürke, néhol mészkonkréció és agyagos bentonit, helyenkint kevés kvarc-kavicsal.

Alsótortonai

- 71,00– Fehér egyenetlen törésű, közepesen kemény, lithothamniumos, molluszkás mészkő (*Lucina*, *Venus*, *Nassa*, *Ostrea* sp.).

Ezek szerint az alsótortonai tengeri eredetű mészkőösszletre szárazföldi agyag-, kavicsos agyag- és bentonitrétegcsoport települ. Erre édesvízi és erősen csökkentsósvízi üledéksor következik, mely azután átmege a szarmatába. A szarmata és alsótortonai összletek közötti üledéksort részletes vizsgálat alapján a felsőtortonai emeletbe helyeztem a következő indokok alapján: 1. A faunavizsgálatok alapján az összletben édes- és erősebben csökkentsósvízi molluszkák vannak. Általában az ilyen alakok fajöltője tág. Ennek ellenére az előkerült fajok a szarmatánál idősebb kort igazolnak. Ugyanis a *Bythinia gracilis* faj a szarmatánál idősebb svájci édesvízi mollassorozatban otthonos. A *Brotia escheri* nálunk a szarmatából nem ismert, a megélhetésére alkalmas környezetek ellenére sem. A *Theodoxus crenulatus* fajnak nagy a fajöltője (oligocéntól a pannonig). A héj díszítése (a lenyomatok is látszik) teljesen a várpalotai felsőtortonai palás agyag-márgasorozatban levő példányokéval azonos, a herendi alsótortonai formakéval nem egyezik. Az előkerült *Limnaea*-fajok sem ismeretek a szarmata üledékekből. Mindezek a faunisztikai érvek együttesen meggyőzőek. 2. Ha a nyirádi rétegsor mellé helyezjük a szigligeti és a várpalotai rétegsorokat, lehetetlen nem felismernünk a rétegtani párhuzamosságot. Mindhárom helyen az alsótortonai tengeri rétegsor után általában diszkordánsan, egy uralkodólag erősebben csökkentsósvízi, lagúna jellegű összlet következik, majd utána a szarmata. Együttesen tekintve faunájuk határozottan a felsőtortonaira utal.

A felsőtortonai rétegsor észak felé haladva, a Nyirádtól nyugatra levő Nm 81. sz. fúrás bizonyossága alapján, egyre inkább szárazföldi jellegűvé válik, mint a Herend-bándi felsőtortonában (K ó k a y 1966). Az összlet túlnyomó része tarkaagyag, bentonitos agyag és kavicsos agyag. Az Nd. 764. sz. fúrás alapján a szarmata felé a határ itt sem éles, akárcsak a szigligeti fúrásban. Míg a felsőtortonai sorozat túlnyomórészt sekélyvízi eredetre utaló mészszipa és mészkőszorozat gyökérmomokkal, addig a szarmata a fokozódó transzgresszió következtében az alatta levőnél mélyebb vízre utaló, főleg pelites üledékekből áll.

A nyirádi felsőtortonai sorozat faunája alapján édesvízi (valvatás, limnaeás, bythiniai rétegek), vagy erősen csökkentsósvízi, oligo- és miohalin. Utóbbi fációkat képviselik a *Theodoxus*-fajokkal jellemzett közetek. A függőleges gyökérmomok egészen sekélyvízi üledékeket bizonyítanak. A nyirádi felsőtortonai rétegcsoport átlagban jelentősen kisebb sótartalmú vízből ülepedett le, mint a Tapolcai-öböl. Ezt azzal magyarázom, hogy a tapolcai és nyirádi medencéket elválasztó alaphegység vonulat abban az időben is

létezett és közöttük a kapcsolat, legfeljebb csak szűk szorosokon át volt lehetséges. Ez egyúttal arra is utal, hogy a felsőtortonai nyílttengert délfelé, a Balatontól délre kell keresnünk.

Herendi-öböl

A Herend, Bánd, Márkó és Szentgál községek területén levő felsőtortonai rétegsor a gazdag tengeri faunával jellemzett alsótortonai összlet fedőjében 40–50 m vastag (K ó k a y 1966). Bázisát az egyideig bányászott bándi bentonit, valamint kavicsrétegek alkotják. A bentonit fedőjében mészkonkréciós agyag, mészsizapos agyagrétegsor van, többnyire tömegesen *Brotia escheri* csigákkal. Az összlet eróziós 4° szögdiszkordanciával települ az alsótortonaira a fúrási adatok szerkesztett szelvénye szerint. Felette szarmata rétegek nem voltak kimutathatók. Ezért ez az alsótortonainál fiatalabb képződmény helyzetileg felsőtortonai vagy szarmata lehet. Gyér faunája nem eléggé bizonyítja felsőtortonai voltát, ezért feltételeesen helyeztük ide. Függetlenül tettük pontos rétegtani hovatartozásának meghatározását a Nyugati-Bakony miocénjének feldolgozásától.

A Herend-márkói bentonitfedő „melániás” rétegsor a rétegtani sorrendiség, kifejlődés és fauna alapján kitűnően egyezik a nyirádi felsőtortonáival, csupán a szarmata fedője hiányzik, mely utóbbi valószínűleg lepusztult. Alul ugyancsak bentonit és bentonitos, kavicsos agyag rétegsorozat van. Herenden hiányzik a nyirádi típusú édesvízi mészkő. Helyette azok a „melániás” mészsizapos képződmények uralkodnak, melyek Nyirádon csak egyes rétegekben voltak a felsőtortonai sorozatban. Ezek a „melániás” képződmények mindkét helyen a *Brotia escheri* (B r o n g t.) faj sűrű és finom bordázatú, bekérgezett példányait, vagy lenyomatait és az új alfajként leírt *Theodoxus grateloupianus dentatus* egyedeit tartalmazzák. Miután nyilvánvaló a nyirádival való rétegtani szintazonosság, a felsőtortonai sorozat a Herend-bándi bentonitfedő „melániás” összletet.

Egyéb felsőtortonai előfordulásra vonatkozólag a hegység területén, vagy szegélyvidékén csak bizonytalan adatok állnak rendelkezésre. A Balaton monográfiában S c h r é t e r (1913 p. 253.) említi, hogy a tó északi partvidékén, Akali és Zánka között a szarmata mészkő és a fekvő triász dolomit határától L ó c z y L. gyűjtött mészkődarabokat, melyekben *Peneroplis* sp. és bizonytalan molluszka lenyomatok voltak. A *Peneroplis* sp. a szarmata képződményekben nem fordul elő, ezért feltételeesen a felsőmediterránba sorolták a kőzetdarabok korát. A Szigliget 1. sz. fúrás ismertetett felsőtortonai képződményeinek legfelső tengeri rétegében is előfordult *Peneroplis* sp. Általában a *Peneroplis*-félék a felsőtortonai képződményekben gyakoriak. A S c h r é t e r által említett bizonytalan előfordulás problémáját, tehát a felsőtortonai képződmények jelenlétét megfelelő feltárásokkal lehetne tisztázni.

A Balaton partvidékén és a Bakony peremvidékein számos ártézi kútfúrás mélyült már. Tekintve, hogy ezek teljes szelvényű fúrások, — magot csak elvéve egyes szakaszokból vesznek — a pontosabb rétegtani szintezésre felhasználhatatlanok.

A fentieket összefoglalva a Bakony-hegység felsőtortonai képződményeire jellemző, hogy túlnyomórészt erősen csökkentésvízi képződményekből állnak. Ezeket transzgressziós képződményeknek tekintjük, mivel gyakran túlterjednek az alsótortonai képződményeken. Tapolca és Nyírad környékén a felsőtortonai a szarmatával egységes üledékciklusban van. Ez nemcsak itt van így, hanem a Paratethys más területén is (pl. Budapest környékén) is. A bakonyi felsőtortonainak uralkodólag erősen csökkentésvízi jellege a hegységképző mozgásokkal hozható összefüggésbe. Az alsótortonai—felsőtortonai határon végbement földkéregmozgások a hegység korábban kialakult üledékgyűjtői és a nyílttenger közé gátakat, küszöböket emeltek. Így az összeköttetés a tengerrel korlátozódott, ami szükségképpen a sótartalom csökkenését okozta.

Öslénytani-rész

Familia: *Cardiidae*Genus: *Cardium*, Linné 1758*Cardium manyense* nov. sp.

I. tábla, 1–5. ábra

Derivatio nominis: Mány község neve után.

Holotypus: Elhelyezve a Magyar Nemzeti Múzeum Öslénytárában; M. 66. 963 sz. alatt.

Locus typicus: Mány (Pest megye), a Mány 6. sz. fúrásból 215,10–216,90 m-ig.

Stratum typicum: Felsőtortonai agyag.

Leírás: Kisebb termetű faj. Körvonala nagyjából ovális, elől kerek, míg a hátsóperem felé megnyúlt, egyes példányoknál csaknem kihegyesedő. A teknő külsején levő bordák a mellső részen félkör keresztmetszetűek, míg a hátsó részen fokozatosan átmennek háromszögletűbe, melyek egyes példányokon egészen élesek. A mellső részen a bordákat kis pikkelyek, lemezek fedik. A faj egyik fő jellegzetessége az, hogy a teknő hátsó felén minden második borda alacsonyabb, kevésbé kiemelkedő, gyengébben fejlettek mint a köztes bordák. A bordák száma 17 és 20 között változik példányonként, leggyakrabban 19, mint a holotípuson is. Az előkerült példányok hossza 8–14 mm, míg a magasságuk 6–10 mm között van. A magasság a hosszúságnak 64–78%-át teszi ki, leggyakrabban 70–75% között. Variációs vizsgálatra sajnos nem áll elegendő példány rendelkezésre.

A holotípus méretei: $h = 11,7 \text{ mm}$ $m = 8,2 \text{ mm}$ $\frac{m \cdot 100}{h} = 70,1\%$.

A faj nagyon változékony, annak a környezetnek megfelelően, amelyben élt. A kisérletben levő faunaelemek (*Pirenella*, *Terebralia*, *Dorsanum*, *Theodoxus*, *Mohrenstermia*, *Hydrobia*, *Tapes*) alapján ugyanis a faj brachyhalin faciesben lehetett. Rendes sótartalmú vízből leülepedett képződményekben nagyon ritka.

Diff. diagnosis: A mányi fajhoz két ismert alak közelít legjobban. Az egyik a várpalatot és a herendi alsótortonai képződményekben otthonos (Strausz – Szalai 1943; Kókay 1966) *Cardium edule arcella* Dujak. Ez főképpen magasabb és nagyobb termetével, mindvégig félkör keresztmetszetű és nagyobb számú bordáival különbözik a mányi fajtól. A másik közel álló faj a *Cardium praeplicatum* Hilb. szarmata alak (Boda 1959). Ez magasabb termetével, kerekesebb és kevesebb számú bordájával különbözik elsősorban a mányi fajtól. Kis mértékben ezen is észlelhető az a jelenség, hogy a héj hátsó részén minden második borda alacsonyabb és gyengébben fejlett.

Az új faj előfordul a Mány–Zsámbék környéki felsőtortonai pelites faciesű üledéksorban, többnyire agyagban, ritkábban márgában. A Szigliget 1. sz. fúrás felsőtortonai egyes rétegmintáiban szintén gyakori.

Familia: *Nevitiidae*Genus: *Theodoxus*, Montfort 1810Subgenus: *Calvertia**Theodoxus (Calvertia?) grateloupianus dentatus* nov. ssp.

II. tábla, 1–2. ábra

Derivatio nominis: *dentatus* (latin) = fogazott.

Holotypus: Elhelyezve a Magyar Nemzeti Múzeum Öslénytárában M. 66. 964 sz. alatt.

Locus typicus: Bánd, bentonit-bánya.

Stratum typicum: Felsőtortonai erősen csökkentsósvízi agyag.

Leírás: A *Theodoxus grateloupianus* (Fér.) fajhoz igen közel álló alak. Attól leglényegesebb eltérése az, hogy a külső ajak belső oldala a felnőtt példányoknál (olykor a subjuvenilis egyedeknél is) többé-kevésbé fogazott. A héj színezete többnyire sötétbarna, ritkábban világosbarna, vagy csaknem fehér. Egyes példányokon a fajra jellemző sakk-tábla szerű színeződés, világosabb és sötétebb foltok is megfigyelhetők.

Előfordul a Herend-bándi felsőtortonai „brotiás” agyagban (Kókay 1966), és a nyírádi felsőtortonában lenyomatok alakjában. Ugyancsak ide sorolhatók azok a hidasi példányok, melyek a köszénösszet felső harmadából, hydrobiás agyagból származnak. Utóbbiak egyes példányain igen gyengén fejlett az említett fogazottság.

Az új alfaj a kísérő fauna alapján nem tekinthető édesvízi alalknak. Valószínűleg oligohalin környezetben élt.

A holotípus méretei: szélesség = 9,0 mm magasság = 6,6 mm.

Familia: *Valvatidae*

Genus: *Valvata*, O. F. Müller 1774

Valvata hidasensis nov. sp.

II. tábla, 3–6. ábra

Derivatio nominis: *hidasensis* = Hidas (Baranya megye) helység neve után.

Holotypus: Elhelyezve a Magyar Nemzeti Múzeum Őslénytárában M. 66. 965 sz. alatt.

Locus typicus: Hidas (Baranya m.)

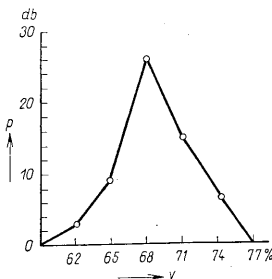
Stratum typicum: Felsőtortonai agyagmárga a köszénösszlet alsó felében.

Leírás: Kicsiny, négy kanyarulatú, *Viviparus*-félékre emlékeztető körvonalú ház. Az egyes kanyarulatok szegletesen domborúak, lépcsőzetesen következnek egymásra. A varratvonalak mélyek. Szájnnyílás ovális, felül kissé szögletes. Az ajak, főleg a belső, többnyire kifelé hajló. A köldök szűk. Felszíne sima, azonban gyakran fedik ráncok, varixok.

A faj a nyírádi fúrások „valvatás” mészkő rétegmintáiban lenyomatok alakjában gyakori. Egyetlen ép példány került elő közbetelepült agyagból (Nd. 764. sz. fúrás 47,20–47,80 m-ig). Hidason az ugyancsak felsőtortonai köszénösszletben tömegesen található, amellyel a nyírádi alak jól egyezik. A Hidasról származó 60 példány variációs vizsgálatának eredménye — a ház szélességének a magassághoz viszonyított százalékában — a következő:

| v | Osztály | p |
|-----|---------|-------|
| 62% | 61–63% | 3 db |
| 65% | 64–66% | 9 db |
| 68% | 67–69% | 26 db |
| 71% | 70–72% | 15 db |
| 74% | 73–75% | 7 db |

N = 60 db



2. ábra. A *Valvata hidasensis* nov. sp. variációs diagramja. J e l m a g y a r á z a t: v = osztályközépértéke, p = darabszám

Abb. 2. Variationsdiagramm von *Valvata hidasensis* nov. sp. E r k l ä r u n g e n: v = Mittelwert der Klasse, p = Exemplarzahl

A faj közel áll a *Valvata politioanei* J e k. (1944) fajhoz, azonban annak kanyarulatjai erősen domborúak, kevésbé lépcsősek, természetük zömök Hydrobiáéhoz hasonlít. Minthogy Nyírádról csak egyetlen kisebb termetű ép példány került elő (a többi csak lenyomat), a holotípust Hidason tömegesen található kitűnő megtartású példányokból jelöljük ki.

Holotípus méretei: $m = 2,2 \text{ mm}$ és $sz = 1,5 \text{ m}$ $\frac{sz \cdot 100}{m} = 68,2\%$

A nyírádi héjas példány méretei: $m = 1,8 \text{ mm}$ és $sz = 1,3 \text{ mm}$ $\frac{sz \cdot 100}{m} = 72,2\%$

A nyírádi példány méretei, méretarányai és egyéb jellegei jól azonosíthatók a hidasi alakkal. A magassága $1,7 \text{ mm} - 2,7 \text{ mm}$ között, míg a szélessége $1,3 - 1,8 \text{ mm}$ között változik, átlagosan a holotípus körüli méretekkel.

A faj társágában Nyírádon és Hidason egyaránt apró *Planorbis*-félék találhatók. Ezek a „valvatás” képződmények határozottan édesvízi eredetűek. A nyírádi ép példányt *Bythinia gracilis* (operculumok), *Gyraulus pavlovici*, *Limnaea* sp., *Brotia escheri* és *Chara*-termések kísérik.

F a m í l i a : *Hydrobiidae*

G e n u s : *Bythinia*, L e a c h 1818

Bythinia gracilis Sandberger
II. tábla, 8. ábra

1870–75. *Bythinia gracilis*, Sandberger: p. 561. Taf. XXVIII. Fig. 16.

A nyírádi felsőtortonai rétegsornak leginkább az alsó részéből ismerjük, ahol egyes rétegekben tömeges, leginkább lenyomatok és kőbelek alakjában. A ma is élő *Bythinia tentaculata* L. fajtól való megkülönböztetése kissé erőltetett, lehet, hogy alfaji különbség-nél nem több. A *Bythinia gracilis* valamivel karcsúbb, általában a magasság–szélesség aránya $55 - 60\%$ között ingadozik, míg a *Bythinia tentaculata*-nál $60 - 65\%$. Természe-tesen átfedések is gyakoriak. A *Bythinia gracilis* a középső- és felsőmiocén édesvízi és erősen csökkentősósvízi üledékekben fordul elő, míg a *Bythinia tentaculata* a pliocéntól máig ismert.

A *Bythinia gracilis* a svájci édesvízi molassz egyes rétegeiben gyakori.

G e n u s : *Bulimus*, Scopoli 1777

Bulimus vaddázi Wenz
III. tábla, 1–7. ábra

1931. *Bulimus vaddázi*, Wenz: p. 118, Taf. X, Fig. 2 a–c.

Wenz a mecseki helvétai üledékekből írta le a fajt. A várpalotai felsőtortonai képződményekben is, főleg a medence keleti felében gyakori. Általában a várpalotai példányok nagyobb termetűek a mecsekieknél. A faj nagyon változékonny.

F a m í l i a : *Limnaeidae*

G e n u s : *Limnaea*, Lamarck 1799

Limnaea ex gr. *pachigaster* Thomae
II. tábla, 9. ábra

1932. *Limnaea pachigaster*, Cossmann et Peyrot:
Tome 84, p. 245, Pl. 15, Fig. 13.

Több példány (lenyomat) származik a nyírádi felsőtortonai mészkő és mészszipa-rétegekből, melyek kétségtelenül nagyon közel állnak ehhez a fajhoz természet, alak szempontjából, de házuk sima.

Subgenus: *Stagnicola*

Limnaea (Stagnicola) cfr. syratica Peyr.
II. tábla 7. ábra

1932. *Limnaea (Stagnicola) syratica*, Cossmann et Peyrot: Tome 84, p. 249, Pl. XV, fig. 3-4.

A nyírádi felsőtortonai mészkő és mészszap sorozatban otthonos, általában lenyomatok alakjában, gyakran tömegesen. Méret, méretarány, a kanyarulatok domború-lata révén legközelebb állnak ehhez a fajhoz. Olykor axiálisan, a növedékvonalakkal párhuzamos erőteljes ráncok figyelhetők meg a házon. Ezek egyes esetekben belül fejlődtek ki és a kőbeleben lenyomatok alakjában láthatók.

TÁBLAMAGYARÁZAT — TAFELERKLÄRUNG

VII. tábla — Tafel VII.

1. *Cardium manyense* nov. sp. N = 4,3 ×; Mány, 6. sz. fúrás, felsőtortonai; holotípus
Cardium manyense nov. sp. 4,3 ×; Bohrung Mány-6, Obertorton; Holotypus
- 2.-5. *Cardium manyense* nov. sp. N = 4,3; Mány 6. sz. fúrás, felsőtortonai; paratípus
Cardium manyense nov. sp. 4,3 ×; Bohrung Mány-6, Obertorton; Paratypus
- 6.-9. *Theodoxus crenulatus* (Klein), N = 6 ×; Várpalota, Cseri bánya, kőszénfedő, felsőtortonai
Theodoxus crenulatus (Klein), 6 ×; Várpalota, Cseri-Grube, Kohlenhangendes, Obertorton

VIII. tábla — Tafel VIII.

1. *Theodoxus (Calvertia?) grateloupianus dentatus* nov. ssp. N = a: 4 ×, b: 4,3 ×; Bánd, bentonitbánya fedője, felsőtortonai; holotípus
Theodoxus (Calvertia?) grateloupianus dentatus nov. ssp. Vergrößerung = a: 4 ×, b: 4,3 ×; Bánd, Hangendes der Bentonit-Grube, Obertorton; Holotypus
2. *Theodoxus (Calvertia?) grateloupianus dentatus* nov. ssp. N = 4,3 ×; Bánd, a bentonitbánya fedője, felsőtortonai; paratípus
Theodoxus (Calvertia?) grateloupianus dentatus nov. ssp. 4,3 ×; Bánd, Hangendes der Bentonit-Grube, Obertorton; Paratypus
3. *Valvata hidasensis* nov. sp. N = 17 ×; Nyírád, Nd. 764. sz. fúrás, felsőtortonai; paratípus
Valvata hidasensis nov. sp. 17 ×; Nyírád; Bohrung Nd. 764, Obertorton; Paratypus
- 4., 6. *Valvata hidasensis* nov. sp. N = 14 ×; Hidas, felsőtortonai kőszénösszet, paratípus
Valvata hidasensis nov. sp. 14 ×; Hidas, obertortonischer kohlenführender Komplex; Paratypus
5. *Valvata hidasensis* nov. sp. N = 14 ×; Hidas, felsőtortonai kőszénösszet; holotípus
Valvata hidasensis nov. sp. 14 ×; Hidas, obertortonischer, kohlenführender Komplex; Holotypus
7. *Limnaea (Stagnicola) cfr. syratica* Peyr. N = 3,6 ×; Nyírád, Nd. 899. sz. fúrás, felsőtortonai; plasztilin lenyomat
Limnaea (Stagnicola) cfr. syratica Peyr. 3,6 ×; Nyírád, Bohrung Nd. 899. Obertorton; Plastilin-Abdruck
8. *Bythinia gracilis* Sand. N = 4 ×; Nyírád, Nd. 899. sz. fúrás, felsőtortonai; plasztilin lenyomat
Bythinia gracilis Sand. 4 ×; Nyírád, Bohrung Nd. 899, Obertorton; Plastilin-Abdruck
9. *Limnaea ex. gr. pachigaster* Thomaé, N = 2 ×; Nyírád, Nd. 899. sz. fúrás, felsőtortonai; plasztilin lenyomat
Limnaea ex. gr. pachigaster Thomaé, 2 ×; Nyírád, Bohrung Nd. 899. Obertorton; Plastilin-Abdruck

IX. tábla — Tafel IX.

- 1.-6. *Bulimus vadászi* Wenz, N 5 ×; Várpalota, 1.86. sz. fúrás, felsőtortonai
Bulimus vadászi Wenz, 5 ×; Várpalota, Bohrung 1.86. Obertorton

IRODALOM — LITERATUR

- Barnabás, K. (1956): A halimbai és nyírádi bauxitterület földtani kutatása. MÁFI Évk. XLVI. — Bartkó, L. — Kóka J. (1966): Lajtmészkk előfordulása a Kerepi úton. — Földt. Köz. 96. köt. — Báldi, T. (1961): Geobiology of the middle Miocene fauna from Szokolya. Ann. Univ. Scientiarum Budapestiensis de R. Eötvös nominatae, Sectio Geol.-Tom. IV. — Boda J. (1959): A magyarországi szármata emelet és gerinctelen faunája. MÁFI Évk. XLVII. — Buday, T. — Cicha, J. — Senes, J. (1965): Miozán der Westkarpaten. Geol. Ustav. D. Stura, Bratislava. — Čechovíc, V. et Vass, D. (1962): Zum Problem der stratigraphischen Gliederung der tertonischer Schichten in der Umgebung von Modry Kamen. Geol. Práce, Zp. 25-26. Bratislava. — Cossmann, M. et Peyrot, A. (1932): Conchologie neogenique de l'Aquitaine. Actes de la Soc. Linnéenne de Bordeaux. Vol. 84. — Csepregy-Meznerics I. (1950): A hidasi (Baranya m.) tortonai fauna. MÁFI Évk. XXXIX. — Csepregy-Meznerics I. (1954) A keletserháti helvétii és tortonai fauna. MÁFI Évk. XLI. — Csepregy-Meznerics, I (1958): Die Fauna von Devceer und Ihr Alter. Ann. Hist. Nat. Musei Nat.

