

ADATOK A MAGYAR KÖZÉPHEGYSÉG TRIÁSZ DOLOMITFAJTÁINAK KELETKEZÉSÉHEZ

JAKUCS LÁSZLÓNÉ
(XVII.—XVIII. táblával)

A magyar triász dolomitfajták szerkezetvizsgálata az utolsó két évben indult meg. Az eddigi vizsgálatok során is már sok olyan megfigyelési adat gyűlt össze, ami rávilágíthat az említett dolomitfajták keletkezési körülményeire.

A minták a Villányi-hegység, Bakony-, Vértes-, Gerecse-, Buda-Pilisi-hegység és a Bükkhegység területéről származnak, saját gyűjtésen kívül Hegedüs Gy., Tregele K. és Dank V. gyűjtéséből. A mintagyűjtés egyelőre meghatározott irányelvek nélkül és legtöbbször orientálatlanul történt.

A vizsgálatok a szemcsealakot, szemcseméreteket, a szemcseelhelyezkedést, a vegyi összetételt (a kalcit és dolomit egymáshoz való mennyiségi viszonyát, eloszlását, a savban oldhatatlan maradék mennyiségét, minőségét és eloszlását), a fizikai jellemzők közül pedig a tömörség, illetve likacsosság mértékét és minőségét vették tekintetbe.

A vizsgálatok eredménye szerint a magyarországi dolomitfajták nem zátonyképződmények, hanem vegyi kicsapódásból, vagy mésziszap utólagos, de még köztettéválás előtt végbement ionkicserélődéses átalakulásából keletkeztek.

Az eddig vizsgált dolomitfajták háromféle alakban mutatkoznak: 1. tömött, rétegzetlen vagy igen vastagpados dolomitok, 2. ezen az összleten belüli, mm-ritmust mutató finoman rétegzett padok, 3. vékony, 5—15 cm-es, finoman rétegzett mészdolomitpadok (főleg a nóri dachsteini mészkőösszletben).

Az első két típus kémiaiilag — kevés kivétellel — közel áll a normáldolomithoz és oldhatatlan maradéka csekély (0,5% alatt). A harmadik inkább dolomitos márgának tekinthető, változó Mg-tartalommal és sok savban oldhatatlan maradékkal (5—30%).

A zátonyképződés kérdése. A sávos dolomitfajták szerkezetüknél fogva nem tekinthetők korall-képződményeknek. Nagy területi kiterjedésük és mészkő között vékony padokban ritmusosan ismétlődő előfordulásuk a zátonyok közötti koralliszapból való keletkezésüket is kizárja:

A rétegzetlen típusok zátony-eredete elleni bizonyíték az egyenletes, homogén kémiai összetétel és a szerkezet.

A $CaO : MgO$ eloszlási diagramm szerint a legkülönbözőbb területekről vett minták ugyanarra a mezőre esnek, kémiaiilag tehát igen kevésbé térnek el egymástól. Ezzel szemben a mai dolomitosodott zátonyok külső övei jóval erősebben dolomitosodtak, mint a belsők, részben az oldat-utánpótlás, részben az eltérő anyag következtében. A savban oldhatatlan anyag mennyisége is egyenletes eloszlású. Ez korallképződmény esetén lehetetlen, mert az állat vázában pelites-törmelékes anyag nincs,

csak oldatból kiválasztott CaCO_3 , amelyet *P*-, *Mg*-, *Sr*-sók szennyezhetnek. Utólagos egyneműsödés elképzelhetetlen.

A szerkezet vizsgálatakor kiderült, hogy a zátonyképződmények legfőbb jellegzetességének tartott ú. n. „nagy-oolitok“ (likacsokban utólag kivált koncentrikus-sugaras kitöltés) az anyagból hiányoznak. Ez a szerkezet egyetlen veszprémi földolomit-mintán volt fölismerhető.

Üreges szerkezet gyakran mutatkozott. Ezt nemcsak zátonyok feltételezésével, hanem az utólagos dolomitósodás folytán történt térfogatcsökkenéssel is magyarázzák. Esetünkben egyik magyarázat sem kielégítő, mivel a dachsteini mészkőben teljesen hasonló üreg- és üregrendszer-típusok, sőt kitöltéstípusok mutatkoznak, mint a dolomitban. (XVII. t. 3.—4., XVIII. t. 5., 6., 8.) Az üregek szabálytalan alakja és eloszlása, különböző nagysága is kizárja a dolomitósodással kapcsolatos keletkezés lehetőségét.

A vizsgált dolomitokban korallmaradványok ritkák. Figyelembe kell vennünk, hogy dolomitban egyébként is gyér fauna van. Ezt az utólagos dolomitósodás hívei az ionkicsérélődés folytán történt szerkezetváltozással, homogenizációval magyarázzák. A dachsteini mészkő hasonlóan gyér faunáját azonban ilyen folyamatok nem érthették; a faunahiány okát tehát másutt kell keresnünk.

A kérdés megközelítésére megvizsgáltuk több triásznál fiatalabb eocén-miocén koralltelep szerkezetét. Ezekben szabálytalan kalkitszemcsék szövetéke ismerhető föl a mikroszkóp alatt. A vázszerkezet sokszor elmosódott. A szemcsék 0,5—0,1 mm átmérőjűek, szemben a legnagyobb szemű (ú. n. cukorszövetű) dolomit 0,01—0,2 mm szemcseátmérővel. (XVII. t. 1—2.) A dolomitfajták zöme csak 0,001—0,005 mm szemcseátmérőjű. Az utólagos dolomitósodással a szemcsenagyság csak növekedhetett vagy csak kevésbé csökkenthetett a kalcit- és dolomit-rács méretviszonyának megfelelően. Az előbbieken alapján tehát a magyarországi dolomitfajták nem lehetnek zátonyképződmények. Üreges-likacsos szerkezetük az üledékképződéssel kapcsolatos sajátság.

A zátonyképződés kizárásával ezek a dolomitfajták az eddig ismert keletkezés módok közül a közvetlenül sóleveg vagy kettős-só alakjában történt kicsapódással, vagy vegyi kiválású mészszapnak ionkicsérélődéssel történő dolomitósodásával keletkezhetnek. Az előbbire utalnak az igen finomszemű, egynemű *Mg*-eloszlású dolomitfajták.

Az a megfigyelés, hogy a sávos dolomit-típusoknál a márgás, több oldási maradékot tartalmazó sávok nagyobb *Mg*-tartalmúak a tisztább sávoknál, felvetette az oldási maradék mennyiségének szerepét a keletkezésben. Ennek a kérdésnek tisztázására legalkalmasabbnak látszott a dachsteini mészkőösszetétel alsó részén mutatkozó dolomitos padok vizsgálata.

A savban oldhatatlan maradék szerepe a dolomitósodásban. A dorogi nagy mészkőfejtő, a tokodi „Steinriegel“, a bajóti Öregkő és a tatabányai (felsőgallai) nagy kőfejtő rétegről rétegre gyűjtött anyagának elemzési adatai alapján — a gyűjtés és elemzések egy részét Mészáros M. végezte el — kétségtelen, hogy a márgás padok *Mg*-ot tartalmaznak. A kőzet nem dolomit, hanem dolomitos márga, mivel *Mg*-tartalma csekély.

Ügyanez a jelenség észlelhető mikroméreteken egyes sávos dolomit-fajtákon is. Festéses eljárással sikerült kimutatni, hogy a szemunelláthatóan márgás sávok nem színeződnek az átlátszó, nagyobb kristályszemcséket tartalmazó kalkitsávokkal szemben. (XVIII. t. 7.)

A jelenség magyarázatát keresve legkézenfekvőbb a vízátbocsátó képességet tekintetbe venni. A vizsgálatok szerint a mészkő kevésbé likacsos, mint a márga

(1. 1. táblázatot); tehát nehezebben itatódik át oldatokkal és ezek nehezebben is cserélődnek benne.

