

zänen Klimaveränderungen auf den Mechanismus der Flüsse im Ungarischen Becken grossen Einfluss auszuüben vermochten; *wir können ruhig behaupten, dass mit Flussterrassen klimatischen Ursprungs im Ungarischen Becken gerechnet werden muss.* Die terrassenmorphologischen Untersuchungen von Kéz (54), Bulla (55), Kerekes (79), Láng (80) erwiesen dies klar. Kéz hat im Donauabschnitt Budapest-Győr die Aufschotterungen der drei von ihm nachgewiesenen pleistozänen Terrassen mit den drei pleistozänen Eiszeiten auch identifiziert, (54) doch eben diese terrassenmorphologischen Untersuchungen warfen Licht auch auf einen ungemein wichtigen Umstand, und zwar auf die Lagerung der zum selben Terrassensysteme gehörigen Terrassenschotter in verschiedenen Niveaus am Beckenrande; die älteren pleistozänen Schotterniveaus sind in der Kleinen und Grossen Ungarischen Tiefebene sogar versunken und aufgeschüttet. Im ersten Bande der „Magyar Földrajz“ wies zuletzt Prinz (81) auf die grosse Wirkung hin, die durch die epirogenetische Hebung des Randgebietes und das gleichzeitige Sinken der Grossen Ungarischen Tiefebene auf den Mechanismus unserer Flüsse ausgeübt worden. V. Cholnoky hat schon bedeutend früher die Terrassenbildung der ungarischen Flüsse ausschliesslich auf tektonische Gründe zurückgeführt. (82.) Dies alles besagt, dass beim Studium der pleistozänen Flussterrassen im Ungarischen Becken zwei Gesichtspunkte zu berücksichtigen sind: 1. *sicher ist, dass die grossen pleistozänen Klimaveränderungen im Leben unserer Flüsse bedeutende Veränderungen verursacht haben.* 2. *sicher ist aber auch die Tatsache, dass diese, durch klimatische Gründe bedingten Veränderungen sich verworren mit den von tektonischen Bewegungen hervorgerufenen Veränderungen kompliziert haben;* also nur genaue Detailforschungen können die Rolle dieser zwei Wirkungen von einander absondern und richtig deuten.

(Schluss folgt.)

#### KRISZTOBALIT SÁROSPATAK KÖRNYÉKÉRŐL.\*

Irta: vitéz *Lengyel Endre* dr.

#### CRISTOBALIT VON SÁROSPATAK.\*

von E. v. *Lengyel*

(Szövegközi ábrával és mikrofotografiai táblával.)

A Tokaji-hegység riolitjaiban és kovaközeteiben többféle  $\text{SiO}_2$  ásvány fordul elő. Sárospatak-környéki jáspisváltozatok kovaás-

---

\* Előadta a Magyarhoni Földtani Társulat 1937. dec. 1-i szakülésén. — Vorgetragen in der Fachsitzung der Ung. Geol. Gesellschaft am 1. Dezember 1937.

ványait s azok genetikai összefüggését már ismertettem.<sup>1</sup> Vizsgálataim szerint a jáspisok hólyagüreibein szereplő kovaásványok idősségi sorrendje a következő:

opál → kalcidon → lütecit → kvarcin → kvare.

Bevonatként — riolitokon és andezitekben egyaránt — előfordul szőlőded-veseded hialit. Másodlagos kovaásványnak tekinthető a kalcidon átalakulása révén keletkező lüsztatit és kasolong.