Hungarici. Tom. I. (Ser. nov. IX.) Budapest. — Csepreghy-Meznerics, I. (1960): Pectinidés du néogène de la Hongrie. . . Mém. de la Soc. Geol. France. Nouv. sér. Tome XXXIX. N° 92. — Dudich E. jr.—Hóriszt Gy. 1964: Devecser környéki és Kisalföld-permi földtani vizsgálatok. Földt. Közl. 94/1. — Ehrmann, P. E. (1956): Die Tierwelt Mitteleuropas. Mollusca. Band II. Lieferung L und Ergänzung. — Hámor G. (1964): A K-i Mecsek miocén képződményeinek vizsgálata. MÁFI Évi Jel. 1961. — Jekelius, E. (1944): Sarmat und Pont von Soceni. Mem. Inst. Geol. al României. V. — Kecskeméti—Körmenyi A. (1962): Új molluszkafajok a várpalotai közésmiocénből. Földt. Közl. 92/1-2. — Kókay J. (1954): Várpalotai szarmata. Földt. Közl. 84/1-2. — Kókay J. (1956): Hegyészervezeti mozgásviszonyok Várpalota környékén. Földt. Közl. 86/1. — Kókay J. (1959): Adatok a várpalotai perspektivikus kutatásokról. Földt. Közl. 89/2. — Kókay J. (1966): A Herend-márkói barnaköszén terület földtani és őslénytani vizsgálata. Geol. Hung. Ser. Paleont., fasc. 36. — Kovács L. (1962): A Devecser és Nyírad közti harmadkori terület földtani viszonyai. MÁFI Évi Jel. 1948. — Lóczy L. (1913): A Balaton környékének geológiája és morfológiája. A mediterrán emelet. A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei. Budapest. — Papp, A. (1963): Die biostratigraphische Gliederung des Neogens im Wiener Becken. Mitteil. der Geol. Ges. in Wien. 56. Bd. Hf. 1. — Sandberger, F. (1870-75): Die Land- und Süßwasser-Conchylien der Vorwelt. Wiesbaden. — Schröter Z. (1913): A mediterrán emelet kövületelehelvényei. (in Lóczy L.: A Balaton környékének geológiája és morfológiája. A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei. Budapest.) — Senes J. (1964): Faunenanalyse des paratethyschen Miozäns. Sbornik Geol. Vied. Západné karpáty, rad ZK-zv. 2, Bratislava. — Somos L.—Kókay J. (1960): Földtani megfigyelések a mecsekhegységi liászbán és miocénben. Földt. Közl. 90/3. — Strausz L.—Szalai T. (1943): A várpalotai felsőmediterrán kagylók. MKFI Évi Jel. függelék V. évf. 3. füz. — Strausz L. (1954): Várpalotai felsőmediterrán csigák. Geol. Hung. Ser. Paleont. Fasc. 25. — Strausz L. (1955): *Cerithium*-félék a Dunántúl közésmiocén rétegeiből. MÁFI Évk. XLIII. — Szalai T. (1936-38): Tapolca és környékének, valamint Zánka és Antal-telep között fekvő területnek földtani viszonyai. MKFI Évi Jel. — Vadász E. (1960): Magyarország földtana. Budapest. — Véghe S. (1960): A bakonyi hydrobiás mészkő rétegtani helyzete. Földt. Közl. 90. — Véghe S. (1963): Az E-i Bakony miocén képződményei. MÁFI Évi Jel. 1959. — Wenz, W. (1931): Süßwassermollusken aus den Mediterranablagerungen des Mecsekgebirges (Südwestungarn). Archiv. f. Molluskenkunde; 63.

Obertortonische Ablagerungen des Bakonygebirges

von

J. KÓKAY

Nach der neuen stratigraphischen Gliederung wird das Mittelmiozän, d. h. der Sedimentkomplex zwischen den Burdigal-Schichten, mit »Grossen-Pectiniden« (Haller-Schliere, Eggenburger Schichten usw.) und der sarmatischen Stufe in vier stratigraphische Einheiten (Stufen oder Unterstufen) gegliedert (Buday—Cich—Senes 1965; Papp 1963; Somos—Kókay 1960). Der vorliegende Aufsatz bezweckt den geologischen Werdegang des Obertorton (= Torton s. str.) im Raume des Bakonygebirges zu klären.

Vier Miozän-Vorkommen von Bedeutung sind im Raume des Gebirges bekannt. Über alle vier stehen uns zahlreiche Angaben sowohl aus Tagesaufschlüssen als auch aus Tiefbohrungen zur Verfügung. Diese vier Vorkommen sind folgende:

Várpalota. Dieses Gebiet liegt in der SO-Hälfte des Bakonygebirges und ist mit dem bekannten Braunkohlenbecken identisch. Die miozäne Transgression beginnt mit der marinen Schichtenfolge des Helvet s. str. (= Unterhelvet) (Kókay 1959); darauf folgen die Meeresablagerungen des Oberhelvets (»Karpatien«, Laaer-Serie, Helvet s. 1.). Die darüber lagernden untertortonischen Meeresablagerungen sind in den gut bekannten »Szabó'schen Sandgruben« aufgeschlossen (Strausz und Szalai 1943; Strausz 1954; Strausz 1955; Kecskeméti—Körmenyi 1962). Nach der Regression des untertortonischen Meeres (= »Lanzendorfer-Serie«, Lageniden-Horizont), nachdem gewisse Mengen von terrestrischem Sediment sich angehäuft haben, kam es wieder zu einer Transgression im Obertorton. Erst bildete sich ein Lignitflöz, worauf sich eine Brackwasser-Schichtenfolge abgelagerte. Im unmittelbaren Hangenden des Flözes lagerte sich eine Bank mit *Congeria*, *Theodorox* und *Bulimus* und dam eine maximum 150 m mächtige Diatomeen-Schichtenfolge ab, deren Formen auf ein oligo- bis miohalines Wasser hinweisen. Mit Vertiefung der Lagune verschwanden die Mollusken im unmittelbaren Hangenden des Lignitflözes, bzw. wurden sie näher zum Küstensaum verdrängt, wo das seichtere Wasser günstigere Bedingungen für ihr Leben sichern konnte. Gleichzeitig mit der diatomeenführenden schieferigen Tonfolge kamen im Küstensaum Molluskenton, -Sand, -Sandstein und -Kalkstein zur Ablagerung (Profil der Bohrung I. 86).

Die Bucht von Tapolca keilt sich in den SW-Teil des Bakonygebirges ein. Ein guter Anhaltspunkt zur modernen Ermittlung des Miozäns der Tapolcaer Bucht wurde durch die am Ufer des Plattensees abgeteufte Bohrung Szígliget-1 geliefert. Auf Grund dieser Erkundungskernbohrung wurde klar: auf dem triadischen Grundgebirge lagert eine Serie von untertortonischen Mergeln und Kalksteinen, deren Fauna und Ausbildung sich mit den gleichaltrigen Bildungen des Bakonygebirges gut korrelieren lassen. Über diesen Komplex folgt, mit einer scharfen Grenze, eine nur 4,2 m mächtige, vorwiegend kalkschlammige Brackwasser-Schichtgruppe mit marinen Einlagerungen, die sich eng der darüber lagernden sarmatischen Sedimentfolge anschliesst. Das lithologische Bild der dünnen Sedimentfolge ist den anderen gleichaltrigen Ausbildungen des Bakonygebirges fast vollkommen gleich. Von diesen weicht sie nur dadurch ab, dass sie auch solche Bildungen einschliesst, die Anklänge an ein Wasser mit höherem Salzgehalt zeigen. Ihre Fauna ist mit dem Fossilinhalt anderer obertortonischen Ablagerungen in Ungarn leicht zu identifizieren. Nach unseren Erfahrungen kommt beispielsweise die Art *Pirenella nodosoplicata* (Hörn.) nur in den obertortonischen Ablagerungen und im unteren Teil des Sarmats vor (Strausz 1955; Boda 1959; Kóka 1966). Die als neue Art beschriebene Form *Cardium manyense*, ist ausser ihrem hiesigen Vorkommen in den obertortonischen Schichten der sog. Bicskeer Bucht (zwischen dem Budaer und dem Gerecsgebirge) häufig. Auch die übrigen Faunenelemente widersprechen der obertortonischen Altersbestimmung nicht. In voller Übereinstimmung ist auch die stratigraphische Aufeinanderfolge mit der richtigen Altersbestimmung, d. h. mit der Lage zwischen dem Sarmat und dem Untertorton.

Das Gebiet von Devecser-Nyírád ist eine Einbuchtung im westlichen Teil des Gebirges. Auf die älteren Bildungen transgredierte das miozäne Meer mit den untertortonischen Ablagerungen, deren Ausbildung derjenigen der Tapolcaer Bucht ähnlich ist. Die Makro- und Mikrofauna dieser Ablagerungen beweist eindeutig das obertortonische Alter des Komplexes. Nach den Angaben der im Raume von Nyírád niedergebrachten Erkundungskernbohrungen auf Bauxit liegt zwischen dem sarmatischen Komplex und dem untertortonischen eine Schichtgruppe von Süßwasser- bis oligohalinen Ablagerungen, die anhand ihrer Fauna und Lithologie ins Obertorton gehört. Auf Grund der charakteristischen Angaben der Bohrung Nd. 899 ist der obertortonische Komplex 24 m mächtig und geht — wie es in der Tapolcaer Bucht der Fall ist — ohne Unterbrechung ins Sarmat hinüber. Auf Grund ihrer Faunen können Süßwasser-Ablagerungen (mit *Valvata*, *Limnaea* und *Bythinia*) und oligohaline, vorwiegend kalkschlammige Bildungen (mit *Theodoxus* und *Brotia*) unterschieden werden.

Auf das Miozän der Herender Bucht wurde in der monographischen Bearbeitung des Gebietes (Kóka 1966) ausführlich eingegangen. Dabei stellte ich, mit gewissem Vorbehalt, die oberhalb der untertortonischen Meeresschichtenfolge lagernde, 40 bis 50 m mächtige Serie von Bentonit und Kalkkonkretionen führenden, kalkschlammigen »Melanien«-Schichten [mit *Brotia escheri* (Brogt.)] ins Obertorton, wobei ich die endgültige Stellungnahme zu dieser Frage von der vorliegenden Auswertung des Westbakonyer Miozäns abhängig machte. Die besprochene Herender Schichtenfolge lässt sich anhand ihrer Fauna, Lagerungsverhältnisse, Lithologie und paläogeographischen Verbindungen mit dem soeben erwähnten obertortonischen Komplex des Raumes von Devecser-Nyírád einwandfrei parallelisieren. Auf diesem Grunde rechne ich die »Melanien«-Schichtenfolge von Herend — Bánd zum Obertorton.

Zusammenfassung: Die obertortonischen Bildungen des Bakonygebirges bestehen vorwiegend aus weitgehend ausgesüßten Meeresablagerungen. Trotzdem weisen sie keinen Regressions-Charakter auf, da sie oft sogar über die untertortonischen Ablagerungen transgredieren. In der westlichen Hälfte des Bakonygebirges (Tapolca, Devecser-Nyírád) bilden sie einen gemeinsamen Zyklus mit den sarmatischen Sedimenten. Das ist nicht allein hier der Fall, sondern auch in zahlreichen anderen Regionen der Paratethys, z. B. auch in der Umgebung von Budapest (Bartkó-Kóka 1966). Der vorwiegend oligohaline Charakter der obertortonischen Sedimentation ist auf orogenetische Bewegungen zurückzuführen.

Paläontologischer Teil

Familia: *Cardiidae*

Genus: *Cardium* Linné 1758

Cardium manyense nov. sp.

Derivatio nominis: nach dem Namen der Ortschaft Mány.

Holotypus: Aufbewahrt unter Nr. M. 66.963 in der Paläontologischen Sammlung des Ungarischen Nationalmuseums.

Locus typicus: Mány (Komitat Pest), Bohrung Mány-6, 215,10 bis 216,90 m.

Stratum typicum: Obertortonischer Ton.

Beschreibung: Klappen kleinwüchsig. Umriss beinahe oval, vorne abgerundet, gegen den hinteren Rand verlängert, bei manchen Exemplaren beinahe gespitzt. Die die Klappenoberfläche verzierenden Rippen sind im Vorderteil von halbkreisförmigem Schnitt, während die Querschnitte im hinteren Teil graduell in eine dreieckige Form übergehen, deren Dreieck bei manchen Formen vollkommen scharf ausgeprägt ist. Im Vorderteil sind die Rippen mit kleinen Schuppchen bedeckt. Eines der Hauptmerkmale der Art besteht darin, dass in der hinteren Hälfte der Klappe jede zweite Rippe niedriger, weniger erhaben, schwächer entwickelt ist, als die Zwischenrippen. Die Zahl der Rippen pro Exemplar variiert zwischen 17 und 20, sie beträgt am häufigsten 19, wie es auch beim Holotypus der Fall ist. Die Länge der angesammelten Exemplare ist 8 bis 14 mm, ihre Höhe 6 bis 10 mm. Die Höhe macht 64 bis 78% der Länge aus, meistens schwankt dieser Wert zwischen 70–75%. Die Zahl der vorliegenden Exemplare ist leider zu einer Variationsberechnung nicht genug. Masse des Holotyps: Länge = 11,7 mm, Höhe = 8,2 mm, $\frac{\text{Höhe} \cdot 100}{\text{Länge}} = 70,1\%$.

Die Art ist sehr variabel, entsprechend dem Milieu, in welchem sie lebte. Auf Grund der mit ihr vergesellschafteten Fauna (*Pirenella*, *Terebralia*, *Dorsanum*, *Theodoxus*, *Mohrenstermia*, *Hydrobia*, *Tapes*) mag nämlich die Art in einem brachyhalinen Wasser gelebt haben. In Sedimenten, die sich im Wasser normalen Salzgehaltes abgesetzt haben, kommt sie äusserst selten vor.

Der neuen Art stehen zwei bekannte Formen am nächsten. Die eine ist *Cardium edule arcella* Duj., eine in den untertortonischen Ablagerungen von Várpalota und Herend allgemein verbreitete Form (Strausz-Szalai 1943; Kókay 1966). Sie weicht von der Art aus Mány vor allem durch ihre höhere und kleinere Gestalt, ihre zahlreicheren Rippen von halbkreisförmigem Querschnitt ab. Die andere, der neuen Art nahestehende Form ist *Cardium praeplacatum* Hilb. sarmatischen Alters (Boda 1959). Sie unterscheidet sich von der Mányer Art vor allem durch ihre höhere Gestalt, und die kleinere Zahl ihrer rundlicheren Rippen. In geringem Masse kann es auch bei dieser Form beobachtet werden, dass im hinteren Teil der Schale jede zweite Rippe niedriger und schwächer entwickelt ist.

Die neue Art kommt in der pelitischen Sedimentfolge des Obertorton der Umgebung Mány – Zsámbék, meistens in Tonen, seltener in Mergeln vor. In einigen Zwischenlagerungen im Obertorton der Bohrung Szigliget-1 tritt sie ebenfalls häufig auf.

Familia: *Neuritidae*

Genus: *Theodoxus* Montfort 1810

Subgenus: *Calvertia*

Theodoxus (*Calvertia*?) *grateloupianus dentatus* nov. ssp.

Derivatio nominis: *dentatus* (lat.) = gezahnt.

Holotypus: Aufbewahrt unter Nr. M. 66. 964 in der Paläontologischen Sammlung des Ungarischen Nationalmuseums.

Locus typicus: Bánd, Bentonit-Grube.

Stratum typicum: Obertortonischer Ton oligohalinen Ursprungs.

Beschreibung: Der Art *Theodoxus grateloupianus* (Fér.) sehr nahestehende Form. Der wichtigste Unterschied von dieser liegt darin, dass bei den erwachsenen Exemplaren (manchmal auch bei den subjuvenilen Individuen) die innere Seite der Aussenlippe mehr oder weniger gekerbt ist. Schalenfarbe gewöhnlich dunkelbraun, seltener hellbraun bis beinahe weiss. Bei manchen Exemplaren lässt sich eine für die Art charakteristische schachbrettartige Färbung mit helleren und dunkleren Flecken beobachten.

Die neue Unterart kommt im obertortonischen »Brotien«-Ton von Herend – Bánd (Kókay 1966) und im Obertorton von Nyírad in Form von Abdrücken vor. Ebenfalls hierzu zähle ich diejenigen Hidaser Exemplare, die im Hydrobien-Ton des oberen Drittels des kohlenführenden Komplexes angetroffen worden sind. Die oben erwähnte Kerbung lässt sich bei diesen letzteren bloss auf einigen Exemplaren, äusserst schwach entwickelt, beobachten.

Auf Grund der Begleitfauna kann die neue Unterart nicht als eine Süßwasser-Form angesehen werden. Sie scheint in einem oligohalinen Wasser gelebt zu haben.

Masse des Holotyps: Breite = 9,0 mm, Höhe = 6,6 mm.

Familia: *Valvatidae*

Genus: *Valvata* O. F. Müller, 1774

Valvata hidasensis nov. sp.

Derivatio nominis: hidasensis = nach dem Namen der Ortschaft Hidas (Komitat Baranya).

Holotypus: Aufbewahrt unter Nr. M. 66. 965 in der Paläontologischen Sammlung des Ungarischen Nationalmuseums.

Locus typicus: Hidas (Komitat Baranya).

Stratum typicum: Obertortonischer Tonmergel in der unteren Hälfte des kohlenführenden Komplexes.

Beschreibung: Gehäuse klein, mit einem, an die Vertreter von *Viviparus* erinnernden Umriss, aus vier Windungen bestehend. Die einzelnen Windungen sind eckig konvex, stufenweise aufeinander folgend. Nahtlinien tief. Mündung oval, oben ein bisschen eckig. Lippe — hauptsächlich die innere — meistens auswärts gebogen. Nabel eng. Oberfläche glatt, aber oft mit Runzen. Varix-Bildungen bedeckt.

Die Art tritt in den »Valvaten«-Kalksteinschichten der bei Nyirád abgeteufte Bohrungen in Form von Abdrücken häufig auf. Ein einziges vollständiges Exemplar ist aus einer zwischengelagerten Tonschicht zum Vorschein gekommen (Bohrung Nđ. 764, 47,20 bis 47,80 m). Bei Hidas kann sie ebenfalls im obertortonischen kohlenführenden Komplex massenhaft angetroffen werden. Mit diesen stimmt die Nyiráder Form sehr gut überein. Die Ergebnisse der Variationsanalyse von 60 Exemplaren aus Hidas — Verhältnis der Gehäusebreite zur Gehäusehöhe in Prozenten ausgedrückt — sind wie folgt:

| v | Klasse | p |
|-----|--------|----------|
| 62% | 61–63% | 3 Stück |
| 65% | 64–66% | 9 Stück |
| 68% | 67–69% | 26 Stück |
| 71% | 70–72% | 15 Stück |
| 74% | 73–75% | 7 Stück |

(Siehe Abb. 1)

N = 60 Stück

Die Art steht *Valvata politioanei* Jekelius (1944) nahe, deren Windungen jedoch stark gewölbt, weniger treppenartig sind und deren Gestalt einer stämmigen *Hydrobia* ähnlich ist. In Hinblick darauf, dass in Nyirád nur ein einziges, vollständiges Exemplar angetroffen worden ist (die übrigen Funde waren, alle, Abdrücke), wird die Art zweckmässigerweise auf Grund eines aus Hidas stammenden Holotyps beschrieben. Denn in Hidas kann sie in ausgezeichnetem Erhaltungszustand massenhaft angetroffen werden.

Masse des Holotyps: Höhe = 2,2 mm, Breite = 1,5 mm, $\frac{\text{Breite} \cdot 100}{\text{Höhe}} = 68,2\%$.

Masse des Schalen-Exemplars aus Nyirád: Höhe = 1,8 mm und Breite = 1,3 mm, $\frac{\text{Breite} \cdot 100}{\text{Länge}} = 72,2\%$.

Anhand ihrer Masse, ihres Massverhältnisses und anderer Merkmale kann das Nyiráder Exemplar mit der Hidaser Art gut identifiziert werden. Die Höhe der Art schwankt zwischen 1,7 und 2,7 mm, ihre Breite zwischen 1,3 und 1,8 mm, wobei die Masse sich vorwiegend um diejenigen des Holotyps bewegen.

Sowohl in Nyirád, als auch in Hidas sind kleinwüchsige Vertreter von *Planorbis* mit der Art vergesellschaftet. Diese »Valvaten«-Bildungen sind aller Wahrscheinlichkeit nach von Süßwasser-Ursprung. Das vollständige Exemplar aus Nyirád wird von *Bythinia gracilis* (Operculi), *Gyraulus pavlovici*, *Limnaea* sp., *Brotia escheri* und *Chara*-Früchten begleitet.

LATERITESÉDÉSI RÉSZFOLYAMAT-VIZSGÁLATOK GUINEAI LATERITEKEN

Dr. BALKAY BÁLINT* — Dr. BÁRDOSSY GYÖRGY**

[(6 ábrával, 2 táblázattal, 3 táblával)]

Összefoglalás: A szerzők két guineai laterites mállási szelvény és több más szelvény egyes mintáinak részletes anyagvizsgálata alapján elemzik a laterites mállás részfolyamatait és ezek hatását a különböző kőzetekre. Megkülönböztetik a közvetlen és a közvetett lateritesedést. Az első részfolyamatnál a kiinduló kőzet szilikát-ásványai közvetlenül Al, Fe, Ti hidroxidokká és oxidokká bomlanak. A második esetben agyagásványok közbeiktatásával megy végbe a laterites mállás. A közvetett és a közvetlen lateritesedés egymással térben teljesen összefonódhat.

A rezisztifikáció részfolyamata kaolinit, metahalloysit és halloysit képződéséhez vezet a talajvízből való kicsapódás útján. Egyes ritka esetekben kolloid kovasav fészkek képződhetnek, melyek gélöregedés révén mikrokristályos kvarccá alakulnak. A vaspáncél-képződés a vas (kisebb mértékben Al, Mn) mobilizálódása, a talajvíz mozgásának megfelelő elvándorlása, majd kiválása által a kőzet tömörülését és jelentős cementálódását eredményezi.

A lateritesedés során a lehetséges ásványtani módosulatok közül elsősorban a legkisebb szabadenergia értékű ásványok irányában ható spontán kémiai folyamatként értelmezzük.

