

## A RÁTKAI FELSŐSZARMATA ÉDESvíZI MEDENCE FÖLDTANI ÉS TELEPTANI VISZONYAI

MÁTYÁS ERNŐ\*

(7 ábrával)

**Összefoglalás:** Az 1958–65 közötti kutatások a rátkai—mádi területek üledékes nemeságyag- és kvarcit-előfordulásait egyetlen édesvízi összlethez tartozónak jelölik. Ez az összlet a Tokaji-hegység D-i, DK-i peremén nyomozható felsőszarmata édesvízi képződmények egyik különálló medencekifejlődése. A medence üledékeinek képződésében mechanikai, piroklastikum-szórásos és hidrotermális vegyi üledékképződési folyamatok vettek részt, jellegzetes kifejlődésekkel. Innen ered a medenceüledékek nagy közettani és települési változatossága.

A mechanikai üledékek fáciesváltozásai egyidejű tektonikai mozgásokra utalnak, amelyek időbelileg a vulkáni tevékenység megélénkülésével és a hidrotermális tevékenység fokozódásával vannak szoros kapcsolatban.

A hévforrások környezetében az édesvízi üledékek hidrotermálisan elváltoztak a beömlési centrumtól való távolság függvényének mértékében. Az elbontódás folyamán hidrotermális elemvándorlás történt. A hévforrások környezetében körkörös, eltérő agyag-ásvány felépítésű üledékek, hidrotermális édesvízi fáciesek alakultak ki. — A medence nemeságyagtelepei ezzel a fáciesekkel azonosulnak.

A Tokaji-hegység DNy-i részén, a Szerencsi-patak D felé kitérő völgyében és völgyperemi vonulatain, az 1958-as évtől kezdődően perspektivikus, majd részletes nyersanyagkutatások folytak. A napjainkig leemélyített közel 600 kutatófúrás egyrészt nagy pontossággal tisztázta a terület felépítésének általános földtani törvényszerűségeit, másrészt több bányászati értékű nyersanyagfajta és telep feltárásával megteremtette a Mád környékén kialakuló ásványbányászati—feldolgozási ipar nyersanyagbázisát.

A Varju Gy. által „Szerencsi-öböl”-nek nevezett terület általános földtani felépítésével, helyzetével, a megismert nyersanyagtelepek minőségi tulajdonságaival kapcsolatosan, a kutatások megkezdése óta Barna J., Juhász Z., Nemeecz E., Zelenka T. és Varju Gy. részéről több szakelőadás hangzott el. Kiss L., Nemeecz E., Varju Gy. és Zelenka T. tanulmányokban is beszámoltak a terület földtani nyersanyagkutatásának egyes részeredményeiről. Ezekhez kapcsolódva ezúttal a „Szerencsi-öböl” K-i, ÉK-i szegélyét képező rátkai, felsőszarmata édesvízi medence általános, földtani—teleptani ismertetésével foglalkozunk.

### 1. Az édesvízi összlet genetikai egységessége és helye a Tokaji-hegység DNy-i részének képződménysorában

A Tokaji-hegység nagy, földtani morfológiai egészére vonatkozó múlt századi és századeleji földtani szakirodalom (Szabó J., 1865, Hoffer A., 1925, 1926) csak néhány mondatos utalásokat tartalmaz a Rátka—Mád környéki területekről. Ezek Maier I. (1928) doktori értekezésével együtt, napjainkban, a terület jelen megkutatott-

\* A Magyarhoni Földtani Társulat Észak-magyarországi Csoportjának 1964. október 22-i előadó-ülésén elhangzott előadás. Kézirat lezárva 1965. aug. 3.

sága mellett, esetenkénti helyes települési és közzetani megállapításaik mellett is csak kutatástörténeti értékek.

A hegység DNY-i részén térképező geológusok (Bartkó L. 1948, Frits J. 1951, Lengyel E. 1959, Liffa A. 1935, 1938, Rozlozsnik P. 1932) jelentéseikben kisebb-nagyobb részletességgel felszínalkotó képződményként jelölték a Rátka környéki területek édesvízi összletének egyik jellemző kőzetét, a limnokvarcitot. Az 1920-as években a tályai Bodnár J. bányavállalkozó, majd a mádi Barina testvérek nyitotta apró nemesagyag-művelések mind a limnokvarcittal jellemzett területen belül voltak. Az 1950-es évekkel megindult bányageológiai felvételek (Frits J., Varga Gy. Varju Gy.) már nemcsak területileg, de az egyes bányaterületeken belül, vertikális irányban is felderítették a limnokvarcit és a nemesagyag-telepek települési helyzetét és összefüggését. Lengyel E. 1959-ben a Földtani Közlönyben számolt be a limnokvarcit és a nemesagyag-telepek elhelyezkedésével kapcsolatos megfigyeléseiről. Barina J. (1957) ipari tanulmányai a különböző nemesagyagok geológiai tulajdonságainak és ásványtani összetételének megismerése szempontjából alapvetők.

A részletvizsgálatok, a bányászati feltárások számának növekedése azonban nemhogy tisztázta volna a föld- és teleptani kérdéseket, inkább ellentmondások sorozatát vetette fel. A szerkezeti feldaraboltság és a szarmata utáni lepusztulás mértékének, valamint a pleisztocén képződmények szerepének alábecsülése — mint a földtani értékelési ellentmondások okai — lényegében a kísérő meddő képződmények tanulmányozási hiányára vezethetők vissza.

Az 1958-ban Varju Gy. vezetésével meginduló perspektivikus nyersanyag-kutatások egyik fő érdeme, hogy szakítva a hagyományos, telepfelbukkanás nyomozásában kimerülő, főként jó szerencsén alapuló kutatási módszerekkel, a figyelmet a kísérő mellékkőzetek, az anyakőzetet adó vulkáni összlet együttes tanulmányozása felé fordította. — A telepeket kísérő meddő képződmények fáciesjellegének és a képződménysor tagolódásának felismerésével a Rátka—Mád környéki üledékes előfordulások (Isten-hegy, Koldu, Hercegköves, Új-hegy) földtani genetikai egységessége véglegesen igazolódott (6. ábra).

Az ismert nemesagyag-lelőhelyek üledékes összlete makroszkópos jellegek alapján is, horizontális és vertikális irányokban is jól elkülönül a „Szerencsi-öböl” többi szarmata képződményétől. Az elkülönítő jegyek:

- a) a vulkáni anyagú törmelék rendkívül változatos, rétegzett, lencsés települése
- b) a törmelék szemcsék koptatottsága,
- c) az üledékanyagok osztályozottsága,
- d) a pelites fáciésekben az agyagásványok feldúsulása,
- e) a finomabb és durvább szemcsés üledékek gyors váltakozása,
- f) az összlet hévforrásos, kovás betelepülésekkel való tagoltsága,
- g) a törmelékanyag agyagásványos elbontottsága vagy kovás impregnáltsága,
- h) kőszenesedett, kovásodott növénymaradványok és a viszonylag kis területi kiterjedés (7—8 km<sup>2</sup>)

egyértelműen az összlet vízi felhalmozódását, üledékes édesvízi eredetét hangsúlyozzák. Az egyes szintekben feltárt koptatatlan horzsakő- és riolittörmelék a tömegesebb, határozottan tufás szövetű egybehangozóan egyidejű riolitos kitérésre utal. A közvetlen fekében nagy területeken nyomozott andezitlávaár pedig kiömléses (effúziós), bázisosabb vulkáni tevékenységet jelöl.

Bár az andezitlávaár alatt továbbra is vízben felhalmozódott savanyú explóziós termékek következnek, ezek makroszkópos közzetani és települési jegyei erősen elütők a

lávaár feletti fiatalabb tagozatoktól. A lávaár alatt az üledékes lencsék nagyobb kiterjedésűek, a pelites fáciesekben a nemesagyagosodás alárendelt. A fáciesváltózekonyság mind horizontális, mind vertikális irányokban kisebb fokú. Hévfórással kovás betelepülések alárendeltek, vagy hiányoznak, az irányított helyzetű növénymaradványok (levélnyomatok) nyílt víztükörre utalnak. A lávaár alatti képződmények az előzőkkel szemben nagyobb területen, közel 100 km<sup>2</sup>-en követhetők.