Újabb vizsgálataim alkalmával Makkoshotyka-i (Potásvölgy-i) litofizás riolitokban krisztobalitot is sikerült felismernem. Megállapítható, hogy a krisztobalit itteni előfordulása nem lokális jellegű. Megjelenése gyakori olyan — főként savanyú — kiömlési

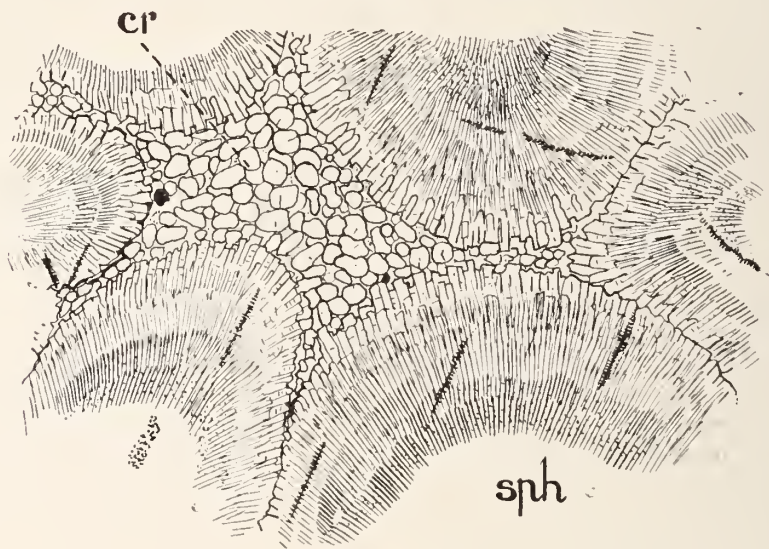


Fig. 1. ábra. Krisztobalit — szferokristályok közötti hézagok között jellegzetes labdaszerkezetben. Riolit, Makkoshotyka. — Cristobalit in den — zwischen den Sphärokristallen befindbaren Ränneu, mit der charakteristischen Ballenstruktur in den Rhyolithen von der Umgebung von Makkoshotyka.

kőzetekben, melyeken *utóvulkáni működés hatásai* figyelhetők meg.

A kőzet, melyben krisztobalit előfordul: vörösbarna, likaesos, szferokristályos riolit. Folyásos szerkezete szabadszemmel is ész-

<sup>1</sup> E. v. Lengyel: Jáspisváltozatok Tokaj-Hegyaljáról. — Jaspisvarietäten vom Tokaj-Hegyalja. Földt. Közl. LXVI. 4–6. Budapest, 1936.

E. v. Lengyel: SiO<sub>2</sub>-ásványok a Tokaj-Hegyaljai jáspisokban. — SiO<sub>2</sub>-Minerale in den Jaspissen des Tokaj-Hegyalja-Gebirges. Földt. Közl. LXVI. 9–12. Budapest, 1937.

lelhető. 1 mm-nél rendszerint kisebb földpát- és kvarekristályok foglalnak helyet a vörösbarna, üvegdús alapanyagban. A kőzetet erőteljes ntóvulkáni folyamatok változtatták el, melyek képesen az 1—5 mm-es, egyirányban kihúzódtott pórusokat kovasavas anyagok kérgezték be vagy telítették. Nagyobb üregek falát hosszabb sávok mentén rozsdabarna, vashidroxidos termékek vonják be.

A kőzet *alapanyaga* kevés földpát- és hipersztémnikrolitot tartalmazó, fluidális szerkezetű üveg. A folyásirányba rendeződött üregek körül szferokristályok csoportjai és szalagjai foglalnak helyet. A kisebb-nagyobb hólyagűrök falát 100—200  $\mu$ -os vastagságban kékesfehér, kiszáradási repedések által szabdalt, izotróp opál vonja be, a kisebb üregeket egészen kitöltve. Az üregek körül 300—400  $\mu$  átlagos méretű szferokristályok helyezkednek el. Ráeső fényben világos kávébarna színűek, míg a pórusok kitöltő anyaga tejfehér. Kevés erős lénytörésű, párhuzamos elsötétedésű mikrolit (hipersztém) szintén a folyásirányba rendeződött hossz tengelyével. Az alapanyagot vashidroxid színezi vörösbarnára, mely kisebb-nagyobb, átlagban 30—40  $\mu$ -os foszlányokat, gömbölyded foltokat alkot. Részben globulitok és margaritok alakjában jelenik meg a pigmentum. A margaritok hosszirányunkkal ugyanez irányba rendeződtek s irányuk megtartásával a szferokristályokon is áthaladnak.

