

## DEDOLOMITOSODOTT TELÉRSZERŰ KÖZETTESTEK A NAGYEGYHÁZI-MEDENCE FELSŐ-TRIÁSZ DOLOMITALJZATÁBAN

TÓTH ÁLMOS—T. GECSE ÉVA\*

Szerzők a Dunántúli-középhegység ÉK-i részén fekvő Nagyegyházi-medence felső-triász aljzatában dolomit rovasára képződött másodlagos mészkövesteket (dedolomitot) írnak le. A teléres megjelenésű dedolomittegek feltételezésük szerint idős (preeocén) tektonikai vonalak mentén felszálló hidrotermális oldatok hatására képződtek.

É telérek helyenként néhány száz méter hosszban a felszínen is nyomozhatók. Szélességük a 10–20 m-t is eléri. A jelenség mélységi kiterjedése nem ismert, de több száz méter is lehet. A telérek köztanilag változatos összetételűek. A szalagos kalcittelértől a dedolomiton keresztül az ép, bontatlan dolomitig számos közetváltozat megfigyelhető. Ez utóbbiak néhány mm-től a hatalmas, több m<sup>3</sup>-es tömbökig terjedő zárványok, reliktumok is lehetnek. A dedolomitosodott kőzetek lényegében kalcitből és dolomitból állnak. A dedolomitosodott övet bezáró, át nem alakult dolomitban periklász és magnezit is kimutatható volt.

A nagyegyházi bauxittelép újrafelfedezését követő felderítő bauxitkutatási fázis egyik fúrása, a mesterberek Me-40. számú, az eocén „subplanulatusos” kőszéttelép fekvőjében ismertté vált dolomitfanglomerátum összlet alatt 36 m hosszban sajátos küllemű kőzetet harántolt, majd karni dolomitba jutott. A kőzetet szabad szemmel jura mészkőnek vélték. A vélekedés helyességét alátámasztani látszott a tőle ÉNy-ra, mintegy 1500 m-re korábban mélyült Me-17. sz. fúrás, amelynek feküanyagát juraként ismertették. KNAUER (1973) rámutatott az általa vizsgált vértesi liásztól való különbségére: „A csákány-pusztai liász egészében eltér a tőle mintegy 4 km-re ÉK-re megismert, 100 m vastag liász rétegsortól, amely crinoideás mészkőből, dolomitbreccsából, dolomit- és mészkőtörmeléből áll, s a felsőtriász dolomit-mészkő rétegcsoportra települ (BOHN P. 1968). Ez a szinemurinak tekinthető rétegsor, amelyet a Mesterberek Me-17. sz. fúrás . . . tárt fel, földolomitból álló mezoózós környezetben besüllyedt és megőrződött rögtön épít fel (CSERNÁK L.-NÉ—DUDICH E. JR. 1968).”

A Me-40. sz. fúrás anyagának vizsgálata során 1972-ben arra a megállapításra jutottunk, hogy e mészkő nem jura korú, hanem a felső-triász dolomitból dedolomitosodás révén keletkezett sajátos kőzet. A Me-17. sz. fúrás fellelhető mintaanyagának újrvizsgálata hasonló eredményre vezetett. A jelenséget ismertetve (1974) úgy vélekedtünk, hogy a dedolomitosodás feltehetően tektonikus zónák mentén feláramló CO<sub>2</sub>- és Ca<sup>2+</sup>-dús hidrotermás (?) oldatok hatására történt. Azóta a nagyegyházi, majd a csordakúti, mányi s legújabbban a

\* Bauxitkutató Vállalat, Balatonalmádi

héreg—tarjáni területen is számos fúrás — némelyik (pl. Me-144. sz.) 100 m-t is meghaladó vastagságban — kimutatta a dedolomitósodott képződményeket. Részben terepbejárásaink, részben BALÁSHÁZY (1975) térképezései nyomán számos felszíni előfordulásuk vált ismertté Nagygyeházától Dorogig, s újabban az É-Vértesben, Mindszentpuszta környékén is (TÁLAS P. szóbeli közlése). Dedolomitként is értelmezhető képződményekről tesz említést SÓLYOM (1950) Vidámvár környékéről (»a dolomitban vörös kristályos ún. „mészdolomit” észlelhető») és JASKÓ (1950), aki a Nagygyeházi-medence felszíni bauxitjának fedőképződményei között a dolomitbreccsa mellett „ankerites mészkő”-vet is említ. TAEGER (1909) Mindszentpuszta környékéről a dachsteini mészkőben „élénkrozsaszínű s teljesen kikristályosodott mézspát tömegekkel kitöltött nagyobb lencsék”-ről és „másodlagos átalakult földolomit”-ről tesz említést. KNAUER — korábbi megfigyeléseit újraértelmezve — lehetségesnek tartja, hogy ugyanezen a területen számos helyen észlelt vörös kalcittömeg is e folyamattal kapcsolatos (szóbeli közlés). Ezt alátámasztani látszanak TÁLAS P. megfigyelései.

Vizsgálataink a nagygyeházi fúrások anyagára koncentráltak, de a szemre hasonló kifejlődés alapján a megállapítások a csordakúti és mányi, de bizonyos mértékig a héreg—tarjáni területre is kiterjeszthetők. Ez utóbbi területen a tényleges dedolomitósodás természetszerűleg az „átmeneti rétegek”-nek a dolomitós szakaszára korlátozódik, a mészköves területeken csak a kalcittelérek figyelhetők meg.

Az elvégzett vizsgálatok csak a dedolomitósodás tényének rögzítésére elegendők, a folyamat oka, lefolyása, pontos kora, elterjedése, típusai stb. további vizsgálatot igényelnek.

### A dedolomitósodás irodalmának áttekintése

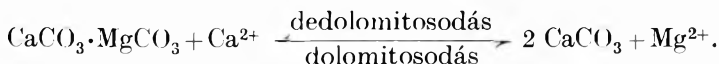
**D e d o l o m i t:** „Másodlagos mészkövek és meszes—dolomitós kőzetek, amelyek dolomitból a dolomit ásványnak kalcit általi részleges vagy teljes helyettesítése révén keletkeznek” (*Geologicseszki szlovar*, 1973).

**D e d o l o m i t ó s o d á s:** „A dolomitok másodlagos átalakulási folyamata a vadózus vizek zónájában, dolomitnak kalcit általi helyettesítődése révén kalcitósodott dolomitok és másodlagos mészkövek, dedolomitok képződésével. . . A karbonátos kőzetek magas hőmérsékletű metamorfózisa során is végbemehet” (*Geologicseszki szlovar*, 1973).