Ennek a nagyobb kiterjedésű medencekifejlődésnek fekéjében Varju Gy. (1962), Zelenka T. (1964) szárazföldi horzsaköves riolituffát és denudációs szintet mutatott ki. Az édesvízi összlet a közbetelepült andezitlávaárral tehát a szarmata emelet felső részében ismételt vízzel-borítottságot, a hegység DK-i részére kiterjedten, transzgressziót jelöl. A transzgresszió alsó tagozata durva kavicsos, murvás, egységesebb kifejlődésű, míg a felső tagozatot izolált vagy laza kötésű sekély édesvízi üledékek adják.

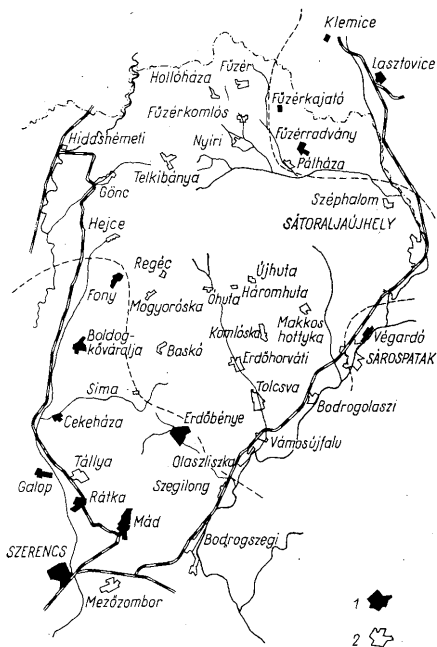
A medenceüledékek eredeti széttagoltságát tovább fokozta a szarmatavégi denudációs időszak. A felszínalkotó, puha, nemesagyagos képződmények a szárazulattá vált területekről nyomtalanul lepusztultak. A denudáció, a hévfórással kemény, ellenállóbb lerakódásait a szerkezeti helyzetnek megfelelően kiálló magaslatokká vagy sziklás gerincekké alakította. A nemesagyagtelepek csak a limnokvarcitos, kovás képződmények alatt vagy azok „eróziós árnyékában” maradtak meg. (Innen származik a bányászati elnevezés: fedőkvarcit.)

A pleisztocén képződmények a pannóniai emelet során még inkább kimunkált kovás magaslatok éles alakulatait szelíd kupokká tompították. Így a kivétel nélkül tektonikus helyzetű „ál”-gejzirkúpok (Isten-hegy, Padi-hegy, Új-hegy, Koldu) lankás lejtőperemeinek felszíni kibúvásein települtek az első nemesagyag-külfejtések.

A rátkai terület kúpjaihoz hasonló földtani és térszíni alakzatok K felé a mádi Perce-tető kovás magaslatáig követhetők. D és Ny felé a Szerencsi-patakra nyirokkal lankásított östérszíni lejtő ereszkedik. A lejtő alsó részén már a lávaár alatti regionális édesvízi képződményeket találjuk. Ny-i irányban tektonikus vonalon a mélyfekű alsószarmata transzgresszió üledékeiként hidrodiaenetikusan bontott riolituffa (trasz) került a fiatal édesvízi képződmények mellé, a Szeferncsi-patak völgyének morfológiailag inverz szerkezetét példázva. É-nak a Fürdő-s-tető riolitmagaslata irányában az andezitlávaár felszínre bukkanása jelzi az izolált édesvízi kifejlődés határát (6. ábra). Az így körvonalozott terület kvarcittmagaslataival, nemesagyagtelepeivel, fekéjében a D-i peremig követhető andezit-lávaárral, környezetétől jól elütő földtani felépítéssel a szarmata képződmények egyik legfiatalabb szintjeként, önálló fejlődéstörténeti, földtani egységül rátkai limnikus medenceként jelölhető, iparilag fontos üledékes nemesagyagairól „rátkai nemesagyag-medence” elnevezéssel.

A nemesagyag-medence tágabb környezetéből izolált foltokként hasonló földtani felépítésű, közötti képződmények ismeretesekek (Szerencsi Aranka-tető, abaúj-szántói Süveges-tető, boldogkővár-aljai Szőlőhegy). Ezek a foltok a fiatal édesvízi kifejlődés nagy elterjedtségére utalnak. Ha pedig még hozzátesszük, hogy a Sima, Erdőbénye, Füzéradvány, Végardó, Kuzmice, Lasztovce környezetében feltárt pirogen eredetű édesvízi üledékek a rátkaiakhoz hasonlóan a szarmata képződménysor tetején hasonló földtani milióban „ülnek”, úgy a szarmata végén kiemelkedett Tokaji-hegység D-i és K-i peremterületein, a felsőszarmata transzgresszió gyengülő szegély vonalában, regionális, apró medencék sorozatából álló édesvízi „szint”-et látunk kibontakozni. A rátkai nemesagyag-medence ennek az eredetileg is tagolt, hévfórástevékenységgel jellemzett felsőszarmata fejlődéstörténeti „szint”-nek egyik Ny-i, részletesen megismert kifejlődése. A „szint” létrejötté a szarmata—pannon határon

észlelt, a kárpáti orogén attikai mozgásmáximumának megfelelő általános kiemelkedéshez kapcsolódik (1. ábra).



1. ábra. A felső szarmata limnikus képződmények elterjedése a tokaji hegység területén. M a g y a r á z a t:  
 1. A község határában limnikus képződmény, 2. Limnikus képződmények nem ismeretesek  
 Abb. 1. Verbreitung der obersarmatischen limnischen Bildungen im Raume des Tokajer Gebirges. E r k l ä -  
 r u n g e n: 1. Limnische Ablagerungen in der Umgehung der Ortschaften Rátka und Mád, 2. Keine limnischen Ablagerungen bekannt

## 2. Az édesvízi képződmények fő típusai

A felsőszarmata transzgresszió üledékeit, a rátkai területeken, vízbefolyt andezit-lávaár, mint az előzőkből kiténik, egy alsó, regionálisabb és egy felső, szétkülönült medence-rendszerű kifejlődésre osztja. Nagyon valószínű, hogy a két tagozat az andezit-lávaárral nem érintett területeken is elkülönül. A nyílt víztükrű nagy medence részekre különülése nem annyira az andezit beömlés, mint inkább az azt kiváltó erőteljesebb tektonikai igénybevétel következménye. Az andezitömlés és a medence részekre különülése időbelileg szorosan kapcsolódó fejlődéstörténeti mozzanatok. A szerkezeti mozgások

nyilvánvalóan nagy változásokat okoztak nemcsak a vízzel borított, de a parti lepusztulási területek morfológiájában is. A regressziós fejlődéstörténeti szakaszt, a rátkai nemesagyag-medence üledéksorát joggal számítjuk tehát az andezitlávaár megjelenésétől.

Az andezit lávaár-jellegét első szintjének a fekü képződményekkel való kaotikus kevertsége, a felső szint hólyagüreges, salakos üveges szövete jól mutatja. A lávaár-jelleget támasztják alá a tendenciózus vastagságváltozások és a konkordáns település is. A regionális elbontottság, a pseudoagglomerátumosodás pedig a lávaár felszínére települő édesvízi autigén törmelékekkel a vízbeömlöttség kétségtelen bizonyítékai. — A pseudoagglomerátumos vékonyabb lávárészek elbontottsága oly nagyfokú, hogy egyes szakaszain andezithidrobentonitnak minősül. A lávaár alsó és felső részének agyagásványos bontódása kétségtelenül a vízbeömlés következménye. Megjegyezzük, hogy hasonló mocsárvízbe ömlött andezitlávaár bentonitos bontódása S z á d e c k y - K a r d o s s E. leírása révén (1958) a Szinyák-hegységből, Ungvár környékéről a kárpáti vulkáni koszorún belül már ismeretes.