A trópusi mállási folyamatokat laterites, vagy ferrallites mállás néven foglalják össze; ez a gyűjtőnév azonban több kisebb-nagyobb fontosságú részfolyamatot takar. A málló anyakőzet sokféleségén kívül a részfolyamatok sokféle kapcsolódási lehetősége az oka annak, hogy a trópusi mállás termékei olyannyira változatosak, sokfélék. A következőkben két guineai laterites mállási szelvény részletes anyagvizsgálata és több más szelvény egyes mintáinak vizsgálata alapján elemezzük a trópusi mállás részfolyamatait és e részfolyamatok hatását a különböző kőzetekre. Vizsgálódásaink L a c r o i x, A. 1913-ból származó klasszikus laterit tanulmányaiból indulnak ki és szorosan kapcsolódnak a mai lateritkutatók, elsősorban Millot, G., Bonifas, M., L a j o i n i e, J. P. és M a i g n i e n, R. munkásságához. Minthogy ezek a problémakört főként geokémiai oldalról közelítették meg, jelen munkánkban inkább az ásványtani és közettani felépítés vizsgálatára helyezünk súlyt. Ásványtani anyagvizsgálatunk mennyiségi röntgendiffraktométeres módszerre épül (B á r d o s s y 1966), melyhez kiegészítésül mikroszkópos vékonycsiszolati, derivatográfós és elektronmikroszkópos vizsgálatok járultak. Az utóbbiak elkészítéséért Á r k o s i Klárának ezúton mondunk hálás köszönetet.

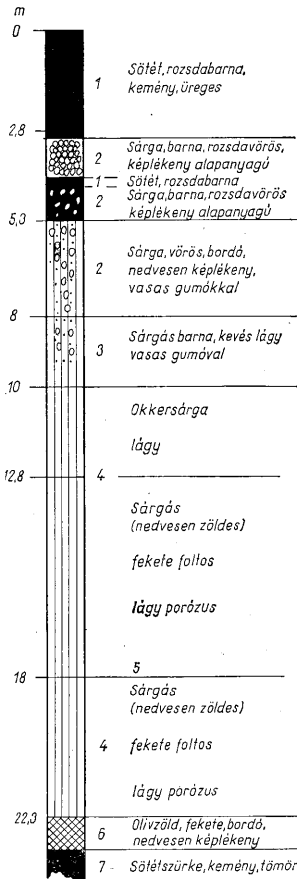
* ALUTERV, Budapest.

** Előadták a Magyarhoni Földtani Társulat Balatonalmádiban 1966. IX. 6-án tartott Vándorgyűlésén.

A szelvények leírása

Guinea földtani felépítésének főbb vonásaira vonatkozólag lásd B a l k a y B. (1965) dolgozatát.

1. Matotoi szelvény. A Guineai Köztársaság atlanti partján, a Conakry fővárost hordozó Kaloum-félszigeten mezozoós ultrabáziton, duniton települ. A vizsgált anyag a Guineában működő



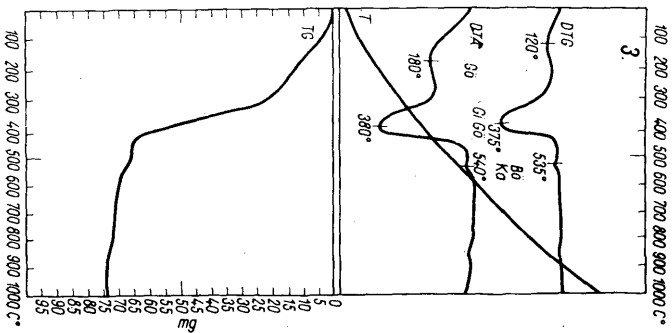
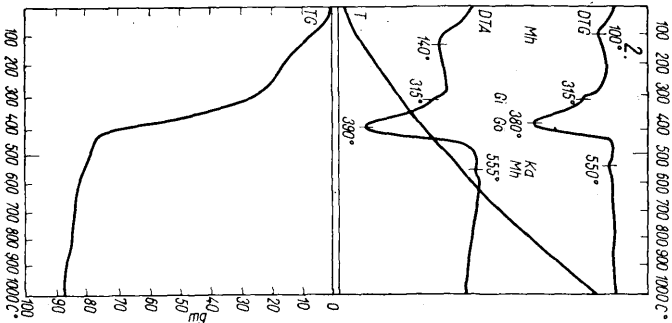
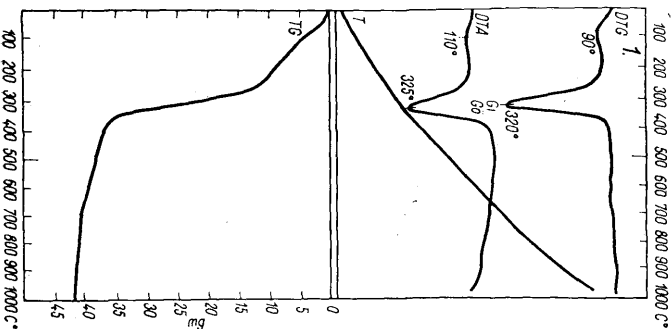
1. ábra. A Matoto-2. sz. fúrás szelvénye. J e l m a g y a r á z a t : 1. Tipikus vaspáncél, 2. Vaspáncélosodó lágylaterit, 3. Lágylaterit a vaspáncélképződés első nyomaival, 4. Tipikus lágylaterit, 5. Vízszint a fúrólukban 1964 V. 15-én, 6. Lágylaterit a dunitiszövet jól látható nyomaival, 7. Ép dunit, repedések mentén mállott

Fig. 1. Coupe du sondage Matoto-2. L é g e n d e : 1. Cuirasse typique, 2. Latérite tendre en voie de cuirassement, 3. Latérite tendre à premières traces de cuirassement, 4. Latérite tendre typique, 5. Niveau phréatique dans le trou, le 15. 5. 1964, 6. Latérite tendre à traces bien visibles de texture dunitique, 7. Dunit fraîche, altérée le long des lithoclastes

2. ábra. Derivatográfus felvételek. J e l m a g y a r á z a t : 1. Okkersárga porózus laterit, Matoto 2. sz. fúrás 10,0–12,60 m, 2. Képreparált sötétbarna vasknokréciók, Matoto 2. sz. fúrás 4,1–5,3 m, 3. Kemény sötétbarna vaspáncél, Matoto 2. sz. fúrás 0,0–2,8 m

Fig. 2. Courbes thermoanalytiques „derivatographe”. L é g e n d e : 1. Latérite jaune brunâtre très poreuse, Matoto-2. 10,0–12,6 m, 2. Nodules ferrugineuses brun foncé, Matoto-2. 4,1–5,3 m, 3. Cuirasse dure, ferrugineuse brun foncé, Matoto-2. 0,0–2,8 m; T = température, TG = courbe thermopondérale, DTG = courbe thermopondérale dérivée, DTA = courbe thermique différentielle





Balkay B. földtani irányításával mélyített fúrásból került ki és Ferencz K. szíves közreműködésével került Magyarországra. A fúrás folyamatos magvételrel készült. A vizsgálatok céljára 10 minta állt rendelkezésre. Ezek a szelvény egészének felépítését jól tükrözik (1. ábra).

A matotoi fúrás típusos lateritszelvény, ilyent a Kaloum-félszigetről, a Compagnie Minière de Conakry francia vasércbányatársaság fúrásaiból többszázat ismerünk. Hasonló vaslaterit-szelvényeket írt le Gaertner, H. R. és Schellmann, W. (1963) az indonéziai Kalimantan-szigetéről és a Fülöp-szigetektől.

A szelvény két folyamat hatását tükrözi: az első a dunit szorosabb értelemben vett laterites mállása, mely a topográfiai helyzettől, a felszínalatti vizek járásától és több más tényezőtől függően 20–220 m mélységig hatolt le és a dunitból eltávolított az alumíniumon, vason és titánon kívül, minden jelentősebb vegyi összetevőt. Ez a folyamat a dunit eredeti szövetének vázát megőrzi, ezért az alkáliák Ca, Mg, Si eltávazása jelentős térfogat-súlycsökkenést eredményez, melynek következtében a laterit térfogatsúlya esetenként 1 g cm⁻³-nél is kisebbé válhat (Bonifas, M. 1959). A kőzetanyag rendszerint okkersárga színű, rendkívül porózus, laza megjelenésű (X. tábla, 1.).

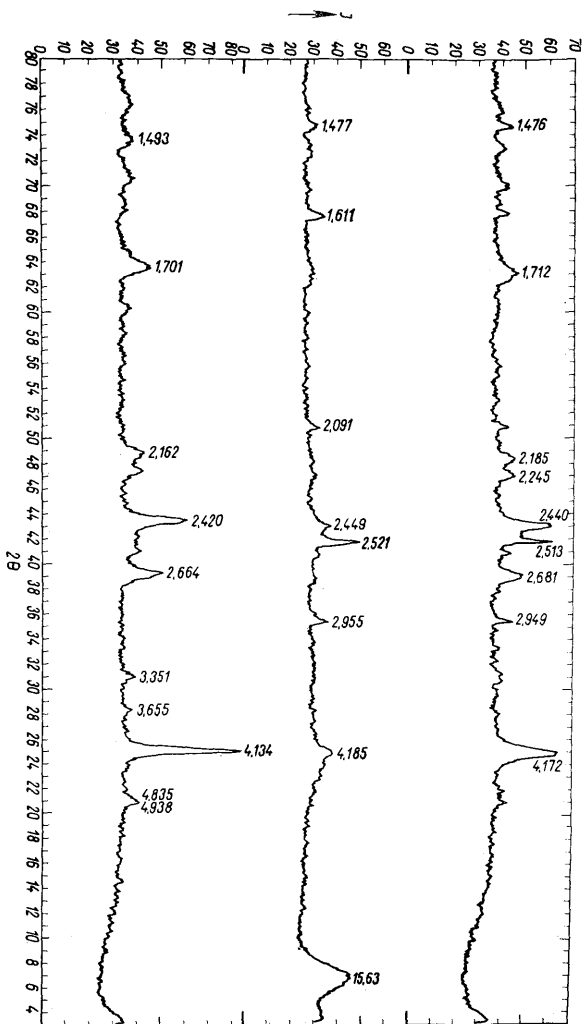
Ásványtani vizsgálataink szerint a dunit uralkodóan szerpentinesedett olivinből áll, kevés krómit, krómpikotit és magnetit kíséretében (I. táblázat). A laterites mállás első lépéseként a sötétszürke kemény dunit lazábbá válik és sárgásbarna színt nyer. Az olivin és szerpentin ásványok lebomlanak, helyüket nontronit, maghemit és igen rosszul kristályos goethit foglalja el. Kevés volkonsokit (krómtartalmú montmorillonit) jelenlétét is kimutattuk, ami azért figyelemre méltó, mert az egyébként rendkívül ellenálló krómit és krómpikotit lebomlását jelzi.

Az e felett következő szakaszban, 10 m mélységig a goethit válik uralkodóvá 15–30% maghemit kíséretében. A nontronit kaolinittá és metahalloysittá bomlik tovább, majd ez is eltűnik. Kis mennyiségben megjelenik a gibbsit és az anatóz. Az elektronmikroszkópos felvételen jól látszanak az átlagosan 0,5 μ hosszúságú, kéveszerűen elágazó goethit és maghemit lécecskék (X. tábla, 3.).

Az egész matotoi lateritszelvény legjellegzetesebb ásványa a goethit, mely alulról felfelé haladva egyre inkább uralkodóvá válik. Feltűnt, hogy röntgenreflexiói többé kevésbé eltérnek az irodalomban megadott értékektől. Norris, K. és Taylor, R. M. (1961), Correns, C. W. és Thiel, R. (1963), Thiel, R. (1963) és Schellmann, W. (1964) ezirányú vizsgálatai alapján ezeket az eltolódásokat izomorf alumíniumbeépülésként értelmezzük. A behelyettesítést számszerűen is értékelni tudtuk a (130), (111), (021), (140) reflexiók d értékei alapján. A kapott eredményeket az I. táblázatban tüntettük fel. Ezekből kiténik, hogy a behelyettesítés mértéke a szelvényben alulról felfelé nő. Ugrásszerű növekedést láthatunk a vaspáncélképződéssel kapcsolatosan (a vaspáncélképződés kérdését l. alább). A behelyettesítés maximumát, 20 mol % AlOOH-t a szelvény tetején levő kemény vaspáncélban észleltük. E nagymérvű alumínium-beépülést az időszertint csak úgy tudjuk magyarázni, hogy a vaspáncélképződés során egyidejűleg csapódott ki az oldatból a mobilizált vas és alumínium. Thiel, R. (1963) vizsgálatai szerint a fokozódó alumínium-beépüléssel csökken a goethit-kristallitok mérete: a tiszta

3. ábra. Matoto 2. sz. fúrás mintáinak röntgendiffraktométeres felvételei (Co K_α sugárzással 1°/perc) Magyarázata: Felül: okkersárga porózus laterit, 12,6–18,2 m; közepén: barnássárga porózus montmorillonit-nontronit-tartalmú laterit, 22,3–23,2 m; Alul: kipreparált sötétbarna vaskonkréciók, 2,8–4,1 m

Fig. 3. Diffractogrammes des échantillons du forage Matoto No. 2. (Co K_α rayonnement 1°/minute). Légend e: En haut: latérite poreuse, jaune brunâtre, 12,6–18,2 m; Au milieu: latérite poreuse, jaune brunâtre avec montmorillonite et nontronite, 22,3–23,2 m; En bas: nodules ferrugineuses, brun foncé, 2,8–4,1 m



goethit kristályok átlagosan 2000 Å hosszúak, 13 mol % AlOOH tartalomnál 1000 Å, 33%-nál már csak 300 Å hosszúak. A matotói minták elektronmikroszkópos felvételei is ezt mutatják (X. tábla, 3., 4.). 10 mol % AlOOH helyettesítés esetén átlagosan 4000 Å, 27% esetén 600 Å hosszúak a goethit-kristályok.

A derivatográfus felvételek tanúsága szerint a fokozódó alumíniumtartalommal a goethit endoterm csúcsa 320 °C-ról fokozatosan 380 °C-ra emelkedik (2. ábra).

V a l e t o n, J. (1966) indiai (Gujarat) lateritben 5–10 mol % AlOOH -helyettesítést talált. Hazai bauxit goethit-konkrécióiban 5–10% helyettesítést találtunk. Úgy véljük, hogy itt is a lateritesedésre és bauxitképződésre általánosan érvényes jelenségről van szó, amit hazai bauxitvizsgálatainknál a jövőben feltétlenül figyelembe kell venni.

A szelvény 18,2–22,3 m; 5,9–8,0 m; 0–2,8 m-ből származó mintáit több napon át 10%-os HCl-el forraltuk. Az oldási maradék mennyisége a két alsó mintában néhány tized %-ot, a felsőben 1,2%-ot tett ki. A legelső minta oldási maradéka krómítból és krómpikotitból, a középső csak krómpikotitból, a felső krómpikotitból és kvarcból tevődik össze. Az így kimutatott krómásványok a dunit eredeti krómásványtartalmának legfeljebb felét, vagy harmadát adhatják. Ugyanakkor a sósavas kezelés során keletkezett oldat krómtartalmú volt, ami arra utal, hogy a lateritesedés során valamilyen sósavban oldható krómoxid, vagy hidroxid ásvány keletkezhetett.

A szelvény néhány jellegzetes diffraktogramját a 3. ábrán mutatjuk be.

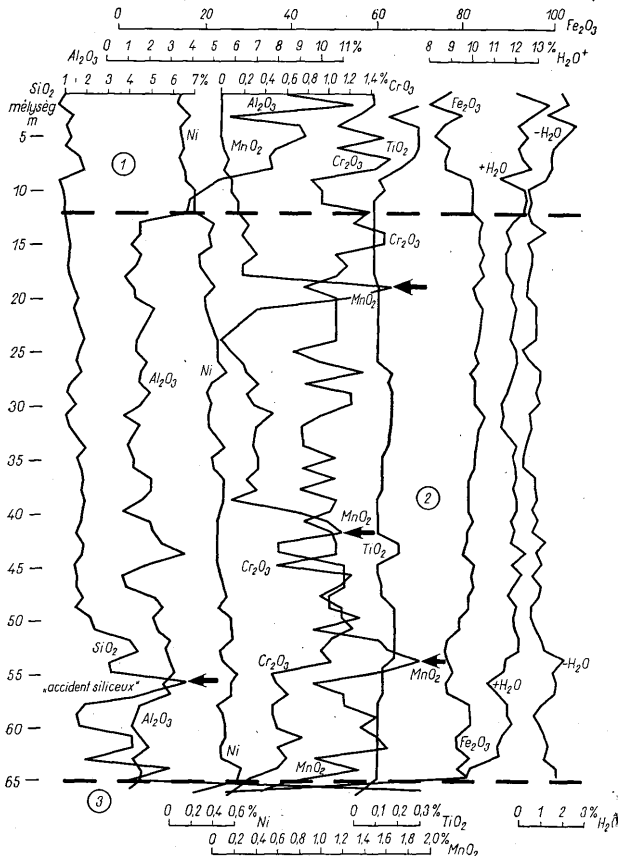
A szelvényben tükröződő második folyamat a vaspáncél (cuirasse, vagy ferrikrét) képződése, mely mindenütt a lateritesen mállott öv felső mintegy 10 m vastag övét érinti, a mállott öv mélységétől függetlenül. E folyamat során az alumínium kivételével minden fontosabb elem mobilizálódik. A dunit eredeti szerkezete is tönkremegy, térfogatsúly-növekedéssel járó tömörülés lép fel. Ezt tovább fokozza a mobilizált fervesítőanyagok kicsapódása, mely a vaspáncélt többszáz, sőt 1000 kg/cm² nyomószilárdságú kőzet cementálja. Ezt a nagyszilárdságú vasércet fejtik a Kaloum-félsziget külfejtéseiben, míg a mélyebb, porózusabb anyag jó vegyi összetétele ellenére, kis szilárdsága miatt nagyolvasztóban való kohósításra alkalmatlan.

A vaspáncél képződése felülről lefelé halad előre és egyre mélyebben hatol a porózus lateritba. A vizsgált szelvényben a 2,8 m-ig terjedő kemény páncél alatt először szabálytalanul elrendezett kemény vasas gumók láthatók a puha porózus alapanyagban, majd mélyebben ezek a gumók egyre ritkábbak, kisebbek és porózusabbak lesznek és 10 m mélységben ki is maradnak. Külön vizsgáltuk a laza, porózus alapanyagot és a kemény gumókat. Az utóbbiakban erősen feldúsul a goethit, míg az alapanyagban viszonylag több gibbsitet, böhmitet és hematitot találunk. A felső övben gyakori az 5–10%-os kaolinit- és metahalloysit-dúsulás, melyet a vaspáncélképződéssel kapcsolatos másodlagos ásványképződésre vezetünk vissza.

A szelvény tetején a porózus lateritet teljesen kiszorította a másodlagosan mobilizált vas. Kemény, sötétbarna színű líkacsos anyag ez; a líkacsok felszínét barnássárga bevonat borítja (X. tábla, 2.). Míg a kemény sötétbarna rész túlnyomóan goethitből áll, igen kevés gibbsit, böhmít, anatóz és kvarc kíséretében, addig a laza bevonatokban feltűnően dúsul a kaolinit, a metahalloysit és a kvarc. Az utóbbiról elképzelhető lenne, hogy a talajvízből csapódott ki, hasonlóan a B o n i f a s, M. által leírt kvarckiválásokhoz.

4. ábra. A kémiai összetevők koncentrációváltozásai lateritszelvényben a mélység függvényében, B o n i f a s (1959) adatai alapján. J e l m a g y a r á z a t: 1. Vaspáncélképződés öve, 2. Vegyi összetételváltozás, sok nélküli öv, a kovász és a mangán illuviális szintjeivel (az illuviális szinteket a fekete nyílak mutatják), 3. A lateritesedés öve

Fig. 4. Variations verticales de la composition chimique dans une coupe de latérite, d'après les données de B o n i f a s (1959). L é g e n d e: 1. Zone de cuirassement, 2. Zone sans changements chimiques essentiels, avec niveaux illuviaux du silice et du manganèse (indiqués par flèches noires), 3. Zone de latéritisation



Ennek ellene szól, hogy a kvarc itt nem fészkes-konkréciós megjelenésű, mint B o n i f a s leírásaiban, hanem 0,1–0,3 mm nagyságú különálló szemcsékben mutatkozik. A szemcsék gyengén koptatott volta, valamint az, hogy elsősorban a likacsok falán dúsulnak, amellel szól, hogy itt a néhány km-re levő tengerpart homokjából a szél útján befűjt finom kvarcsemmékről van szó.

A vaspáncékképződés során mobilizált elemek kémiai természetüktől függően a szelvény más és más részén csapódnak ki. A vas jórésze a szelvény legfelső részén, az esős és száraz évszakok váltakozásával megszabott oldattöménység-ingadozások függvényében; a mangán és a kovasav viszont a lateritszelvény mélyebb részén is kiválhat. A porózus laterit a matotoi szelvényben 12,6–18,2 m mélységben számos fekete futtatás járja át. Röntgenvizsgálataink szerint ezek litioforit ($\text{Li}_2\text{Mn}_2^{3+}\text{Al}_6\text{Mn}_{11}^{4+}\text{O}_{35} \cdot 14\text{H}_2\text{O}$) és todorokit ($\text{Mn}^{2+} \text{Ba Ca}_2\text{Mn}_6^{3+}\text{Mn}_{11}^{4+}\text{O}_{33} \cdot 8\text{H}_2\text{O}$) elegyének bizonyultak. B o u l a n d o n, J. és munkatársainak vizsgálatai szerint ezek az ásványok a laterites mangánércek jellegzetes ásványai (1965). A közelmúltban sikerült ezeket az ásványokat a hazai bauxit mangándús konkrécióban és a fekvő határán levő vas- és mangándús kérgében is kimutatnunk. Úgy véljük, hogy az általánosan elterjedt oxidos és hidroxidos mangánásványokkal szemben ezek a lateritesedés és bauxitosodás jellegzetes, különleges mangánásványai.

Jóval ritkábbak a B o n i f a s, M. (1959) által „accidents siliceux” néven leírt kovasavkiválások, melyek a szelvény mélyebb részén valószínűleg ugyancsak a vaspáncékképződés során mobilizált kovasavból képződtek.

A kémiai összetétel változásait a szelvényben a 4. ábra mutatja a Cie Minière de Conakry által meghatározott, B o n i f a s, M. (1959) dolgozatában közölt adatok alapján. Látható, hogy a legtöbb elem koncentrációja 10 m körüli mélységben változik: ez a vaspáncékképződés okozta összetételváltozás. A szelvény talpán sokkal erőteljesebb változás látható: ez a dunit és laterit közötti átmenet, a voltaképpeni lateritesedés folyamatának következménye. Az ábrán nyílal jelöltük a fentemlített mangán- és kovadúsulásokat.

A vasvegyületek mobilizációjuk során nemcsak függőlegesen mozoghatnak a szelvényben, hanem oldalt is, a lejtőn lefelé szivároghva (M a i g n i e n, R. 1958). A matotoi

Matoto 2. sz. fúrás

| Mélység m | Kőzetleírás | Gibbsit | Böhmit | Coethit | Hematit | Magténit | Anatáz | Kvarc |
|--------------|--|---------|--------|---------|---------|----------|--------|-------|
| | | % | % | % | % | % | % | % |
| 0,0–2,8 | kemény s. barna rész | 7 | 2 | 85 | — | — | 2 | 4 |
| 0,0–2,8 | laza barnássárga rész | 8 | 1 | 83 | — | — | 2 | 22 |
| 2,8–4,1 | kemény s. barna rész | 12 | — | 83 | — | — | 2 | — |
| 2,8–4,1 | laza sárgásbarna rész | 18 | 3 | 66 | 2 | — | 2 | — |
| 4,1–5,3 | rozsdabarna kemény részekkel | 15 | — | 71 | 3 | — | 1 | — |
| 5,3–8,0 | vörösbarna porózus | 12 | — | 58 | — | — | 1 | — |
| 8,0–10,0 | okkersárga hűspiros foltokkal | 9 | — | 70 | 15 | — | 2 | 0,1 |
| 10,0–12,6 | okkersárga porózus | 8 | — | 72 | — | 18 | 2 | — |
| 12,6–18,2 | okkersárga porózus fekete futtatással | 1 | — | 58 | — | 30 | 1 | — |
| 18,2–22,3 | okkersárga porózus | — | — | 57 | — | 20 | 1 | — |
| 22,3–23,2 | sárgásbarna szürkés pety- tyekkel | — | — | 34 | — | 30 | — | — |
| 23,2 alatt | dunit sárgásbarna mállott | — | — | 10 | — | 15 | — | — |
| 23,2 alatt | dunit szürke kemény | — | — | 2 | — | — | — | — |

körzetben ezt igazolja az a megfigyelés, hogy a tengerpart finom homokját a lateritből eredő kis források, csurgók laza, rozsdavörös homokkővé cementálják össze.