Porfiritos ásványok közül szép, zónás plagioklászok (0.4—0.5 mm), korrodált kvarekristályok (0.3—0.4 mm) fordulnak elő. Az *oligoklászandezin*-sorú földpátok néha csoportokba verődtek. A kifelé savanyodó, zónás egyénekben a lapkikiüszöbölődésnek szép esetei figyelhetők meg. *Biotit* csak elváltozott, főként érecesedett foszlányokban fordul elő. Egy-két 0.5 mm-nél nagyobb *krarekristály* bipiramisoid jellege a széli rezopeidok dacára is még felismerhető. Ritkán 100—140  $\mu$ -os hipersztém-tű is megjelenik.

A szferokristályok rendszerint axiolitok vagy csak részben kifejlődött szektorok. Néha hajlongó sorokba rendeződtek. Rostnyalábjaik legtöbbször legyezőszerűen divergálnak s hosszában pozitív karakterűek. Központi részük zavaros, kaolinos bomlási termékekkel zsúfolat. Külső peremeik átlátszóak s a rostsálak bunkószerű vagy négyszögletes megvastagodásban végződnek. (L. 1. ábra)

Krisztobalít mindig a szferokristályok által közrefogott három vagy sokszögű területeken jelenik meg, rendszerint jellegzetes labdaszerkezetben. Nagyobb mezőkben szétszórtan, ikerkristályokban vagy kisebb csoportokban fordul elő. Szemesei igen kis méretűek, átlagban 30—60  $\mu$ -osak. A nagyobb kristályok táblás jellege jobban kidomborodik. Gyakoriak a paralelepipedikus (mimétes oktaéderes) átmetszetek, néha besüllyedt lapközéppel. Párhuzamos összenövés és ikerképződés általános. Legtöbb esetben hármas ikrek. De megfigyelhető egyes szemesék lemezes-sugaras kiképződése is. A lemezek szélessége egyenlőtlen. Néha rozettaszerű négyes ikrek is előfordulnak. Az ikersík néha felismerhetőleg az (111)

lap. A kristályszeemesék között izotróp opálrögök is találatok, melyeknek vörösbarna színét vashidroxidszeemesehalmazok vagy margaritszerű képződmények okozzák.

A nagyobb szeemesékeu egyenes vagy hajlott repedésvonalak is megfigyelhetők. Ez összhangzásban áll R i e k e és E n d e l l<sup>2</sup> idevágó vizsgálataival, akik szerint  $\beta \rightarrow \alpha$  krisztobalit átalakulásnál a  $\beta$ -krisztobalitban 230°C alatt repedések keletkeznek, majd zavarossá válik s  $\alpha$ -krisztobalittá alakul. 230°C fölé hevítve újra átlátszóvá lesz. A normális hőmérsékleten stabilis  $\alpha$ -krisztobalit szemesei gyakran tejfehérek s áttetszőek.

Fénytörésük sokkal kisebb a kanadabalzsaménál vagy opálénál. A fénytörés értékének pontosabb meghatározása a szeemesék kis mérete s az elkülönítés nehézsége miatt nem volt lehetséges. Legközelebb áll a riolit üvegéhez, melynek fénytörése a ricinus (1.476) és a xyolus (1.494) n-értéke közé esik. Kettőtörésük is igen alacsony: 30  $\mu$ -os metszetben sötétszürke, szürke; vastagabb metszetekben fehér. F e l l n e r újabb adatai szerint:  $\alpha = 1.484$ ;  $\gamma = 1.487$ ;  $\gamma - \alpha = 0.003$ . Az egyirányban megnyúltabb szeemesék karaktere hosszában pozitív.

A krisztobalit-halmazok között helyenként hatszögalakú tridimit-lemezek is előfordulnak. Rendszerint a halmazok periferiális részében. Krisztobalit és tridimit együttes előfordulását már L a e r o i x<sup>4</sup> is említi a Montagne Pelée bombáiban. V o m R a t h<sup>4</sup> vizsgálatai szerint hólyagürökben a tridimitet krisztobalit járja át. Finnmarola-termékként R a m d o l h<sup>4</sup> észlelte s ilyen esetben a tridimit krisztobalitba ment át. Genetikai kapcsolatuk tehát kétségtelen s eredetük azonos okokra vezethető vissza.