1. táblázat

	likacsstér:
1. Tömött dolomit (Balatonfüred)	0,61%
2. Tömött dolomit (Szarvashegy)	0,72%
3. Tömött dolomit (Gánt)	0,85%
4. Repedezett dolomit (Sárisáp)	6,38%
5. Sávos dolomit (Felsőgalla kf.)	1,03%
6. Sávos dolomit Tokod (Hegyeskő)	1,05%
7. Sávos dolomit Tokod (Magashegy)	1,08%
8. Sávos dolomit (Nagygyéte)	1,28%
9. Sávos dolomit (Gerecse)	1,32%
10. Cukrosszövetű mészkő (Budai hegység)	1,68%
11. Cukrosszövetű mészkő (Nagygyéte)	1,84%
12. Tömött dachsteini mészkő (Babál)	0,23%
13. Tömött dachsteini mészkő (Pilisvörösvár)	0,29%
14. Tömött dachsteini mészkő (Tokod, Steinriegel)	0,33%

A szilárd — tehát diagenezis utáni — állapotban történt utólagos dolomitoidosodás ellen azonban több érv merül föl. A rétegek dőlése (10—20°) a vízszintestől csak kis mértékben tér el. Az oldatok szivárgását függőlegesen, tehát a vízrekesztő tömött mészkő-, és a márgapadokat kísérő agyagrétegekre merőlegesen nem képzei hetjük el. Tehát csak a repedések mentén leszivárgó és a rétegben tovább haladó oldatok dolomitoidosító hatásával számolhatunk. Mivel a fedőösszlet kőzetéből és ásványaiból a Mg-ot nem származtathatjuk, a karstos felszínre transzgradáló eocén tenger vizében oldott Mg jöhet csak számításba. A jura és kréta tengerrel nem számolhatunk, mert 1. a jelenség olyan területeken is észlelhető, ahol eddigi adataink szerint sem jura, sem kréta képződmények nincsenek és nem is voltak; 2. akkor még nem alakultak ki a repedésrendszerek. Az oldatoknak a krétavégi mozgásokkal kapcsolatos repedések mentén kellett a kőzetbe jutniuk. Ebben az esetben azonban a megfelelő irányú kőzetrések mentén a mészkőrétegek dolomitoidosodása is várható volna bizonyos mélységig, a likacsosságtól függő mértékben. Ennek eddig semmi nyomát nem észleltük és sem ilyen megfigyelésről, sem ilyen értelemben gyűjtött minták elemzéséről nincs tudomásunk.

A triász-tenger vízének hatására a leülepedés és betemetődés utáni dolomitoidosodás szintén valószínűtlen. A bolygatatlan üledékrétegekben nem lehetett függőleges szivárgás részben a mésziszap és agyagrétegek vízzáró volta miatt, részben, mivel a vízzel telített iszap mélyebb részeiben a vízmozgás minimális lehet.

A dolomitoidosodás ideje tehát a leülepedés utáni, de a betemetődés előtti időre rögzíthető, a Mg-ionok oldatát pedig az ülepitő közeg szolgáltatta. Ezt valószínűsíti az is, hogy a dolomitoidos-márgás padok vékonyabbak, a mészkőpadok a vastagabbak. Állandó terrigén anyagszállítást feltételezve, ez azt jelenti, hogy a mészkő-kiválás ritmikus volt. Gyors mészkőcsapódás mellett vastag padok keletkeztek, viszonylag kicsiny oldhatatlan anyag mennyiséggel, a mészkő-kiválás lassúbbodása idején ugyanannyi idő alatt vékony márgás pad rakodott le. A márgapad anyagának minden része lényegesen hosszabb ideig érintkezhetett a Mg-ionokat tartalmazó oldatokkal, mint a gyors ütemben vastagodó mészkőrétegeké, tehát több lehetősége és valószínűsége volt a dolomitoidosodásnak.

A terrigén anyaglerakódás egyenletességét a 2. sz. táblázat bizonyítja. Ezen feltüntettük: a mészkőrétegek vastagságát, az oldhatatlan anyag mennyiségét %-ban és az 1 m rétegvastagságra átszámított oldási maradék mennyiségét %-ban.

Az 1—5. minta egy terrigén anyagszállítási ritmusba, a 6—9. egy másodikba, a 10—17. egy harmadik, oszcilláló ritmusba tartozik. Ez a táblázat azt mutatja, hogy a kőzetösszetétel két ritmus eredőjeként alakult ki. Az egyik a mészkiválás, a másik az ettől független terrigén anyagszállítás ritmusa.

2. táblázat

Dorogi nagykövejtő rétegsora

Mintaszám	Vastagság m-ben	Oldh. m. %	1 m vastagságra átsz. %
1.	0,50	0,21	0,10
2	0,10	2,88	0,28
3.	0,90	0,72	0,65
4.	0,70	0,42	0,31
5.	0,04	12,42	0,49
6.	2,50	1,25	3,75
7.	0,06	57,01	3,42
8.	0,70	4,32	3,03
9.	0,45	7,93	3,59
10.	0,05	17,22	1,16
11.	3,25	0,24	0,78
12.	0,02	58,55	1,22
13.	0,80	0,23	0,18
14.	0,03	36,97	1,11
15.	1,35	0,27	0,36
16.	0,02	63,63	1,26
17.	1,50	0,36	0,54

Ezenfelül fontos bizonyíték, hogy mikroszkóppal megvizsgálva az oldhatatlan maradék anyagában és szemcsenagyságában nem mutatkozik lényeges különbség. Ez igen finomszemű, főleg kolloidus anyagból áll. Feltűnő azonban, hogy a márgás padok oldási maradéka főleg világos zöld és élénksárga, a mészkőé sötétebb zöld, barnás-sárga, sötétbarna. Ez a színkülönbség valószínűleg az üledék oxidációs fokával kapcsolatos.

Általánosságban megállapítható, hogy a dolomitoidás mértéke és az oldhatatlan anyag mennyisége között nincs szükségszerű, általánosan érvényes összefüggés. A helyileg mutatózó törvényszerűségek egyazon tényező egymástól független eredményének tekinthetők. Ezért nem mutatkozott a különböző területekről gyűjtött minták elemzési adataiban kapcsolat az oldási maradék és többi alkotórész között. Az 1. sz. diagrammból világosan látszik, hogy a folyamatosan növekedő oldási mennyiségtől függetlenül változik a CaO , MgO , CO_2 és R_2O_3 aránya. A 2. sz. diagramm jobboldalán a sok oldási maradékot tartalmazó dolomitoid kőzetek adatait tüntettük fel. Látjuk, hogy a legkülönbözőbb, szeszélyesen változó összetételű kőzetek kerültek egymás mellé, a mészkő, dolomitoid mészkő, márga, dolomitoid márga minden átmenete képviselve van. Az 1. és 2. diagramm összehasonlításából kiderül, hogy a dolomitoidás ugyan nem fokozódik az oldhatatlan anyag tartalom növekedésével párhuzamosan, de típusos dolomitoidfajták valamennyien kevés ilyen anyagot tartalmaznak.

A kémiai összetétel kiértékelése a keletkezés szempontjából

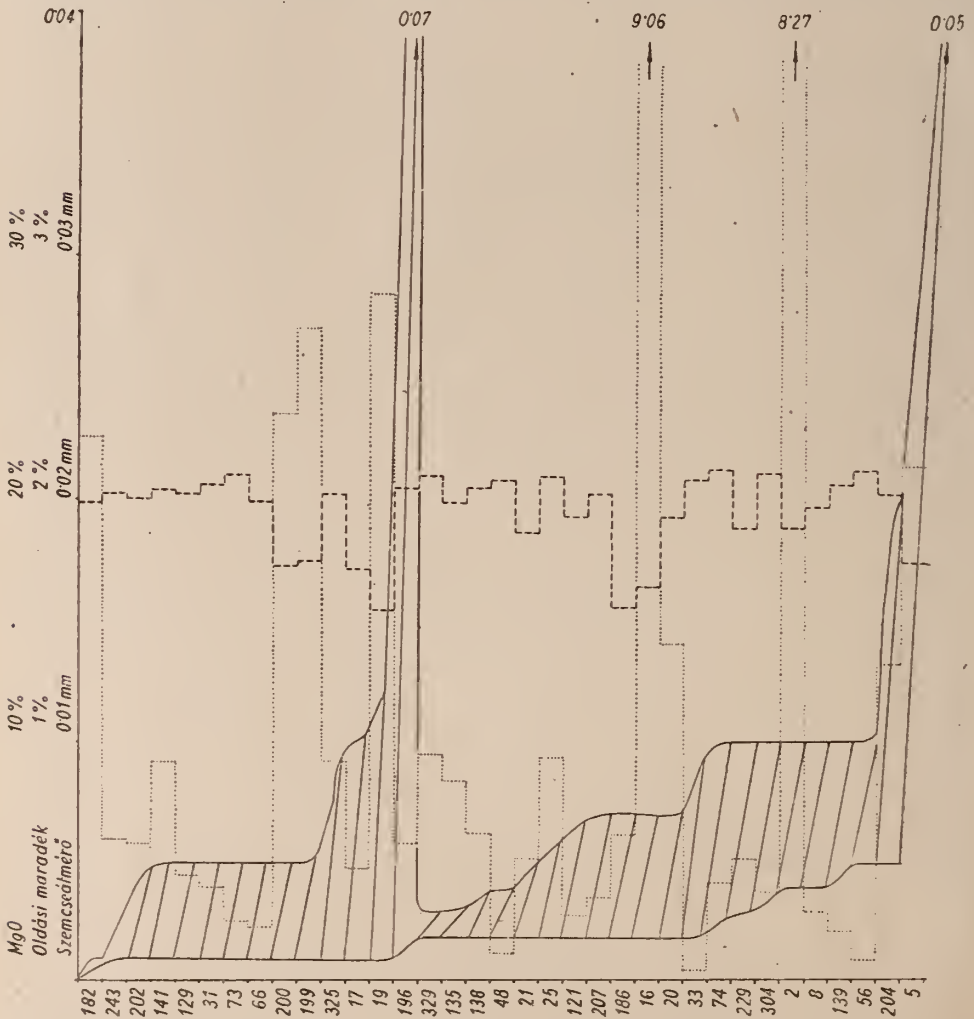
Általában megállapítható, hogy a különböző helyekről és a földolomit eltérő szintjeiből származó dolomitminták között igen csekély összetételbeli különbség