A felső, vaspáncél-övben az ásványos összetétel is jellegzetes változásokat mutat. A goethit egyre uralkodóbbá válik, a maghemit kimarad, helyét a hematit veszi át, majd legfelül az is eltűnik (I. táblázat). Kissé dúsul a gibbsit és anatóz, a szelvény tetején kevés böhmít is megjelentek.

2. Kassongoni szelvény. A szelvény Boké városa mellett Kassongoni falucskánál észlelhető. Itt vasútépítéssel kapcsolatban kis kőfejtőt nyitottak. A kőfejtőben vízszintesen települt, friss állapotban fekete, mállottan sárgás-lilás-rózsaszín gotlandi graptolitás pala alatt szubvulkáni dolerittestet tártak fel (5. ábra). A dolerit főtömege ép, szürke, kemény; a gotlandi palával érintkező része azonban 1–2 m vastagságban lateritesedett. A dolerit lateritesedése jóval erőteljesebb, mint a felette települő gotlandi pala igen gyenge laterites mállása. Hasonló szelvényt láthatunk Kassongonittól kb. 1 km távolságra a Batafon patak hídjá közelében létesített vasúti bevágásban is.

A kassongoni kőfejtő dolerit és pala rétegsorának 10 mintája Wood, A., a Harvey Aluminum Co. geológusa szívésségéből került Magyarországra. Ezeket végeztünk részletes anyagvizsgálatot.

A szelvény érdekessége, hogy két rendkívül különböző mállékonyságú kőzet együttes viselkedését mutatja. A gotlandi pala szelvénye típusosnak mondható, a gotlandi pala elterjedési területéről sok hasonlót ismerünk. A friss pala nagyrészt szericitből-illitből, finom kvarcból álló kőzet, sötét színét szerves anyag és kevés pirit adja. A lateritesedés során az utóbbi goethitté és hematittá mállik; a szericit, illit és a kvarc helyét kaolinit foglalja el. A kőzet megtartja tömött egynemű jellegét. A rétegzettségre merőleges vékonycsiszolatban jól látszanak a hajdani pirit és szervesanyag helyére lépett vasásványok és a rendkívül finomszemcsés kaolinites-szericités-illites-kvarcos alapanyag (XI. tábla, 1.).

A szelvény felső két méterében pirofillit található (II. táblázat). Ezt az ásványt bauxitból kis mennyiségben már Jugoszláviában Tučan (1934), a Szovjetunióban Beneszlavszkij, S. J. (1963) kimutatta. Tudomásunk szerint lateritszelvényből

I. táblázat — Tableau I.

ateritszelvénye

| Kaolinit | Metahalloysit | Halloysit | Nontromit Mont-morillonit | Krómít Krómpikotit | Szerpentin ásványok | Olivin | Lithiophorit Todorokit | Magnetit | AlO (OH) helyettesítés a goethitben | |
|----------|---------------|-----------|---------------------------|--------------------|---------------------|--------|------------------------|----------|-------------------------------------|----|
| | | | | | | | | | dm | % |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | 2,419 | 29 |
| +33 → | — | — | — | — | — | — | — | — | 2,420 | 27 |
| 9 | — | — | — | — | — | — | — | — | 2,420 | 27 |
| +10 → | — | — | — | — | — | — | — | — | 2,426 | 22 |
| +6 → | — | — | — | 0,2 | — | — | — | — | 2,439 | 11 |
| — | ny | 4 | — | — | — | — | — | — | 2,440 | 10 |
| — | — | — | — | — | — | — | II | — | 2,440 | 9 |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | 2,440 | 10 |
| +22 → | — | — | 36 | 0,1 | — | — | — | — | 2,443 | 7 |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | 2,445 | 6 |
| — | — | — | *12 | 1 | 54 | 3 | — | — | — | — |
| — | — | — | — | 1 | 87 | 9 | — | — | — | — |

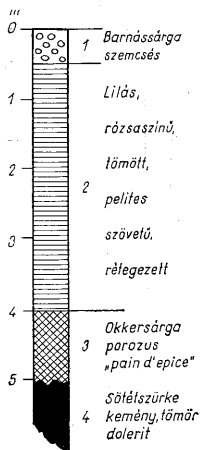
* kevés volkonskait jelenléte kimutatható

| Mélység m | Kőzetleírás | LATERIT | Gibbsit | Böhmit | Goethit | Hematit | Maghemit | Anatáz |
|--------------|--|---------|---------|--------|---------|---------|----------|--------|
| | | | % | % | % | % | % | % |
| 0,0—0,5 | barnássárga szemcsés | | 62 | — | 12 | — | — | 1 |
| 0,5—1,0 | lilás rózsaszínű | | — | — | 8 | 7 | — | 1 |
| 1,0—1,5 | „ „ | | — | — | 4 | 3 | — | 1 |
| 1,5—2,0 | „ „ | | — | — | 5 | 4 | — | 1 |
| 2,0—2,5 | „ „ | | — | — | 6 | — | — | 1/2 |
| 2,5—3,0 | „ „ | | — | — | 5 | — | — | 1/2 |
| 3,0—3,5 | „ „ | | — | — | 4 | 3 | — | — |
| 3,5—4,0 | sárgás-lilás rózsaszínű dolerit lateritesedett „pain d'épices” dolerit szürke kemény | | 37 | ny | 7 | 4 | — | — |
| | | | — | — | 9 | — | 8 | 2 |

eddig még nem volt ismeretes. Véleményünk szerint a rossz vízáteresztő palában a szericit és illit lassú kilúgása csak a káliumot távolította el és a rétegrács teljes felbomlása nélkül pirofillit képződését eredményezte.

Az elektronmikroszkópos felvétel szerint (XI. tábla, 2.) az ásványszemcsék itt átlagosan 0,5—0,5 nagyságúak, pelyhes megjelenésűek, kevés jól kivehető kristálylap-pal. Ugyancsak figyelemreméltó, hogy a szelvényben felfelé haladva a gotlandi pala eredeti titánásványát, a rutilt fokozatosan anatáz helyettesíti.

A szelvény felső része azt mutatja, hogy a vaspáncélképződés nem mindenütt kísértője a lateritesedésnek. Sőt, a szelvény legfelső félméterében oldalirányú kilúgzás és oldateltávozás következtében jelentős gibbsit-dúsulás figyelhető meg. Az újonnan képződött gibbsit a vékonycsiszolati vizsgálat tanulsága szerint az előzőknél jóval nagyobb



5. ábra. A kassongoni kövejtő szelvénye. Jel magyarázat: 1. gibbsitesedett gotlandi pala, 2. agyagosan lateritesedett gotlandi pala, 3. erősen lateritesedett dolerit „mézeskalács” szövettel, 4. sötétszürke kemény, üde dolerit

Fig. 5. Coupe de la carrière de Kassongoni. I, é g n d e: 1. Schiste gotlandien fortement latéritisé (gibbsitisé), 2. Schiste gotlandien faiblement latéritisé, 3. Dolérite fortement latéritisé, „pain d'épices”, 4. Dolérite gris foncée dure, non altérée

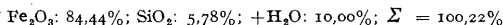
szelvény

II táblázat — Tableau II.

| Rutil | Kvarc | Kaolinit | Sudoit | Montmoril- lonit | Szercit- illit | Pirofillit | Labrador | Pigeonit | Tremolit- amfibol | „limonit” |
|-------|-------|----------|--------|---------------------|-------------------|------------|----------|----------|----------------------|-----------|
| % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % |
| — | 7 | 2 | 8 | — | 4 | 4 | — | — | — | — |
| 1/2 | 3 | 46 | — | — | 28 | 6 | — | — | — | — |
| I | 5 | 53 | — | — | 25 | 8 | — | — | — | — |
| I | 6 | 58 | — | — | 22 | 3 | — | — | — | — |
| 1/2 | 4 | 65 | — | — | 23 | — | — | — | — | — |
| 1,5 | 11 | 58 | — | — | 24 | — | — | — | — | — |
| I | 24 | 30 | — | — | 38 | — | — | — | — | — |
| I | 10 | 35 | — | — | 43 | — | — | — | — | — |
| — | 13 | 2 | 15 | <1 | — | — | 4 | — | — | 8 |
| — | 22 | — | 2 | 2 | — | — | 45 | 23 | 6 | — |

szemű idiomorf lécecskéket és álhatszögös táblácskákat alkot (XI. tábla, 3.). Ilyen felszíni gibbsitdúsulást a bauxitkutatás kezdeti szakaszában, majd a későbbi helikopteres gyors áttekintő kutatás során gyakran minősítettek és vélték vastag, műrevaló bauxittelepnek. Az ezt követő fúrások és árkolások azonban ugyanott a kassongonihoz hasonló szelvényeket tártak fel, melyekben a felszín közelében már agyagosan lateritesedett, értéktelen gotlandi pala volt található.

A szelvény mélyebb részén a dolerit lateritesedését figyelhetjük meg. Az üde dolerit sötétszürke kemény kőzet, ásványos összetételét a 2. táblázat mutatja. Az üde kőzet éles határral okkersárga, erősen porózus, lateritesedett dolerittal érintkezik. Bár az eredeti ásványok jórészt elbomlottak, a porózus laterit, a „pain d'épices” („püspökkenyér”, L a c r o i x, 1913) megőrizte a dolerit jellegzetes kőzetszövetét. Legfontosabb új ásványfázis a gibbsit, ezt kevesebb goethit, maghemit, valamint sudoit kíséri. Kimutatható volt továbbá egy D a s g u p t a, D. R. és M a i t r a, J. C. (1952) által „limonit” néven leírt ferrilhidroxid-ásvány, mely 4,205 (10); 2,719 (60); 2,414 (80); 2,220 (40); 1,758 (60)-nál jelentkező reflexiói által mind az irodalom szerinti tiszta goethittől, mind az alumínium-tartalmú goethittől biztosan megkülönböztethető. Feltehetően itt egy másjellegű izomorf helyettesítés okozza a reflexiók ilyen nagyfokú eltolódását. Erre vall a fenti szerzők által adott vegyelemzés is:



Ezt az ásványt egyedül ebben a mintában észleltük.

Figyelmet érdemel még, hogy a dolerit eredeti kvarctartalma a „pain d'épices”-ben közel a felére csökkent, ami a lateritesedésnek ezzel az ellenálló ásvánnyal szembeni hatékonyságát mutatja. A lateritesedés a felszínről beszivárgó csapadékból származó talajvíz hatására ment végbe, mely az egyébként vízzáró gotlandi pala kőzetrésein át jutott a doleritbe. A szelvény világosan megmutatja, hogy a lateritesedés a felszínnel, a növénytakaróval való közvetlen kapcsolat nélkül is végbemegy, és a vizsgált szelvényben a gotlandi pala alatt, a könnyen lateritesedő dolerit felszínén fejt ki legerősebb hatását. A doleritben elvileg ugyan lehetne a gotlandi palát kikerülő oldalirányú talajvízmozgással számolni, de mivel a környéken tudomásunk szerint a dolerit csakis az elmúlt években létesített mesterséges feltárásokban van meg a felszínen, természetesen feltárása pedig nincsen, joggal feltételezzük, hogy a dolerithez hozzájutó víz mind a gotlandi palán át kerül a kőzethez.

3. K a s s a - s z i g e t e. A matotói szelvénytől néhány km-re, Conakry városa előtt a tengerben, Kassa szigetén nefelinszienit lateritesedése egészen más mállástermékeket szolgáltatott. A nefelinszienit átlagos összetétele B o n i f a s, M. (1959) szerint, valamint saját vizsgálataink alapján a következők:

| | | | |
|-----------|--------|-----------------|-------|
| ortoklász | 30–40% | amfibol-piroxén | 7–10% |
| albit | 25–35% | titanomagnetit | 4–7% |
| nefelin | 15–25% | ilmenit | 1–2% |
| titanit | | | 1–2% |

Az üde kőzet világosszürke, kemény, kristályoszemcsés. Felszínén több helyütt 2–4 mm vastag szürkésfehér porózus kéreg figyelhető meg. Vizsgálataink szerint e kéregben a nefelinszienit ásványai helyébe 30–50% gibbsit lép. Figyelemre méltó, hogy e kéregben agyagásványok nem voltak kimutathatók. Ezt az éles határral előrenyomuló lateritesedést L a c r o i x, A. 1913-ban már megfigyelte a szigeten.

A lateritszelvény alja sokhelyütt 2–5 m vastagságban sárga vagy rózsaszínű, porózus, likacsos, kiváló minőségű lateritbauxitból áll. Egy a West-Horace külfejtésből vett minta vizsgálataink szerint 84% gibbsit, 7% maghemit, 4% goethit, 1% anataz, 3% titanomagnetit és 1% ilmenit összetételűnek bizonyult. Az utóbbi két ásvány 0,1–2,0 mm nagyságú fekete szemcsék formájában a kőzetben szabadszemmel is felismerhető. A nefelinszienitből csupán ezek a rezisztit-ásványok álltak ellent a lateritesedésnek. A kőzetből kiiszapolva és külön feldúsítva is vizsgáltuk őket. A vizsgálat eredménye a titanomagnetit és ilmenit jelenlétét igazolta. Néhány a titanomagnetit-szemcsék hematitosodását is észlelni lehetett.

A likacsos bauxit vékonycsiszolatán is felismerhető még a nefelinszienit eredeti szövete, a hajdani földpátlécek helyét kitöltő gibbsit, valamint az apró repedések mentén koncentrálódo vasásványok (II. tábla, 4.). Az elektronmikroszkópos felvételek szerint a gibbsit-kristálykák viszonylag nagyok, gyakran 1μ -t meghaladó átmérőjűek, álhatszögletes megjelenésűek; gyakoriak a jólfejlett egyes kristálylécek (XII. tábla, 1.).

A bauxitfekvő térszínének mélyebb részein halványlila, fehérpettyes, puha, kissé porózus agyagos laterit található. Vizsgálataink szerint 97% kaolinitből áll, 2% hematit és 1% gibbsit kíséretében. Itt tehát, a pangó talajvízzel átitatott részeken a lateritesedés az előzőtől alapvetően eltérő agyagos mállásterméket szolgáltatott. Ezt a kaolinos lateritesedést is leírta már L a c r o i x, A. (1913) a Los-szigetekről.

A Kassa-szigeti lateritszelvény felső része sokhelyütt kisebb-nagyobb áthalmazott lateritgörgetegből áll. Vizsgálataink szerint az egyes görgetegek kémiai és ásványos összetételben alig különböznek, ami az áthalmazás igen rövid szállítástávolságára vall. A szigeten nagy szállítási távolság nem is áll rendelkezésre. Példaképpen három egymás mellett elhelyezkedő lateritgörgeteg kémiai összetételét mutatjuk be*.

| Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | SiO ₂ | TiO ₂ | +H ₂ O |
|--------------------------------|--------------------------------|------------------|------------------|-------------------|
| 55,6% | 8,7% | 0,5% | 1,6% | 30,9% |
| 55,6% | 7,4% | 3,1% | 0,7% | 30,6% |
| 56,3% | 8,2% | 1,1% | 1,7% | 31,2% |

Megjegyezzük, hogy B o n i f a s, M. (1959) nem ismerte fel a Kassa-szigeti lateritszelvény egy részének áthalmazott voltát.

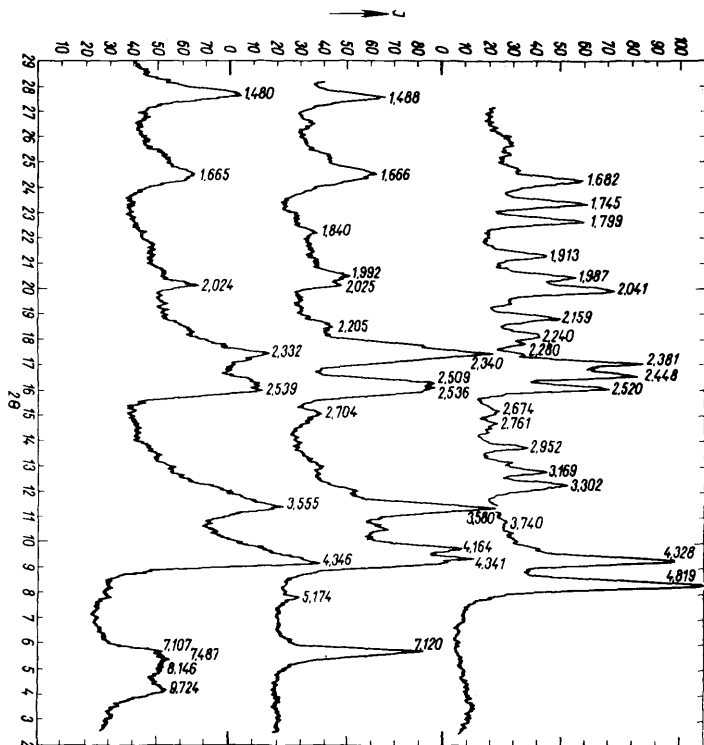
A szelvény tetején itt is kialakult 1–3 m vastag vaspáncél, mely B o n i f a s, M. vizsgálatai szerint az itteni bauxiton — a nagyobb vastartalmú anyagok lateritjaival

* A vegyelemzések a Kémiai Kutatóintézetben készültek.

ellentétben — túlnyomórészt (60%) gibbsitből áll, de mellette feldúsul a goethit (20%), a maghemitet pedig hematit váltja fel (10%).

Az áthalmozott lateritet néhol több cm széles sárgás-fehér erek járják át. Ezek vizsgálataink szerint kaolinit, halloysit és hidrohalloysit (endellit) rendkívül szoros szerkezeti elegyből állnak.

A 6. ábra a Kassa-szigetről vizsgált minták néhány jellegzetes diffraktogramját mutatja be.



6. ábra. Kassa-szigeti minták röntgendiffraktométeres felvételei ($\text{Mo K}\alpha$ sugárzással $1/2^\circ/\text{perc}$). Magyarázat: Felül: sárga, likacsos, jó minőségű lateritbauxit; Középen: halványilla kaolinos laterit; Alul: fehér hasadékköltés áthalmozott bauxitban (kaolinnal, halloysittal és endellittel)

Fig. 6. Diffractiongrammes des échantillons de l'Ile de Kassa ($\text{Mo K}\alpha$ rayonnement $1/2^\circ/\text{minute}$). I, é g e n d e: En haut: bauxite latéritique, vacuolaire, jaune; Au milieu: latérite kaolinique, violet clair; En bas: remplissage de fissure, blanche dans une bauxite remaniée avec kaolinite, halloysite et endellite

4. **Coyah — Wodidé.** Coyah kisváros közelében, Wodidé nevű falucska mellett a **Ferencz K.** által részletesen térképezett migmatit- és pegmatitmezőt dolerit-lér töri át. A dolerit lateritesedését a telér felszíni feltárásából származó, **Ferencz K.** gyűjtötte mintán vizsgáltuk. Az üde, kemény, sötétszürke színű dolerit ásványos összetételben nagyjából megegyezett a Kassongoni-i szelvény üde doleritjével. A lateritesedett dolerit éles határral érintkezik az üde kőzettel. Barnássárga színű, porózus anyag, mely a lateritesedés ellenére megőrizte a dolerit eredeti szövetét (XII. tábla, 2.). A lateritesedés itt teljesebb, mint a Kassongoni-i szelvényben. Röntgenvizsgálataink szerint a laterit nagyrészt (70%) gibbsitből áll. A dolerit eredeti ásványai a kvarc kivételével mind elbomlottak, sőt a kvarc mennyisége is erősen lecsökkent (15%). A laterit barnássárga színét 10% goethit és 5% maghemit adja. Figyelemre méltó, hogy a laterit nem tartalmaz kimutatható mennyiségű agyagásványt. Vékonycsiszolatban (XII. tábla, 3.) is felismerhető az ép és a teljesen lateritesedett dolerit éles határfelülete. A kép jobboldalán a földpátlécecskék helyét gibbsit tölti ki, a vasásványok pedig a lécecskék közti alapananyagban koncentrálnak.

Ugyanez a kiinduló kőzet tehát a felszínen, jobb kilúgozási körülmények között erősebben lateritesedett, mint Kassongoninál, ahol a fedő gotlandi pala megakadályozta az erőteljesebb kilúgozást.

Következtetések

A vizsgált szelvények és az irodalmi adatok alapján a lateritesedés következő részfolyamatait lehet megkülönböztetni:

1. **Közvetlen lateritesedés.** A kiinduló kőzet szilikát-ásványai közvetlenül Al, Fe, Ti hidroxidokká és oxidokká bomlanak. Az ép kiinduló kőzet és a laterit éles határral érintkezik. A lateritesedés során ez a „reakciófelület” nyomul előre. Az előbbiekben leírt Kassa-szigeti és Coyah-Wodidé-i szelvényeken kívül a braziliai Pocos de Caldas-ban (**Webber** 1959) és Sierra Leonében (**Weisse, G.** szóbeli közlése) is hasonló éles „reakciófelület” ismerhető fel. Minthogy az üde, ép kőzet rendszerint tömött, rossz vízvezető, a reakciófelületről a kioldódott mállástermékek eltávolítása — amely elengedhetetlen feltétele a lateritesedés további előrehaladásának — szükségképpen a felülettel párhuzamos, oldalirányú odatmozgással kell történjen. A közvetlen lateritesedés feltétele a csapadékos klíma és jó vízvezetés által biztosított erőteljes kilúgozás, a gyengén lúgos ill. semleges pH, a viszonylag magas Eh. A mikroorganizmusok szerepe is lényeges lehet.

2. **Közvetett lateritesedés.** A kiinduló kőzetből agyagásványok kibekiktatásával jönnek létre az Al, Fe, Ti hidroxidjai és oxidjai. Ilyenkor több méteren át fokozatos átmenet figyelhető meg az üde alapkőzettől az agyagásványt nem vagy alig tartalmazó lateritig. A közvetett lateritesedés során előbb még alkáliákat és alkáliföldfémeket is tartalmazó agyagásványok keletkeznek (montmorillonit, nontronit, illit, trioktaédres klorit, ill. ezek kevert rácsszerkezetei). A fokozatos kilúgozás ezekből tisztán Al- és Si-tartalmú agyagásványokat (kaolinit, metahalloysit, halloysit, hidrohalloysit, sudoit és pirofillit) hoz létre. Ezt láttuk a matotoi szelvény alsó részén, a kassongoni szelvény gotlandi palájában, valamint Kassa-sziget halványlila agyagos lateritjében. Hasonló laterit-szelvények ismeretesek Arkansas, India, Indonézia, Guyana, és Surinam területéről. **Weisse, G.** (1964) szerint ez a lateritesedés gyakoribb formája.