#### *A vizsgálatokból lezűrhető következtetések.*

1. A krisztobalitot tartalmazó litofizás riolitok közettani vizsgálatából megállapítható, hogy *úgy a krisztobalit, mint a kíséretében megjelenő tridimit másodlagos folyamatoknak köszönheti létrejöttét.* A riolit, mint savanyú, üvegdús, lávaszerűen likaesos kőzet a területet jellemző ÉNy—DK-i vagy ÉK—DNy-i törésvonalak mentén ntóvulkáni működés hatásának volt kitéve. A termális folyamatok alatt, magas hőmérsék és mélyből felfelé diffundáló ásványképzők szerepe mellett a *riolit többé-kevésbé izotrop ürege utólag szferokristályossá alakult s a szferikus aggregátumok közepben krisztobalit és tridimit kristályosodott ki.* A pnenmatolitos

<sup>2</sup> R o s e n b u s c h—M ü g g e: Mikr. Phys. d. petr. wicht. Mineralien. Bd. I. H<sub>2</sub> p. 11. Stuttgart, 1927.

<sup>3</sup> Ibidem. p. 12.

<sup>4</sup> Ibidem. p. 14.

hatás azonban kisebb volt, amit a tridimít alárendelt szerepe is bizonyít.

2. Hogy a szferolitoidosodás utólag történt, igazolja: *a)* az a körülmény, hogy a *közetszerkezet változatlanul megmaradt*. A mikrolitok, pigmentum-sorok, porfíros ásványok folyásos elrendeződése a szferokristályok képződése után, azok területén is észlelhető. Az eredeti közetszerkezet a szferokristályos részekben is átesik. *b)* *Szferokristályok a már meglévő üregek peremein jelentek meg, ahol az átkristályosító hatás a legintenzívebb volt*. Sok esetben földpát alkotja a szferokristályok támaszpontját. Sőt bizonyos, a földpátanyagú szélein tapasztalható rezorpciós jelenségek mellett szólnak, hogy a szferokristályok centrális része kvare + földpát-rostokból áll. E részek későbbi elváltozása során egyenlő nagy mértékben kaolinoidáltak. De üdőbb szferokristályok rostjainak fénytörésbeli különbségei is igazolják földpátlemezek részvételét.

3. A kőzetüveg devitrifikációja — az átalakító tényezők hatásfokának megfelelőleg — *helyről-helyre változó mértékű*. Pórusmentes területeken viszonylagosan kisebb vagy éppen szferokristálymentes. Ahol viszont a kőzet hosszú ideig állott utóvulkáni hatás alatt, ott már bomlási folyamatok is megindultak, melyek a szferokristályok átlátszóságát is megszüntették. A földpátlemezek elváltozása kaolin alakjában jelentkezik.

4. Minthogy a szferokristályok peremeiken krisztobalitha mennek át, feltételezhető, hogy a *belsejükben levő SiO<sub>2</sub>-rostok anyaga nem tulajdonképeni kvare, hanem annak magas hőhatásra keletkezett a-krisztobalitos módosulata*. E feltevést erősítik meg E n d e l l és R i e k e<sup>5</sup> vizsgálatai is, akik opált és kvareüveget 1200°C-ra hevítvén, változást nem észleltek; 1500°C-nál 2 óra alatt, 1600°C-nál már 1 óra alatt az üveganyag tömörsége a krisztobalitéval egyezett. K y r o p o n t o s<sup>7</sup> SiO<sub>2</sub>-gélit hevített hosszabb időn át 1300°C-ra s az olvadékból krisztobalít kristályosodott ki, amit Debye-röntgenogrammal is meg lehetett állapítani. B r a e s e o<sup>8</sup> már jóval alacsonyabb hőfokon, nevezetesen 1000°C-os hevítéssel állított elő üveganyagból krisztobalítot.