mutatkozik (l. 3. sz. háromszögdiagrammot is). A CaO -, MgO - és CO_2 -tartalomban mindössze 2—3% az ingadozás, a vetületi pontok igen össztömörülnek. Legjelentősebben és szabálytalanul a háromértékű fémek oxidjainak mennyisége változik.

Az R_2O_3 -érték szintek és területek szerinti eloszlásában nem mutatkozott összefüggés.

A 4. számú háromszögdiagramm a fémoxid és oldási maradék viszonyát tünteti fel a karbonátos alkatrészekkel szemben. A vetületi pontok több mezőben sűrűsödnek. Az egy mezőbe eső minták azonban sem időben, sem lelőhely szerint nem tartoznak össze.

A szemcse nagyság és oldási maradék mennyiségi viszonyát külön is vizsgáltuk. A csiszolatokat végignézve és az elemzési adatokkal összevetve az a kép alakult ki, hogy az oldási maradék mennyiségének növekedésével a szemcse nagyság csökken. Pontos mérésekkel azonban az összefüggést nem sikerült kimutatni. A minták zöménél ugyanis az oldási maradék 1% alatt van, s a szemcse nagyság igen tág határok között (0,001—0,05 [0,2] mm) változik. Az 5. számú diagrammon néhány mérési



5. diagramm.

adat van feltüntetve. A szemcsenagyságokat megszakadó ferde egyenesek jelzik, amelyek $\frac{1}{4}$ cm abszcissza mellett a szemcsenagyság minimumát és maximális értékét kötik össze. Az egyenlő vagy közel egyenlő szemcséjű kristályokat tartalmazó kőzetet pont vagy rövid egyenes, az erősen kevert, vagy nagyon eltérő szemcsenagyságú kőzetet meredek, hosszú egyenes jellemzi. Ha a minimumokat és maximumokat egy görbével összekötjük, ezek egy mezőt fognak közre. Ugyanezen a diagrammon — különböző léptékben — az oldási maradék és a MgO -mennyiség értékeit is ábrázoltuk. A MgO -mennyisége az ábrázolt mintáknál kevéssé (15—21% között) változik, az oldási maradék viszonylag nagyobb értékkel (0—9%) ingadozik. A görbék lefutását tekintve semmiféle összefüggés nem adódott.

A kémiai jellegek alapján a dolomitkőzetek keletkezésének viszonyaira, korára vagy fáciesére nem lehet következtetni. Legfeljebb a kőzetszerkezeti tulajdonságokkal egybevetett és egyéb keletkezési jellegekkel ellenőrzött adatok lehetnek ilyen célra értékesek.

A szilárd állapotú utólagos dolomitosodás lehetősége

Az irodalomban is szerepel és anyagunkban is vannak teljesen dolomitosodott, eredetileg feltétlenül mészvázú szerves maradványok. Mészmoszatok, csigák vagy pörgekarúk átmetszetei élénken kiütköznek, átkristályosodva áttetsző, egyébként rendszerint tömöttebb szerkezetükkel. A repedések mentén, vagy üregkitöltésként mutakozó anyag is sok esetben teljesen dolomitosodott. Gyroporellás dolomitcsiszolat megfestése után az algák körvonalai a kőzettel való érintkezés vonalában élesen kiütköznek, mert anyaguk dolomitosabb, mint a bezáró kőzeté; az algagyűrűn belül főleg kalcitos rész van, valószínűleg utólagos kalcitkitöltéssel. A kioldásos elmélet itt nem alkalmazható, mert a kioldással keletkezett dolomitok legjellegzetesebb szerkezeti sajátága, a lyukacsos szövet hiányzik. Ez a jelenség egyenlőtlen dolomitosodásra utal. A földtani és laboratóriumi kísérletek szerint ez lehetséges. A dolomitosodás mértéke u. i. az eredeti anyag minőségétől függ. A leülepedéstől kezdve a kőzetanyag és algaváz ugyanazokban a folyamatokban, azonos körülmények közt vettek részt. Az algaváz tehát vagy eredetileg is több Mg -t tartalmazott a bezáró üledéknél, vagy az ionkicserélődésre alkalmasabb volt. Mindkét lehetőséget alátámasztják a mai algás zátonyok elemzési adatai is. A kalcitos mag a belső csatorna utólagos kioldódásából és kitöltődéséből származhatik.

Mivel dolomitosodott szélesebb hasadékitöltésben a repedés nyílt része felé kalcitosabb, a kőzet fala felé dolomitosabb anyag észlelhető, fel kell tételeznünk, hogy a repedéskitöltés dolomitosodása fokozatosan ment végbe már a kalcitkiválás alatt. A régebben kivált részeknek több idejük volt a dolomitosodásra, mint a rövid ideje kivált kristályoknak. Felmerülhet az a gondolat is, hogy a Mg -kicserélődés nem a repedésben szívárgó víz, hanem a kőzet felől indul meg a szövetben igen lassan mozgó oldatok hatására. Ezt a feltevést azonban éppen a szövetben levő víz kis mennyisége és pangása teszi valószínűtlenné. Közvetlen dolomitkiválást itt nem lehetséges, mert egyrészt hiányoznak a laboratóriumi kísérletekkel jól körülhatárolt megfelelő fizikai-kémiai körülmények (hőfok, bomló szerves anyagok, az oldat sókoncentrációja stb.), másrészt a dolomitosodás nem egyenletes, fokozódik az eredeti kőzettel felé. Dolomitkiválás esetén vagy egyenletes dolomitkitöltést kellene észlelni, vagy a fizikai-kémiai körülmények változása esetén váltakozó kalcit-dolomitrétegeknek kellett volna keletkezniük.

Vannak olyan dolomit kőzetek is, amelyek üregeit és repedéseit teljes mértékben kalcit tölti ki. Ezek dolomitosodása a szívárgó oldatok hatására ment végbe ott, ahol a kalcitkiválás megfelelően lassú volt. Ahol a kalcit rövid idő alatt kitöltötte a hézagokat és elzárta továbbiakban az oldatok útját, nem következett be a

dolomitoidás. Nem állhatna fenn ez a különbség, ha a kicserélődés a kőzet felől indult volna meg.

Ennek a gyorsabb, illetve lassúbb kalcitkiválásnak a magyarázatát szárazabb, illetve nedvesebb időjárás nem adja meg, mivel a szerkezet szerint általában nem ritmikus folyamatról van szó. Csupán néhány esetben találtunk olyan üregkitöltést, amely időszakosan szünetelő, majd újrainduló kiválásra utal. A jelenség okát esetleg a kőzet térbeli helyzete megmagyarázza. A karsztvíz szintje fölött, az eleven karszt övében gyorsabb, a mély karsztban ellenben lassúbb az oldatok mozgása és utánpótlása, így a kalcitkiválás is. A híg Mg-oldattal tehát minden kis terület hosszú időn át érintkezik.