A fogalmat VON MORLOT (1847) vezette be a dolomit kalcitósodási folyamatára. Diagenetikus dedolomitósodási jelenséget írt le EVAMY (1967), aki YANATEVA (1955) és DE GROOT (1967) kísérleteire is építve feltételezi, hogy a dedolomitósodás normál hőmérsékleti és nyomásviszonyok között, szulfácionok részvétele nélkül, a tengervíz  $\text{Ca}^{2+}$ -tartalmának hatására is végbemehet a még kőzetté nem vált üledékben. „Kalciumban gazdag dolomitok” (magas  $\text{Ca}^{2+}$ -tartalmú dolomitásvány) korai diagenetikus dedolomitósodását mutatja be KATZ (1968). LIPPMANN (1973), bár kétségesnek tartja, hogy e folyamat a természetben I at nyomáson végbemehet, hivatkozva KATZ vizsgálataira feltételezi, hogy a kalciumban gazdag dolomit bizonyos  $\text{Ca}^{2+}$ -felesleg felett a kalcitnál oldhatóbb, s ez lehet a dedolomitósodás oka. Kiterjedt irodalma van az epigenetikus dedolomitósodásnak. VON MORLOT a  $\text{CaMg}(\text{CO})_2 + \text{CaSO}_4 \cdot 2 \text{H}_2\text{O} \rightarrow 2 \text{CaCO}_3 + \text{MgSO}_4 + 2 \text{H}_2\text{O}$  reakciót tételezi föl. Hozzá hasonlóan értelmezett je-

lenségeket írt le TATARSKIJ (1949), aki dedolomitósodással kapcsolatban epsomit-kivirágzást is észlelt: BRAUN és FRIEDMAN (1970) a felszínen levő dolomiton a talajvíz hatására kialakult recens dedolomitkérgét észlelt. AL-HASMINI és HAMINGWAY (1973) a ferrodolomit felszíni instabilitásával magyarázott dedolomitósodási jelenséget írt le. Szerintük a ferro-ionok az oxidációs és hidratációs változások hatására limonittá vagy goethitté alakulnak át, a romboéderek peremére kicsapódva, vagy kitöltve azokat. A ferrodolomit pedig inkongruensen vagy részben kongruensen oldódva fokozatosan összeomlik, s kalcittal cserélődik ki. TEALL (1903) a dedolomitósodás fogalmát a dolomit metamorf átkristályosodási folyamatára használja, amikor is kalcit, periklász képződik. Intruzív alkáli kőzeteknek a dolomitra való hatását, a dedolomitósodást és dolomitmárvány-képződést vizsgálja HODAK (1956). Szerinte a magas dedolomitósodás tulajdonképpen nem teljes márványosodás; annál alacsonyabb hőmérsékleten megy végbe, a  $\text{CO}_2$  eltávozási lehetősége nélkül. MCCALLUM (1974) milonitósodás hatására dedolomitósodott márványlencséket írt le.

SMIT és SWETT (1968) kétségbe vonja a dedolomitósodás kifejezés használatának jogosultságát. Szerintük a  $\text{Mg}^{2+}$  ionnak  $\text{Ca}^{2+}$  ionnal való helyettesítésének folyamatát logikusabb a dolomit kalcitosodásának nevezni. EVAMY (1967), aki a dedolomitósodás alábbi egyenletét adja, — mint írja — konvencionálisan használja e kifejezést:



Történt néhány kísérlet a dedolomitósodás laboratóriumi körülmények közötti megvalósítására. JANATEVA (1955) megállapította, hogy a  $\text{CaCO}_3$ — $\text{MgCO}_3$ — $\text{H}_2\text{O}$  rendszerben a dolomit oldhatósága a  $p_{\text{CO}_2}$ -től függ. DE GROOT (1967) kimutatta, hogy a  $p_{\text{CO}_2} \approx 1$  atm (101 325 Pa) nyomáson a dolomit kongruensen oldódik, alacsony  $p_{\text{CO}_2}$ -nél viszont oldódása inkongruens. A kalciumszulfát jelenléte az oldatban fokozza a dolomit inkongruens oldódását. Megállapítja, hogy a dedolomitósodáshoz intenzív víz-átöblítés, kellően magas  $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$  arány,  $p_{\text{CO}_2} \ll 0,5$  atm,  $\approx 50$  °C a legmegfelelőbb. Ezekből az adatokból arra a következtetésre jut, hogy a (diagenetikus) dedolomitósodás felszínközeli körülmények között megy végbe.

KISS (1976) a „porló dolomit”, „meszes dolomit” és a  $\text{CaCl}_2$ — $\text{H}_2\text{O}$  1,0, ill. 2,5 molos, 2:1, 1:1, 1:2 Ca/Mg arányú rendszert 50—350 °C hőtartományban vizsgálva megállapítja: „a porló dolomitnak rendkívül korlátozott mérvű az oldódása a vizsgált paraméterek között”, valamint „a metasomatikus átalakulás kalcittá — dedolomitósodás — rekalcitósodás folyamat nem igazolható, a természetben sem játszódhat le a vizsgálati modellnek megfelelő körülmények között”.

FAUST (1949) a dolomitba nyomuló (elsősorban savanyú) intrúziók hatását, az ezzel kapcsolatos dedolomitósodási folyamatot, valamint a Mg-ban és  $\text{CO}_2$ -ben gazdag hidrotermális oldatok eredetét vizsgálta. A gyakorlati megfigyeléseket (márvány, brucit-márvány, pentacit- és predazzit-előfordulások) két ( $\text{MgO}$ — $\text{H}_2\text{O}$ :  $\text{H}_2\text{O}$ — $\text{CO}_2$ ), három ( $\text{MgO}$ — $\text{CO}_2$ — $\text{H}_2\text{O}$ ;  $\text{CaO}$ — $\text{CO}_2$ — $\text{H}_2\text{O}$ ) és négykomponenses ( $\text{MgO}$ — $\text{CaO}$ — $\text{CO}_2$ — $\text{H}_2\text{O}$ ) rendszerek változó hőmérséklet- és nyomásfeltételek közötti vizsgálatával egészíti ki. Megállapítja, hogy ha a rendszer nyitott és a  $\text{CO}_2$  el tud távozni, a dolomit részleges disszociációja során periklász képződik, a dolomit dedolimitizálódik. Zárt rendszerben (HALLA szerint) és magasabb nyomáson kalcit és mágnezit képződik. Ez utóbbi a természet-

beli megfigyelésekkel is jól egyezik. A magmának a dolomitba való benyomulását követően  $\text{CO}_2$  szabadul fel, a  $\text{CO}_2$ -ben gazdag fluid fázis behatol a kőzet repedéseibe és reakcióba lép azzal. A dolomit oldódása az alábbiak szerint mehet végbe:

a) kongruensen: az oldatból — tovább haladva — kicsapódhat a kalcit, a maradék oldat pedig  $\text{Mg}^{2+}$ -ban és  $\text{CO}_2$ -ben gazdaggá válik. Ezek az oldatok dolomitósíthatják a mészkőzeteket.

b) inkongruensen: kalcit válik ki és  $\text{Mg}^{2+}$ -ban gazdag oldatok keletkeznek, ill. magnezit válik ki és  $\text{Ca}^{2+}$ -gazdag oldatok képződnek. Az első esetben az oldat magnezitet rakhat le, vagy reakcióba lépve a mészkővel azt dolomitósíthatja. A másodikban a hidrotermális oldatoknak egy későbbi hulláma oldhatja a magnezitet és újabb  $\text{Mg}^{2+}$ -dús oldatot eredményezhet.