A rátkai lávaár központi, nagyobb vastagságú részein azonban nemcsak horizontális, de vertikális helyzetű agyagásványos bentonitos tömegek is észlelhetők. Ezt a lebontódást mindig 1—2 cm-es hidrokvarcit telérek kísérik. Ezek a tömegek mindig a medence kovás üledékei alatt, azok vastagsági maximumánál, centrális helyzetben jelentkeznek. Az édesvízi hévforrások csatorna-rendszeréhez kapcsolódnak, a hévforrásos tevékenység mélységi kifejlődésének minősülnek.

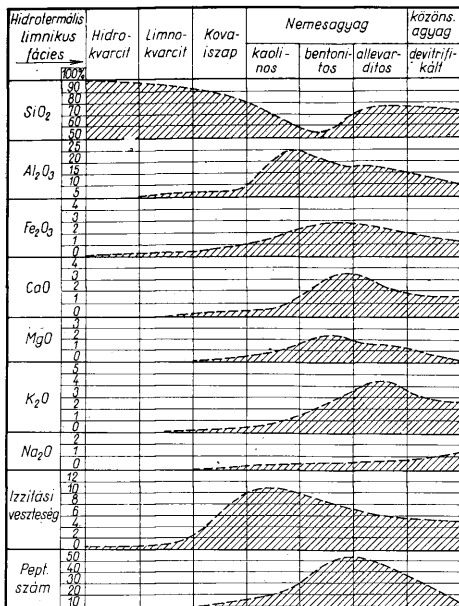
Az andezitlávaár felszínére a medence-rendszerre tagolódott sekélyvízű tórendszer üledékei települnek. Az üledéktömegek felhalmozódásánál a mechanikai üledékképződési folyamatok mellett nagy szerepet kaptak az egyidejű explóziós vulkáni tevékenység tufaszórásos és a posztvulkáni működés vegyi kicsapódásos közetképző folyamatai is. A képződött édesvízi üledékek szöveti és szerkezeti jellegei, valamint kémiai összetétele a három egyidejű folyamat intenzitásváltozásainak megfelelően alakultak.

A vulkáni törmelékiszórás konkordáns településű, szögletes törmelékanyagú, osztályozatlan tömeges, tufás képződményekkel jelentkezik. Az üledékes törmelékfelhalmozódás anyaga koptatott horzsakő, legömbölyített riolit- és andezit-kavicsokat tartalmaz. A törmelékanyag rétegzett, osztályozott, a vertikális irányban észlelhető szemcse nagyságváltozások időszakos rendje a mechanikai üledékképződés körülményeinek ritmikus változását tükrözi. — Az egyidejű hévforrás- vagy gejzír-tevékenység — külön-különösen a hévforrások centruma közelében — kolloidális, koagulációs üledékek lencséivel jelentkezik. A hévforrás-tevékenység intenzitás-maximumaiban ez a koagulációs vegyi üledékképződés uralkodóvá vált a medencében. Elyomta a mechanikai üledékképződés folyamatát, vagy vegyes közettípusok (konglomerátumos limnokvarcit, kovás homokos tuffit) sorát hozta létre.

A medence-rendszerbe beömlő hidrotermális oldatok agresszivitása révén a lebegő és a fenéktérszíni híg iszapban agyagásványosodás ment végbe. A mechanikai üledékképződés anyaga a szemcseméret, az anyagi összetétel és a hidrotermális centrumtól való távolság függvényében más-más jellegű és mértékű agyagásványos elbontódást okozott.

A három üledékképződési folyamat (piroklasztikus, mechanikai, vegyi) tér- és időbeli egymásmellettsége az édesvízi üledékek rendkívül változatos kémiai és közettani összetételű sorozatát hozta létre. — Az ultrasavanyú hévforrásos képződményektől (hidro-limnokvarcit: 90—99%  $\text{SiO}_2$  tartalom) a már bázikus nemesagyagokig (55—60%  $\text{SiO}_2$  tartalom) csaknem valamennyi átmeneti tag megtalálható. Hasonló ingadozást mutat az egyes üledékek  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -tartalma is. A limnokvarcit 0,7%-os  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -tartalmától a kaolinites nemesagyag 26%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -tartalmú kőzetéig, kis területen belül is, átmeneti típusok egész sorozata észlelhető. Az  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -tartalom az anyakőzet összetétele, a lebont-

tódási folyamatok és az epigenetikus változások függvényében 0,1%-tól (limnokvarcit) 6,0—7,0%-ig (bentonitokker) az egyes üledékek esetében legkülönbözőbb értékekkel jelentkeznek. Hasonló nagy változékonyság jellemzi a többi kőzetalkotó főelem oxidjainak százalékos értékeit is. E nagy változékonyság azonban, bármennyire is kaotikusnak tűnik, jól megfogalmazható törvényszerűségeket jelent.



2. ábra. A kőzetalkotó főelemek oxidjainak százalékos értékváltozásai a hidrotermális centrumtól való távolság függvényében a rátkai limnikus nemesagyagmedence képződémsorozatának vizsgálata alapján  
Abb. 2. Veränderungen der Prozentsätze der gesteinsbildenden Hauptelemente in Abhängigkeit der Entfernung vom hydrothermalen Zentrum anhand der Untersuchung der Sedimentfolge des Rátkaer limnischen Edeltonebeckens

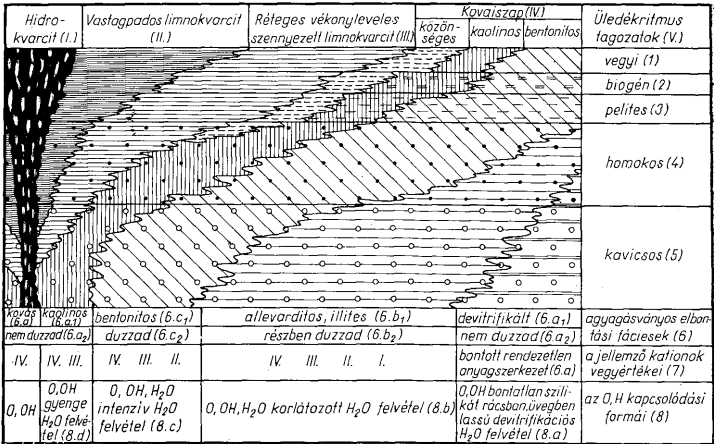
A hévforrások központok a medence üledéksorában a kovás üledékek vastagságmaximumai révén jól meghatározhatók. Ha a hidrotermális centrum környezetének képződémsorozatát, üledékeit kémiai összetétel tekintetéből vizsgáljuk, a centrumtól való távolság szerinti változások figyelhetők meg (2. ábra). A centrumtól távolodva az SiO<sub>2</sub>-tartalom egyre csökken. Adott távolságon belül az anyaközet SiO<sub>2</sub> értékénél is kisebb értéket vesz fel. A beömlő hidrotermális oldatok hatása az üledékgyűjtő vízében bizonyos távolság után jelentéktelenné válik, így az SiO<sub>2</sub>-tartalom a centrumtól távoli üledékeknél a bemosott, elbontatlan üledékanyag SiO<sub>2</sub> értékével egyezővé válik.

Az  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -tartalom a hévforrások központtól távolodva fokozatos növekedést mutat. Maximumát (22—26%) a kaolinites képződményeknél éri el. A hidrotermális hatás által nem érintett távoli területeken, az  $\text{SiO}_2$ -tartalomhoz hasonlóan itt is a bemotott, kissé bontott anyagok  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -értéke válik jellemzővé (10—12%). Az  $\text{SiO}_2$  és az  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -tartalom görbéi a hidrotermális centrumtól távolodva, inverzióban vannak: az  $\text{SiO}_2$ -tartalom maximuma az  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -tartalom minimumával esik egybe.