Összefoglalva a vizsgálati eredményeket, megállapíthatjuk:

1. A magyarországi eddig vizsgált triász dolomitfajták nem zátonyképződmények.
2. A kémiai összetétel a keletkezésre vonatkozólag nem nyújt adatokat.
3. A dolomitoidás mértéke és a savban oldható anyag mennyisége között nincs szükségszerű, általánosan érvényes összefüggés. A helyileg mutakozó törvényszerűségek egyazon tényező független eredményei.
4. A dolomitoidás a leülepedés után, de még a kőzettészilárdulás előtt lágy mészszipban végbemenő, diagenetikus folyamat.
5. A kőzet megszilárdulása utáni dolomitoidáson mennek keresztül a kőzetbe zárt szerves maradványok vázai és a kőzetrésekben kivált, dolomitoidott kalciterek és üregkitöltések.

IRODALOM -- LITTERATURE

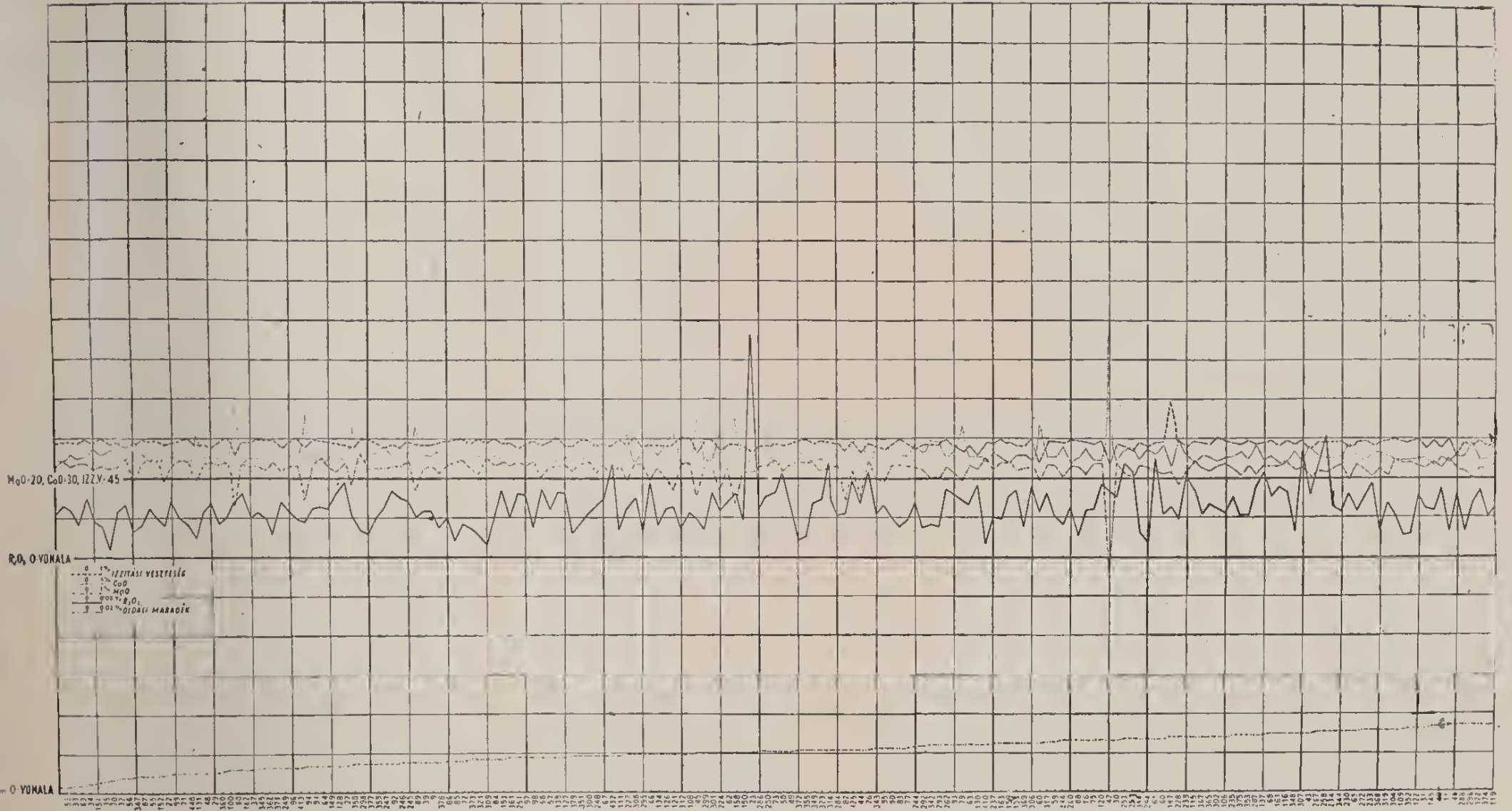
1. Behre: Geochemistry and localization of dolomitization. *Econ. Geol.* 42. 1947.
- 2. Brugger: A budakörnyéki dolomitok kőzetkémiai vizsgálata. *Mat. Term. Tud. Értesítő*, 59. 1940.
- 3. Fux: A pelsőárdói triász mészkövek és dolomitok kőzetani vizsgálata. Tisia. Debrecen, 1940.
- 4. Hügi: Gesteinsbildend wichtige Karbonate und deren Nachweis mittels Färbemethoden. *Schweiz. Min. u. Petr. Mitt.* 25. 1945.
- 5. Kenneth—Landes: Porosity trough dolomitization. *Bull. Amer. Ass. of Petr. Geol.* 3. 1946.
- 6. Lemberg—Tenne: Zur mikroskopischen Untersuchung von Calcit, Dolomit und Predaziti. *Zeitschr. d. deutsch. Geol. Ges.* 40. 1888.
- 7. Lemberg: Zur mikrochemischen Untersuchung einiger Minerale. *Zeitschr. d. deutsch. Geol. Ges.* 44. 1892.
- 8. Leuchs: Beiträge z. Lithogenesis kalkalpiner Sedimente. *Neues Jahrb. Abt. B. Beil. Bd.* 1928.
- 9. Liebe: Das Zechsteinriff v. Köstritz. *Zeitschr. d. deutsch. Geol. Ges.* 9. 1857.
- 10. Linck: Bildung des Dolomites und Dolomitisierung. *Chemie. d. Erde.* 11. 1937.
- 11. Ohle: The influence of permeability on ore distribution in limestone and dolomite. *Econ. Geology.* 46. 1951.
- 12. Parker: Systematische Übersicht mineraldiagnostisch wichtiger Mikroreaktionen. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 21. 1941.
- 13. Richthofen: Über Mendola-Dolomit und Schlern-Dolomit. *Zeitschr. d. deutsch. Geol. Ges.* 26. 1873.
- 14. Rogers: Distinction between Calcite and Dolomite on Polished Surf. *Am. Journ. of Sc.* 238. 1940.
- 15. Sander: Beiträge zur Kenntnis der Anlagerungsgefüge. *Tscherm. Min. Petr. Mitt.* 48. 1936.
- 16. Schumann: Die mikroskopische Untersuchung von Mineralen der Karbonatgruppe. *Heidelb. Beitr. z. Min. u. Petrogr.* 4. 1948.
- 17. Sikabonyi: Mész-dolomit a Buda-Pilis-hegységben. *Földtani Közlöny*, 82. 1952.
- 18. van Tuyle: The origin of Dolomite. *Jowa Geol. Surv. Annual Rep.* 25. 1914.