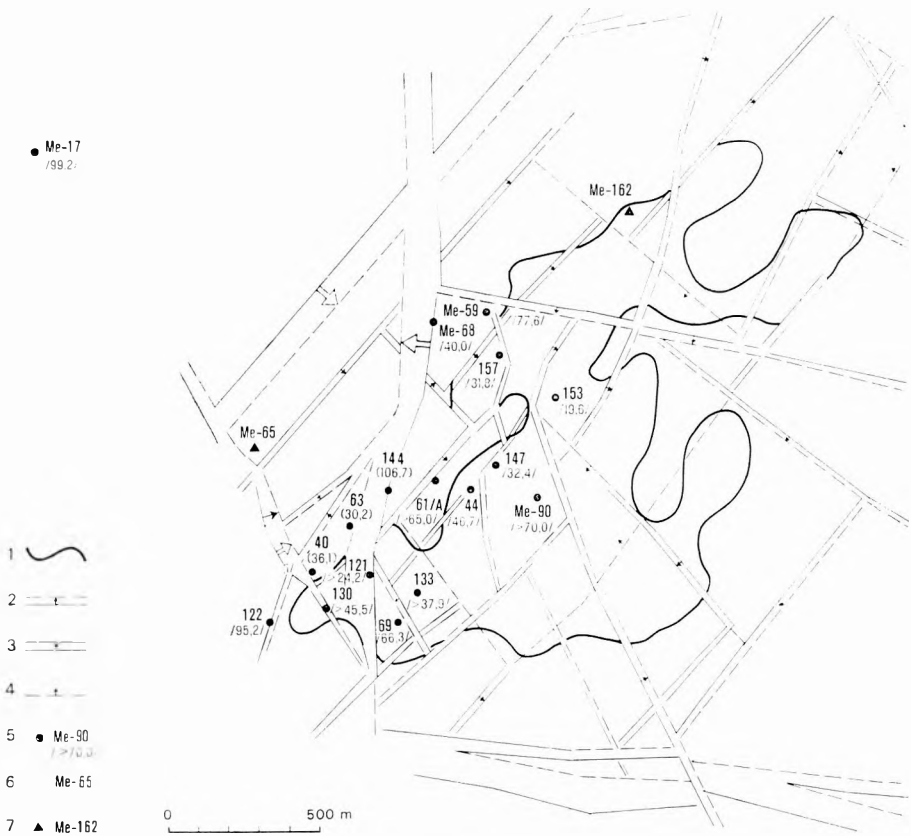
A dedolomitósodott kőzetekre az említett szerzők, valamint LUCIA (1961), KROTOV, MAHLAJEV stb. (in DMITRIEVA 1969) megállapításait összefoglalva az alábbi szöveti bélyegek jellemzők: részlegesen átalakult dolomitreliktumok figyelhetők meg a kalcitkristályok belsejében, azaz a szövet poikilites; a kőzet kalcit romboéderekből áll, a kristályok határvonalát gyakran vasoxidszegély hangsúlyozza s az egyes kalcitgenerációkat néha el is választja; dolomit utáni polikristályos kalcit pszeudomorfózák vannak jelen; fokozatos átmenetek figyelhetők meg az át nem alakult dolomittól a dedolomit felé.

### A Nagyegyházi-medencében észlelt dedolomitósodás

A vizsgált terület földtani felépítését számos jelentés, publikáció és előadás tárgyalja. A dedolomitósodást érdemlegesen érintőket az irodalomjegyzék tartalmazza. A Nagyegyházi-medence aljzatát ladini, karni, nóri dolomit alkotja. Erre, ill. ennek mállott felszínére települ az ún. fő bauxitszint, ezt dolomitfanglomerátum, ill. a subplanulatusos kőszéntelep fedi. Feltűnő, de kellőképpen nem értelmezhető, hogy a Nagyegyházi-medencében, de a csordakútiban, sőt a mányiban is a dedolomitósodás a legkarakterisztikusabban a felső-karni dolomithan fejlődött ki.

#### *A dedolomitósodott kőzettestek kifejlődése, kőzettani-ásványtani vonásai*

A felszíni feltárások és a viszonylag nagyszámú fúrési adat egybevetésével az a következtetés adódik, hogy a dedolomitósodott kőzettestek telérszerű képleteket alkotnak. E telérek iránya, szélessége hozzávetőlegesen ismert. A felszíni kibúvások szerint Nagyegyháza szűkebb térségében a legvastagabb telérek a középhegységi ún. harántirányhoz (ÉNy—DK) kötődnek, de viszonylag jól felismerhetők a NyÉNy—KDK irány mentén is. E leggyakoribb irányok mellett szinte a szélrózsa minden irányában helyezkednek el dedolomitósodott telérek. Az irányítottság kérdése BALÁSHÁZY mérései ellenére sem tekinthető lezártnak. A dedolomitósodott zónák szélessége a mm-től 10—20 m-ig terjedhet. Az átalakult „összlet” legnagyobb ismert „vastagsága” 106,7 m (Me-144. sz. f. 1. ábra). Ez kb. 80°-os dőléssel számolva mintegy 18 m-es valódi vastagságot jelent, ami jól összhangban van a legvastagabb felszíni kibúvás (Kis-Somlyóvár) > 10 m szélességadatával, ui. feltételezhető, hogy itt a telérnek



1. ábra. Dedolomitot jelentős vastagságban harántolt mesterberek-i fúrások elhelyezkedése a Nagygyeházi-medencében (a Bauxitkutató V. 1976. évi térképe alapján)

1. A bauxittelep 0-vonala, 2. az alsó kőszéntelepes összletnél fiatalabb vető, 3. az alsó kőszéntelepes összletnél idősebb vető, 4. feltételezett, lepusztult idős vető, 5. dedolomitot jelentősebb vastagságban (m) harántolt fúrás, 6. periklászot tartalmazó minták származási helye, 7. magnézitet tartalmazó minták származási helye

Рис. 1. Расположение скважин у с. Мештерберек, прошедших дедоломиты в значительной мощности в пределах бассейна Нальдехаз (на основании карты, составленной в 1976 г. Бокситоразведочным предприятием)

1. Линия 0 бокситовой залежи, 2. сброс, образовавшийся после образования нижней угленосной толщи, 3. сброс, образовавшийся перед образованием нижней угленосной толщи, 4. предположенный древний сброс, 5. скважина, прошедшая дедоломиты в значительной мощности (м), 6. место отбора проб, содержащих периклаз, 7. место отбора проб, содержащих магnezит

csak az egyik fele van feltárva. A Mányi-medence D-i részén ezt jóval meghaladó, több száz méter szélességű dedolomitósodott zóna van, bár lehetséges, hogy nem összefüggő, hanem — fúrásokkal fel nem tárt — át nem alakult dolomittal vannak az egyes zónák elválasztva. Az átalakulás mélységbeli elterjedését nem ismerjük, de feltételezhető, hogy e telérszerű testek még jelentős mélyséig folytatódnak. E közettesteknek mind a felszínen, mind a fúrásokban igen változatos a megjelenése. Helyenként csak a közetanyag elszíneződése jelzi az átalakulást, másutt pedig több 100 m hosszban 10 m-t meghaladó szélességben nyomozható a meredek dőlésű, hatalmas dolomittesteket magába záró dedolomittest.