A hévforrások központtól távolodva az  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -tartalom is fokozatos növekedést mutat. A hévforrások központ hidrokvartcizájában gyakorlatilag semmi. Maximuma az  $\text{Al}_2\text{O}_3$  maximumán kívül eső körkörös zónában jelentkezik. A CaO- és MgO-tartalom az  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -tartalommal azonos centrum-távolságban, azonos zónában kulminál. A  $\text{K}_2\text{O}$ -tartalom relatív maximuma az Fe, Mg, Ca maximumon kívül, a centrumtól még távolabbi területeken jelentkezik. Az  $\text{Na}_2\text{O}$  relatív maximuma pedig még a  $\text{K}_2\text{O}$  maximumán kívül helyezkedik el. A peptizációs szám és az izitási veszteség maximális értékei következményszerűen a lazább üledékeknél jelentkeznek.

Áttekintve az édesvízi képződmények kémiai összetételében a hévforrások centrumtól való távolság függvényében észlelt változásokat, és ismerve, hogy ezek a változások homogén rendszer esetén minden irányban azonosan jelentkeznek, a centrumok körül következményszerűen körgyűrű alakú zónáknak kell kialakulniuk. Ezek a körgyűrű alakú üledékszónák a rátkai medencében a hidrotermális centrumok környezetében kutatófúrásokkal nagy pontossággal nyomozhatók voltak. Az egyes zónákat az elmondottak szerint valamelyik fő kőzetalkotó elem oxidjának relatív maximuma jellemzi. Ez visszatükröződik a képződött üledékek kőzettani sajátosságaiban is. A centrális területen négyvegyértékű kationok uralkodó mennyiségei jellemzők, elnyomva valamennyi egyéb elem mennyiségeit, hidro- limnokvarcit. A négyvegyértékű kationnal jellemezhető központi terület mellett a három vegyértékű Al-kation oxidjának lassú dúsulása réteges, leveles, pelites limnokvarcitot, majd laza kovaiszapot eredményez. A kovaiszap mellett az  $\text{Al}^{+++}$ -kation oxidjának maximuma kaolinites üledékeket vonz. A kétvegyértékű Ca, Mg, Fe kationok oxidjainak relatív maximuma, körkörös zónában montmorillonitoid agyagásványokban gazdag üledékeket eredményez. Ennek a zónának peremén pedig az egyvegyértékű K kation oxidjának relatív maximumával illites, allevarditos, tehát K kationnal jellemzett agyagásványosodás észlelhető. A  $\text{K}_2\text{O}$  relatív maximuma után devitrifikált vagy bontatlan üveg, földpát és kvarcanyagú üledékek zónája gyenge Na-maximummal a hidrotermális hatás teljes elerőtlenedéséről tanúskodik. — A hidrotermális centrumtól távolodva tehát egyre kisebb kötésienergiájú, kisebb vegyértékű kationok relatív mennyiségi maximumaival jellemzett agyagos üledékek következnek. A hidrotermális bontó hatás, mely a medencerendszer vizében a hévforrások környezetében annyira jellemző, az elmondottak alapján, a kisebb vegyértékű kisebb kémiai kötésienergiájú kationok kiszorításában nyilvánul meg. A hidrotermális hatás a centrumtól való távolság függvényében egyre csökken, így kifelé haladva egyre kisebb kötésienergiájú kationok számára is stabilissá válik a környezet. A centrumhoz közeli, belső területekről kiszorított híg vízű kationok, a számukra megfelelő stabilitású zónában felhalmozódva, egy-egy agyagásvány kialakulása számára optimális anyagi feltételeket teremtenek. A kiszorítás és relatív dúsulás folyamatai látszólag kompenzálják egymást. A medence vizében természetes egyensúly alakul ki. Ez a leírt kiszorítás és relatív dúsulás az üledékgyűjtő vizében és a fenéktérszín híg iszapjában kolloidkémiai folyamatok bonyolult kölcsönhatásaként megy végbe. A végeredmény azonban, a centrumban a nagy vegyértékű, nagy kötésienergiájú

és a peremek felé a kisebb vegyértékű, kisebb kötéseenergiajú elemek dúsulása, független a részfolyamatok számától és sorrendjétől. Az elemek elrendeződése a hidrotermális centrumtól távolodva a kovás kaolinos, a kaolinos, majd a bentonitos és illites, végül pedig a de-



3. ábra. A rátkai nemesanyag-medence limnikus facienseinek alakulása az üledékképződés ritmicitása és a hidrotermális centrumtól való távolság függvényében.

Abb. 3. Veränderung der limnischen Fazies des Rátkaer Edeltoneckens in Abhängigkeit der Rhythmizität der Sedimentation und der Entfernung vom hydrothermalen Zentrum. E r k l ä r u n g e n: I. Hydroquartc, II. Dickbänkiger Limnokvartc, III. Geschichteter, dünnblättriger, verunreinigter Limnokvartc, IV. Kieselschlamm: a) normal, b) kaolinführend, c) bentonitführend, V. Sedimentationsrhythmen: 1. chemische, 2. biogene, 3. pelitische, 4. sandige, 5. schottrige, 6. tonmineralisierte Fazies. (6a devitrifiziert, nicht schwellend, 6b allevarditisch-illitisch, teilweise schwellend, 6c bentonitisch, schwellend, 6d kaolinitisch, nicht schwellend, 6e kieselig, nicht schwellend), 7. Die Valenzen der charakteristischen Kationen (7a zersetzte, ungeordnete Struktur), 8. Bindungsformen von O und H (8a O und OH in unzersetztem Silikatgitter, in Glas, H<sub>2</sub>O-Aufnahme bei langsamer Devitrifikation, 8b O, OH, H<sub>2</sub>O bei beschrankter H<sub>2</sub>O-Aufnahme, 8c O, OH, H<sub>2</sub>O, bei intensiver H<sub>2</sub>O-Aufnahme, 8d O, OH, bei schwacher H<sub>2</sub>O-Aufnahme)

vitifikált üledékek körkörös horizontális zónáiban jól tükröződik.

A körkörös zónákkal érintett terület kiterjedése a hévforrás-centrumok körül a hévforrás-tevékenység intenzitásának függvényében alakult. Csökkent tevékenység esetén alig néhány m átmérőjű hidrotermális hatásokkal érintett üledékgyűrű jellemző, míg a tevékenység fokozódása a hidrotermális „udvarok” kiterjedését, az egyes centrumok üledékgyűrűinek egymásbaolvadását eredményezheti (horizontális „szintek”).

A hidrotermális tevékenység pulzálása az egyes üledékközök egymás fölé tololódását eredményezte. A tevékenység fokozódása periferális, csökkenése centrális irányú hidrotermális üledékfácies-eltolódást vonz. Vertikális irányban tehát egymás felett mindig az egymás melletti faciensek találhatók meg.

Körkörös rend helyett félköríves üledékközök alakulnak ki abban az esetben, ha a hévforrás nem a medence területén, hanem a parti területen helyezkedik el. Itt a delta-üledékképződés mechanikai folyamata egészül ki, szövődik át a hidrotermális elbontás övezetes rendszerével (Kuklya-tető, Birsalmás, Perce-tető).



Minél erőteljesebb a mechanikai vagy a piroklasztikus üledékképződés, annál kevésbé van idő a hidrotermális körkörös vagy félköríves zónák üledékrendszerének kialakulására. Nyilvánvaló tehát, hogy a medence-belsejei pelites üledékképződési területeken nagy kiterjedésű homogénebb, a parti homokos kavicsos üledékhalmozódásnál inhomogén zavart üledékszónák alakulnak ki.

A medence mechanikai üledékképződésének törvényszerűségeivel ez a tanulmány részletesen nem foglalkozik, annyit azonban hangsúlyozni kell, hogy a mechanikai üledékek képződése tektonikai, klimatikus, közetminőségi és medencefeltöltődési tényezőktől függ. Az üledékképződés fő tényezőinek megváltozása megváltoztatja az üledékfáciesek területi rendjét a medencén belül. Az üledékfáciesek területének elmozdulása állandó hidrotermális működés esetén is megváltoztatja a hidrotermális központ körül kialakult üledékszónák kiterjedését. Gyors felhalmozódású kavicsos üledékekben a hidrotermális elbontó hatások kevésbé érvényesülnek, mint a lassú, finomszemcsés üledékképződésnél.