Az elemezett dolomitminták lelőhelyei

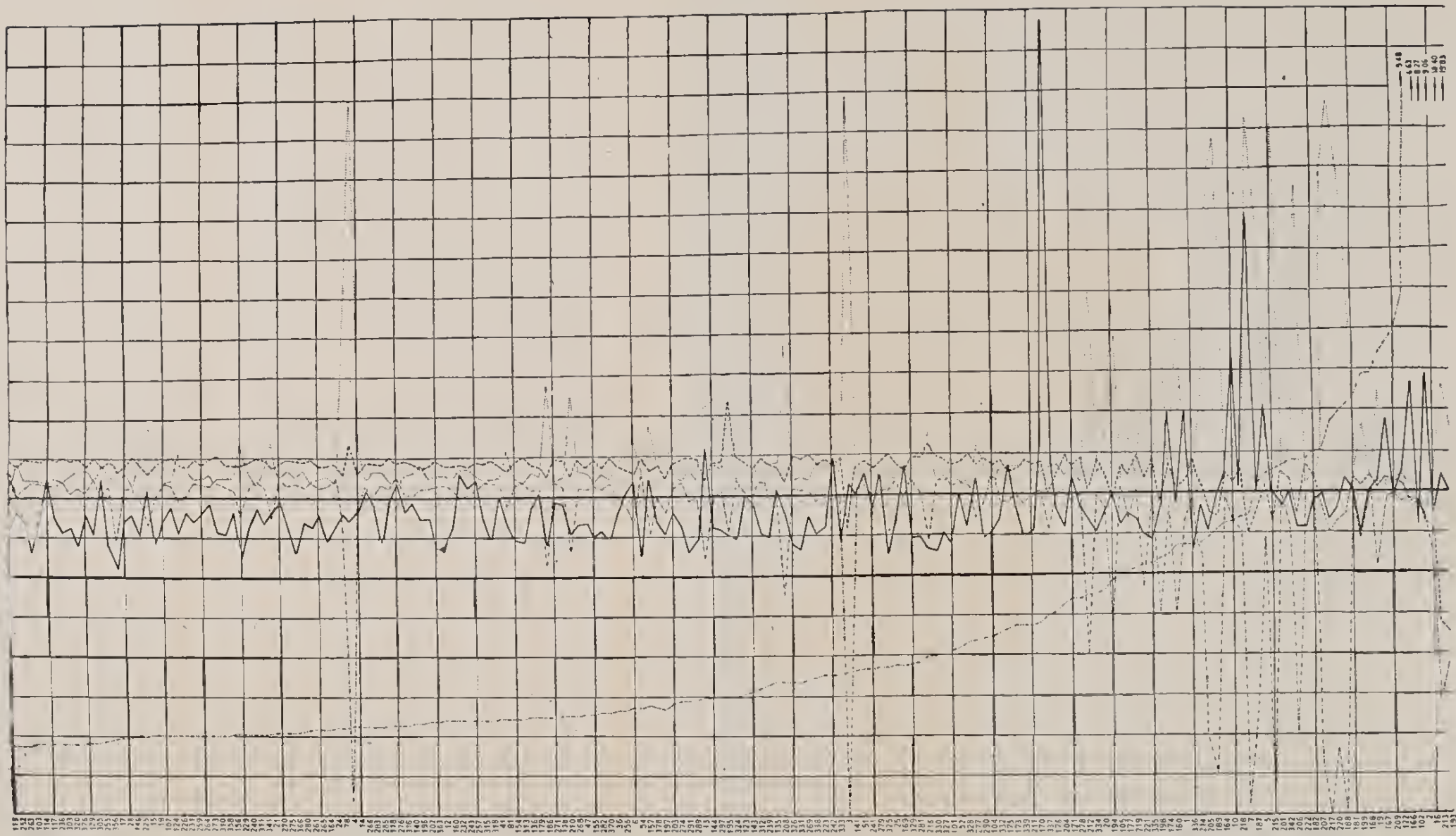
- 1—15. Felsőtárkány. — 16. Felsőtárkány, Vízkelet 295 mp. — 18. Felsőtárkány, Kistiba, É. — 19. Felsőtárkány, Nagytiba, É. — 21. Felsőtárkány, Várhegy, Keringő-út 510 mp-től Ny-ra. — 22. Felsőtárkány, Várhegy, Ny-ra az erdő szélén. — 27. Várpalota 418 mp-től KÉK-re 100 m. — 29. Várpalota 280 mp-től K-re 950 m. — 30. Várpalota 208 mp-től ÉNy-ra 300 m. — 31. Pét 170 mp-től Ny-ra 450 m. — 33. Hajmáskér 205 DK, 200 m (útélágazás). — 34. Hajmáskér, Alsólegelő ÉNy-i széle. — 35. Hajmáskér 184 mp kf. — 38. Pét-hegy 207 mp-től KDK-re 550 m. — 40. Inota, Burok vgy. 234 mp-től DK-re 350 m. — 41. Inota, Burok-v. 250 mp-től Ny-ra 100 m. — 42. Inota, Hideg vgy.

- 302 mp-től NyDny-ra 500 m. — 44. Bodajk Ny 217 mp-től ÉNy-ra 200 m. 46. Fehérvárcsurgó, Gaja-malom, ÉNy-ra 1000 m. — 47. Fehérvárcsurgó, Dny, 201 mp-től É-ra 150 m. — 48. Fehérvárcsurgó, Dny, 201 mp-től D-re 100 m. — 49. Iszkaszentgyörgy, Bítóhegy 154 mp. — 50. Veszprém K, Geleméri-majortól Ny-ra 500 m. — 51. Veszprém K, Geleméri-majortól É-ra 500 m nagyköfőjtő. — 52. Kádárta, K, 900 m. — 53. Gyulafirátót, Ny, 208 mp-től Ny-ra 500 m. — 54. Gyulafirátót, Ny, 218,7 mp-től Ny-ra 400 m. — 55. Veszprém, Jutaspuszta, 234,5 hp-től ÉNy-ra 400 m, murvagödör. — 56. Veszprém, Jutaspuszta, D, 240 mp. — 57. Tótvázsony, Ny, 281 mp-től É-ra 400 m. — 58. Nagyvázsony É, 262 mp-től ÉK-re 400 m. — 59. Nagyvázsony É, Felső-Csepel-puszta. — 60. Tótvázsony, Egétt-hegy, 455 mp-től ÉNy-ra 600 m. — 61. Nemesvámos É, Cinege-hegy. — 62. Veszprém, Tekercs-völgy, 292,5 hp-től K-re 100 m. — 63. Veszprém ÉNy, 248,8 hp-től ÉNy-ra, 400 m. — 64. Veszprém, Csatár-puszta, D-re 500 m — 65. Veszprém, Csatár-hegy, 404 mp-től É-ra, 600 m. — 66. Veszprém, Menyeki őrház, ÉK-re 450 m. — 67. Veszprém, Menyeki őrház, D-re 1200 m. — 68. Bánd, Steinecker-malom, Dny-ra 200 m. — 69. Szentgál templomtól DK, 3400 m-re levő 446 mp. — 70. Szentgál, Mecsek-hegy ÉNy-i végén. — 71. Veszprém, ÉNy Cseri-bánya. — 72. Veszprém É, 248,4 hp-től É-ra 100 m. — 73. Veszprém É, 244,3 mp. — 74. Veszprém É, 225, 42 hp-től É-ra 300 m. — 75. Veszprém volt repülőtéren, 250,60 hp-től ÉK-re 150 m. — 76. Veszprém, ÉNy-ra 315 mp. — 77. Veszprém, volt repülőtéren, 278 mp. — 78. Városlőd, 428 mp-től 500 m. — 79. Városlőd DK, Kakastaraj, 528 mp-től ÉK-re 150 m. — 80. Városlőd DK, Usti-hegy, 492 mp. — 81. Városlőd D, 349 mp-től K-re 300 m. — 82. Városlőd D, 400 mp-től Ny-ra 450 m. — 83. Lesenceistván, Uzsa-majortól ÉK-re 1000 m. — 84. Lesenceistván Uzsa-pusztától ÉK-re 900 m. — 85. Sümeg úrbéri erdő („é”-nél). — 86. Sümeg—Tapolca út 191,5 hp-től Ny-ra 200 m. — 87. Sümeg—Tapolca út 227,2 hp-től Ny-ra. — 88. Sümeg—Tapolca-út 236,5 hp. — 89. Sümeg—Tapolca-út, Majális-völgy szájával szemben. — 90. Zalaha!áp—Nyirád-út, Odörögdpuszta elágazás. — 91. Zalaha!áp—Nyirád-út, Ujdörögdpuszta 217 mp-től Ny-ra 150 m. — 92. Zalaha!áp—Nyirád-út, 239,2 hp-től ÉK-re 400 m. — 93. Szóc, Dégi-tanya D-re 600 m. — 94. Szóc, Dny, 247,9 hp. — 95. Szóc, Dny, 284 mp-től Ny-ra 400 m. — 96. Szóc K, DK Átibor. — 97. Taliándörögd K, Baksahegy. — 98. Lesencenémefalu Dny-i szélén. — 99. Vállus, Barbac-hegy K-i szélén. — 100. Vállus-i erdészlak Dny-ra 1000 m. — 101. Keszthely, Várvölgy, Fagyoskereszt. — 102. Keszthely, Várvölgy, 139,3 hp-től K-re 400 m. — 103. Keszthely—Rezi-út, 160 hp-től (híd) ÉNy-ra 300 m. — 104. Keszthely—Rezi-út, Battyánhát K-re. — 105. Rezi templomtól D-re 1000 m. — 106. Rezi Ny-ra 1000, a hídtól K-re 100 m. — 107. Keszthely ÉNy, Hévízfürdő ÉK-re 1500 m. — 108. Gyenesdiás, Büdöskúti völgy, 232,2 hp-től ÉNy-ra 300 m. — 109. Gyenesdiás, Büdöskúti völgy 232,2 hp-től ÉK-re 500 m. — 110. Gyenesdiás, Büdöskúti völgy, 232,2 hp-től ÉK-re 400 m. — 111. Gyenesdiás, Vadlány-barlang ÉNy-ra 250 m. — 112. Gyenesdiás, 203,5 hp-től Ny-ra 200 m. — 113. Vonyarcvashegy, Vashegyi köfőjtő. — 114. Balatonyörök, ÉNy-ra 1400 m. — 115. Balatonyörök EEK, 217,5 hp-től ÉK-re 150 m. — 116. Diszél, É-ra 1800 m. — 117. Hegyesd K-re. — 118. Sáska K-re 400 m. — 119. Sáska É-ra, Kecskvár. — 120. Csákvár, Vadorzó-árok, 281,6 hp. — 121. Csákvár, Vadorzó-árok, 292 mp-től Ny-ra 200 m. — 122. Vérteskozma, Sárkányluk-völgy, 354 mp-től Ny-ra 400 m. — 123. Felsőszenttamás-puszta, K-re 250 m. — 124. Szár, Nagyfarkastorok, 330 mp-től K-re 100 m. — 125. Nagyszéna-hegy, 426,7 hp-től DDK-re 400 m. — 126. Szár, Vinyabükk-völgy kúttól Ny-ra 100 m. — 127. Szár, ÉNy-i szélén murvafejtés. — 128. Szár, vasútállomástól É-ra 1800 m. — 129. Tarján, Baglyas-hegy, 420,3 hp-től D-re 300 m. — 130. Nagygyeháza, Somlyóvár-hegy. — 131. Nagygyeháza, Hársas, 366,8 hp-től Dny-ra 100 m. — 132. Obarok, É, Lóingató-hegy, 301,7 hp-től Ny-ra 400 m. — 133. Obarok, É, Lóingató-hegy, 299,3 hp-től D-re 500 m. — 134. Szár—Újszár-út, 230 mp. — 135. Szár, Vasútállomás, DK-re 600 m. — 136. Felsőgalla—Bicske út, Hajagoshegy ÉK-re. — 137. Felsőgalla—Bicske út, csőzház. — 138. Újbarok templomtól É-ra 1100 m. — 139. Újbarok Ny-i szélén. — 140. Villánykövesd, D. — 141. Németszakony, DK-re 1000 m. — 142. Vokány vasútállomás. — 143. Máriagyűd, templomtól ÉK-re 600 m. — 144. Nagykovácsi, Kutyahegy D-re. — 145. Tinnye DK köfőjtő. — 146. Budajenő, ÉK köfőjtő. — 147. Pilisvörösvár, Veres-hegy K-re. — 148. Pilisvörösvár, D-re. — 149. Piliscsaba, DK-re. — 150. Piliscsaba Ny, 219 mp-től D-re 350 m. — 151. Klófdliget, Kiskopasz. — 152. Pilisvörösvár, Piliscsaba műút 233 áteresznél. — 153. Zsámbék Dny, 257,3 hp. — 154. Zsámbék, Strászhegy. — 155. Szomor, Kakuk-hegy. — 156. Gyermely Ny, Gyarmag-hegy. — 157. Gyermely Ny, Kecske-kő. — 158. Dorog, Gete-hegy, 403 mp-től K-re 100 m. — 159. Budaörs Ny, Ókrös-hegy. — 160. Budaörs, Csik-hegyek 314,4 hp. — 161. Budaörs, Odvas-hegy Dny-i vége. — 162. Budaörs, Farkas-hegy D. — 163. Budaörs, Farkas-hegy K. — 164—177-ig Felső-Tárkány. — 178. Felső-Tárkány Várhegy 501 mp-től Ny-ra 300 m. — 179. Felső-Tárkány, Várhegy 501 mp. — 180. Felső-Tárkány Várhegy 501 mp-től Ny-ra 200 m. — 181. Felső-Tárkány 501 mp-től ÉNy-ra 150. — 182. Felső-Tár-