5. Optikai vizsgálatok is megerősítik krisztobalít részvételét a szferokristályokban. A rostok ugyanis párhuzamos elsötétedésűek megnyúlásuk jelege pozitív. Hossztengelyük irányába az *n* esik. Mallard szerint a krisztobalít rombikus rendszerbeli *s* a megnyúlás irányába a *+* hegyes bisztrix helyezkedik el.

Módosításra szorul tehát az eddigi felfogás, hogy a riadit-szferokristályok rostjainak anyaga tulajdonképeni kvare volna. *Valószínűleg a központ irányában egyre kisebb méretűre* (pár  $\mu$ )

<sup>5</sup> R o s e n b u s c h—M ü g g e: Mikr. Phys. d. petr. wicht. Mineralien Bd. I. H. 2. Stuttgart, 1927. p. 14.

<sup>8</sup> Ibidem, p. 14.

*váló rostszalak anyaga is krisztobalitos módosulat.* Bár parányi átmetszeteiken az optikai állandók helyzete már nem állapítható meg. Párhuzamos extinkteőjük s megnyúlásuk + karaktere azonban itt is észlelhető.

6. A krisztobalit és tridimit genetikai kapcsolata e riolitokban is megfigyelhető. Bár az aránylag kevés tridimit jelenléte amellett szól, hogy a pneumatolitos hatás gyöngö volt. Kvarctéglák előállításánál tapasztalták, hogy a kvarc egy része üveggé lesz, mely magas hőmérsékleten tridimitté alakul. Az olvasztókemence forróbb részeiben krisztobalittá kristályosodott át az üveganyag.

*Ha tehát savanyúbb kiömlési kőzetek (főként riolitok), hosszabb ideig állanak magas hőmérsékletű oldatok illetőleg túlhevített gázok hatása alatt, az effúzió alkalmával hirtelenül megszilárdult kőzetüreg deritifikációja részben szferokristályképzésben nyilvánul meg, részben az új egyensúlyi viszonyoknak megfelelő módosulatokba (krisztobalit, tridimit stb.) kristályosodik át az üregbázis.*

Schlaepfer és Niggli<sup>9</sup> kovasav vizes oldatából 470°-on kivált kristálykákat tridimiteknek talált.

Hydrotermális tényezők közreműködését bizonyítják a riolitban észlelhető kőzetlikaesok is, melyek helyenként kioldás útján, utólagosan keletkeztek. Továbbá az üregekbe lerakódott, kékesfehér, izotróp, kiszáradási repedések által keresztülszelt kovagél, mely már — minden valószínűség szerint — alacsonyabb vagy éppen normális hőfokon esapódott ki a termák oldalából. Majd részben az eredeti, részben az utólagos kioldás által származott üregekbe rakódott le vagy alkotott azok falán bevonatot.

A Plombières-i fiatal ásványforrások 73°-os oldatából ma is tridimit rakódik le.<sup>10</sup> Nem szükséges tehát feltétlenül igen magas hőmérsék jelenléte. Bár valószínű, hogy a  $\beta$ -krisztobalit magasabb hőfokon keletkezik s csak 230° alatt alakul át anizotróp  $\alpha$ -krisztobalittá. A tridimitek is több változata ismerős. Feltehető azonban, hogy a két SiO<sub>2</sub>-ásvány — krisztobalit és tridimit — keletkezésének fizikai körülményei a természetben sokkal közelebb állanak egymáshoz, mint az a laboratóriumi kísérleteknél tapasztalható s hogy a hőmérséken kívül ezen ásványszármazástani folyamatoknál más fizikai hatóerők is sztimuláló szerepet játszanak.

Hálás köszönetem fejezem ki ez alkalommal is dr. Szentpétery Zsigmond professzor úrnak, hogy a vizsgálatokhoz szükséges műszereket rendelkezésemre boesátani szíves volt s munkám közben tanácsaival támogatott.

Egyetemi Ásvány- és Földtani Intézet, Szeged, 1937. november hó.

<sup>9</sup> Ibidem. p. 211.

<sup>10</sup> F. Klockmann: Lehrb. d. Mineralogie, Stuttgart, 1922. p. 411.