A medence üledéksorában a mechanikai kavicsos, homokos, pelites fáciesek fölött következetesen biogén anyagban gazdag üledékek voltak észlelhetők, amelyek után rendszerint vegyi eredetű üledékanyag, kvarcit települ. A medence teljes üledéksora tehát ötös tagozatú. Az első tagozatot kavicsos, a másodikat homokos, a harmadikat pelites üledékek adják, negyedik, átmeneti tagozatként pelites, biogén üledékek jelentkeznek, majd az ötödik vegyi zárótagozat következik (3. ábra). A medence üledékképződésének ritmusosságáról, az üledékritmusok kialakulásáról külön tanulmányban számolunk be.

### 3. A medence édesvízi szintjei

A medence egyidőben képződött üledékeinek azonosítására a mechanikai üledékképződés közei, nagy vastagságuk és fáciesváltozékonyságuknál fogva, önmagukban nem bizonyultak alkalmasaknak. A piroklasztikus üledékeket sem lehetett a medence-rendszer egészén át biztonságosan követni. A hévforrások limnokarbitlenséi is helyi kifejlődésűeknek tűntek. A képződménysor szintezését a kovasavat szolgáltató hévforrás-tevékenység intenzitásváltozásainak, a limnikus fáciesek területi rendjének felismerése oldotta meg.

A medence-rendszer fejlődéstörténetében három alkalommal kulmináló különböző mértékű hévforrás-tevékenység, három kovás üledékekkel jellemzett szintet hozott létre. A kovás szintek között a gyengébb hévforrás-tevékenységű szakaszok kovásodástól mentes agyagásványos üledékekkel képviseltek.

Az andezittlávaár fölött, a medence eddig kutatott területein néhány dm-től 3—4 m vastagságig limnokvarcit, kovás tufit, sovány tavianyag, a hévforrásos tevékenység átmeneti megélénkülését jelzi. A fekvő lávaár és a fedő puha agyagos képződmények között jól elkülönülő tagozat a medencerendszer fejlődéstörténetében először jelentkező hévforrásos kulmináció, amit alsó kovás szintnek nevezünk. A fölötté következő üledéksor alsó tagozatában durva andezittörmelékes, középső tagozatában horzsa-kötörmelékes, felső tagozatában pedig pelites, finomhomokos üledékek jellemzőek. A hévforrás-centrumok közelében a durvatörmelékes tagozat kivételével, sőt gyengén még abban is, az üledékes fáciesjellegek megőrzése mellett a leírt övezetes agyagásványosodás jól tanulmányozható. A központi részeken kovás cementálódás jelentkezik. Ez utóbbi mintegy átvezet a fekvő és fedő kovás szintek kovasavban gazdag üledékei felé. Ez a szint az újhegyi terület alsó tagozatában andezittörmelékes vegyestufa; a kereköltölyesen

horzsaköves riolittufa-kifejlődést mutat. A tufás jellegek az explóziós tevékenység egyidejűségét kétségtelenné teszik. Az andezittörmelék megjelenése és a fekvő lávaár anyagával való közettani azonossága a parti andezitterületek lepusztulását (kavicsok), a szemcsenagyság finomodása pedig a parti orográfia tompulását, a lehordás intenzitáscsökkenését, a medence-rendszer lassú elsekélyesedését jelzi. Ezt az egész rátkai medencén át jól követhető, uralkodóan agyagásványos szintet, első feltárási területéről és nemesagyagtelepeiről „koldui telepes szintnek” nevezzük. Nemesagyagtelepek csak a felső, finomszemcsés tagozatban ismeretesek (4. ábra).

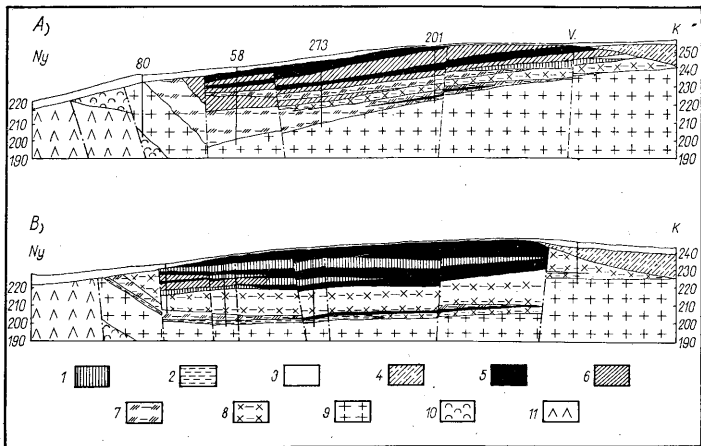
A koldui telepes szint legfelső pelites fáciesében a kaolinos, majd a kovás centrum-környéki hidrotermális fáciesek területe megnövekszik. Ez a megnövekedés fokozott hévforrástevékenységű új fejlődéstörténeti szakaszt jelöl. A belső, pelites üledékképződésű medencerészekben a hévforráscentrumok környezetében 8—10 m vastagságú limnokvarcit, a parti törmelékesebb üledékövekben 10—15 m-es kovás üledékek ezt az új fejlődéstörténeti szakaszt, a nemesagyag-medence középső kovás szintjét képviselik. Nagy

Teleplani limnikus szint (I.)	limnikus fácies (II)	tömött szövetű üveges (III)	vastag-pados üveges (IV)	szalagos gumós pelites (V)	leves pados pelites (VI)	sovány laviagyag kovászap (VII)	nemesagyag (VIII)
							sovány kaolinos, iszapos bentonit, gélis, inilis
Középső kovás szint (I.a)	limnokvarcit (1)						
	„C” telep (2)						
	pelites limnokvarcit (3) sovány laviagyag (4)						
	„D” telep (5)						
	pelites kovás tuffit (6)						
	„E” telep (7)						
Koldui telepes szint (I.b)	durvatörmelékese andezit-kavicsos tuffit (8)						
	erősen bentonitizált hamakos tuffit (9)						
Alsó kovás szint (I.c)	limnokvarcit laviagyaggal (10)						
Fekvő lávaár (I.d)	elbontott andezit (11)						

4. ábra. A limnikus üledékfáciesek tér- és időbeli alakulása a rátkai nemesagyag-medence koldui területén. *Abb. 4.* Veränderung der limnischen Sedimentfazies in Raum und Zeit innerhalb des Rátkai Edeltonbeckens, bei der Lagerstätte Koldu. *E r k l ä r u n g e n:* I. Lagerstättenkundlicher limnischer Horizont, Ia Mittlerer kieseligler Horizont, Ib Produktiver Lagerhorizont bei Koldu, Ic Unterer kieseligler Horizont, Id Liegender Lavastrom; II. Limnische Fazies, 1. Limnoquarzit, 2. Lager „C”, 3. pelitischer Limnoquarzit, 4. magerer Seeton, 5. Lager „D”, 6. pelitischer kieseligler Tuffit, 7. Lager „E”, 8. grobklastischer Tuffit mit Andesitochotter, 9. stark bentonitisiertes sandiger Tuffit, 10. Limnoquarzit mit Seeton, 11. zersetzter Andesit; III. Dichte Textur, glasig; IV. Dickbänktig, glasig; V. Gebändert, knollig, pelitisches; VI. Blättrig, schiefbrig, pelitisches; VII. Magerer Seeton, Kieselschlamm; VIII. Edelton; VIIIa mager, kaolinitisiert, VIIIb fettig, gelartig, VIIIc bentonitisiert.

vastagságértékével, ellenálló közeteivel a középső kovás szint a medence legjelentősebb felszínalkotó képződménye. (Ebben nyilvánvalóan nagy szerepe van a medence tektonikus feldaraboltságának és az édesvízi lágy képződmények denudáltságának is.) A hévforrások pelites medence-részek szennyeződésmentes limnokvarcittal a kvarcitbányászat fő területei (Koldu). A középső kovás szintben, a centrumoktól távolodva a kovás képződmények vastagságértékének csökkenése, szétseprűződése a kovás hévforrások eredetét kétségtelenné teszi (5. ábra).