- kány Várhegy 501 mp. — 183. Felső-Tárkány Várhegy 501 mp-től DK-re 200 m. — 195. Felső-Tárkány Nagytábla 549 mp-től Ny-ra 350 m. — 196. Felső-Tárkány Várhegy 501 mp-től E-ra 500 m. — 198. Felső-Tárkány Várhegy 501 mp-től EK-re 250 m. — 199. Felső-Tárkány Várhegy 501 mp-től ÉEK-re 750 m. — 200. Felső-Tárkány Várhegy 501 mp-től ÉEK-re 900 m. — 201. Felső-Tárkány Várhegy 502,4 hp-től Ny-ra 300 m. — 202. Felső-Tárkány Várhegy 502,4 hp-től Ny-ra 250 m. — 203. Felső-Tárkány Várhegy 502,4 hp-től NyÉNy-ra 350 m. — 204. Cserépfalu Pelyvástető. — 208. Cserépfalu Pelyvástető 677,4 hp-től D-re. — 209. Cserépfalu Pelyvástető 627 mp-től D-re. — 210. Cserépfalu Pelyvástető D 634,9 hp. — 211. Cserépfalu Pelyvástető. — 212. Cserépfalu Pelyvástető. — 214. Cserépfalu Kisbagjashegy. — 216. Cserépfalu Sós-kút-hegy. — 218. Cserépfalu Órhegy 647,5 hp. — 219. Cserépfalu Órhegy 647,5 hp-től DNy-ra 100 m. — 220. Cserépfalu Simon-szentlélya Ny-i része. — 221. Cserépfalu Bácsvárosom. — 222. Veszprém Csatárhegy 374,8 hp-től EK-re 380 m. — 223. Veszprém Csatárhegy 374,8 hp-től EK-re 350 m. — 224. Veszprém Csatárhegy 374,8 hp-től K-re 250 m. — 225. Veszprém Csatárhegy 374,8 hp-től DK-re 170 m. — 226. Veszprém Csatárhegy 374,8 hp. — 227. Veszprém Csatárhegy 374,8 hp-től E-ra 200 m. — 228. Veszprém Csatárhegy 374,8 hp-től E-ra 300 m. — 229. Veszprém Csatárhegy 374,8 hp-től DNy-ra 350 m. — 230. Veszprém Csatárhegy 374,8 hp-től DDNy-ra 450 m. — 231. Veszprém Csatárhegy 404 mp-től K-re 300 m. — 232. Veszprém Csatárhegy 404 mp-től EK-re 250 m. — 233. Veszprém Csatárhegy 404 mp-től ÉEK-re 350 m. — 234. Veszprém Csatárhegy 404 mp-től ÉEK-re 700 m. — 235. Veszprém Csatárhegy 404 mp-től EÉNy-ra 600 m. — 236. Veszprém Csatárhegy 404 mp-től ÉNy-ra 530 m. — 237. Veszprém Csatárhegy 404 mp-től ÉNy-ra 600 m. — 238. Szentgál Miklóspálhegye 491 hp-től ÉNy-ra 600 m. — 242. Szentgál Miklóspálhegye 491 hp-től ÉNy-ra 200 m. — 243. Szentgál Miklóspálhegye 491 hp-től. — 244. Szentgál Miklóspálhegye 491 hp-től DK-re 400 m. — 245. Szentgál Miklóspálhegye 491 hp-től K-re 800 m. — 246. Szentgál Miklóspálhegye 491 hp-től EK-re 600 m. — 247. Szentgál Miklóspálhegye 491 hp-től EK-re 200 m. — 248. Szentgál Miklóspálhegye 491 hp-től E-ra 250 m. — 249. Szentgál Miklóspálhegye 491 hp-től E-ra 500 m. — 250. Szentgál Baloghegy 372 mp. — 251. Szentgál Baloghegy 425 mp. — 252. Szentgál Miklóspálhegye 491,1 hp-től D-re 1200 m. — 253. Szentgál Miklóspálhegye 491 hp-től D-re 800 m. — 254. Szentgál Miklóspálhegye 491 hp-től DNy-ra 300 m. — 255. Szentgál Miklóspálhegye 491 hp-től Ny-ra 200 m. — 256. Szentgál Miklóspálhegye 491 hp-től NyÉNy-ra 500 m. — 257—276-ig Nagyvázsöny Eggett-hegy. — 277. Nyirád Csekethegy 278 mp-től Ny-ra 300 m. — 278. Nyirád Csekethegy 278 mp-től D-re 400 m. — 279. Nyirád Csekethegy 278 mp. — 280. Nyirád Kisbakonyhegy 326 mp-től DK-re 300 m. — 287. Nyirád Kisbakonyhegy 326 mp-től D-re 100 m. — 288. Nyirád Kisbakonyhegy 326 mp-től DDK-re 300 m. — 257,5 hp-től DNy-ra 350 m. — 350—351. Gánt Vaskapuhegy 257,5 hp-től DNy-ra 130 m. — 291. Nyirád Cserhegy 328 mp-től EK-re 300 m. — 292. Nyirád Cserhegy 328 mp-től EK-re 470 m. — 293. Nyirád Cserhegy 369 mp-től D-re 1100 m. — 294. Nyirád Cserhegy 369 mp-től D-re 800 m. — 295. Nyirád Cserhegy 369 mp-től D-re 400 m. — 296. Nyirád Cserhegy 369 mp-től EÉNy-ra 100 m. — 297. Gyenesdiás Petőhegy 355,2 hp 356 DNy-ra 540 m. — 298. Gyenesdiás Petőhegy 355,2 hp-től DDNy-ra 600 m. — 299. Gyenesdiás Petőhegy 313,7 hp. — 300. Gyenesdiás Petőhegy 313,7 hp-től DDK-re 300 m. — 301. Gyenesdiás Petőhegy 313,7 hp-től DDK-re 450 m. — 302. Gyenesdiás Petőhegy 355,2 hp-től D-re 155 m. — 303. Gyenesdiás Petőhegy 241 mp-től Ny-ra 500 m. — 304. Gyenesdiás Petőhegy 241 mp-től Ny-ra 370 m. — 305. Gyenesdiás Petőhegy 241 mp-től ÉNy-ra 350 m. — 306. Gyenesdiás Petőhegy 355,2 hp-től DDK-re 1000 m. — 307. Gyenesdiás Petőhegy 355,2 hp-től DDK-re 500 m. — 308. Gyenesdiás Petőhegy 355,2 hp-től D-re 350 m. — 309. Gyenesdiás Petőhegy 355,2 hp-től DDNy-ra 400 m. — 310. Gyenesdiás Petőhegy 355,2 hp-től D-re 170 m. — 311. Gyenesdiás Petőhegy 355,2 hp. — 312. Gyenesdiás Petőhegy 355,2 hp-től EK-re 100 m. — 313. Gyenesdiás Petőhegy 355,2 hp-től EK-re 250 m. — 314. Gyenesdiás Petőhegy 355,2 hp-től EK-re 600 m. — 315. Gyenesdiás Petőhegy 355,2 hp-től EK-re 1100. — 316. Gyenesdiás Petőhegy 355,2 hp-től EK-re 1400 m. — 317. Gyenesdiás Petőhegy 381,1 hp-től DNy-ra 150 m. — 318. Gyenesdiás Petőhegy 381,1 hp-től DNy-ra 300 m. — 319. Gyenesdiás Petőhegy 394,2 hp-től D-re 500 m. — 320. Gyenesdiás Petőhegy 394,2 hp-től DNy-ra 800 m. — 321. Gyenesdiás Petőhegy 355,2 hp-től ÉNy-ra 700 m. — 322. Gyenesdiás Petőhegy 355,2 hp-től E-ra 370 m. — 323. Gyenesdiás Petőhegy 355,2 hp-től DNy-ra 100 m. — 324. Gyenesdiás Petőhegy 355,2 hp-től Ny-ra 170 m. — 325. Gyenesdiás Petőhegy 355,2 hp-től NyÉNy-ra 260 m. — 326. Gyenesdiás Petőhegy 355,2 hp-től ÉNy-ra 500 m. — 327. Gyenesdiás Petőhegy 355,2 hp-től Ny-ra 900 m. — 328. Gyenesdiás Petőhegy 180 mp-től DDK-re 300 m. — 329. Gyenesdiás Petőhegy 180 mp-től D-re 600 m. — 330. Gánt Vadkert 307,6 hp-től K-re 170 m. — 331. Gánt Kápolnapuszta 370 hp-től DK-re 170 m. — 332. Gánt Kápolnapuszta 370 hp-től DK-re 870 m. — 333. Gánt Kápolnapuszta 370 hp-től DK-re 770 m. — 334. Gánt Kápolnapuszta 370 hp-től DK-re 600 m. — 335. Gánt Kápolnapuszta 370 hp-től