A felszíni kibúvások és a fúrások alapján több kifejlődési típus különíthető el:

— A dolomitban vékony, sokszor csak hajszálvékony rózsaszín, vörös elszíneződés figyelhető meg.

— Néhány cm-es, dm-es, esetleg m-es hosszúságú dedolomitos szakaszok többször, esetleg több tíz méteren keresztül ismétlődnek. Közöttük olyan dolomitzakaszok vannak, amelyekben az átalakulásnak szemmel látható nyomai nincsenek. A kalcitosodott szakaszok közötti dolomit „ép”, csak a közvetlen érintkezési zónában látszik némi vörös elszíneződés, szemcsenagyság-növekedés. E dolomit kőzettanilag a szűkebb környezet dolomittípusaival egyező. A biztos szálbanállóságot jelzik a gyakori, azonos dőlésű algalamellás rétegek. E típus jellegzetes példája a Me-121. sz. fúrás.

— A fúrásokkal harántolt szakaszon a dedolomitosodott kőzetek uralkodnak. Az át nem alakult dolomit az előzőekhez hasonló. E típus példája a Me-90. sz. fúrás, amelynek 399,4 — 470,0 m-ig (talp) harántolt 70,6 m hosszában 60 m volt dedolomitosodott. Ez 8 mélységközben, 0,2 — 16,0 m harántolt vastagságban volt megfigyelhető. E típusba tartozik a bevezetőben említett Me-17. sz. fúrás is.

— A dedolomitosodott szakasz nagyvastagságú, viszonylag egyveretű, önálló dolomitzakaszok nincsenek benne. Ennek példája a Me-61/a, Me-69. sz. fúrás. E típus néhány fúrása 60 — 70 m harántolása után sem jutott ki a dedolomitból.

#### *Kőzettani jellemzés*

Megjelenése, színe, szerkezete-szöveve, vegyi összetétele nagyon gyorsan változik. Halvány- és szürkésrózsaszínű, vörösbarna, húspiros, sárga és piszkosfehér színű, gyakran foltosan színezett. Szemcse-, ill. kristálymérete tág határok között változik (kb. 10 — 4000  $\mu$ ). A finomabb szemcseméretű mezőkben nagyobb kristályméretű kalcittal kitöltött pórusok, erek, „hólyagok” gyakoriak. Nem ritka a vöröses színű, vasdús, migrációs eredetű sávozottság. Ezek a sávok általában 1 mm körüli vastagságúak. A sávok részben koncentrikusan rendeződnek, részben kaotikusak, a sávozottságot a vörös világosabb és sötétebb színeződése adja. Jellemző a pszeudobreccsás szerkezet, amit részben a sztililitosodás, a sztililitos felületeket bevonó agyaghártya, részben a finom hálózatos repedezettséggel párhuzamos vasmigrációs elszíneződés tesz kifejezőbbé. A kalcit sok helyütt nagy- vagy durvakristályos, közel függőleges, szalagos kiválásokat képez. E kalcittelérek néhány dm vastagok is lehetnek. A Me-59. sz. fúrás harántolt kb. 1 m hosszban a fúrómag teljes keresztmetszetét kitöltő ilyen telért. Színsávozottak, többnyire a vörös különböző árnyalataiban, de gyakori a fehér és a vörös szín váltakozása is. Jellemző, hogy a telérek kalcitkristályai nem fennőttek, hanem szorosan egymásbafogazódnak. A szűkebb értelemben vett dedolomitösszletben gyakoriak a dolomitzárványok. Általában szögletesek, néhány cm átmérőjűek. A peremük, sőt néha a teljes alaplany bontottak, porló küllemű, gyakorta kalcitkristályokkal pettyezettek. A dolomitzárványok egy részének peremét vas- és mangándús átalakulási sáv kíséri, más része fokozatos átmenettel megy át a dedolomitba. Az átmeneti sávban a kőzetanyag rózsaszínű vagy vörös elszíneződésű, a szemcse-, ill. kristályméret fokozatosan nő. A dedolomitosodott zónák az át nem alakult dolomittömegeknél lényegesen tektonizáltabbak. Részben mert eleve tektonikai zónák preformáltak képződésüket, részben mert — mint a Középhegységben

gyakorta — a fiatal mozgások az idősebb tört zónák mentén mentek végbe s végül pedig a fokozott tektonizáltságot nagyban elősegíthette a nagyméretű kalcitkristályok transzlációs képessége. A fiatalabb mozgások tértágulások törési zónáiba, amelyek helyenként karsztosodtak is, jelentős mennyiségű bauxitos anyag mosódott be. A karsztos folyamatok által kitágított hasadékok, üregek falát gyakran borítják néhány mm-es szkalenoéderez, fennőtt kalcitkristályok. Ezenkívül még egy fiatalabb kalcitnemzedék figyelhető meg. Ezek azonban a dedolomit, a dolomit, sőt az eocén képződményeket is metsző vékony, a cm-es méretet ritkán meghaladó vastagságú telérkéket alkotnak csupán.

#### A kőzettani, ásványtani vizsgálatok eredményei

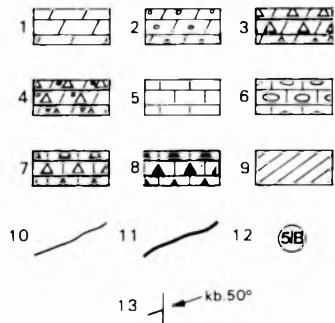
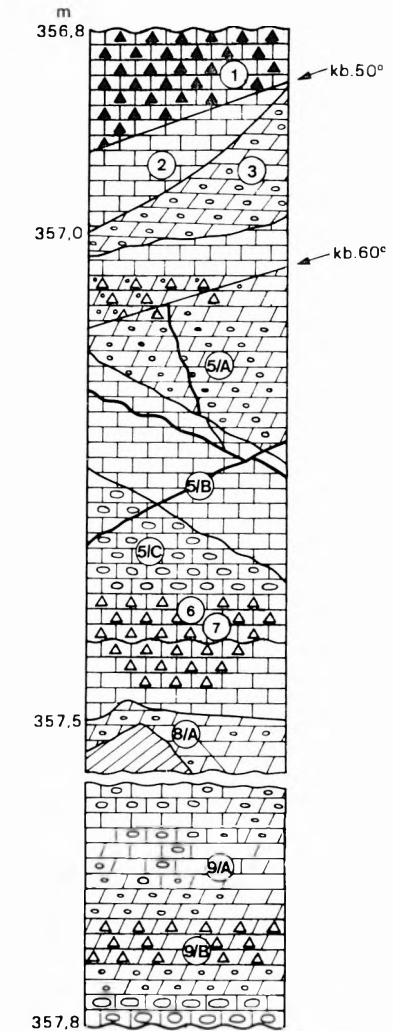
Néhány kőzettípusból, összetételük pontosabb meghatározására, a kémiai elemzések (60 minta) mellett röntgendiffrakciós és termoanalitikai vizsgálatok is készültek, bár meglehetősen kis számban (12). Ez utóbbiak — két minta kivételével — a kémiai elemzési adatokkal összhangban csak kalcitot és dolomitot jeleztek. A dedolomitban a kalcit mellett szinte minden esetben megjelenik a dolomit is néhány %-os mennyiségben (2. ábra, 1. táblázat).