A középső kovás szintet létrehozó erős hévforrástevékenység a későbbiekben ismételtlen alábbhagy. A kovás üledékek fölött legömbölyített riolítkavicsokkal horzsatörmelékes üledékek észlelhetők, bevezetve a medence lelőhelyéről elnevezett „herceggövesi telepes szintjét”. A szint felső tagozatában a kolduihoz hasonlóan egyre finomodó szemcsenagyság és nemesagyagos feldúsulások jellemzők. Alsó tagozata a koldui szinthez hasonlóan erősen kavicsos. Ezek a durvatörmelékes üledékek a középső kovás szint pelites fáciese fölött a behordás erőteljesebbé válását, az

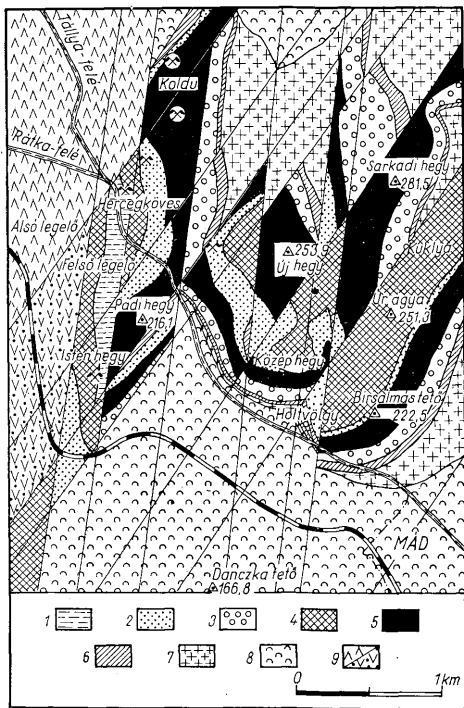


5. ábra. A) Földtani szelvény a koldui területről. Hidrotermális centrumtól távoli területész. B) Földtani szelvény a koldui területről. Hidrotermális beömlési centrumhoz közeli területész. M a g y a r á z a t: 1. Kaolin, 2. Kovaiszap, 3. Holocén talaj, 4. Pleisztocén képződmények, 5. Limnokvarcit, 6. Bentonit, 7. Bentonitiserter tuffit, 8. Cementált elbontott tuffit, 9. Andezit, 10. Rétegzett riolítufa, 11. Tömeges riolítufa

Abb. 5. A) Geologisches Profil durch die Lagerstätte Koldui. Vom hydrothermalen Zentrum entfernter Abschnitt. E r k l ä r u n g e n: 1. Kaolin, 2. Kieselschlamm, 3. Holozäner Boden, 4. Pleistozäne Bildungen, 5. Limnquarzit, 6. Bentonit, 7. Bentonitiserter Tuffit, 8. Verkitteter zersetzter Tuffit, 9. Andesit, 10. Geschichteter Rhyolithuff, 11. Massiver Rhyolithuff

andezitkavicsok hiánya és a riolítkavicsok megjelenése pedig a lehordási, parti területek anyagi összetételének vagy a lehordás irányának megváltozását jelzik. A felső tagozat finomszemcsés üledékei a herceggövesi, újhegyi nemesagyag-telepekkel a koldui telepes szint felső tagozati üledékeihez hasonlóan medence-sekélyesedést mutatnak. Explóziós vulkáni tevékenységet dokumentáló szögletes horzsakötörmélek ebben a szintben is jelentkezik. A herceggövesi telepes szint a rátkai nemesagyag-medence ásványbányászatiilag legfontosabb szintje (herceggövesi, újhegyi külfejtések). Puha agyagos kifejlődésénél fogva a szint erősen roncsolttsága sokkal erőteljesebb, mint a fekvő középső kovás szinté. A herceggövesi telepes szint képződményei csak a fekvő vagy fedő kovás képződmények „eróziós árnyékában” maradtak meg. Az eróziós roncsolttság mellett itt fokozódott a medence-rendszer tagoltsága is. Ez a szint eredetileg is kevésbé regionális kiterjedésű volt, mint a koldui.

A hercegkövesi telepes szint fölött ismételtelen kovás képződmények jelentkeznek. Ezeket a főként csak a hévforrás-centrumok környezetére korlátozódó kovás képződményeket (hercegköves fedőkvarcitja, Újhegy magaslata, „B” telep fedőösszlete stb.) mint a medence legfiatalabb kovás szintjét „felső kovás szint”-ként jelöljük. A felső kovás szint limnokvarcit lensés domború felületekkel határoltak, sás—nádjellegű növény-maradványokban gazdagok, a kvarcit szöveve nyugtalan, sajtúreges, gyakran vertikálisan álló cserje jellegű maradványai is észlelhetők. Minden jel sekélyvízű, izolált, mocsaras medencék megszakadt kapcsolatú rendszerére, elhaló, feltöltődő tórendszerre

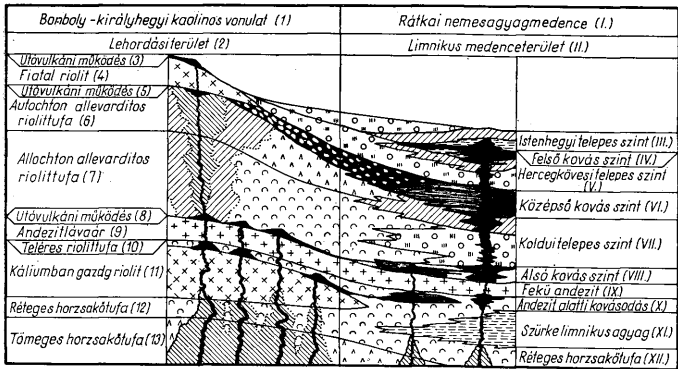


6. ábra. A rátkai medence limnikus szintjeinek és fekképződményeinek felszíni elterjedése. Magyarázat: 1. Istenhegyi telepes szint, 2. Hercegkövesi telepes szint, 3. Koldui telepes szint, 4. Felső kovás szint, 5. Középső kovás szint, 6. Alsó kovás szint, 7. Fekü andezit, 8. Réteges riolitúfa, 9. Tömeges riolitúfa

Abb. 6. Oberflächenverbreitung der limnischen Horizonte und Liegendbildungen des Rátkaer Beckens. Erklärungen: 1. Produktiver Lagerhorizont der Lagerstätte Istenhegy, 2. Produktiver Lagerhorizont der Lagerstätte Hercegköves, 3. Produktiver Lagerhorizont der Lagerstätte Koldu, 4. Oberer kieseliger Horizont, 5. Mittlerer kieseliger Horizont, 6. Unterer kieseliger Horizont, 7. Liegendandesit, 8. Geschichteter Rhyolithuff, 9. Massiver Rhyolithuff

utal. Úgy tűnik, hogy a vízzel borítottság már csak a hévforrások szűkebb környezetére korlátozódik. A szint limno- és hidrokvarcitja is erősen szennyezett. A hévforrások környezetében 10—12 m vastagságú, míg a peremi területeken alig néhány méter.

A felső kovás szint fedőjében, csak néhány fúrásban, a hercegkövesi terület Ny-i részén került megismerésre a medence legfiatalabb szintje, a puha, sovány-agyagos „istenhegyi telepes szint”. Figyelembe véve a felső kovás szint izoláltságát, a K-i területeken már nem is annyira lepusztítottságot, inkább a szint eredeti kifejlődésének hiányát tételezhetjük fel. Erősen kaolinos, kovaiszapos, finomszemcsés képződményei egyébként is csak a beömlési centrumok „belső” üledékfáciését jelölik (6. ábra).