Jakucsné: A Magyar Középhegység triász dolomitfajtái



Jakucsné: A Magyar Középhegység triász dolomitfajtái.

DK-re 380 m — 336. Gánt Kápolnapuszta 370 hp-tól DK-re 250 m. — 337. Gánt Kápolnapuszta 370 hp-tól DK-re 100 m. — 338. Gánt Kápolnapuszta 370 hp-tól ENy-ra 150 m. — 339. Gánt Kápolnapuszta 370 hp-tól ENy-ra 400 m. — 340. Gánt Kápolnapuszta 370 hp-tól ENy-ra 620 m. — 341. Gánt Vadkert 307,6 hp-tól K-re 120 m. — 342. Gánt Vadkert 307,6 hp. — 343. Gánt Vadkert 307,6 hp-tól DNy-ra 250 m. — 344. Gánt Vadkert 307,6 hp-tól NyDNy-ra 300 m. — 345. Gánt Vadkert 307,6 hp-tól DNy-ra 300 m. — 346. Gánt Vadkert 307,6 hp-tól DNy-ra 420 m. — 347. Gánt Vadkert 307,6 hp-tól DNy-ra 500 m. — 348. Gánt Vadkert 307,6 hp-tól NyDNy-ra 200 m. — 349. Gánt Vaskapuhegy 257,5 hp-tól DNy-ra 350 m. — 350—351. Gánt Vaskapuhegy 257,5 hp-tól DNy-re 130 m. — 352. Gánt Vaskapuhegy 257,5 hp. — 353. Gánt Vaskapuhegy 257,5 hp-tól DK-re 150 m. — 354. Gánt Vaskapuhegy 257,5 hp-tól DK-re 300 m. — 355. Gánt Vaskapuhegy 257,5 hp-tól DK-re 500 m. — 356. Gánt Vaskapuhegy 257,5 hp-tól DK 700 m. — 357. Gánt Vaskapuhegy 257,5 hp-tól ENy-ra 150 m. — 358. Gánt Vaskapuhegy 257,5 hp-tól ENy-ra 300 m. — 359. Gánt Vaskapuhegy 257,5 hp-tól ENy-ra 500 m. — 360. Gánt Kistáborhegy 359 mp-tól ENy-ra 400 m. — 362. Gánt Kistáborhegy 359 mp. — 363. Gánt Kistáborhegy 359 mp-tól D-re 150 m. — 364. Gánt Kistáborhegy 359 mp-tól D-re 250 m. — 365. Gánt Kistáborhegy 359 mp-tól DK-re 400 m. — 366. Gánt Kistáborhegy 359 mp-tól K-re 100 m. — 367. Gánt Badacsonyhegy 208 mp-tól DK-re 70 m. — 368. Gánt Badacsonyhegy 208 mp-tól Ny-ra 50 m. — 369. Gánt Badacsonyhegy 208 mp-tól ENy-ra 250 m. — 370. Gánt Badacsonyhegy 234 mp-tól D-re 200 m. — 372. Gánt Badacsonyhegy 234 mp-tól K-re 200 m. — 373. Gánt Badacsonyhegy 234 mp-tól K-re 400 m. — 374. Gánt Badacsonyhegy 234 mp-tól KDK-re 500 m. — 375. Gánt Badacsonyhegy 221 mp-tól ENy-ra 250 m. — 376. Gánt Badacsonyhegy 221 mp. — 377. Gánt Badacsonyhegy 221 mp-tól KDK-re 250 m. — 378. Gánt Badacsonyhegy 221 mp-tól D-re 100 m. — 379. Gánt Badacsonyhegy 221 mp-tól DK-re 230 m. — 380—400-ig Dorog Nagyköfőjtő. — 401—425-ig. Felsőgalla Nagyköfőjtő. — 426—435-ig. Tokod Steinriegel vasúti bevágás.