A lassan tovább ható kilúgozás végül az agyagásványokat is elbontja, a kőzetből Al, Fe, Ti hidroxidok és oxidok maradnak vissza a kőzetben. A kassongoni szelvény gotlandi palájában a közvetett lateritesedés a kőzet rossz vízáteresztőképessége miatt megrekedt az agyagosodás stádiumában, a legfelső félméteres szakasz kivételével. Ugyanennek

a gotlandi palának áthalmazott törmeléke Fria térségében kiváló minőségű bauxittá lateritesedett (XII. tábla, 4.). A lazán felhalmozódott gotlandi palatörmelék jó vízvezető-képessége ugyanazon kiindulókőzet sokkal teljesebb lateritesedését eredményezte.

A közvetett lateritesedés tehát ott megy végbe, ahol a kiülégzés gyengébb. Ennek oka lehet rosszabb vízvezetés (akár a kőzetek vagy a laterit rosszabb vízvezető-képessége, akár a lateritösszetétel és a fekvőjének kedvezőtlen vízföldtani konfigurációja miatt), a pH gyengén savas jellege, az alacsonyabb Eh, és stagnáló, pangó talajvíz a szelvény pórusai-ban.

A közvetett és a közvetlen lateritesedés térben teljesen összefonódhat. Ezt láttuk például Kassa-szigetén, ahol egymás közelében tiszta lateritbauxit és agyagjellegű laterit található. A kassongoni szelvény mállott doleritfelszínén a fedő gotlandi pala által lelassított kiülégzés következtében a két részfolyamat nemcsak térben fonódott össze, de időben is egymással párhuzamosan haladt: a földpát részben közvetlenül gibbsitté, részben agyagásványokká bomlott le.

3. Reszilizáció. E kifejezést itt gyűjtőfogalomként használjuk minden olyan folyamatra, mely a laterit vegyi összetételében a kovasav-mennyiség növekedésével jár. Sokféle ilyen folyamat lehetséges. A lateritszelvény felső részén fészkeszerűen agyagásványok jelenhetnek meg (kaolinit, metahalloysit). Ilyent láthatunk a matotoi szelvény felső részében is. A bauxiton átszívárgó talajvízből kovasav vált ki és az alumíniumhidroxidásványokkal agyagásványokká egyesült. Bár a folyamat mechanizmusát részleteiben nem ismerjük, valószínű, hogy a gibbsit legalábbis pillanatserű oldatbamenetelen át jut el az agyagásványos végeredmékig.

A Kassa-szigetéről leírt agyagos repedéskitöltés esetében inkább Al és Si együttes kiválását tételezzük fel, talajvízből. Mindkét esetben a másodlagos agyagásványosodás a pórusok kitöltésével, a laterit porozításának erős csökkenésével jár. Hasonló folyamatot észlelt Bonifas, M. is (1959) guineai laterit-vizsgálatai során. Néhány esetben azt is tapasztalta, hogy kolloid kovasavkiválásokból ikrokristályos kvarcfészkek keletkeztek. Az ilyeneket főként a szelvény mély részén észlelte és a száraz és esős évszak váltakozásával járó pH-változással magyarázta a kovasav kicsapódását. Az ilyen tiszta, másodlagos kovakiválások a lateritszelvényekben igen ritkák, keletkezésük körülményei nem teljesen tisztázottak.

Végső fokon reszilizációs folyamat a matotoi szelvény legfelső részéről leírt szélhordta kvarcsemcsék behordása is.

4. Vaspáncéliképződés. Ezt a folyamatot sokáig a laterites mállás szerves részének tartották, mert a vaspáncél képződése a legtöbb lateritszelvényben megfigyelhető volt. Maignien, R. és Millot, G. érdeme a felismerés (1958, 1964), hogy a lateritesedés és a vaspáncéliképződés két, térben és időben egyaránt elkülönülő és megkülönböztethető önálló részfolyamat. A vaspáncéliképződés lényege az, hogy részben mikroorganizmusok, részben a növényzet hatására, részben szerves úton a laterit vastartalmanak egyrésze mobilizálódik, oldatba megy és a talajvíz fő mozgásirányának megfelelően felfelé vagy oldalirányban elvándorol. Redoxpotenciálnövekedés hatására a vas újra kicsapódik. Növénytakaró alatt a vaspáncél puha marad, anélkül azonban a teljes kiszáradás során, a goethitlécecskék igen kemény szövetékké cementálódnak össze.

Vizsgálataink a fenti megállapításokat annyiban egészítik ki, hogy a vaspáncéliképződés — legalábbis guineai viszonylatban — nagy alumíniumtartalmú goethit létrejöttét eredményezi. Következésképpen a vas mellett némi alumínium mobilizálódásával is számolni kell. A talajvízből nyilván együtt vált ki az ásványban található vas és alumínium. Erőteljesebb talajvízmozgást biztosító domborzati formákon — különösen meredek oldalú platók szélein — a vas eltávolítása gyors és alapos lehet. Ilyen helyeken fehéres, sárgás vasszegény lateritbauxit alakul ki. A plató alján ilyenkor vasas vízü források fa-

kadnak, melyek kisebb-nagyobb területen cementálják a laza felszíni képződményeket vagy tömörítik a már kialakult vaspáncélt. E kedvező domborzati formákon a kovasav-talanodás is gyorsabb és teljesebb az átlagosnál.

5. Az Al, Fe és Ti oxidjainak és hidroxidjainak továbbalakulása. A kiinduló kőzet összetételétől függően a lateritesedés során laterites vasérc (Matoto), lateritbauxit (Los-szigetek), laterites mangánérc (Gabon), laterites nikkelérc (Új-Kaledónia) jöhet létre. E laterites végtermékek általában hidroxid- és oxid-ásványokból állanak. Hogy miért éppen ez vagy az a hidroxid vagy oxid alakul ki, ill. hogy ezek a továbbiakban miért és hogyan alakulnak tovább, az ma még a lateritesedés egyik legkevésbé megoldott problémája. Jellemző, hogy 1964-ben megjelent összefoglaló munkájában Weisse, G. a lateritbauxit alumíniumásványainak magyarázatát teljesen megoldatlannak minősítette.

Tudjuk, hogy a trópusi lateritszelvények leggyakoribb alumíniumásványa a gibbsit. Jóval alárendeltőbb a böhmít, diaszpórt pedig csak elvétve találtak eddig (Köster, H. M. 1955).

A lateritszelvényekben a böhmít általában a felszín közelében jelenik meg. Ezt láttuk matotoi szelvényünkben. Gsell, A. szóbeli közlése szerint a bokéi területen (Guinea) is hasonló a helyzet. Bonifas M. (1959) vizsgálatai szerint a Koulouba-i (Guinea) lateritszelvényben is a felszín közelében dúsul a böhmít (max. 13%-ra). Az ausztráliai Weipa hatalmas bauxitterületén ugyancsak felfelé nő a böhmít mennyisége a gibbsit rovására (Loughnan, F. C. és Bayliss, P. 1961). Mindez épp az ellenkezője annak, amit a mediterrán övezet karsztbauxittelepeinek szelvényeiben tapasztalunk.

Véleményünk szerint mind e problémák magyarázata az ásványok szabadenergia-értékeiben keresendő. Ismeretes, hogy a spontán kémiai folyamatok a legkisebb szabadenergia irányában mennek végbe. Sajnos, eddig nagyon kevés ásvány szabadenergia-értékét számították ki. Az alumíniumásványokra is csak a szabadenergiával nagyjából arányos rácsenergiát ismerjük:

| | | |
|----------|------|----------|
| korund | 3700 | kcal/mól |
| diaszpór | 2300 | kcal/mól |
| böhmít | 1700 | kcal/mól |
| gibbsit | 1550 | kcal/mól |

(Gladkovszkij, A. K. és Usatyinszkij, J. N. 1964.)

Ezen adatok ismeretében természetes, hogy a lateritesedés során először gibbsit keletkezik. Gibbsitből böhmít energiaközlés révén jöhet létre: ezt a lateritszelvények felső részén a napmeleg szolgáltathatta. Ennek mechanizmusát a következőképpen képzelhetjük el: A napsugárzás okozta felmelegedés a talajban olyan termikus energiaszintet hoz létre, mely a gibbsit-böhmít átmenet energiaszintjével nagyjából megegyezik. Mivel az átmenet energiaigénye a szemnyomás, rácsrendezettség függvényében és az energiaszint (a helyi felmelegedés) függvényében is helyről-helyre változik, csak a „kedvezményezett” gibbsit-szemcsék alakulnak át böhmitté, azok is csak igen lassú, statisztikus időreakció révén. Ugyanilyen elvű mechanizmussal, de sokkal kisebb számban a „legkedvezményezettebb” böhmítszemcsék diaszpórrá alakulhatnak tovább, sőt igen kivételesen kedvező körülmények között korund is létrejöhet (Beneszlavszkij, Sz. J. 1963). Természetes, hogy a forró, száraz klíma kedvez ennek az átalakulásnak. Ezzel a feltevessel összhangban van az, hogy a Guineai-öböl térségében a böhmít mennyisége a bauxitban a tengerparttól való távolsággal, azaz a csapadékmennyiség csökkenésével és a talaj felmelegedésének növekedésével

nagyjából arányosan nő: a legtöbb böhmitet eddig a laterites öv peremvidékén, Mali állam Satadouougou nevű körzetében találták.

A mediterrán karsztbauxittelepeket ellenkező előjelű átalakulás, a böhmit gibbsitté válása jellemzi. Itt a mérsékelt klímán a talajvíz hatására a szabadenergia csökkenése irányába ható spontán, lassú epigenetikus átalakulással van dolgunk. Természetesen nagyobb rétegtérheléses nyomás, vagy metamorf jellegű hő- és nyomáshatás az átalakulást a nagyobb rácsenergiájú ásványok felé tolhatja el.

A vasásványok vonatkozásában feltűnt szelvényeinkben a maghemit viszonylag nagy mennyisége és általános elterjedése. Ez a metastabilis ásvány ugyanis egyéb földtani képződményekből csak mint ásványtani ritkaság ismeretes. Maghemitet újabban más lateritszelvényekben is kimutattak, például Indonéziában Kalimantan-szigetén (Gaertner, H. R. és Schellmann, W. 1963). Szelvényeinkben a maghemitet felfelé hematit váltja fel. Itt is a fentemlített szabadenergia változás hatására gondolhatunk: a maghemitet a kisebb, a hematitot a nagyobb szabadenergia jellemzi. A lateritesedés itt is a legkisebb szabadenergiájú ásványmódosulat létrejöttének kedvezett.

A titánásványok terén azt találtuk, hogy a lateritesedés az anatóz létrejöttének kedvez. A kassongoni szelvényben például a gotlandi pala eredeti rutiltartalma jól követhetően alakul át anatózá. Figyelemre méltó, hogy itt is az ásványtanilag jóval ritkább, kisebb fajsúlyú polimorf módosulat jön létre, amit itt is a kisebb szabadenergia-értékkel hozunk kapcsolatba.

Szádeczky—Kardoss E. (1955) a bauxitosodást geokémiailag az oxigén-szám növekedésével, vízfelvétellel és ionosabb kötéstípus kialakulásával jellemezte (583. oldal). A lateritesedést ezenfelül a legkisebb szabadenergiájú ásványok irányába ható spontán kémiai folyamatként értelmezzük.

A fenti részfolyamatok megkülönböztetése és a karsztbauxitokkal való összehasonlítás hazai bauxittelepeink genezisének megértését is előmozdíthatja.

TÁBLAMAGYARÁZAT — EXPLICATION DES PLANCHES

X. tábla — Planche X.

1. Puha, igen porózus laterit. Matoto 2. sz. fúrás, 10,0—12,5 m (természetes nagyság)
Laterite jaune brunâtre, très poreuse, friable. Matoto; forage No. 2, 10,0—12,5 m (grandeur nature)
2. Lökacso, kemény vaspáncél, Matoto 2. sz. fúrás, 0,0—2,8 m (természetes nagyság)
Cuirasse ferrugineuse, dure, vacuolaire, brun foncé. Matoto; forage No. 2, 0,0—2,8 m (grandeur nature)
3. Goethites-maghemites vaslaterit elektronmikroszkópos felvétele. Matoto 2. sz. fúrás, 12,6—18,2 m, nagyítás 23 000 ×
Cristaux de goëthite et de maghémite. Matoto; forage No. 2, 12,6—18,2 m; microscope électronique, 23 000 ×
4. Goethitdús kongrécio elektronmikroszkópos felvétele. Matoto 2. sz. fúrás, 4,1—5,9 m, nagyítás 23 000 ×
Nodule ferrugineuse riche en goëthite. Matoto; forage No. 2, 4,1—5,9 m; microscope électronique 23 000 ×

XI. tábla — Planche XI.

1. Lateritesedett szilur pala vékonycsiszolati felvétele a rétegzettségére merőlegesen. Kassongoni szelvény, 1,0—1,5 m nagyítás, 50 × (nikolok nélkül)
Plaque mince du schiste silurien, faiblement latéritisé, perpendiculaire à la stratification. Carrière de Kassongoni, 1,0—1,5 m; LN, 50 ×
2. Lateritesedett szilur pala elektronmikroszkópos felvétele. Kassongoni szelvény, 0,5—1,0 m, nagyítás 15 000 ×
Schiste silurien. Carrière de Kassongoni, 0,5—1,0 m; microscope électronique, 15 000 ×
3. Erősen lateritesedett szilur pala vékonycsiszolati felvétele a rétegzettséggel párhuzamosan. Kassongoni szelvény, 0,0—0,5 m, nagyítás 50 ×, nikolok nélkül
Plaque mince de schiste silurien fortement latéritisé (gibbsitisé), parallèle à la stratification. Carrière de Kassongoni, 0,0—0,5 m; LN, 50 ×
4. Lateritbauxit vékonycsiszolati felvétele. Kassa-sziget. West-Horace. Földpátéceket kitöltő gibbsit-szemcsék, nagyítás 50 ×, nikolok nélkül
Plaque mince de bauxite latéritique. Ile de Kassa. West-Horace. Plaquettes de feldspathes remplacées entièrement par la gibbsite. LN, 50 ×

XII. tábla — Planche XII.

1. Lateritbauxit elektronmikroszkópos felvétele. Kassa-sziget. West-Horace, nagytás 31 000 ×
Bauxite latéritique. Ile de Kassa. Chantier West-Horace. Grandes plaquettes de gibbsite; microscope électronique, 31 000 ×
2. Ép, úde dolerit és lateritbauxit érintkezése (közvetlen laterítésedés) Coyah Wodidé (természetes nagyság)
Contact entre dolérites non altérée et entièrement latéritisée (exemple de la latérisation directe).
Coyah Wodidé (grandeur nature)
3. Úde dolerit és lateritbauxit érintkezési felületének vékonycsiszolati felvétele. Coyah Wodidé, nagytás 50 ×, nikolok nélküli. Alul az úde dolerit, felül a lateritbauxit látszik.
Plaque mince du contact entre dolérites non altérée et entièrement latéritisée. En bas la dolérite saine, en haut les plaquettes de feldspath remplacées par la gibbsite. La pâte noire se compose de goëthite et maghémite. Coyah Wodidé. I.N. 50 ×
4. Lateritbauxittá lateritesedett áthalmazott szilur pala, Fria. (természetes nagyság)
Schiste silurien, remanié, fortement latéritisée. Fria (grandeur nature)

IRODALOM — BIBLIOGRAPHIE

- Balkay B. (1965): A Guineai Köztársaság földtanának alapjai. Földtani Kutatás VIII. 2. p. 73-77. — Bárdossy Gy. (1966): A bauxit ásványos összetételének röntgendiffrakciós vizsgálata. Kohászati Lapok 8. p. 355-363. — Бенеславский, С. И.: (1963): Минералогия бокситов. — Bouladon, J., Weber, F., Veysset, C., Favre-Mercuret, R. (1965): Sur la situation géologique et le type métallogénique du gisement de manganèse de Moanda, près Franceville (République Gabonaise). Bull. Serv. Géol. Als. Lorr. t. 18. fasc. 4. p. 253-276. Strasbourg. — Bonifas, M. (1959): Contribution à l'étude géochimique de l'altération latéritique. Mém. Serv. Cart. Géol. Als. Lorr. No. 17. — Correns, C. W., Thiel, R. (1962): Zum System α -FeOOH — α -AlOOH. Naturwissenschaften 50. — Gaertner, H. R., Schellmann, W. (1963): Neue Eisenerzlagerrstätten auf der Welt. Latérische Eisenerzlagerrstätten. Umschau in Wissenschaft und Technik. Heft 3., p. 73-76. — Гладковский, А. К., Ушатинский, И. Н. (1964): О минеральном составе главнейших бокситовых месторождений мира, происхождении и изменении глиноземных минералов и бокситов. Труды Института Геологии. Уральский Филиал АН. Н. С. С. Р. No. 64., Том. 3. п. 5-40. Свердловск. — Ласгоix, А. (1913): Les latérites de la Guinée et les produits d'altération qui leur sont associés. Nouv. Arch. Mus. No. 5., p. 255-356. — Lajoinie, J. P., Bonifas, M. (1961): Les dolérites de Konkouré et leur altération latéritique. Bull. de B. R. G. M. No. 2., p. 1-34. — Loughnan, F. C., Bayliss, P. (1961): The mineralogy of the bauxite deposits near Weipa, Queensland. American Mineralogist. Vol. 46., p. 209-217. — Köster, H. M. (1956): Beiträge zur Kenntnis indischer Laterite. Heidelberger Beitr. Min. u. Petr. 5., p. 23-64. — Maignien, R. (1958): Le cuirassement des sols en Guinée. Mém. Serv. Cart. Géol. Als. Lorr. No. 16. — Millot, G. (1964): Géologie des argiles. Masson et Cie. Paris. — Norris, K., Taylor, R. M. (1961): The isomorphous replacement of iron by aluminium in soil goëthites. Journ. Soil. Sci. 12., p. 294-306. — Schellmann, W. (1964): Zur Rolle des Aluminiums in Nadeleisenerz-Ooiden. Neues Jahrb. Min. H. 2., p. 7-29. — Szádeczky-Kardoss E. (1955): Geokémia. Akadémiai Kiadó. Budapest. — Thiel, R. (1963): Das System α -Eisenhydroxid- α -Aluminiumhydroxid. Zeitschr. anorg. allgem. Chemie 326., p. 7078. — Valetton, I. (1966): Laterale Faziesdifferenzierung Laterit-Bauxit und deren Beziehung zum Paläorelief in Gujarat (Indien). Travaux de ICOBA No. 2., p. 50-82. Zagreb. — Weisse, G. de (1964): Bauxite latéritique et bauxite karstique. Symposium sur les bauxites, oxydes et hydroxydes d'aluminium. Zagreb, Vol. I., p. 7-29.

Étude des processus élémentaires de la latérisation sur latérites guinéennes

B. BALKAY et GY. BÁRDOSSY

Le terme «altération latéritique» ou «ferrallitique» concerne plusieurs processus élémentaires d'importances différentes. C'est la combinaison de la gamme fort étendue des roches-mère avec cette variété de processus élémentaires qui produit la multitude extraordinaire de types de latérite qu'on rencontre dans les pays tropicaux.

Les auteurs se sont proposés d'analyser les processus élémentaires susmentionnés en étudiant les échantillons de plusieurs coupes de latérites provenant de la République de Guinée. Leurs travaux sont basés sur la théorie de la latérisation ainsi qu'elle fut développée surtout par Millot, Bonifas, Lajoinie et Maignien, théorie qui a été fondée à son tour sur les études classiques de Lacroix. Les méthodes employées par les auteurs comprennent l'étude des lames minces, la dérivatographie, la microscopie électronique (par K. Árkosi) et surtout l'analyse minéralogique quantitative par diffraction de rayons X (Bárdossy, 1966).

Les coupes dont les échantillons furent étudiés sont les suivantes: 1. Les carottes d'un sondage de Matoto (presqu'île du Kaloum), dans une latérite développée sur de la

dunite. 2. Échantillons prélevés par A. Wood (Harvey Aluminum Co.) sur le front de taille d'une petite carrière à Kassongoni près de Boké. Au-dessous de schistes siluriens peu latéritisés, la carrière a découvert un corps subvolcanique de dolérite, censée sésozoïque, roche qui est, elle, fortement latéritisée. 3. Échantillons prélevés par B. Balkay sur les fronts de taille de plusieurs ouvrages à ciel ouvert à l'île Kassa, Iles de Los, au large de Conakry.

Description des coupes

Coupe de Matoto. L'étude de ces échantillons nous a permis de reconnaître des phénomènes qui méritent une description en quelque détail: 1. La présence d'illuvions manganifères, semblables aux «accidents siliceux» de Bonifas, constituées par la lithiophorite et la todorokite, minéraux manganifères typiques des gisements de manganèse latéritiques. 2. La distribution régulière des minéraux de fer, avec une prépondérance de maghémite en bas, un enrichissement de goéthite vers le haut, et une zone à hématite qui, située au-dessus de la zone de maghémite, n'atteint cependant pas la surface. 3. Les réflexions de goéthite aux rayons X différent de celles mentionnées dans la littérature. Il nous paraît que ceci est dû au remplacement isomorphique du fer par l'aluminium dans la maille de la goéthite. A partir des différences dans les équidistances des plans de maille — (130), (111), (021) et (140) — nous avons réussi à établir le degré de remplacement dont les valeurs sont énumérées dans le Tableau I. 4. La formation de quelques oxydes ou hydroxydes de chrome à partir de la picotite et chromite renfermées dans la roche-mère, phase latéritique dont la nature exacte ne put encore être précisée.

Coupe de Kassongoni. 1. La présence de pyrophyllite dans les deux mètres supérieurs de la coupe des schistes siluriens, phase inconnue jusqu'ici dans les formations latéritiques. Ce phénomène est, peut-être, dû au lessivage relativement faible des schistes peu perméables, lessivage qui n'a emmené que le potassium, sans détruire la maille fondamentale de séricite-illite. 2. La partie supérieure de la coupe est atteinte jusqu'à une profondeur de 0,5 m, environ par un lessivage intense, très probablement latéral, qui a produit une bauxite, de bonne qualité. 3. Au-dessous des schistes siluriens épais de 4 m, dans la dolérite bauxitisée, nous avons rencontré un minéral analogue à celui décrit comme «dimonite» par Dasgupta et Maitra (1952), minéral qui contient probablement un élément autre que l'aluminium, sous forme de remplacement isomorphe. 4. La bauxitisation de la dolérite au-dessous des schistes prouve que ce processus peut se produire sans communication directe avec la surface et ainsi avec la couverture végétale. Il est à supposer que toutes les eaux, lessivant la dolérite, sont arrivées à celle-ci à travers les schistes siluriens.

Île de Kassa. Outre la coupe à bauxite vacuolaire, fort perméable, décrite par Bonifas (1959), on rencontre aussi un type de coupe, où se trouve une couche de lithomarge kaolinique entre la bauxite et la syénite néphélinique. Nous sommes d'avis que ce dernier type évolue là, où la roche-mère est saturée par de l'eau stagnante. Partout ailleurs, où les eaux phréatiques exercent une activité lessivante sur la roche-mère, il y a bauxitisation directe.

La partie supérieure de la coupe se compose presque partout de bauxite remaniée, ayant l'aspect d'un agglomérat, surtout aux fronts de taille délaissés qui furent bien lavés par les eaux des saisons de pluie. La latérite remaniée est traversée par des veines blanches se composant d'un mélange très intime de kaolinite, halloysite et endellite.

Coyah-Wodidé. Pour étudier la latéritisation de la dolérite à la surface, nous avons examiné un bloc de dolérite en voie de latéritisation directe dans la région de Coyah-Wodidé. La partie latéritisée se compose de 70% de gibbsite, 15% de quartz, 10% de goéthite et 5% de maghémite. La latéritisation directe y est bien prouvée, car la latérite ne contient plus de minéraux argileux.