#### 2. ábra. A dedolomit és a dolomit közötti átmenet jellegzetes kifejlődése a Me-144. sz. fúrásban (vizsgálati adatait l. az 1. táblázaton)

1. Dolomit, 2. bontott dolomit, 3. tektonikus dolomitbreccsa kalcitos kötőanyaggal, 4. bontott tektonikus dolomitbreccsa. 5. másodlagos mészkő-dedolomit, rózsaszínű, vasdús erekkel. 6. másodlagos mészkő kalcitos poruskitöltéssel. 7. breccás szövettű dedolomit. 8. tektonikus dedolomitbreccsa vörös agyag házagkítöltéssel. 9. fehér kalcit érkitöltés. 10. vasdús „zóna”. 11. sztilolit, 12. az elemzett minta helye, 13. litoklázis

#### Рис. 2. Своёобразное развитие перехода между дедолomitами и доломитами в скважине Me-144 (см. результаты анализов в таблице 1)

1. Доломиты, 2. разложенные доломиты, 3. тектоническая брекчия с кальцитовым цементом, 4. разложенная тектоническая доломитовая брекчия, 5. вторичные известняки-дедоломиты с розовыми прожилками, богатыми железом, 6. вторичные известняки с кальцитовыми заполнениями пор, 7. дедоломиты с брекчиевой текстурой, 8. тектоническая дедолomitовая брекчия с трещинами, заполненными красной глиной, 9. прожилки, заполненные белым кальцитом, 10. „зона”, богатая железом, 11. стилолиты, 12. места отбора проанализированных проб, 13. литоклазы



**A dedolomit—dolomit átmeneti szakaszának  
vizsgálati adatai a Me—144. sz. fúrásban**  
Mintavétel helyét l. a 2. ábrán

A minta jele	Kémiai elemzés %		Kémiai elemzésből számított%		DTA—DTG vizsgálat %		
	CaO	MgO	Kalcit	Dolomit	Kalcit	Dolomit	Kaolinit
1.	31,3	0,3	55,1	1,4	—	—	—
2.	50,2	1,2	86,2	5,6	—	—	—
3.	33,0	17,9	14,1	82,5	—	—	—
5/A	47,0	7,5	65,2	34,3	65,0	33,5	—
5/B	54,3	0,8	94,7	3,7	98,5	—	—
5/C	53,7	0,4	94,6	1,8	96,5	—	—
6.	47,3	0,1	84,0	0,5	95,0	—	ny
7.	53,3	0,3	94,2	1,4	—	—	—
8/A	29,8	20,5	2,1	94,1	—	—	—
9/A	42,4	10,9	48,4	50,0	—	—	—
9/B	31,9	19,2	9,1	88,1	13,4	84,4	—

A Me-144. sz. fúrás 11 db, a Me-59. sz. fúrás 3 db mintájának vizsgálata szerint a kalcit és a dolomit (1014) indexű reflexiójából számított *d*-érték alapján a két ásványban az izomorf helyettesítés nem haladja meg a 2, ill. 1 mol%-ot, tehát sztöchiometrikus összetételűek [SZEMETHY A. (MÁFI) vizsgálatai szerint]. A dedolomitósodott zónákon kívül eső Me-65. sz. fúrás feki dolomitjában 339,0 m-nél kb. 1 cm-es hasadékkitöltésben, a röntgendiffrakciós vizsgálat szerint a kalcit mellett periklász is kimutatható [BOGNÁR L. (ELTE, Ásványtani Tanszék) vizsgálatai szerint].

A Me-162. sz. fúrás bauxitfekvő dolomitjában 281,1 m-nél a DTA—DTG vizsgálat 53,5% kalcit mellett 40% magnezitet jelzett [SIKLÓSNÉ JENEI M. (BKV) vizsgálatai szerint].

A vékonyecsiszolatok alapján a dedolomit minták uralkodóan kristályos szövetűek. A kalcitkristályok nagyrészt an-, ritkábban sub- és euhydrálisak (romboéderesek). Utóbbiak nagyrészt a hipidiomorf-szemcsés dolomit átalakulási sávjában, ill. a határos dedolomitban észlelhetők. A kristályok pereme általában rendkívül szabálytalan lefutású, a kristályok gyakran összefogazódnak, mozaikos mezőket képezve (I. tábla 4., II. tábla 1., 2.). Zárványokban rendkívül gazdagok, ezek részben karbonátanyagúak — a bezáró kristállyal ellentétes kioltásúak — gyakran romboéderek vagy szemcsék, szemcsehalmazok, anyaguk valószínűleg dolomit; részben egyéb anyagú csomók, halmazok, pikkelyek, többségük szerves anyag, pelit, vasásvány. A zárványok a kalcitkristályokban szórtnak és magjukban koncentrálnak is megfigyelhetők. A szemcse- ill. kristályméret egy-egy mintán belül is rendkívül változó lehet, bár egyenletes szemcseméretűek is megfigyelhetők (II. tábla). Az eredeti szövet egyes esetekben — pl. algalaminites vagy tektonikus breccsa esetén — a dedolomitósodott kőzetben „maradványszövetként” jól felismerhető. Az első esetben a zárványcsomók elrendeződése „árnyképként” rajzolja ki az algaeredetű sávokat (II. tábla 3., 4.). A második esetben a korábbi dolomittöredékek helyét póruskitöltő kifejlődéssel kalcit béleli. A minták általában gazdagok pórús- és érkitöltő kalcitfoltokban, peremi kristályaik karbonát zárványszemcséket tartalmaznak, utóbbiak néhol továbbnövekedési zónákat „rajzolnak



ki" (III. tábla 4.). Helyenként porfíros jellegű a szövet, a kalcit mezo- vagy makrokristályok egy része nyúlt. A folyamatot kísérő vasmigráció eredményeként a kristályok peremén vasdús film, a kristályok között vékony vasdús érrendszer észlelhető, a szubmikroszkópos vasásvány vagy vasásványok zárványszemcséket, továbbnövekedési zónákat képezve is dúsulnak. A dolomit-reliktumok pereménél az átmeneti zóna általában vékony (0,5–1,0 cm). A fokozatos átmenet a dolomitzemcsék és -kristályok pereménél víztiszta szegélyek megjelenésében, majd a kristályméret növekedésében, egyetlenné válásában, a mozaikos szövet kialakulásában nyilvánul meg (IV. tábla 1., 2.). Másutt csak elmosódottá válik a szöveti kép, csupán +N között észlelhetők a zegzugos peremű kalcit mezokristályok, amelyek magukba „olvasztották” a korábbi dolomit szöveti elemeit, a kőzet itt már  $\text{Ca}^{2+}$ -gazdag.