7. ábra. A parti és medenceterületek ösföldrajzi kapcsolatai a rátkai nemesagyag-medence DK-i peremén.  
Abb. 7. Paläogeographische Beziehungen der Küsten- und Beckengebiete am NO-Rand des Rátkaer Edelonbeckens. Erklärung: 1. Kaolinführende Zone von Bomboly—Királyhegy, 2. Abtragungsgbiet, 3. Postvulkanische Tätigkeit, 4. Junger Rhyolith, 5. Postvulkanische Tätigkeit, 6. Autochtoner allevarditführender Rhyolithtuff, 7. Allochtoner allevarditführender Rhyolithtuff, 8. Postvulkanische Tätigkeit, 9. Andesitlavastrom, 10. Gangartiger Rhyolithtuff, 11. Kalreicher Rhyolith, 12. Geschichteter Bimssteintuff, 13. Massiver Bimssteintuff, I. Rátkaer Edelonbecken, II. Süßwasser-Beckengebiet, III. Produktiver Lagerhorizont der Lagerstätte Istenhegy, IV. Oberer kieseliger Horizont, V. Produktiver Lagerhorizont der Lagerstätte Hercegköves, VI. Mittlerer kieseliger Horizont, VII. Produktiver Lagerhorizont der Lagerstätte Koldu, VIII. Unterer kieseliger Horizont, IX. Liegendandesit, X. Verkieselung unterhalb des Andesites, XI. Grauer Süßwasserton, XII. Geschichteter Bimssteintuff

#### 4. Az édesvízi medence ösföldrajzi kapcsolatai

A rátkai medence üledéksorának ismeretében megvizsgáltuk a medence DK-i, durvatörmelékes partszegélyi területeihez csatlakozó bomboly—királyhegyi vulkáni területek földtani felépítését. A parti terület vulkáni képződménysora jól azonosul a medence üledéksorával.

A medencében és peremterületein egyaránt észlelhető andezitlávaömlés azonos vulkáni szakaszhoz vehető. Fölötte a horzsaköves piroklasztikumok szárazföldi iszapárta vagy autochton riolittufa tömegeinek, a medencében vízbehullott riolittufa vagy átmosott tufit felel meg. A király-hegyi parti területek tömeges, réteges horzsakőriolittufájával a medence-terület „riolitdarás”, réteges fekü horzsakőriolittufa összelete azono-

sul. A királyhegyi allochton iszapártufa a koldui telepes szint alsó törmelékes vegyestufa és tufit tömegeivel parallelizálható, míg a király-hegyi autochton horzsaköves tufáknak megfelelő képződmények átnosva a hercegekövesi telepes szintben jelentkeznek. Az allochton iszapártufa és a koldui telepes szint is jellegzetesen andezittörmelékes. Az autochton riolittufában sem és a hercegekövesi telepes szintben sem jellemző az andezittörmelékroögök, helyettük riolit lapillik vagy kavicsok találhatóak.

Riolitbetelepülések a medence üledéksorában nem találhatóak, de nem mutatkozik erupciós centrum sem. Így a riolittömegek hiánya kézenfekvő (viszkózus lávaanyag). A hercegekövesi telepes szint riolittkavicsossága a Zelenka T. által kimutatott második riolitömlés (fiatal riolit) következményének is felfogható (7. ábra).

A medence kovás szintjei a parti területek vulkáni tevékenységének megfelelően alakultak. A posztvulkáni tevékenység megélénkülése mindig egy-egy fokozott tevékenységű vulkáni periódus után jelentkezik. Az andezit posztvulkáni hatásaként az alsó kovás szint jelölhető. Az autochton horzsaköves riolittufa hirtelen kirobbanását erős posztvulkáni hatások követik. Ez a tevékenység hozta létre a medence középső kovás szintjét. A felső kovás szint a fiatal riolitt kísérő utóvulkáni működés eredménye.

A telepes szintek viszonylag nyugodt vulkáni tevékenységű periódusok üledékei. Jobbára lepusztulásos termékek. A telepes szintek alsó részének törmelékesedése a vulkáni és a tektonikai folyamatok felszíni kihatásaival, térszínalakulási változásaival kapcsolatos.

A király-hegyi terület hidrotermális csatornarendszere közel helyezkedvén el a vulkáni centrumhoz, egy-egy nagyobb vulkáni anyagszolgáltatás után lefojtódott. A hidrotermális gőzök-gázok a lefojtó kőzetet porozítása és egyéb fiziko-kémiai sajátosságai szerint helyben elbontották, de végbement az elbontás a felnyíló csatornák, fumarolák, szolfatárak, hévforrások környezetében oldalirányban is. A hidrotermális centrumok, aktív hasadékok környezetében a király-hegyi parti területeken ugyanolyan hidrotermális lebontási zónák alakultak ki, mint a rátkai limnikus medence üledéksorában. A különbség csak az, hogy itt ezek a lebontási zónák nem nagy kiterjedésűek, keskeny vertikális övek, mert a hidrotermális hatások nem egyidejűleg jelentkeztek a vulkáni törmelékanyag felhalmozódásával, a felhalmozódott vulkáni tömegeket utólag érintették.

A király-hegyi területen a hidrotermálisan aktív hasadékok tengelyében hidrokvartcit jelentkeznek. Mellette teljesen átkovásodott, szinte kovásan metasomatizált riolittufa vertikális övei következnek. A kovás belső hidrotermális fácieseket kaolinites majd montmorillonitos, allevarditos képződmények követik. A kisebb kötése energiájú, kisebb vegyértékű kationok kiszorítása ezekben a primér, keskeny övekben ugyanúgy észlelhető, mint a nemesagyamedence egyidejűleg kialakult körkörös üledékszónáiban. Az alábbiakban a rátkai medence hidrotermális fáciesével való összehasonlítás céljából közöljük a király-hegyi V/b explóziós szint riolittufájának hidrotermális lebontási fácieseit a jellemző kationok oxidos %-os értékeinek feltüntetésével, a telértől való távolság függvényében.

A rátkai nemesagyag-medence földtani kutatása nincs befejezve. A részletesen megkutatott területeken (Hercegeköves, Új-hegy, Holt-völgy) sorra nyílnak a bányák. A bányászati feltárások minden eddigi adata teljesen összhangban van az itt leírtakkal. Az egyes jelenségek pontos, részletekbe menő kolloidikai, elméleti értelmezése még a jövő feladata. Ezek a változott földtani, teleptani, fejlődéstörténeti rendben lényeges változásokat

Hidrotermális riolittufa fácies	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	K <sub>2</sub> O %	Izapolási khoz. 30 μ alatt%
Telérkvarcit	1,7	0,26	0,31	—
Kvarcitszerűen kovás, diszperz kaolinos, kilúgozott porózus riolittufa	3,1	0,18	0,05	7,8
Erősen kovás, diszperz kaolinos, kaolingócos riolittufa	8,3	0,74	0,2	22,1
Kovás, diszperz kaolinos, kaolingócos riolittufa	11,7	0,68	0,6	34,1
Kovás, diszperz kaolinos, allevarditgócos riolittufa	12,2	0,9	1,6	28,7
Cementált, allevarditgócos riolittufa	12,4	1,47	4,26	28,9
Devitrifikált, allevarditos riolittufa	11,2	1,37	5,92	27,9

nem okozhatnak. A medence szerkezeti viszonyaival részletesebben foglalkozó készülő tanulmány még inkább ki fogja egészíteni a medence fejlődéstörténeti képét. Az eddigi vizsgálati eredményeket áttekintve köszönet illeti a kutatásokat kezdeményező Dr. V a r j u Gyulát és fáradhatatlan munkatársaimat, Z e l e n k a Tibor és V e t ő I. geológusokat.