Conclusions

Nous proposons, ainsi que les enseignements de la littérature nous ont amené à distinguer les processus élémentaires suivants de la latéritisation:

1. **Latéritisation directe.** L'altération avance sous forme d'une «surface de réaction» très nette (Kassa, Coyah-Wodidé). Les conditions en sont un lessivage intense, sous un climat pluvieux-tropical et au-dessous des couvertures perméables, un pH faiblement basique ou neutre et un Eh relativement élevé. Les microorganismes contribuent aussi à ce processus.

2. *Latéritisisation indirecte.* Les oxydes et hydroxydes de Al, Fe, Ti se forment par intermédiaire de minéraux argileux. Un passage graduel, épais de plusieurs mètres s'intercale entre la roche-mère non altérée et la latérite pauvre en minéraux argileux. Les conditions y en sont un lessivage à intensité réduite, due à une moindre perméabilité et à une pluviosité moins prononcée, un pH légèrement acide, un Eh moins élevé et la saturation des roches par de l'eau stagnante.

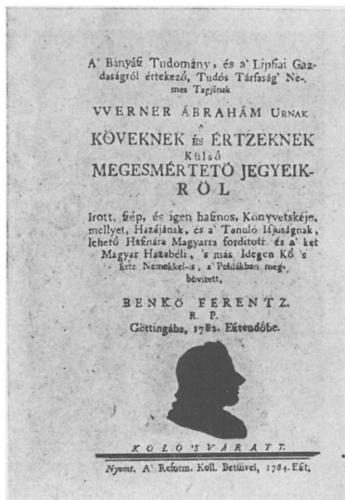
3. *Resilification.* Le terme est employé ici pour couvrir tous les phénomènes qui produisent une augmentation du taux de silice de la bauxite: nodules minéraux argileux précipités à partir des eaux phréatiques dans la partie supérieure de la coupe de Matoto, les «accidents siliceux» (Bonifas, 1959), la co-précipitation de Al et de Si dans les fissures de la coupe de Kassa, les grains de quartz éoliens (apportés des sables de dune), dans l'échantillon supérieur de Matoto.

4. *Cuirassement.* C'est Maignien (1958) et Millot (1964) qui ont distingué les premiers ce phénomène de la latéritisisation à laquelle il est normalement associé. Il s'agit de la mobilisation en deuxième étape du fer, de sa migration latérale et de son immobilisation provoquée surtout par l'oxydation. Exposée au jour, la cuirasse ainsi formée a tendance à s'indurer. Au cours du cuirassement, une partie de Al, Si et Mn est aussi emmenée et précipitée soit latéralement, soit dans les parties inférieures de la coupe sous forme d'accidents illuviaux.

5. *Évolution des oxydes et des hydroxydes de Al, Fe et Ti.* D'une façon générale, nous avons trouvé que les minéraux formés au cours de la latéritisisation (gibbsite, maghémite, anatase) sont caractérisés par des valeurs basses de l'énergie libre. C'est sous l'influence de l'augmentation du niveau énergétique du sol (action de l'énergie solaire) que ces minéraux se transforment en d'autres dont l'énergie libre est plus élevée (bohemite, hématite, rutile, etc.). C'est pourquoi dans plusieurs coupes latéritiques, en montant de bas en haut, on peut constater une augmentation de la proportion de la bohemite sur celle de la gibbsite (Guinée; Weipa en Australie). En conclusion, la latéritisisation pourrait être caractérisée comme un processus géochimique, tendant vers la formation des minéraux à taux d'énergie libre aussi bas que possible.

Benkő Ferenc (1745–1816) az első magyar nyelvű ásványtanok szerzője

Százötven éves évfordulója van ez évben Benkő Ferenc halálának. Ha más érdeme nem is volna, az a tény, hogy ő szálaltatta meg elsőül magyar nyelven az ásványtan tudományát, már érdemesíti arra, hogy az említett évfordulóról megemlékezzünk.



Magyar-Láposon született 1745-ben. Mint kisdíák a híres nagyenyedi kollégiumban kezdte tanulmányait, majd mint a kollégium egyik legkiválóbb tanulója, külföldi útra kapott ösztöndíjat. Már enyedi tanuló korában felébredt benne a bányászat, ennek termékei, az ércek és nemérces ásványok iránti érdeklődés. Egyik patrónusa, Ribitzei Ádám, korának neves bányásza, felhívta figyelmét Erdély, elsősorban az aranyban olyan gazdag Erdélyi-Érchegység bányáira, ásványaira. Díák korában számos kirándulást tett a híres, régi bányahelyekre, gyűjteményt szedett össze és kedvelt darabjai, valamint patrónusának ösztönzése Jénába, majd Göttingába vitték. Göttingában J. F. Gmelin adta elő a kémiát, ki nagy kedvelője és gyűjtője volt az ásványoknak, ő szerettette meg Benkővel az ásványokat s ugyancsak ő hívta fel figyelmét Werner Ábrahámnak munkájára is. Ez a mű olyan nagy hatással volt Benkőre, hogy már ott, Göttingában elkezdte magyarra fordítani s haza jöve — nagyszabeni lelkész korában — kiadta 1784-

ben Kolozsvárott. Az első magyar nyelvű ásványtani munka címe „Werner Ábrahám Urnak a köveknek és Értzeknek Külső Megesmerető Jegyeiről Irott szép és igen hasznos Könyvetskéje, melyet, Hazájának és a Tanuló Ifjúságnak, lehető Hasznára Magyarra fordított és a' két Magyar Hazabéli, 's más Idegen Kő 's Értz Nemekkel-is, a' Példákban megbővített, Benkő Ferentz R. P. Göttingába, 1782. Esztendőbe”.

A mű nem tisztán szolgai fordítás, Benkő saját tapasztalatai alapján kibővítette Werner ásványtanát. A kis oktav formájú, 213 oldalas munka ajánlásában említi, hogy ásványtant patronusa, Ribitzei Ádám biztatására tanult Göttingában Gmelinnél s ott ismerte meg Werner művét. Gmelinnel folytatott beszélgetései, hazája ásványairól megjelent idegen nyelvű munkák, saját tapasztalatai és kicsiny ásványgyűjteménye, valamint az a remény lelkesítették őt, hogy honfitársainak, elsősorban a magyar ifjúságnak használ a mű magyarra fordításával.

Idézem szavait a bevezetésből: „Köveknek és az Értzeknek sokféle nemeivel gazdag Hazánk ajándékait a kis könyvetskében én példákba fektettem és azokkal az Auctort megbővítettem, az alább megnevezett tudós írőkől, mely ritkaságokat más országokban fényen mutogatnak és mi otthon nagyobb részét nem ismerjük és ez is indított, hogy ne talán hivatalomhoz nem illő e Tudományra kevés időmet reá szánjam”.

Benkő Ferenc adta a magyar ifjúság és a nagyközönség kezébe az első magyar nyelvű ásványtant, sok igyekezettel, nagy fáradtsággal fordítva le nyelvünkre az akkori idők legkiválóbbnak ismert munkáját. Mint első fordítónak, meg kellett teremtenie a magyar ásványtani műnyelvet, mind az egyes ásványfajokra, mind az ásványok sajátosságaira vonatkozólag. Ő vezette be az irodalomba pl. a bányavirág, vasvirág, kígyókő (szerpentin), porcellánföld ma is használt neveit, de gyártott ma már nem használatos elnevezéseket is pl. kövérkő (talk), meszeskeményanyag (márga), mészkovats (kalcit), fattyúérc (szfalerit). A hasadást hasadozás-nak, az amorfort formátlan-nak, az arany színét eleven sárgá-nak mondja.

Már könyve elején megígéri csekély számú előfizetőinek, hogy hamarosan megírja a Magyar Mineralógiát, azaz a „Természet harmadik Országának és annak drága és szükséges javainak rövid renddel való leírását”.

A könyv „Magyar Mineralógia, azaz a Kövek és Értzek Tudománya” címmel 1786-ban jelent meg Kolozsvárott, természetesen a szerző költségen. Mindössze 38 érdeklődő fizetett elő erre a munkára, mely ugyancsak kis oktav formájú, oldalszáma 181.

„Elöl járó beszéd”-ének végén így ír: „Ezzel magamat, Kő 's Értzbéli kintsiny Gyűjteményemnek, egy vagy más Kő 's Értzbéli Nemekkel méltóztatandó Szaporítását, kedves Olvasóimnak Jó indulattokba és Emlékezetekbe alázatosan ajánlom és e mellett a Jég-törésben esett hibáimnak engedelmet és azoknak szíves megböbbitásokat bizodalmon instálván, kívánok e szép Tudományt gyakorlóknak jó előmenetelt, sok szerentsét, szép kabinét”.

Műve semmiben sem marad el az akkori külföldi munkáktól. Nagy érdeme, hogy magyarul szólaltatta meg tudományunkat, a magyar lelőhelyeket a külföldi szerzőknél bővebben sorolta fel, közölt több saját felfedezésű s megaföldi több külföldi szerzőtől helytelenül megadott lelőhelyet: pl. a Valeriu snál közölte ezt mondja „gránátszín ónértz Hazánkban pedig éppen nincsen”.

Rövid két év alatt két magyar nyelvű ásványtani munkát jelentetett meg saját költségen. Benkő Ferenc lángoló tudomány szeretétét mi sem mutatja jobban, mint az a fáradtságot és anyagi áldozatot nem kímélő lelkes törekvés, hogy annyira kedvelt tudományát hazája fiataljával anyanyelvén megismertesse és megszerettesse.

Akkori iskoláink egyik legkiválóbbika, a nagyenyedi, 1790-ben meghívta őt a német nyelv, földrajz és természettan tanárának. Örömmel fogadta el a meghívást, hiszen ezáltal szóval is hirdethette az annyira kedvelt fiatalok körében szeretett tudományát. Első dolga volt, hogy gyűjteményét a Kollégiumnak ajándékozta s az így megalapozott Ásványtani Múzeumot egész tanári működése alatt — 26 esztendeig — gyarapította a maga s tanításán lelkesülő fiatalok gyűjtésével. A nagyenyedi Kollégium ásványgyűjteményét, mely a szabadságharc idején pusztult el, Benkő Ferenc teremtette meg. Ez volt az egyik legelső nyilvános magyarországi ásványgyűjtemény. Érdemei elismerésül a Jénai Fizikai és Mineralógiai Tudós Társaság levelező tagjává választotta.

1816-ban hunyt el az első magyar nyelvű ásványtanok szerzője. Munkái ma már nehezen megszerezhető ritkaságok, örök érdemei előtt hódol ez a róla való rövid megemlékezés.

Dr. Koch Sándor

Megemlékezés Treitz Péterről születésének 100. évfordulóján

A Magyarhoni Földtani Társulat 1966 november 17-én Szegedi Csoportjának alakuló ülésén emlékezett meg Treitz Péterről a nagy magyar agrogeológusról, születésének 100. évfordulóján; új csoportjának alakulását mintegy szimbolikusan fűzte a nagy alföldkutató születési centenáriumához. Az ünnepi ülésen Dr. Kriván Pál a magyar negyedkorföldtan kialakulása – fejlődése – jelene és feladatai keretében illesztve mutatta be Treitz Péter személyiségét és munkásságát. Különös hangsúlyt kapott ez a munkásság a magyar agrogeológiai térképezés megindulását követő időkben, a kezdeti porosz-szász iskola szerinti agrogeológiai felvételtől áttérésben a klímazonális átnézetes országos felvételek felé.

A századfordulón Treitz Péter Timkó Imrével tett romániai, oroszországi tanulmányútjai során végleg meggyőződött a korábbi porosz-szász felvételi irányzat alkalmazhatatlanságáról. Felismerte a magyar földtudományok kelet-nyugat közötti közvetítő szerepét, hidszerű jelentőségét, így nemzetközi konferencia szervezésére tett lépései (Timkó Imrével, Inkey Béla reaktiválásával) eredménnyel jártak. A M. Áll. Földtani Intézet alapításának negyvenedik évfordulójára 1909-ben, id. Lóczy Lajos igazgató által összehívott I. Nemzetközi Agrogeológiai Konferencia törekvéseinek teljes sikerét hozta: mind hazai, mind nemzetközi szinten áttértek a klímazonális talajtani felvételi rendszerre, Dokucsajev – Szibircevsz – Glinka eredményeinek hasznosítására.

Treitz Péter a magyar negyedkorföldtan fejlődésének második szakaszában, az agrogeológiai-pedológiai irányzat idején értelmező résztanulmányaival, térképező munkásságával, tudománypolitikai helyzetfelismerő és irányítvevő készségével nagy szolgálatakat tett a magyar talajtannak és a hazai negyedkorföldtannak egyaránt. Munkásságának jelentősége napjainkra bontakozik ki.

Dr. Koch Sándor 70 éves

1966 augusztus 16-án ünnepelte a magyar geológus társadalom dr. Koch Sándor Kossuth-díjas egyetemi tanár, a föld- és ásványtani tudományok doktora 70. születésnapját.

Koch Sándor Kolozsvárott született. Iskoláit Budapesten végezte. A Tudományegyetemen a háborús évkieséseket követően 1919-ben nyert tanári oklevelet vegytan-termesztetrajz szakon, 1920-ban pedig doktori fokozatot „summa cum laude” minősítéssel. 1918-tól az Ásványtani Tanszék gyakornoka, 1919–1935 között a Magyar Nemzeti Múzeum Ásvány-Közzettárának munkatársa, később vezetője, 1935–1940 között pedig a Múzeum Elnökségének elnöki tanácsosa. A budapesti Tudományegyetem 1929-ben magántanárává habilitálta.

1940-ben nevezték ki egyetemi tanárrá a Szegedi Tudományegyetem Ásvány-Közzettani Intézetébe. Azóta folyamatosan ott teljesíti szolgálatát. Hét tanéven át volt a József Attila Tudományegyetem Természettudományi Karának dékánja.

Munkássága során csaknem kizárólagosan a Kárpátok bezárt terület ásványaiival, ásványasszociációival, azok gyűjtésével és feldolgozásával foglalkozott. Négy új ásványfajt írt le (fülöppit, kiscellit, csiklovait, mátraít). Számos ásvány hazai előfordulását elsőül ismertette (whewellit, eulithin, maldonit, joseit, grünlíngit, kotoit, altait). 1931-ben megjelent „Magyarország jelentősebb ásványelőfordulásai” c. művében megalkotta a magyarországi ásványasszociációk első genetikai rendszerét. Azóta megjelent könyvei: A drágakövek (Dudichné Vendl Mária) 1935; A magyar ásványtan története, 1952; Ásványtan (Sztróka Kálmánnal) 1955; Könyv a kövekről 1957; és főműve: Magyarország ásványai, 1966.

1948-ban megindította az egyetlen hazai ásványközzettani szakfolyóiratot az Acta Mineralogica-Petrographica-t, melynek XVIII. évfolyama most van sajtó alatt.



Tudományos és oktatói munkájáért 1952-ben a Magyar Érdemérem arany fokozatát, 1953-ban Kossuth-díjat, 1954-ben a Szocialista Kultúráért kitüntető jelvényt, 1962-ben az Oktatásügy Kiváló Dolgozója kitüntetését, 1965-ben pedig a Munka Érdemrend arany fokozatát kapta. A Magyarhoni Földtani Társulat Közgyűlése 1960-ban a Társulat tiszteleti tagjává, 1966 november 17-én, Szegedi csoportjának alakuló ülésén az új csoport díszelnökévé választotta. A TIT alapításának 125. évfordulóján B u g á t Pál emlékéremmel tüntette ki.

Ha e szerkesztőségi megemlékezés és köszöntés K e r t a i Györgynek K o c h Sándor 70. születésnapjára írt igaz és szép soraival nem is mérhető össze (Acta Mineralogica-Petrographica Tom. XVII. fasc. 2. Szeged, 1966. 69–71. old.), összehozható azonban a szándék és felfogás közösségében, s így K e r t a i Györgynek a kifejezés teljességével írt sorait sajátként tekintve köszöntjük K o c h Sándort, tiszteleti tagunkat, a magyar mineralógia-minerofília nagy tanárát 70. születésnapján.

Dr. B o g s c h László 60 éves

1966 szeptember 28-án töltötte be 60. életévét dr. B o g s c h László egyetemi tanár, a föld- és ásványtani tudományok kandidátusa, az Eötvös Loránd Tudományegyetem Őslénytani Tanszékének vezetője.

B o g s c h László egyetemi tanulmányait a budapesti Tudományegyetemen végezte s annak bölcsészettudományi karán földtan főtárgyból, őslénytani-ásványtan melléktárgyból „summa cum laude” minősítéssel megszerzett doktori fokozatát követően (1929 május 29.), 1929 szeptember 1-én az egyetemen helyezkedett el, azóta is folyamatosan szolgálatát tette. B o g s c h László kezdetben a dr. P a p Károly vezette Földtani Tanszéken, mint tanársegéd működött, később mint adjunktus, 1938-ban pedig „A Föld harmadkora” tárgykörből magántanári képesítést nyert.

A felszabadulás után az Őslénytani Tanszéken intézeti tanár, majd docens dr. T e l e g d i R o t h Károly professzor mellett. A tanszékvezető halálát követően (1955) pedig mint egyetemi tanár folyamatosan vezeti a Tanszékét.

B o g s c h László a Bécsi Földtani Társulat levelező tagja.

B o g s c h László professzort 60. születésnapján tanítványai serege köszöntötte, s a földtani tudomány élet teljes átmetszete nevében a Magyarhoni Földtani Társulat, melynek titkársági, elnökségi, szakosztályvezetői

posztjain, Közlönyének szerkesztőjeként B o g s c h László mindenkor a legteljesebb lelkiismeretességgel és hűséggel állt helyt.

Dr. V e n d e l Miklós 70 éves

1966. október 10-én a Magyarhoni Földtani Társulat ünnepi ülésén emlékezett meg dr. V e n d e l Miklós akadémikus 70. születésnapjáról. dr. N e m e c z Ernő méltatta az ünnepelt tudományos és oktatói munkásságát, kiemelve kutatói munkájának szülővárosával, Sopronnal való egybeforrottságát.

V e n d e l Miklós a Budapesti Tudományegyetemen 1920-ban „summa cum laude” fokozattal szerzi meg doktorátusát, majd itt kezdi meg tanársegédként, később adjunktusként oktatói munkáját dr. Mauritz Béla professzor mellett. 1923-ban a soproni Bányamérnöki és Erdőmérnöki Főiskolára nevezik ki tanszékvezetőnek. Sopronban kezdi meg a környék követeinek vizsgálatát s írja meg nagyjelentőségű teleptani munkáit. Kutatásaiban a vegytan és optika módszereivel fionomítja a geológiai megismerést: foglalkozik a kőzetek, ércsek, szenek meghatározási módszereivel s e téren összegyűlt gazdag tapasztalatait két nagyszabású és geológusok által állandóan használt műben teszi közzé. A fertőrákosi lajtamésző bentonitjával kapcsolatos vizsgálatai is fontos eredményekhez vezetnek: törésmutatójuk alapján határozza meg az agyagásványokat, majd mikroszkópi módszerrel a bauxitok ásványos összetételét – utóbbi olyan időszakban, amikor Magyarországon a röntgenanalitikai ásvány meghatározásához még nagyrészt hiányzott a kellő műszerezettség.

Nem kevésbé jelentősek azok a teletani és közzetani munkái sem, melyek a bányászat, főleg a szén- és ércbányászat szempontjából úttörő, új felismerésekhez vezetnek. Így behatóan foglalkozik a Nagybánya vidéki és más érlelőhelyek telettanával, majd a fémek feldúsulására vonatkozó gazdag ismereteit az elemzés néven ismertté vált elméletében teszi közzé. Újabban értékes hidrogeológiai munkát fejt ki a melegforrások és karsztvizek közötti összefüggések vizsgálatával.

A Magyar Tudományos Akadémia V e n d e l professzort 1933-ban levelező tagjává, 1942-ben rendes tagjává választja, 1951-ben munkássága elismeréséül Kossuth-díjjal tüntetik ki. A Szabó József Emlékérem (1950), s a Mikoviny Sámuel Emlékérem (1966) tulajdonosa. 1958 óta a Wiener Geologische Gesellschaft, 1966 óta a Magyarhoni Földtani Társulat tiszteleti tagja.

Mint a Tudományos Akadémia Geofizikai Kutató Laboratóriuma Értelmező Csoportjának, s a Bányászati Kutató Intézet Petrográfiai Osztályának vezetője a 70 éves V e n d e l Miklós Magyarország hasznosítható ásványkincsének megismerése érdekében folyó korszerű kutatómunkának ma is egyik legmegbecsültebb irányítója és munkatársa.



Dr. V e n d e l Aladár 80 éves

Dr. V e n d e l Aladár 80 éves születésnapja (1966. november 12.) egy gazdag életpálya fontos állomása. Benne az elmélyült tudóst, a mérnöképzés érdemes oktatóját, a példamutatóan szilárd jellemű embert egy személyben tisztelhetjük, ki méltán foglal helyet hazai tudományos életünk legmegbecsültebb személyiségei között.

Ez a megbecsülés legutóbb a Munka Erdemrend arany fokozatának az Országházban történt ünnepélyes átadásában nyert kifejezést, de nem kevésbé jelentős bensőséges megemlékezésre került sor a Magyarhoni Földtani Társulat novemberi ünnepi ülésén is, hol tisztelői s egykori tanítványai ünnepelték a kiváló tudóst és tanítót.

A geológus V e n d e l Aladár élete, munkássága, mely korántsem tekinthető lezártnak, az üledékes kőzetek vizsgálatától az eruptív kőzeteken át a kristályos palákig igen széles területet fog át. Benne nagy szerep jut mind az ásványos vizek tanulmányozásának — a hidrogeológiának — mind pedig a geológiai térképezés és az alkalmazott mérnöki geológia problematikájának is.

E munka jelentősége, módszereinek úttörő, a fejlődés irányába mutató karaktere fokozatosan bontakozik ki előttünk. Egyre világosabbá válik, hogy a klasszikus leíró jellegű geológiai szemlélet alapjairól egy analitikusabb igényű, kémiai és ásványszerkezeti felismerésektől felrisszult, korszerű műszerezettségre támaszkodó irányba lép elő földtani kutatásunk az ő vizsgálataival, melyeket mindenkor széles horizontú, sok szempontú figyelem, elmélyült pontosság s az eredmény előtt sohasem lankadó türelem jellemez.

Már fiatal éveinek homokvizsgálatai nagyjelentőségűek: megalapozzák hazánkban a külföldön akkor tájt még alig méltányolt ásványtani vizsgálati módszert a laza üledékek tanulmányozására. Goethe felismerését magáévá téve — mely szerint a geológiában kémia nélkül nincs előbbre jutás — a vegytan fegyvertárával felvértezve lát neki V e n d e l Aladár az agyag- és lösz képződmények tanulmányozásának is, rengeteg, mindmáig alapozási szempontból becses részletadatot közölve a Budapest környéki, a Börzsönyi lösz terület ásványtani és vegyi jellemzőiről, a kiscelli agyagról.

Üledékes közzetani vizsgálatainál nem kevésbé jelentősek magmás eredetű kőzeteken folytatott tanulmányai sem. Ezekben is előtérben áll a kristálytani és kémiai összefüggések keresése: hazai riolit-típusokról írt munkájában többek közt megállapítja a plagioklászriolit uralkodó jellegét riolitjainkban, piroxéndezitekkel fog-



lalkozó legfontosabb dolgozata pedig kijelöli az andezit helyét a különböző hazai eruptív kőzetek kemizmusában. Kémiai és optikai jellemzők figyelembevételével V e n d l Miklóssal együtt elsőnek végzi el 1920-ban az első röntgendiffrakciós ásványszerkezet-meghatározást kolemaniton.

Geológiai felvételező munkája — mely 1911-ben a Földtani Intézet megbízásából indult — a világháború és hadifogság ellenére is nagy értékű, ma is mértékadó munkákat eredményez. Ilyen a Velencei-hegységgel foglalkozó monográfiája s a Szebeni és Szászvárosi havasok kristályos területe c. opusz, mely 1932. évi megjelenése után a Tud. Akad. nagyjutalmában részesül.