### A dedolomitósodás okozója, kora

A felmerülő kérdések többségére ma még nem tudunk válaszolni. A jelenség legkézenfekvőbben a *Faust*-féle, azaz a hidrotermális modellel magyarázható. Az egyetlen magasabb hőmérsékletű keletkezési viszonyokra utaló vizsgálati adat (periklász) további következtetések levonására nem elegendő. A folyamat oly módon mehetett végbe, hogy hipotetikus magmás tömegek karbonátos kőzetekbe nyomulva a *Faust*-modell szerint  $\text{CO}_2$ - és  $\text{Ca}^{2+}$ -gazdag hidrotermális oldatok képződéséhez vezettek. Ezek a tektonikus, tört zónákban a dolomit lebontása ill. kalcit kiválása révén a kőzetfalat dedolomitizálták.

A képződés korára vonatkozóan csak annyi állapítható meg biztonsággal, hogy az eocén előtti. A dedolomit törmelékanyaga ui. a dolomitfanglomerátum összletben, ha nem is jelentős mennyiségben, megtalálható. Az eocén bázisán görgetett anyagként a felsőgallai Kálvária-dombon levő kőfejtőben is fellelhető (e lelőhelyre JÁMBOR Á. hívta fel a figyelmünket 1974-ben). Néhány fúrás felszíni bauxitjában is megfigyelhető volt törmelékként, tehát e bauxitnál is idősebb.

A dedolomitósodás és a budai-hegységi „eocénnél idősebb kalcittal cementált dolomitbreccsák” (WEIN 1977) megengedhető genetikai párhuzama alapján, mint lehetséges kor szóba jöhet a „cenomán-szenon közötti infragosau mediterrán fázis” (WEIN 1977).

Köszönettel tartozunk SZANTNER Ferencnek, aki vizsgálatainkat lehetővé tette, ill. támogatta, VÉGH Sándornénak, JÁMBOR Áronnak, BOGNÁR Lászlónak, KNAUER Józsefnek, BAROSS Gábornak, MÁTEFI Tibornak, FÁY Miklósnénak segítő megjegyzéseikért, a vitákban kifejtett érveikért, s egy-egy megfigyelésük közléséért.

### IRODALOM

- AL-HASMINI W. S. — HAWKINGWAY J. E. 1973: Recent dedolomitization and the origin of the rusty crusts of Northumberland. — *J. Sed. Petrol.* 43. 1.
- BALÁSHÁZY L. 1975: A nagygyeházi medence mikrotektonikai vizsgálata és a szerkezeti viszonyok vízföldtani kapcsolata. — ELTE Alkalmazott és Műszaki Földtani Tanszék, kézirat.
- BRAUN M. — FRIEDMAN G. M. 1970: Dedolomitization fabric in peels: a possible clue to unconformity surfaces. — *J. Sed. Petrol.* 40.

- CARPENTER A. B. 1967: Mineralogy and petrology of the system  $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$  at Crestmore, California. — *Am. Min.* 52.
- CHILINGAR G. V. 1956: Dedolomitization: a review. — *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.* 40.
- CSERNÁK L.-NÉ—IFJ. DUDICH E. 1968: Három bauxitkutató fúrás anyagvizsgálatának földtani eredményei (Mesterberek Me-17., Iszkaszentgyörgy RP-436., Nyírád ND-1495.). — *Földt. Közl.* 98. 2.
- DMITRIEVA E. V. 1969: Dedolomitü. — In: *Atlasz tekstur i sztruktur oszadocsnüü gor-nüü porod*, tom 2.
- EVAMY B. D. 1963: The application of a chemical staining technique to study of dedolomitization. — *Sedimentology*, 2.
- EVAMY B. D. 1967: Dedolomitization and development of rhombohedral pores in limestones. — *J. Sed. Petrol.* 37.
- FAIRBRIDGE R. U. 1971: Dedolomitizacija. Fazü diageniza. — In: *Diagenéz i katagenéz oszadocsnüü obrazovanij*, Moszkva.
- FAUST G. T. 1949: Dedolomitization, its relation to a possible derivation of a magnesium-rich hydrothermal solution. — *Am. Min.* 34.
- FOLKMAN Y. 1969: Diagenetic dedolomitization in the Albian-Cenomanien Yagur Dolomite on Mount Carmel (Northern Israel). — *J. Sed. Petrol.* 39.
- FRIEDMAN J. M.—SANDERS J. I. 1970: Dedolomitizacija. Genezis i raszprosztralenie dolomitov. — In: *Karbonatnue porodü*, Moszkva.
- Geologiceszkij szlovár*, Moszkva 1973.
- GOLDSMITH J. R. 1958: Structural and compositional variations in some natural dolomites. — *J. Geol.* 66.
- GOLDSMITH J. R.—NEWTON R. C. 1969: P-T-X Relations in the system  $\text{CaCO}_3-\text{MgCO}_3$  at high temperatures and pressures. — *Am. J. Sci.* 277-A.
- DE GROOT K. 1967: Experimental dedolomitization. — *J. Sed. Petrol.* 37.
- HODAK J. A. 1956: Izmenenija kembrijzkij dolomitovüü porod aldanszkogo rajona Jakutzkoj ASZSZR pod vlijaniem poszlejurszkij scselocsnüü intruzij (Obrazovanie dolomitovüü mramorov i dedolomitizacija). — *IAN SZSZSZR Szer. Geol.* 1956. 9.
- HORUSITZKY F.—WEIN GY. 1962: Érekutatási lehetőségek a Budai-hegységben. — *Bány. Lapok*, 95.
- HUSSEINI S. I.—MATTHEWS R. K. 1972: Distribution of highmagnesium calcite in lime muds of the Great Bahama Bank: diagenetic implications. — *J. Sed. Petrol.* 42.
- JASKÓ S. 1950: Jelentés a Bicske-Szár-Felsőgalla és Tarján között végzett geológiai térképfelvételekről. — *Bauxitkut. Váll. Adattár, kézirat.*
- KATZ A. 1968: Calcian dolomites and dedolomitization. — *Nature*, 217. 3.
- KERTAI GY. 1967: The origin of hydrocarbon reserves and their carbon dioxide content in Hungary. — *Acta Geol.* 11.
- KISS J. 1963: Az epigén ásványképződés és szerepe a karbonátos kőzetekben. — *Földt. Közl.* 93. 3.
- KISS J. 1976: A dedolomitosis problémaköre. — *ELTE Ásványtani Tanszék KK-5-Jelentés, kézirat.*
- KNAUER J. 1969: Jelentés az 1969. évi vértesi célkutatásról. — *Földt. Int. Adattár, kézirat.*
- KNAUER J. 1973: Új jura feltárások a Vértés-hegységben. — *Földt. Közl.* 103.
- LIPPMANN F. 1973: *Sedimentary carbonate minerals.* — Springer Verlag, Berlin—Heidelberg—New York.
- LUCIA F. J. 1961: Dedolomitization in the Tansill (permian) Formation. — *Bull. Geol. Soc. Am.* 72.
- LYLE J. R. 1977: Petrography and carbonate diagenesis of the Bonnetterre Formation in the Viburnum Trend Area, Southeast Missouri. — *Econ. Geol.* 72.
- MCCALLUM M. E. 1974: Dedolomitized marble lenses in shear zone tectonites, medicine Bow Mountains, Wyoming. — *J. Geol.* 82. 1.
- VON MORLOT A. 1847: Über den Dolomit und seine künstliche Darstellung aus Kalkstein. — *Haidinger Nat. Abt.* 1. in CHILINGAR.