#### IRODALOM — LITERATUR

B a r t k ó L. (1948): Jelentés a Mád környékén végzett reambulációs felvételről. Jövedéki mélykutatás. Budapest. — B a r n a J. (1957): A Mád-koldui bentonit tulajdonságai bányászati felhasználás szempontjából. Bányászati lapok, 1957. — F r i t s J. (1951): A bombolyi kaolinleőfordulás. Kézirat. — H a j ó s M. — P á l f a l v i I. (1961): A Tokaji hegység szarmata üledékeinek ősnövénytanai értékelése. Földtani Int. Évi Jel. 1961. — H o f f e r A. (1925): Geológiai tanulmány a Tokaji hegységéből. Debreceni Tisza István Tud. Társ. Honism. Bizottság kiadványa. II. köt. 1. füzet. — H o f f e r A. (1926): A Tokaji hegység eruptívumainak települései és korviszonyai. Földt. Közl. 56. — H i t a r o v, H. I. (1961): Voproszú formirovaniya gidrotermalnih rasztvorov. Trudü laboratorii i vulkanologii. Vüpuszk 19. Moszkva 1961. — I v a n o v, V. V. (1961): Osznovnue geologiceszkije uslovija i geohimiceszkije proceszú formirovaniya termalnih vod oblasztyje szovremennava vulkanizma. Trudü laboratorii i vulkanologii. Vüpuszk 19. Moszkva 1961. — K i s s L. (1962): A mádi Istenhegy kaolinja. Földt. Közl. XCIII. Agyagásványfüzet. — L i f f a A. (1935): Néhány hazai kaolin és tűzálló agyag előfordulás geológiai viszonyai. Földt. Int. Évi Jel. 1935—35. — L i f f a A. (1938): Néhány geológiaiag megvizsgált hazai kaolin és tűzálló agyag előfordulás. Földt. Int. Évi Jel. 1936—38. — M a i e r I. (1928): Tokajhegyalja, Tállya és Mád közé eső területének földtani leírása. Bölcsészettudományi értekezés. — L e n g y e l E. (1959): Földtani és közettani megfigyelések a Tokaji hegységben. Földt. Közl. 89. p. 381—392. — N e m e c z e E. — V a r j u Gy. (1962): Na-bentonit, klintoplitolt és kálföldpát képződése a Szerencsi öböl riolittufájából. Földt. Közl. XCIII. Agyagásványfüzet. — R o z l o z s n y i k P. (1932): Tokajhegyalja DNY-i részének és a vele D felől határos sík terület földtani viszonyai. Földt. Int. Évi Jel. 1929—32. — R u h i n, L. B. (1961): Osznovü lithologii. Leningrád. — S á r o s i — S o h a — K e l e m e n (1959): Bentonit az építőiparban. Bp. — S z a b ó J. (1865): Tokajhegyalja és környékének földtani viszonyai. Mat. Természettud. Közl. IV. Budapest. — S z á d e c z k y — K a r d o s s E. (1958): A vulkánai hegységek kutatásának néhány alapkérdéséről. Földt. Közl. 58. — S z t r a h o v, H. M. (1962): Osznovü teorii litogenza. Moszkva. — S z u k a c s e v, V. N. (1962): Bolota, jih obrazovaniye, razvityije i szvojsztva. Moszkva. — Z e l e n k a T. (1964): A szerencsi Öböl szarmata tufaszintjei és fáciesei. Földtani Közl. XCIV.

#### Geologische und lagerstättenkundliche Verhältnisse des obersarmatischen limnischen Beckens von Rátka (Nordungarn, Tokajgebirge)

von

E. MÁTYÁS

In der Umgebung der Ortschaften Rátka—Mád, in den östlichen Randgebieten des Tales des Szerencser Baches wurden in der Periode von 1958 bis 1965 beinahe 600 Erkundungsbohrungen für die Weitererkundung und Aufschliessung der auch früher bekannten Edeltonglagerstätten niedergebracht. Die geologischen Angaben der Bohrungen bewiesen die Angehörigkeit der anfänglich bekannten kleineren Lagerstätten (Koldu, Hercegköves, Istenhegy, Újhegy) zu einem sowohl paläogeographisch, als auch entwicklungs geschichtlich und geologisch einheitlichen Becken. Diese auch durch Thermalquellen gespeiste, seichte Süßwasserbildung wurde nach ihnen, auch für die Industrie wichtigen Edeltongschichten als Rátkaer Edeltongbecken benannt.

Die Sedimentfolge des Rátkaer Edeltonbeckens befindet sich im oberen Teil der vulkanischen Serie des SW-Tokajgebirges. Sie dürfte als eine Regressionsbildung der Periode aufgefasst werden, die der an der Sarmat/Pannon-Grenze stattgefundenen grossen Hebung des Gebirges vorangegangen war. Ihre Flora gehört nach den Untersuchungen von M. H a j ó s und I. P á l f a l v y dem Obersarmat an. Die tatsächlichen Grenzen des Vorkommens sind infolge der Erosion sehr schwer zu verfolgen. Das ursprüngliche limnische Becken (Beckensystem) muss jedoch zweifelsohne eine grössere Verbreitung gehabt haben, als der gegenwärtig bekannte Beckenteil. Direkte Lagerungsbeziehungen gegen S, in der Richtung von Szerencs lassen sich beobachten und eine gut verfolgbare Faziesidentität äussert sich auch nach gewissen Teilen der „Szerencser Insel“. Auf Grund der obersarmatischen Süswasserablagerungen von Erdőbénye, Végardó, Füzéradvány und Kuzmice ist das Vorhandensein eines paläogeographisch einheitlichen limnischen Horizontes zu vermuten. Die Süswasserablagerungen folgen dem SO-Rand des Eperjes-Tokajer Gebirges. Sie entstanden in der Randzone, wo die obersarmatische Transgression sich entkräftete. Sie sind hauptsächlich auf die tektonischen Randbecken und Halbbeckens des Tokajer Gebirges beschränkt. Das Rátkaer Edeltonbecken ist als ein isolierter Beckenteil oder Teilbecken dieses limnischen Horizontes zu verzeichnen.

Das Liegende des Edeltonbeckens ist durch die sich nach S und W verjüngenden oder auseinandergehenden Gesteinsmassen des Andesitlavastromes vertreten. Infolge des Wassereintrages und der Aggressivität des durchbrechenden hydrothermalen Kanalsystems hat sich der Andesitlavastrom zum Pseudoaglomerat umgewandelt. In manchen Teilen wurde er zum Andesit-Hydrobentonit.

In der Sedimentfolge des Beckens lassen sich folgende Sedimenttypen unterscheiden: mechanische Sedimente, Explosionsprodukte, Auswurfsprodukte und chemisch und kolloidisch ausgeschiedene Sedimente. Neben den reinen Typen ist eine ganze Reihe gemischter Gesteinstypen zu beobachten.

Die Rhythmicität der Ablagerung und der Fazieswechsel des aus den Abtragungsgebieten eingeführten pyrogenen Sedimentmaterials können gut verfolgt werden. Das Pyroklastikum des gleichzeitigen sauren Vulkanismus bildet unsortierte Bimssteineinlagerungen. Der Thermalquellen-Tätigkeit zufolge lagerten sich kieselige chemische Sedimente hauptsächlich in der engeren Umgebung der Thermalquellenzentren ab. Weiter von den hydrothermalen Zentren weisen die Sedimente, neben der zentralen Verkieselung, kaolinische, noch weiter bentonitische, illitische (Allewardit) und schliesslich Devitrikations-Zeretzungsprodukte auf. Rings um die Zentren hat sich also in den Sedimenten ein hydrothermales Faziesystem ausgebildet. Dieses Faziesystem ist vom horizontalen Faziesystem der Produkte der mechanischen Verwitterung durchwoben, gestört. Bei rascher Sedimentzufuhr oder bei den Auswürfen von Pyroklastiten konnten rings um die Thermalquellenzentren gestörte, schmale hydrothermale Fazieszonen zustandekommen, während bei langsamer, pelitischer Sedimentation breite hydrothermale „Höfe“ entstanden.

Die drei kieseligen Horizonte der limnischen Sedimentfolge sind an drei Wiederbelebungen der hydrothermalen Tätigkeit gebunden. Die Perioden von weniger belebten hydrothermalen Tätigkeit brachten weiche, tonige Sedimente zustande. Die zwischen die kieseligen Linsen eingeschalteten tonigen Sedimente stellen die Hauptgebiete des Edeltonbergbaues dar, während die kieseligen, hydrothermalen Zentren zu Gewinnungsstätten von Quarzit dienen. Die kieseligen Horizonte folgen zeitlich übrigens gut den im O, am Királyberg, in den Beckenrandgebieten eingetretenen Paroxysmen der vulkanischen Tätigkeit und können als ihre postvulkanische Auswirkungen aufgefasst werden.

Die Edeltone des Rátkaer Beckens sind Rohstoffe, die im südlichen Bergbau- und Aufbereitungs-Rayon des Tokajer Gebirges seit längster Zeit und auch heutzutage in grössten Mengen gewonnen werden.