Ugyancsak neki köszönhetjük a Pest-környék egy részének (Budaörs—Pomáz—Szentendre vidékének) korszerű térképezését, mely munka eredménye lehetővé tette egy olyan tudományos igényű kiránduló-kalauz kiadását, mint a „Geológiai kirándulások Budapest környékén” című kézikönyv, melyben elődjének, S c h a f a r z i k professzor-nak műegyetemi hallgatók szakkirándulásaihoz írt igen alapos geológiai sillabusait sikerült szélesebb alapokra helyezve az utókor s a gyakorlati irányú geológiai tanulmányok számára átmenteni.

A lősz- és agyag-vizsgálatok, a víz geológiai szerepének, a hidrogeológiának problémavilágát nyitja meg V e n d l professzor s ebben is — mint mindenben, amihez hozzányúlt — jelentőset alkot. Tisztazza a szulfátos talajvizek keletkezésének kérdését. A lágymányosi világhírű keserűvizek kemizmusának pirit-bomlásán alapuló összefüggéseit s megalkotja a budapesti gyógyfürdők, források közös védőterületére, a forrásokhoz-mok védelmére irányuló messze pillantó javaslatát (1944).

V e n d l Aladárnak, a kutató geológusnak s műegyetemi októnak munkásságában — aki M a u r i t z — V e n d l kétkötetes Ásványtanával, s kétkötetes geológiájával magisztrális tankönyveket adott a tanulni vágyók kezébe — tudományos vizsgálataiban már benn feszül a gyakorlati „műszaki” geológia szelleme, különösen abban a nagyszámú, nyomtatásban meg sem jelent szakvéleményben, mely érdemet biztosít számára egynéhány új, nagyértékű budapesti termálvíz (Juventus, Attila, Széchenyi II.) feltárásában s nemegyszer olyan újítói kezdeményezéseket is tartalmaz, melyek ma sem vesztek aktualitásukból. Ilyenek mindenek előtt a szulfátos talajvíz beton-agresszivitását semlegesítő, alapozásoknál nagyjelentőségű elgondolásai s a talajecsúszások csapadékvíz okait tisztázó, s az eruptív kőzetek rangsorolására utaló nagyon is gyakorlati irányú felismerései.

Mindez a szerzteágazó, e helyen eredményeiben is csak szemelvényesen vázolható tudományos munkásság, a 32 éves oktatói munka, a tanszékfejlesztés, a számos szak-egyesületi s egyetemi funkció értékelése azonban nem volna teljes V e n d l Aladár tudománytörténeti munkásságának említése nélkül. Elnöki megnyitóiban, emlékbeszédeiben, műszaki tudománytörténeti dolgozataiban részletfeltáró türelemmel s lényeglátató alaposággal állít emléket egy-egy tudósnak, mint L ó c z y Lajosnak vagy S c h a f a r z i k Ferencnek, vagy rögzíti egy-egy jelentős tudományos szervezet biográfiáját. Ilyen a Magyarhoni Földtani Társulat s a Műegyetemi Ásvány-Földtani Tanszék története.

Műveiben a nép ügyéhez mindig hű tudósnak, a munkásegyletem hajdani oktatójának, V e n d l Aladárnak puritán embersége tiszta fényben áll előttünk; kívánjuk, hogy munkájának értéke s érdeme új erőt adjon mind neki, mind munkája folytatónak további feladatok megoldásához.

Dr. Bányai János 80 éves

1966 november 8-án ünnepelte Székelyudvarhelyen (Odorheiu) 80. születésnapját dr. Bányai János tagtársunk, akit a Magyarhoni Földtani Társulat 1965. december 8-i Évzáró Közgyűlése dr. P a n t ó Gábor választmányi tag, a Tiszteleti Tagokat Javasoló Bizottság elnöke indítványára, az általa vezetett Bizottság és a Társulat Választmányja egyetértése nyomán Diszoklevéllel tüntetett ki mind szaktudományunk, mind a társulati együttműködés, mind pedig a népek közötti barátság kimunkálásának területén lankadatlan hittel végzett élvülhetetlen érdemeire tekintettel (Földtani Közöny, 96. köt. 1. füzet, 130. old.). Dr. Bányai János tevékenykedése azóta is töretlen. Munkálkodása maradandó érték. A jövőt szolgálja.

Utcat neveztek el Zsigmondy Vilmosról Budapesten

A magyar artézi-kútúrás centenáriuma alkalmából, az első eredményes artézi-kút mélyítőjéről, a fúrás technika magyarországi meghonosítójáról és világszintre emelőjéről Zsigmondy Vilmosról (1821–1888) Budapest Főváros Tanácsa a XII. kerületben, Farkasréten utcát nevezett el.

Érdekeségként jegyezzük meg, hogy ilyen határozata már volt Budapest Székesfőváros Tanácsának is 1889 július 4-i kelettel, de a megvalósítás csaknem 80 évet késett. Akkor a Gerlóczy Károly alpolgármester elnöklelte alatt üléselő Középítési Bizottság úgy döntött, hogy „az artézi-kút körüli városligeti térség Zsigmondy-férnek neveztesék el, a nemrég elhunyt kitűnő bányamérnök, Zsigmondy Vilmos emlékére” (Böckh János: Zsigmondy Vilmos, Földt. Közl. XX. k. 8–10. füz. 1890. 300–302. old.).

Úgy tűnik, hogy az 1889-beli határozat Zsigmondy Vilmos működését nagy műve szintéréen, a Városligetben tanítva-hirdetően, mélyrehatóbban szememoteknikailag köthetőbben idézte volna az emberek emlékezetébe, mint ez a most született Fővárosi Tanács VB határozat. Ennek azonban erénye, hogy végrehajtást is nyert s nem nézünk elébe újabb 80 esztendőnek, mire Zsigmondy Vilmos nevét a hálás utókor legálább utcanévadómanóyozással megtisztelné.

Kitüntetések

Dr. Szádeczky-Kardoss Elemér akadémikust, társulatunk tiszteleti tagját 1966. szeptemberében egyhangú tetszésnyilvánítással a World Academy of Art and Science tagjává választották.

A Művelődésügyi Miniszter dr. Tasnádi Kubacska András választmányi tagunknak a Nagy Októberi Szocialista Forradalom 49. évfordulója alkalmából, eredményes munkája elismeréséül a Szocialista Kultúráért kitüntetést adományozta (Művelődésügyi Közlöny X. évf. 23. szám 1966. dec. 1.).

A Magyar Népköztársaság Elnöki Tanácsa dr. Vendl Aladár Kossuth-díjas akadémikust, tiszteleti tagunkat, az Építőipari és Közlekedésügyi Műszaki Egyetem nyugalmazott egyetemi tanárát 80. születésnapja alkalmából, élete munkássága elismeréséül a Munka Érdemrend arany fokozatával tüntette ki (Művelődésügyi Közlöny X. évf. 24. szám 1966. dec. 15.).

A Magyar Karszt- és Barlangkutató Társaság 1966 február 27-én tartott közgyűlése dr. Jánosy Dénes tagtársunkat a bükkhegyesi tarkói kőfülke feltárása során végzett őszáttani munkásságáért (a pleisztocén középső részének eddig őszáttanilag nem jellemzett szakaszát ismerte fel és dolgozta fel európai érdeklődés mellett) Kadics Ottokár éremmel tüntette ki (Karszt- és Barlangkutatás 1966. évf. 1. sz.).

A Magyarhoni Földtani Társulat Elnöksége és Választmánya az 1966. évi Ifjúsági díjakat a velejáró 1000–1000.— Forint pénzjutalommal Budapest György (ELTE Ásványtani Tanszék) és Rakovits Zoltán (KLTE Ásvány-Földtani Tanszék) tagtársainknak ítélte. A díjakat dr. Nemecz Ernő elnök a Társulat évadzáró klubestjén, 1966 december 14-én nyújtotta át.

Tudományos minősítések

1966 szeptember 20-án volt dr. Vidacs Aladár „A közép mátrai új szinesérc-terület kutatásának összefoglaló értékelése” c. kandidátusi disszertációjának zártkörű vitája. 1966 februárjában elhunyt kiváló tagtársunk kandidátusi disszertációja az opponensek és a kiküldött Bíráló Bizottság egyöntetű véleménye alapján kimagaslóan érdekes a kandidátusi fokozat elnyerésére. A bizottság javaslatot terjesztett a Tudományos Minősítő Bizottság elé, hogy Vidacs Aladárnak a kandidátusi fokozatot posztumusz odatéeljék. A disszertáció opponensei: dr. Jantsky Béla és Székyné Fux Vilma dr. a föld- és ásványtani tudományok kandidátusai voltak.

1966 december 21-én védte meg dr. Simoncsics Pál tagtársunk „Nógrádi barnaközenek palinológiája” c. kandidátusi disszertációját. Az opponensek véleménye, a kialakult vita eredményessége, a Bíráló Bizottság állásfoglalása nyomán a kandidátusi fokozat odatétele tárgyában javaslatot terjesztettek a Tudományos Minősítő Bizottság elé. A disszertáció opponensei: dr. Nagy Lászlóné a biológiai tudományok doktora és dr. Andránszky Gábor a biológiai tudományok kandidátusa voltak.

Elhalálozások

1966 július 24-én 71 éves korában, rövid szenvedés után elhunyt dr. P a l i k P i r o s k a volt egyetemi magántanár tagtársunk, a nemzetközileg ismert algológus. Utolsó munkái közül több a negyedkori édesvízi mészkő kifejlődések algavegetációjáról közölt értékes eredményeket. Dr. P a l i k P i r o s k á t az óbudai temetőben helyezték örök nyugalomra. Sírjánál dr. B á n h e g y i J ó z s e f az Eötvös Loránd Tudományegyetem professzora mondott gyászbeszédet.

1966 augusztus 26-án, hosszú szenvedés után 80. életében elhunyt H u n e k E m i l ny. technikai igazgató, vegyész mérnök. Életének utolsó 10 évét az Országos Természettudományi Múzeum Ásvány-Közzettárának laboratóriumában passzionátus munkával töltötte. Nevéhez fűződik az Ásvány-Közzettár világhírű nemesopál gyűjteményének regenerálása, megmentése a tűzkár után, amely a híres anyagot 1956 végén érte. H u n e k E m i l t Debrecenben temették el.

1966 december 27-én, 66 éves korában hunyt el dr. S c h e f f e r V i k t o r tagtársunk c. egyetemi tanár, a műszaki tudományok doktora, az Országos Kőolaj és Gázipari Tröszt főgeofizikusa, a Magyar Tudományos Akadémia Geofizikai Bizottságának alelnöke, a regionális geofizika, a geofizikai alapotárságú nagytekonika Európa szerzte ismert és megbecsült képviselője. Dr. S c h e f f e r V i k t o r t az Országos Kőolaj és Gázipari Tröszt, valamint a Magyar Geofizikusok Egyesülete saját halottjaként nagy részvét mellett helyezték örök nyugalomra 1966 december 31-én a Farkasréti temetőben. Ravatalánál a barátok, a pályatársak, a tudományos intézmények és egyesületek nevében dr. R e n n e r J á n o s és dr. B a r t h a G y ö r g y mondott gyászbeszédet.

1966 december 23-án hunyt el 72 éves korában dr. F a l l e r J e n ő okleveles bányamérnök, a Központi Bányászati Múzeum (Sopron) igazgatója, a Hazafias Népfront városi bizottságának elnöke. December 29-én, Sopron lakosságának nagy részvéte mellett kísérték el utolsó útjára. A Népfront Országos Tanácsa részéről K i s h á z i Ó d o n, az Elnöki Tanács helyettes elnöke jelent meg a temetésen. F ö l d i L ő r i n c a Hazafias Népfront városi elnöksége, T a m á s i I s t v á n főosztályvezető a Nehézipari Minisztérium és az Országos Bányászati és Kohászati Egyesület, dr. E r d é l y i S á n d o r a városi tanács végrehajtó bizottságának elnöke, a soproniak nevében vett búcsút F a l l e r J e n ő től.

1967 január 1-én hunyt el 74. életében dr. V i g h F e r e n c tagtársunk, okl. bányamérnök, a műszaki tudományok kandidátusa, a Bányászati Kutató Intézet tudományos osztályvezetője. Elhunyt tagtársunk a vízföldtan, a bányavízvédelem területén működött a felszabadulás óta. Megelőző munkahelye a M. Állami Földtani Intézet volt, ahol a vízföldtani osztályon eredményes, munkás éveket töltött. Személyét közmegebecsülés övezte. Dr. V i g h F e r e n c t nagy részvét mellett helyezték örök nyugalomra 1967. január 7-én a Farkasréti temetőben a Bányászati Kutató Intézet s a bányászati-földtan tudományos élet képviselőinek jelenlétében.

Részvétel nemzetközi rendezvényeken

A N e m z e t k ö z i M i n e r a l ó g i a i A s s z o c i á c i ó (International Mineralogical Association) 1966. aug. 30—szeptember 5 között az angliai Cambridgeben rendezett konferenciáján és szervező ülésén Társulatunk képviselőiben dr. S z t r ó k a y K á l m á n vett részt. A találkozó középpontjában a szakmai előadások, az új kutatási eredmények bemutatása és megvitatása állott. Az egyes szakbizottságok (kommissziók) pedig a további nemzetközi tennivalókat és együttműködés továbbfejlesztését dolgozták ki. Képviselőnk a „kozmosz mineralógia” ülésein számolt be a hazai meteoritkutatók legújabb eredményeiről, a meteoritanyag fejlődéses változásainak újabb bizonyítékairól. A konferenciát követően a középangliai Suffolkba vezetett kiránduláson a tűzköves alsókra feltárások megtekintésén vett részt.

1966 október 11—15 között ülésezett az UNESCO Központi Meteorit csoportja (Working Group on Meteorites) Párizsban. Ez volt a harmadik találkozó említett testület szervezésében, melynek állandó tagjaként S z t r ó k a y K á l m á n is résztvett. A munkacsoport az UNESCO program keretében, a világhírű békés felhasználásának témaköréhez csatlakozóan a nemzetközi meteoritkutatók megszervezésével, a tapasztalatok közvetlen kicserélésével s a világ összes meteorit-gyűjteményének katalógizálása elősegítésével, a kutatás számára szükséges csere- és mintaanyag lehetőségének biztosításával foglalkozott. Külön tennivalókat javasolt a hulló meteoritok jelenségének tüzetes megfigyelésére és az újonnan hullott anyag korszerűen felszerelt laboratóriumokba küldésének szabályozására.

TÁRSULATI ÜGYEK

A Magyarhoni Földtani Társulat 1966. őszi—téli ülészakán elhangzott előadások

Október 14. Jogi Tagdíjbizottság ülése

Elnök: D a n k Viktor

Tárgy: 1966. évi jogi tagdíjbefizetések helyzete

Résztevők száma: 4

Október 17. Választmányi ülés

Elnök: N e m e c z Ernő

Tárgy: 1. Elnöki beszámoló az utolsó választmányi ülés óta eltelt társulati működésről. 2. Az elnökség jelentése a Tisztújító Közgyűléssel kapcsolatban. 3. Társulati alapszabálymódosító javaslat. 4. Folyó ügyek

Résztevők száma: 42

Október 17. Agyagásványtani Szakcsoport előadójelentése

Elnök: S z é k n é F u x Vilma

N á r a y S z a b ó István — P é t e r Tiboré: Szilárd fázisok kvantitatív meghatározása diffraktométerrel a kerámiáiparban

P é t e r Tiborné: Amorf-tartalom meghatározása keverékekben

Résztevők száma: 23

Október 19. Mélyökológia-Építésföldtani Szakcsoport előadójelentése

Elnök: P a p p Ferenc

J u h á s z József: Közetfizikai jellemzők laza üledékekben

H o r v á t h József: Merev falazatokra ható közetnyomás nem tengely-szimmetrikus terhelés esetén

Résztevők száma: 21

Október 24. Ásványtan-Geokémiai Szakosztály előadójelentése

Elnök: S z t r ó k a y Kálmán

M o o r b a t h, S.: Stronciumizotóp kormeghatározó módszer alkalmazása a kőzettani vizsgálatokban

Résztevők száma: 27

Október 26. Tektonikai előadójelentés

Elnök: D a n k Viktor

S z a l a i Tibor: A Nyugati-Kárpátok DK-i szegélyének tektonikája és a triász medence

S z a n t n e r F e r e n c — S z a b ó Elemér: A móri árok szerkezete a bauxitkutatások alapján

Résztevők száma: 28

Október 31. Oktatási Bizottság ülése

Elnök: N e m e c z Ernő

Tárgy: A Bizottság működési tervének megtárgyalása a társulati elnökség részvételével

Résztevők száma: 11

November 8. Nemzetközi Kapcsolatok Bizottsága ülése

Elnök: N e m e c z Ernő

Tárgy: 1967. évi külföldi utak

Résztevők száma: 6.

November 14. Agyagásványtani Szakcsoport ankétja a Szilikátipari Tudományos Egyesület Finomkerámiái Szakosztályával közös rendezésben

Elnök: M o l n á r Gyula

V a r j u Gyula: Tokajhegységi finomkerámiái ásványi nyersanyagok ásványkőzettani és genetikai típusai, valamint azok elnevezése

Kiss Lajos: Javaslat a Tokaj-hegységi finomkerámiai nyersanyagok kereskedelmi típusainak kialakítására

Részvevők száma: 42

November 14. Őslénytani Szakcsoport előadóülése

Elnök: Báldi Tamás

Géczy Barnabás emlékezése Telegdi Roth Károlyra

Sai-Halász András: Az extinció kérdése a modern neuroendokrin kutatások tükrében

Oravecz János: Őslénytani adatok az upponyi paleozoikumból

Monostori Miklós: Fácies vizsgálatok a solymári Várerdő-hegyen

Részvevők száma: 38

November 16. Elnökségi ülés

Elnök: Nemezz Ernő

Tárgy: 1. Jelentés az elnökségi bizottságok munkájáról. 2. 1967. évi részletes munkaterv

Részvevők száma: 5

November 16. Előadóülés

Elnök: Nemezz Ernő

Vendl Aladár köszöntése 80. születésnapja alkalmából

Pojják Tibor: Az Ózd—egercsehi medence savanyú proklastikumai

Bidló Gábor: Újabb adatok az eruptív kőzetek vegyi ellenálló képességének vizsgálatához

Részvevők száma: 72

November 17. A Magyarhoni Földtani Társulat Szegedi Csoportjának alakulóülése — Szegeden

Elnök: Koch Sándor

Dank Viktor: Megnyitó

Üdvözlések

Vezetőségválasztás. A Társulat elnöksége javaslatára jelenlevők egyhangú tetszésnyilvánítással Koch Sándor tiszteleti tagunkat díszelnökké, Dank Viktor társelnököt ügyvezető elnökké, Mezősi József tagtársunkat titkárrá választották.

Kriván Pál: Megemlékezés Treitz Péter születésének 100. évfordulóján

Miháلتz István: A Dél-Alföld felszinközeli rétegeinek földtana c. poszthumusz munkáját bemutatta Mucsi Mihály.

Részvevők száma: 82

November 28. Ásványtan-Geokémiai Szakosztály előadóülése

Elnök: Sztróka Kálmán

Sztróka Kálmán: Tájékoztató beszámoló a Nemzetközi Ásványtani Asszociáció (IMA) ez év augusztusában az angliai Cambridge-ben tartott üléséről

Virágh Károly — Szolnoky János: Baktériumok, mint a mecseki uránérc keletkezésének és további áthalmozódásának tényezői

Bondor Livia: Üledékes és piroklastikus ásványok a Dunántúli ÉK-i részének eocén kőfejtőiből

November 30. Mérnökgeológia-Építésföldtani Szakcsoport vezetőségi megbeszélése a Bányászati Kutató Intézetben

Elnök: Papp Ferenc

Tárgy: 1967. évi munkaterv

Részvevők száma: 6.

November 30. A Mérnökgeológia-Építésföldtani Szakcsoport tanulmányi látogatása a Bányászati Kutató Intézet hőtelmechanikai osztályán és laboratóriumában

Vezető: Horváth József

Részvevők száma: 24

December 7. Mérnökgeológia-Építésföldtani Szakcsoport előadóülése

Elnök: Papp Ferenc

Szilvágyi Imre: Kísérletek agyagok viselkedésének jobb jellemzésére

Részvevők száma: 29

December 8. Elnökségi ülés Miskolcon a Társulat Északmagyarországi Csoportjának vezetőségével együttesen

Elnök: Nemezz Ernő ill. Pojják Tibor

Tárgy: Az 1966. évi tevékenység, 1967. évi feladatok

Részvevők száma: 17

December 12. Agyagásványtani Szakcsoport előadói ülése

Elnök: Székyné Fux Vilma

Nemecz Ernő — Varju Gyula: Beszámoló a CIPEA 1966. évi jeruzsálemi konferenciájáról

Székyné Fux Vilma: A CIPEA nevezéktani albizottság javaslatának megbeszélése

Részvevők száma: 37

December 14. Választmányi ülés

Elnök: Nemecz Ernő

Tárgy: 1. Beszámoló az előző választmányi ülés óta történt társulati működésről.

2. A Társulat alapszabályának megvitatása. 3. 1967. évi munkaterv. 4. Folyó ügyek

Részvevők száma: 28

December 14. Évadzáró klubest

Elnök: Nemecz Ernő

Nemecz Ernő — Varju Gyula: 1966. évi izraeli tanulmányút

Ifjúsági Díjak kiosztása. Az Ifjúsági díjakat, 1000—1000.— Ft-ot 1966-ban Buda György és Rakovits Zoltán tagtársunk kapta.

Részvevők száma: 67

* * *

A Kriván Pál vezetése alatt két tagozatban (kezdő és haladó) működő Központi Geológus Szakkör 1966 őszén is folytatta tevékenységét csütörtök délutánonként négy órás foglalkozásokkal.