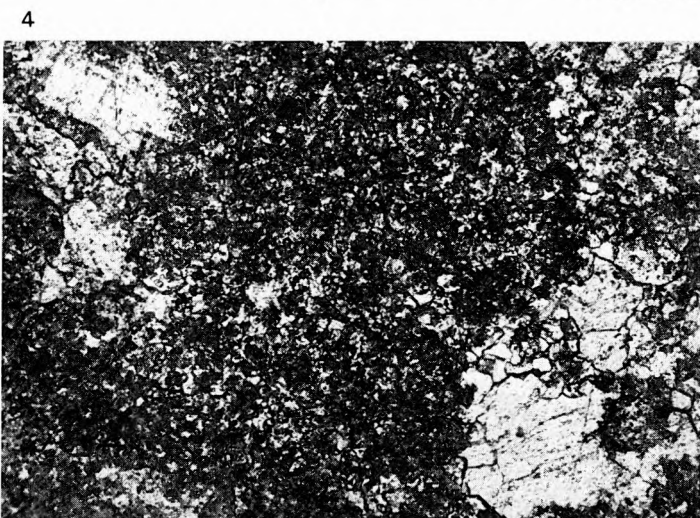
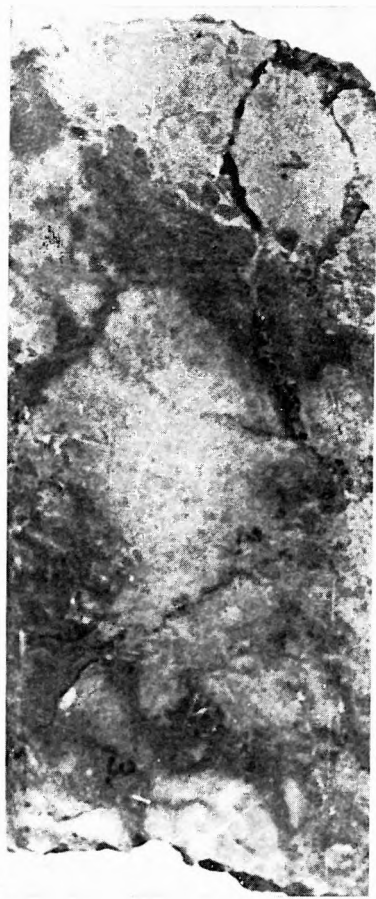
- NAGY B. 1979: A budai-hegységi porlott dolomitok ásvány-kőzettani, geokémiai és genetikai vizsgálata. — Földt. Közl. 109. 1.
- NAGYNÉ MELLES M. 1965: A mecseki alsóliász kőszén ásványtani vizsgálata. — Földt. Közl. 95. 1.
- PUUSTINEN K. 1974: Dolomite exsolution textures in calcite from the Sulinlinjärvi carbonatite complex, Finland. — Bull. Geol. Soc. Finland 46.
- SANDERS B. 1951: Contributions to the study of depositional fabrics. Rhythmically deposited Triassic limestone and dolomites. — Am. Assoc. Petrol. Geol. Spec. Publ.
- SCHERF E. 1928: Hévforrások okozta kőzetelváltozások a Buda-Pilisi hegységben. — Hidr. Közl. 1922. 2.
- SHERMANN D. J. — KHOURI J. — TAHA S. 1961: On the replacement of dolomite by calcite in some Mesozoic limestones from the French Jura. — Proc. Geol. Assoc. Engl. 72.
- SMIT D. E. — SWETT K. 1968: Devaluation of „dedolomitization”. — J. Sed. Petr. 39.
- SÓLYOM F. 1950: Az Északi-Vértes és a Déli-Gerecse földtani felvétele. — Földt. Int. Évi Jel. 1939—1940-ról, 111.
- SZANTNER F. red. 1976: A bauxitos formációcsoport ismertetése. — In red. GERBER P. et al.: A nagygyházi szén-, bauxit- és vízföldtani kutatások összefoglaló értékelése. — Bauxitkut. Váll. Adattára, kézirat.
- SZANTNER F. — TÓTH Á. 1977: A nagygyházi előfordulás bauxitföldtani viszonyai. — Földt. Int. Adattár, kézirat.
- SZILAEV V. J. 1974: Perekrisztallizációja karbonatnűh porod pri epigeneze. — DAN SZSZSZR 216. 2.
- SZILAEV V. I. 1977: Sztrukturnaja evolucija karbonatnűh porod pri nizkotemperaturnom kontaktovom metamorfizme. — In: Materialü po geneticeszközj minerologii i petrologii. AN SZSZSZR Szib. otd. Trudü Inszt. Geol. i Geof., vüp. 349.
- TAEGER H. 1909: A Vérteshegység földtani viszonyai. — Földt. Int. Évk. 17.
- TATARSZKIJ V. B. 1949: O raszprosztranennoszti razdolomicsennűh porod. — DAN SZSZSZR 1949. 6.
- TEALL J. J. H. 1903: On dedolomitization. — Geol. Mag. 10. in CHILINGAR.
- T. GECSE É. 1972—78: Jelentések mikroszkópi vizsgálatokról. — Bauxitkutató Váll. Irattára, kézirat.
- TÓTH Á. 1974: A nagygyházai-medence fő bauxitszintjének fedőjében levő fanglomerátum-breccsa rövid jellemzése. — Bauxitkut. Váll. Adattára, kézirat.
- VÉGHNÉ NEUBRANDT E. 1960: A Gerecsehegység felsőtriász képződményeinek üledékföldtani vizsgálata. — Geol. Hung. Ser. Geol. 12.
- VÉGHNÉ NEUBRANDT E. et al. 1978: A nagygyházi-mányi terület kőszénfekvő képződményeinek és alaphegységének földtani kérdései. — Földt. Közl. 108.
- VITÁLIS GY. — HEGYI I.-NÉ 1973: Hidrotermális és metasztatikus jelenségek a dunai andezithegységgel határos mészkőterületeken. — Hidr. Közl. 53. 5.
- WARRAH M. 1974: The petrography and origin of dedolomitized, veined or brecciated carbonate rocks, the „cornieules” in the Frejus region, French Alps. — J. Geol. Soc. 130.
- WEIN GY. 1977: A Budai-hegység tektonikája. — Földt. Int. Alk. Kiadv.
- YANATEVA O. K. 1955: Effect of aqueous solutions of gypsum on dolomite in the presence of carbon dioxide. — DAN SZSZSZR. 101.
- ZENGER O. H. 1973: Syntaxial calcite borders on dolomite crystals, little falls formation (Upper Cambrian), New York. — J. Sed. Petrol. 43. 1.