TABLAMAGYARÁZAT — EXPLICATION DU TABLEAU

XVII. tábla

1. Átkristályosodott eocén koralltelep metszete. Nagyítás kb. 70 ×.
Coupe de colonie de coraux cristallisée d'âge éocène. Agr. 70. env.
2. Kristályos dolomit szerkezete. Nagyítás kb. 70 ×.
La structure de la dolomie cristallisée. Agr. 70 env.
3. Szabálytalan eloszlású üregrendszer dolomitban. Nagyítás kb. 70 ×.
Système de cavités en dolomie, d'une distribution irrégulière. Agr. 70 env.
4. Szabálytalan eloszlású üregrendszer dachsteini mészkőben. Nagyítás kb. 50 ×.
Système de cavités en calcaire de Dachstein, d'une distribution irrégulière. Agr. 50 env.

XVIII. tábla

5. Ritmusos kiválásra utaló üregkitöltés dolomitban. Nagyítás kb. 70 ×.
Remplissage des cavités en dolomie, rapportant à une précipitation rythmique. Agr. 70 env.
6. Kalcittal kitöltött üregrendszer dachsteini mészkőben. Nagyítás kb. 50 ×.
Système de cavités, rempli de calcite, en calcaire de Dachstein. Agr. 50 env
7. Sávos dolomit-márga, Lemberg-öldattal megfestve. Nagyítás kb. 10 ×.
Marne-dolomie rayée, peinte par la solution Lemberg. Agr. 10 env.
8. Kitöltött, dolomitosodott üregrendszer dolomitban. Nagyítás kb. 10 ×.
Système de cavités, rempli, dolomitisé, en dolomie. Agr. 10 env.

A mikrofotográfiákat részben Jakucs L., részben Elek B. készítette
Microphotographies prises par L. Jakucs et B. Elek.

Э. Якучева:

**Данные к вопросу возникновения триасовых разновидностей
доломита Венгерских Средних Гор.**

На основании данных исследований структуры и химического анализа венгерских триасовых разновидностей доломита автор установил следующее:

1. Они не рифообразования.

2. Химический состав не выясняет их возникновения.
3. Не существует общее действительное соотношение между мерой доломитизации и количеством в кислоте не растворимого материала.
4. Доломитизация является диагенетическим процессом происходившим после осаждения, а еще до затвердевания.
5. После затвердевания горных пород, и каркасы органических остатков включены в горных породах и кальцитовый материал выделяющийся в трещинах, терпят доломитизацию.

Données concernant la formation des espèces de dolomie triasique du Massif Central Hongrois

par Mme E. JAKUCS

Dans l'étude des échantillons de dolomie prises de toutes les unités structurales du Massif Central Hongrois nous avons pris en considération la forme, les dimensions et l'orientation des grains, la constitution chimique, le rapport de la quantité de la calcite et de la dolomie, la quantité, la qualité et la distribution des matières insolubles dans les acides et parmi les caractères physiques, la porosité.

Selon les résultats de nos recherches il ne s'agit pas ici de formations de récifs, mais de produits finaux d'une transformation à échange d'ions survenue après la sédimentation, mais encore avant la consolidation.

Les espèces de dolomies étudiées se présentent sous trois types fondamentaux: 1° dolomie dense, non stratifiée ou formant des bancs très épais; 2° bancs minces, à composition normale, à rythme millimétrique, qu'on trouve dans l'ensemble des couches de dolomie; 3° bancs de dolomie calcaire finement stratifiés du calcaire de Dachstein.

La question de la formation des récifs.

La structure, la grande étendue et l'apparition en bancs minces, se répétant, des types rayés excluent leur formation à partir d'une vase de corail s'accumulant entre des récifs.

L'hypothèse d'une origine récifaire des types non stratifiés est démentie par la constance de la constitution chimique sur de grandes étendues et la distribution uniforme de la matière terrigène dans leur structure.

Les grosses oolites ou oolites géantes, caractéristiques pour les formations de récifs manquent. La cavernosité qu'on observe par endroits ne peut pas être la conséquence de la diminution du volume causée par la dolomitisation, parce qu'il y a dans le calcaire de Dachstein des cavités et des systèmes de cavités absolument identiques. La forme et la disposition irrégulière des cavités et leur grandeur variable s'y rapportent aussi. Dans la matière examinée, les vestiges de coraux et d'autres fossiles sont rares. Cela ne peut pas être considéré comme suite de la dolomitisation, parce que la faune pareillement rare du calcaire de Dachstein n'a pas été touchée par des processus pareils.

En comparant la structure de la dolomie et du calcaire avec la structure des colonies de coraux éocènes et miocènes, nous voyons que les granules de ces dernières varient entre 0,5 et 0,1 mm, contre un diamètre de 0,01 à 0,2 mm des dolomies à plus grosses granules. Au cours de la dolomitisation il faut s'attendre à ce que les grains deviennent plus grosses et non plus petites.

*

L'observation que dans les échantillons de dolomies striées les bandes marneuses ont une teneur plus élevée en magnésium a soulevé la question du rôle du résidu de dissolution dans la dolomitisation. Pour élucider cette question il nous

a paru opportun d'étudier les bancs de calcaire-dolomie de l'ensemble des couches de calcaire de Dachstein. La méthode la plus convenable pour trouver l'explication du phénomène c'est d'examiner la perméabilité à l'eau de la roche. Selon nos observations le calcaire est plus dense que la marne à magnésie, il s'imbibe donc plus difficilement avec des solutions et celles-ci s'y échangent moins facilement. Mais contre l'hypothèse de la dolomitisation à l'état solidifié, c'est-à-dire après la diagenèse, l'on peut opposer plusieurs considérations. L'inclinaison des couches est de 10° , au plus de 20° , l'on ne peut donc pas supposer qu'il y ait eu une infiltration verticale à travers le calcaire épais étanche et les couches d'argile accompagnant les bancs de marne. La solution dolomitisant n'a pu donc parvenir dans la roche que par des fissures verticales. Mais dans ce cas on doit s'attendre à ce que les couches de calcaire soient aussi dolomitisées le long des diaclases, jusqu'à une certaine distance, or cela ne peut pas être observé.

L'on ne peut pas admettre que la dolomitisation ait eu lieu longtemps après la formation du dépôt à cause de l'état étanche des couches de sédiments non touchées et la possibilité minimale du mouvement de l'eau dans la vase calcaire imbibée d'eau. La dolomitisation peut donc être fixée au temps après la formation du dépôt, mais précédant son ensevelissement.

Cette supposition est supportée par le fait que le développement des bancs dolomitiques-marneuses est mince, tandis que les bancs de calcaire sont épaissés. Cela veut dire que, en supposant un apport constant de matières terrigènes, la précipitation rapide du carbonate de calcium mène à la formation de bancs de calcaire épais, pure, la précipitation lente ou interrompue produit, dans le même laps de temps, un banc mince, marneux. Le sédiment marneux a été donc longtemps en contact avec l'eau de mer et a adsorbé plus de magnésium. Il faut encore ajouter que le résidu de dissolution a été le même dans le calcaire et les bancs de marne. Il n'y a donc pas nécessairement de corrélation entre le résidu de dissolution et le degré de la dolomitisation. L'on peut considérer comme des effets indépendants du même facteur les faits observés localement. C'est pourquoi il n'y a pas de connexion entre le résidu de dissolution et les autres constituants chimiques des échantillons provenant de divers territoires et niveaux (voir le diagramme No 1 du texte hongrois).

Il ne s'est pas révélé non plus de connexion, contre toute attente, entre la grosseur des grains et le résidu de dissolution (diagramme No 4).

Après la consolidation de la roche la dolomitisation a aussi eu lieu ultérieurement. Cela est confirmé par la transformation en dolomie des tests des vestiges organiques inclus dans la roche et de la calcite remplissant les fissures tectoniques.

Selon le témoignage des procédés de teinture la dolomitisation est plus prononcée du côté de la fissure, les solutions fournissant les ions de magnésium ont donc agi à partir de la fissure et non du mur de la roche.

En résumant nous pouvons donc établir que:

- 1° Les espèces de dolomie occurant en Hongrie ne sont pas des formations de récifs.
- 2° La constitution chimique ne fournit pas de renseignements concernant l'origine de la dolomie.
- 3° Entre le degré de la dolomitisation et la quantité des matières insolubles dans les acides il n'y a pas de relation généralement valable.
- 4° La dolomitisation est un processus d'agénétique qui a lieu après la formation du dépôt, mais encore avant la consolidation de la roche.
- 5° Après la consolidation de la roche se sont dolomitisés les tests des vestiges organiques enfermés dans la roche et la matière calciteuse déposée dans les fissures et les cavités.