A Magyarhoni Földtani Társulat Mecseki Csoportjának 1966 őszi—téli ülészakán Pécsen elhangzott előadások

November 2. Előadói ülés

Elnök: Barabás Andor

Selmeczi Béláné: Szénült és ásványosodott fatörzsek ércesedése a mecseki uránérclelőhelyen

Várszegi Károly: Rézérc-nyomok a nyugat-mecseki szeizi palában és homokóban

Szederkényi Tibor: A szigetvári vízkutató fúrás földtani tapasztalatai

Részvevők száma: 34

December 15. Klubest

Elnök: Barabás Andor

Csalogovits István: Földtani kirándulás Zágrábban és környékén

1966. évi pályázat eredményhirdetése

Részvevők száma: 28

A Magyarhoni Földtani Társulat Középdunántúli Csoportjának 1966. őszi—téli ülészakán elhangzott előadások

Október 12. Előadói ülés Balatonalmádiban

Elnök: Vízzy Béla

Bubics István: A balatonfelvidéki metamorf kőzetek üledékföldtani és tektonikai sajátosságai

Szabó Elemér: Bauxitkészletek elektronikus módszerű számítása

Részvevők száma: 35

Október 28. Velencei-hegységi tanulmányút

Vezetők: Nagy Béla és Félégyházi Zsolt

Részvevők száma: 43

November 24. Előadói ülés Veszprémben a Középdunántúli Szénbányászati Trösztnél

Elnök: Vízzy Béla

Kerekes Árpád: A termikus vízelőrejelzési módszer eredményei a padragi bányáknál

Vízzy Béla: A halimbai bauxitelfordulás vízföldtani viszonyai

Posgay Károly: Bauxittérfogatszűrés-vizsgálatok

Részvevők száma: 24

December 15. Klubdélután Balatonalmádiban

Elnök: Víz y Béla

H á m o r Géza: Beszámoló a Kárpát-Balkáni Asszociáció bulgáriai ülészakaról

B á r d o s s y György: Görögországi útiélmények

Az 1966. évi pályázat eredményhirdetése

Résztevők száma: 28

**A Magyarhoni Földtani Társulat Északmagyarországi Csoportjának 1966. őszi—téli ülészakán
elhangzott előadások***November 10. Előadóülés*

Elnök: K o v á c s Lajos

P á l f y József: A Mátra-bükkaljai lignitkutatás földtani eredményei és a további kutatás perspektívája

H a r n o s János: Harmadidőszaki képződmények térbeli helyzete Rudabányán és azok kapcsolata az azonos korú környékbeli kifejlődésekhez

Résztevők száma: 31

November 24. Előadóülés

Elnök: P o j j á k Tibor

B e n k ő Ferenc: Újabb elméletek a magmás telepképződésben

P á l f y József — H u r s á n László: A nagyrédei lignit-kutatási terület komplex földtani-mélyfúrási geofizikai vizsgálata

Résztevők száma: 32

December 8. Vezetőségi ülés a Társulat elnökségével együttesen

Elnök: N e m e c z Ernő ill. P o j j á k Tibor

Tárgy: Az 1966. évi tevékenység, 1967. évi feladatok

Résztevők száma: 17

December 8. Klubest

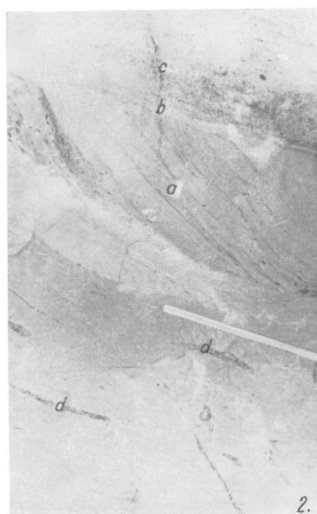
Elnök: P o j j á k Tibor

B e n k ő Ferenc: Bányageológus- és mérnökgeológus-képzés a szovjet műegyetemen

W a l l a c h e r László: 1967. évi munkaterv

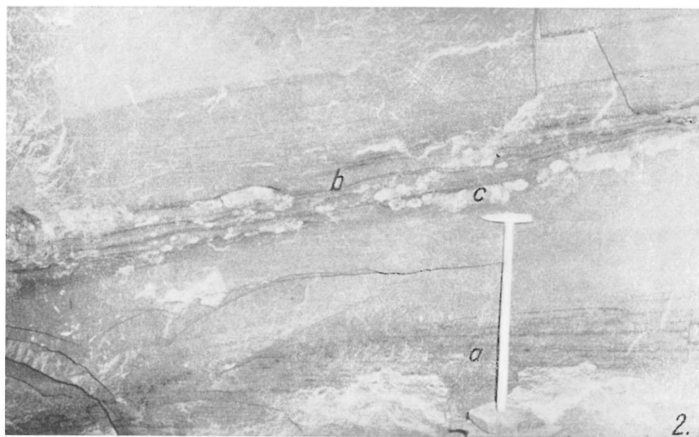
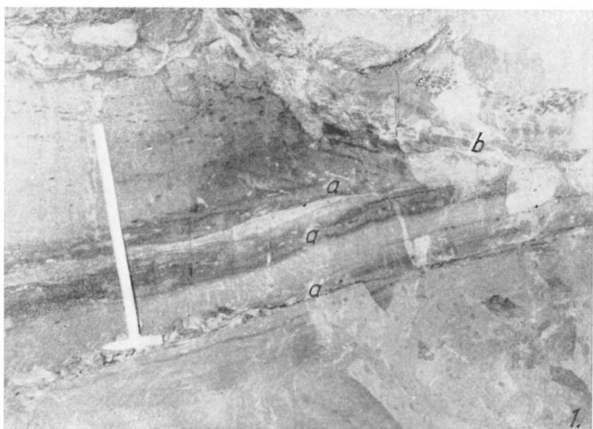
Jutalmak kiosztása

Résztevők száma: 34

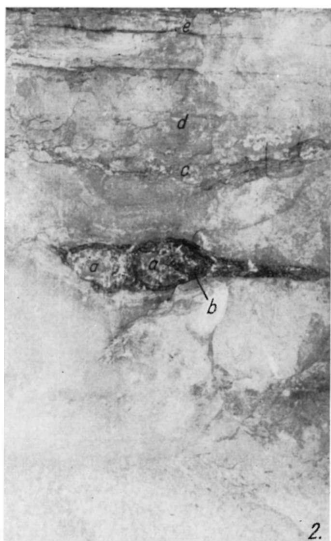
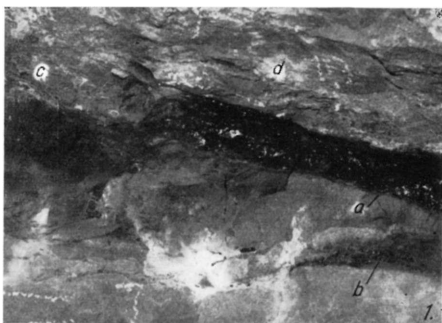


Virágh – Vincze: A mecseki uránérclelőhely

II. tábla

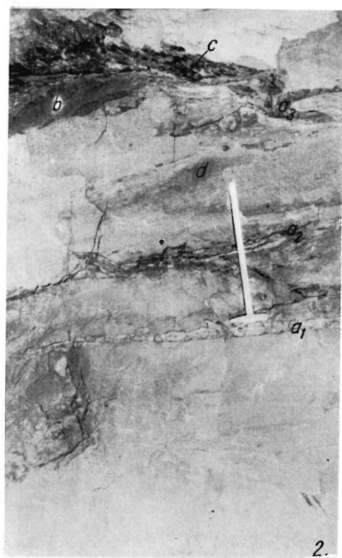
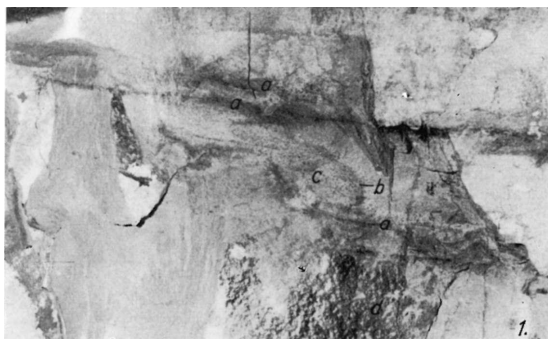


Virágh – Vincze: A mecseki uránérclelőhely

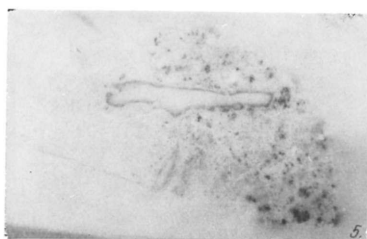
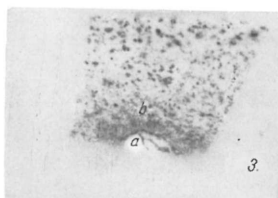
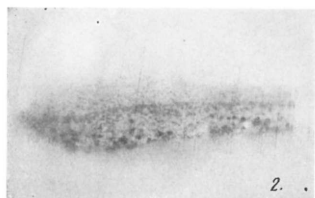
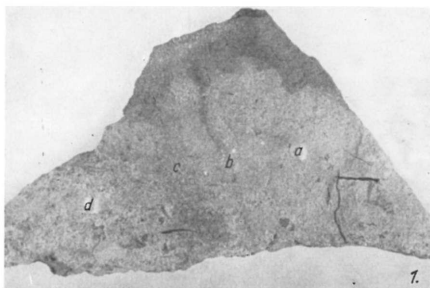


Virágh – Vincze: A mecseki uránérclelőhely

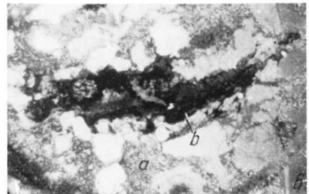
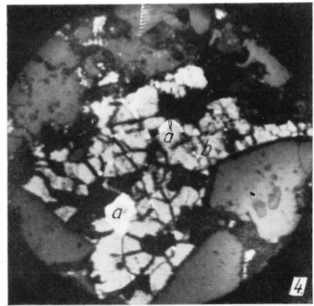
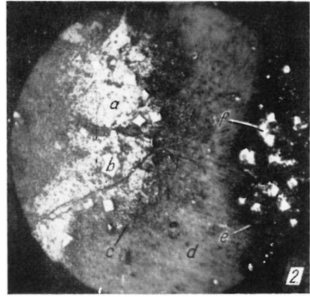
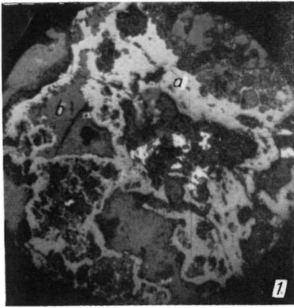
IV. tábla

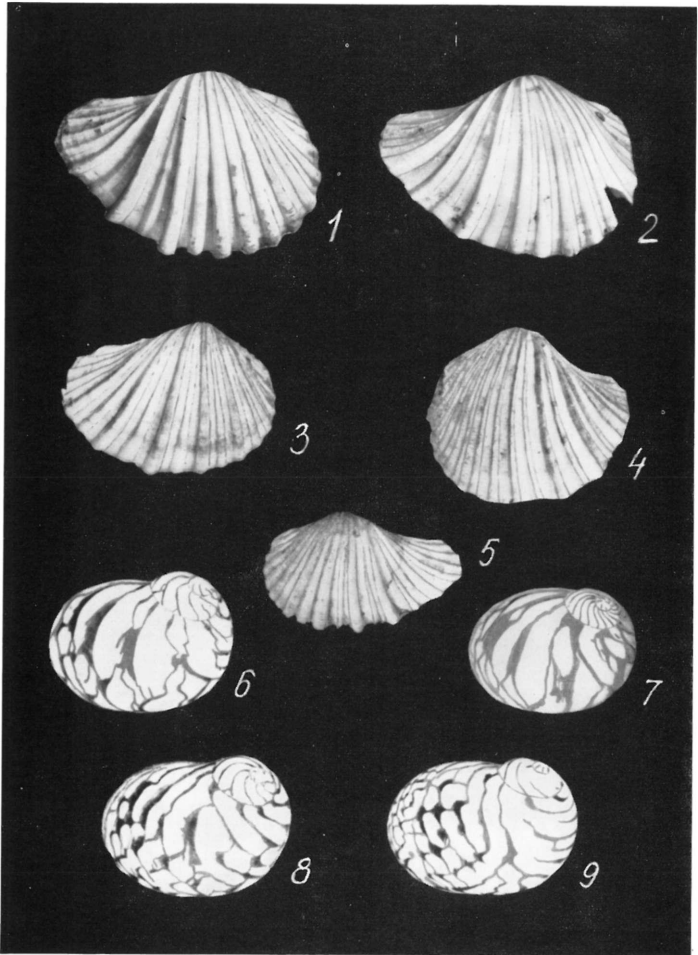


Virág - Vincze: A mecseki uránérclelőhely

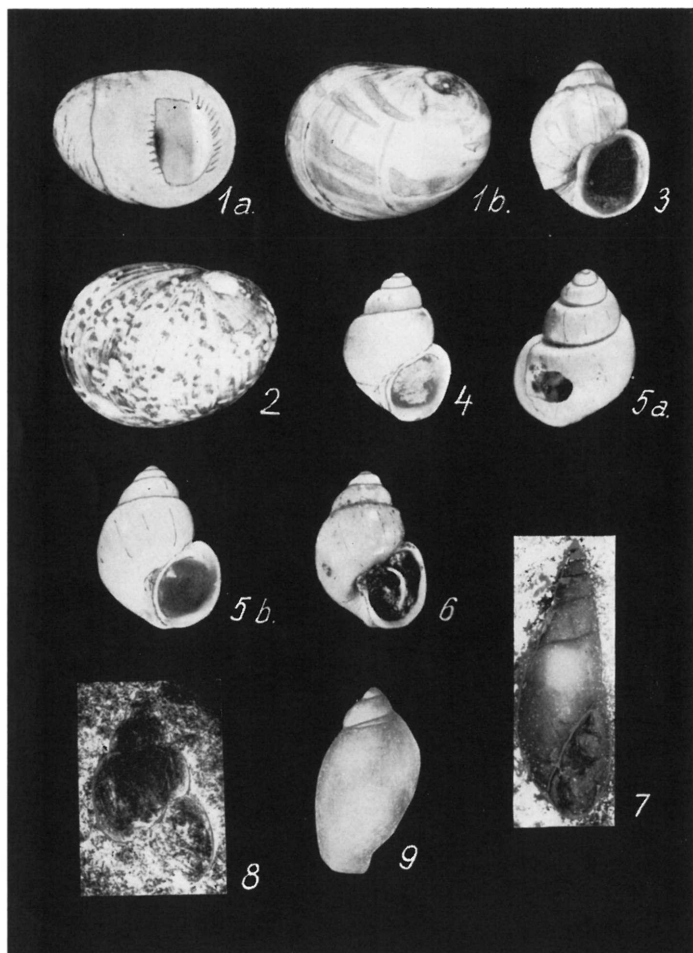


VI. tábla

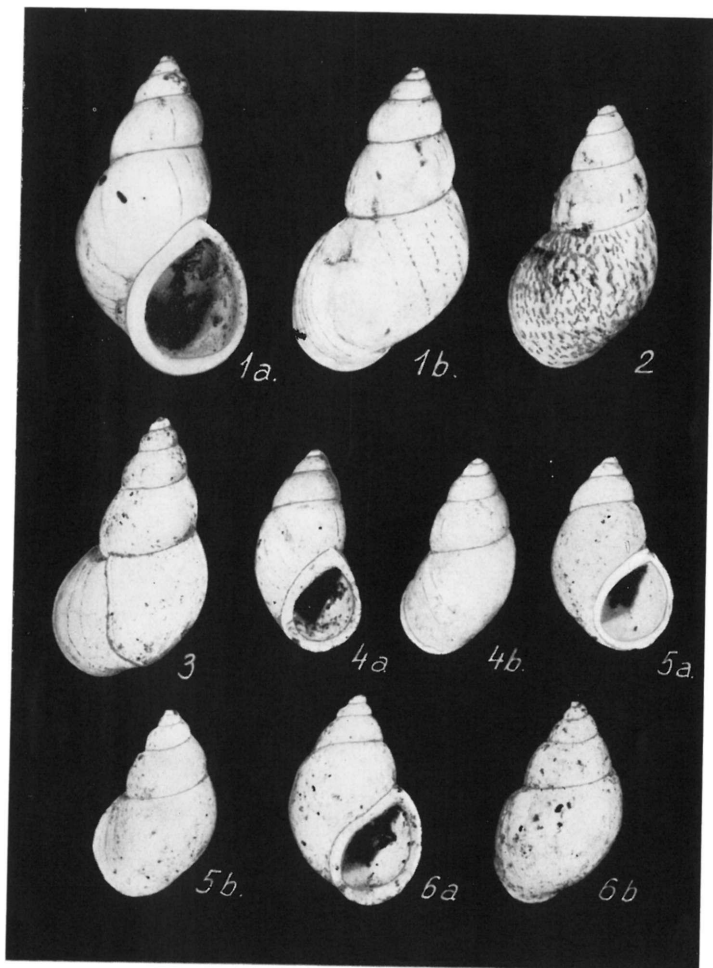




K ó k a y: A Bakony-hegység felsőtortonai képződményei

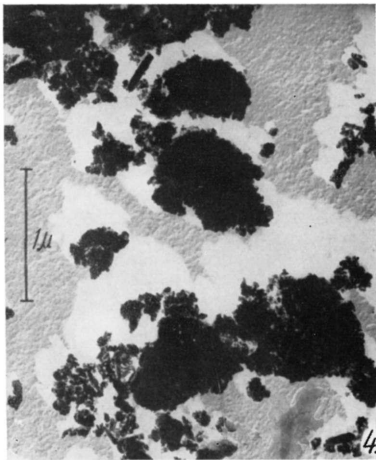
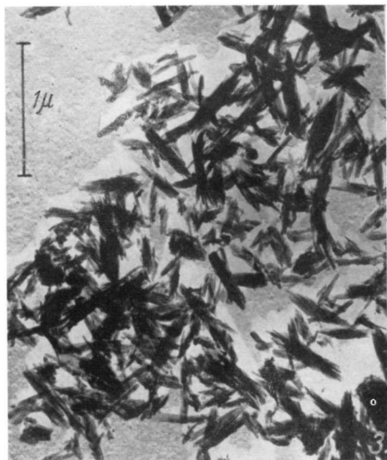
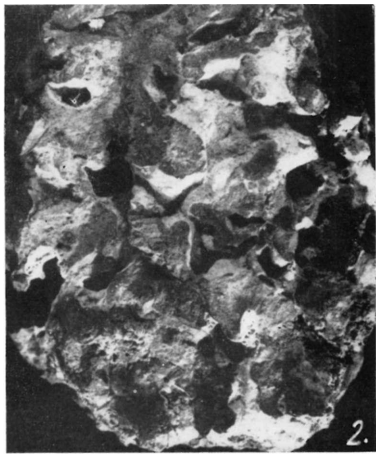


K ó k a y: A Bakony-hegység felsőtortonai hépzödményei

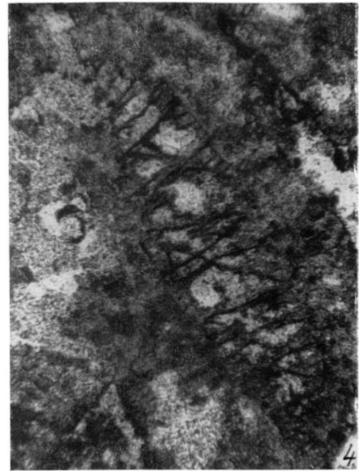
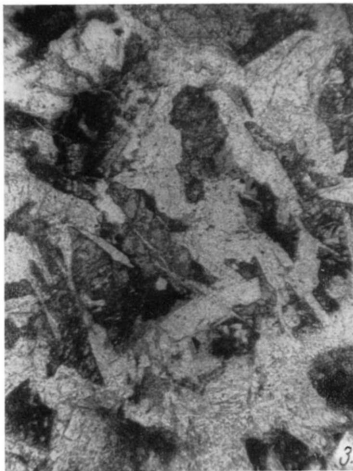
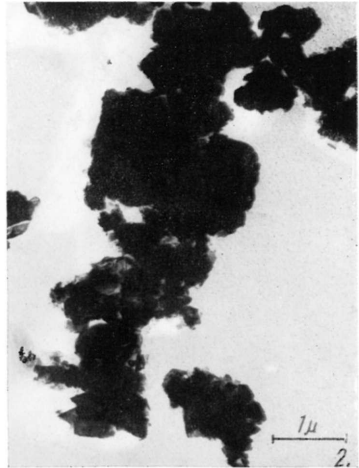
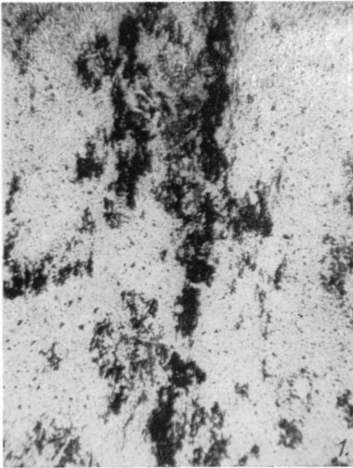


K ó k a y: A Bakony-hegység felsőtortonai képződményei

X. tábla

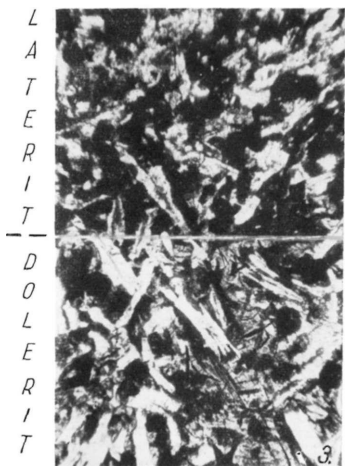


Balkay — Bárdossy: Lateritesedési részfolyamat-vizsgálatok



Balkay — Bárdossy: Lateritesedési részfolyamat-vizsgálatok

XII. tábla



Balkay – Bárdossy: Lateritesedési részfolyamat-vizsgálatok

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 s kézzeljavítással 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 írjunk, minden nélkülözhető idegen szóhasználat mellőzésével (beleértve a szakkifejezéseket is). Íráskészségünk állandó fejlesztésére törekedjünk!

Minden eredeti közlemény elején rövid összefoglalást kérünk a dolgozat tartalma és terjedelme szerint néhány sorban, legfeljebb nyomtatott egyharmad oldalnyi terjedelemben.

Idegen nyelvű fordítás céljára külön rövid tartalmi kivonatot kérünk. Ábraalírásokat a szövegben a megfelelő helyen illesszük be, egy példányban pedig külön mellékeljük a fordítandó kivonathoz.

Az idegen nyelvű fordítás szükségességét és terjedelmének mértékét a szerzők kívánásai alapján a Szerkesztő bizottság állapítja meg.

A FÖLDTANI KÖZLÖNY negyedévenkénti pontos megjelenésének biztosítására csak a fentebbiek szerint elkészített és minden mellékletével (rajzok, fényképek) együtt már beadott kéziratokat vesszünk számításba. A társulati szaküléseken előadott dolgozatok elsősorban jogosultak kiadásra, de ezek elfogadásáról is a Szerkesztő bizottság határoz.

A kéziratok nyomdára való előkészítésére a betűfajták következő, általánosan elfogadott egységes megjelölését kívánjuk: cím: ===== összefüggő hármás aláhúzás; fontosabb szavak vagy kiemelkedő megállapítások: egyszeri szaggatott a l á h ú z á s (ritkított vagy szórt szedés); személynevek: egyszeri szaggatott a l á h ú z á s; 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 figyelembevételére szerinti vonalakkal és betűkkel. A szöveg 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 Szerkesztő bizottság külön határozata alapján lehetséges.

Ismertetések nagyobb mértékű rendszeres közlésére van szükség. Hazai szerzők más kiadásban megjelent munkáit a szerzők ismertethetik folyóiratunkban. Külföldi, összefoglaló jellegű, általános érdeklődésre igényt tartó könyvek ismertetését kérjük, elsősorban a rendelkezésre álló szovjet irodalomból. Az ismertetések azonban csak a figyelem felkeltését 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,- Ft

INDEX: 25299

A kiadvány előfizethető a
POSTA KÖZPONTI HÍRLAPIRODÁNÁL
Budapest V., József nádor tér 1.
és bármely postahivatalban.
Csekk számlaszám egyéni: 61.257, közületi: 61.066.
MNB egyszámlaszám: 8.

Előfizethető és példányonként megvásárolható
az AKADÉMIAI KIADÓ-nál,
Budapest V., Alkotmány utca 21., telefon: 111—010.
Csekkbefizetési számla: 05.915, 111—46.
MNB egyszámlaszám: 46.

az AKADÉMIAI KÖNYVESBOLT-ban,
Budapest V., Váci utca 22., telefon: 185—612.

Felelős szerkesztő:
VADÁSZ ELEMÉR

Technikai szerkesztő:
MEISEL JÁNOSNÉ

A Szerkesztő bizottság tagjai:

CSAJÁGHY GÁBOR, CSEPREGHY NÉ MEZNERICS ILONA, DANK VIKTOR,
KERTAI GYÖRGY, KONDA JÓZSEF, KRIVÁN PÁL, NEMECZ ERNŐ,
SZILVÁGYI IMRE, SZTRÓKAY KÁLMÁN



AKADÉMIAI KIADÓ, BUDAPEST