## I. tábla — Таблица I

1. A dolomit és dedolomit jellegzetes érintkezése. Me-63. sz. f., 417,7 m; 0,4 ×
2. Színsávózott és kristályos dedolomit, tektonikus eredetű agyagos, karbonát-törmelékes repedéskitöltéssel.  
Me-61/A. sz. f., 300,0 – 300,3 m; 0,5 ×
3. Sárga, tektonikusan zúzott, dolomitos mészkő (1), fakó húspiros másodlagos mészkő (2) és vörösesbarna, aleurit küllemű dolomitos mészkő (3).  
Me-144. sz. f., 357,1 – 357,4 m; 0,8 ×
4. Másodlagos mészkő -- dedolomit.  
Me-59. sz. f., 301,5 – 303,6 m/2; 27,5 × ; N nélkül

\* \* \*

1. Характерный контакт между доломитами и дедоломитами.
2. Дедоломиты, кристаллические с разноцветными полосами и тектоническими трещинами, заполненными глиной и обломками карбоната.
3. Желтые, тектонически раздробленные, доломитовые известняки (1), блеклые мясисто-красные, вторичные известняки (2) и красновато-коричневые доломитовые известняки алевритового облика (3).
4. Вторичные известняки — дедоломиты.



3

## II. tábla — Таблица II

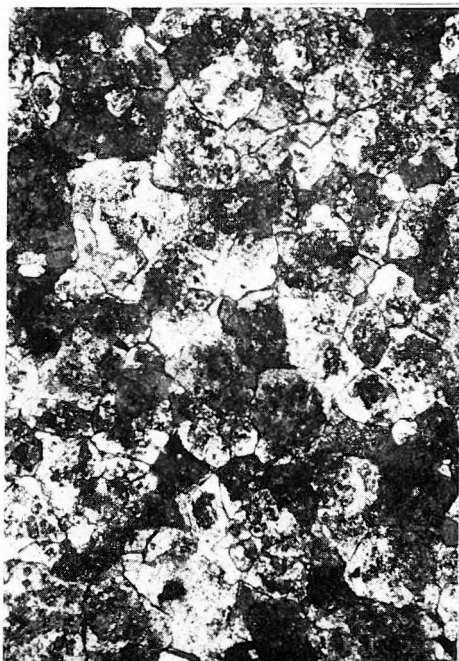
- 1., 2. Másodlagos mészkő — dedolomit.  $\text{CaCO}_3$ -tartalma 98,0%,  $\text{MgCO}_3$ -tartalma 1,3%.  
Me-59. sz. f., 337,9—338,3 m; 27,5×; N nélkül és + N között
- 3., 4. Másodlagos mészkő — dedolomit, reliktsztromatolit-laminites szövettel.  
Me-61/A. sz. f., 246,2—246,8 m; 27,5×; N nélkül és + N között

\* \* \*

- 1., 2. Вторичные известняки — делоломиты. Содержание  $\text{CaCO}_3$ —98,0%, содержание  $\text{MgCO}_3$ —1,3%.
- 3., 4. Вторичные известняки — делоломиты с реликтовой строматолито-ламинитовой текстурой.



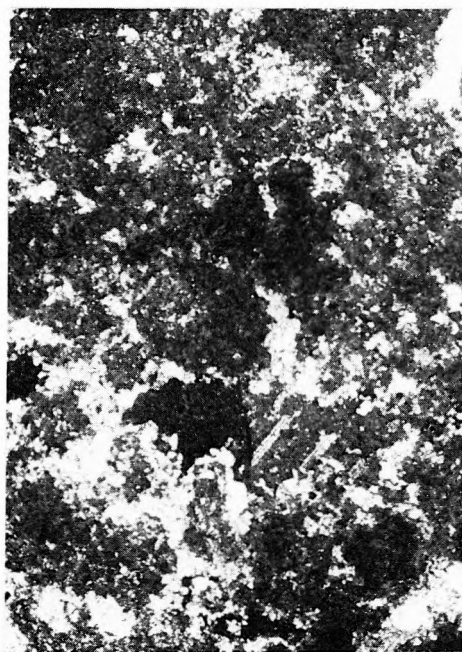
1



2



3



4

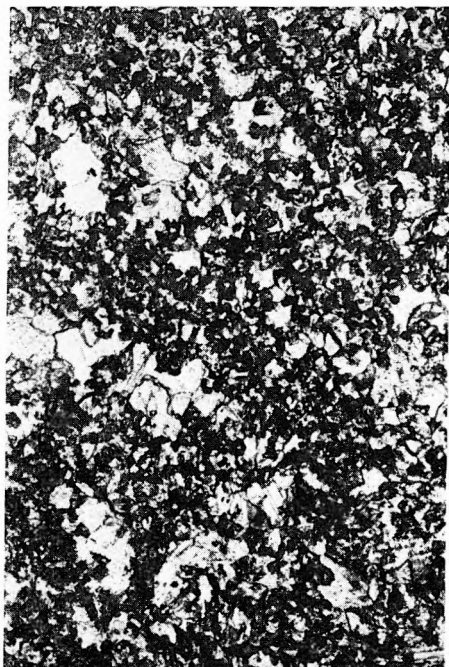
## III. tábla — Таблица III

1. Másodlagos mészkő — dedolomit, relikvt laminites szövettel.  
Me-90. sz. f., 404,5 m; 27,5 × ; N nélkül és +N között
2. Másodlagos mészkő — dedolomit, mezokristályos kalcitos érrel.  
Me-59. sz. f., 304,8 m; 70 × ; N nélkül és +N között
3. Másodlagos mészkő — dedolomit, a szövetet vasdús, pelites repedés metszi.  
Me-61/A. sz. f., 300 m; 27,5 × ; N nélkül
4. Másodlagos mészkő — dedolomit, karbonátszemcsékből álló zónákkal tagolt kalcit makrokristályokkal.  
Me-61/A. sz. f., 246,2—246,8 m; 27,5 × ; N nélkül

\* \* \*

1. Вторичные известняки — дедолимиты с реликтовой ламинитовой структурой.
2. Вторичные известняки — дедоломиты с мезокристаллическим кальцитовым прожилком.
3. Вторичные известняки — дедоломиты, где текстура пересекается трещиной, заполненной пелитом, богатым железом.
4. Вторичные известняки — дедоломиты с макрокристаллами кальцита, расчлененными зонами, состоящими из карбонатных зерен.

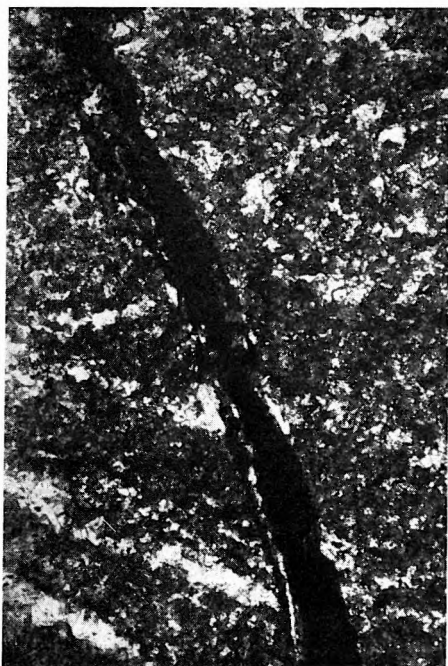




1



2



3



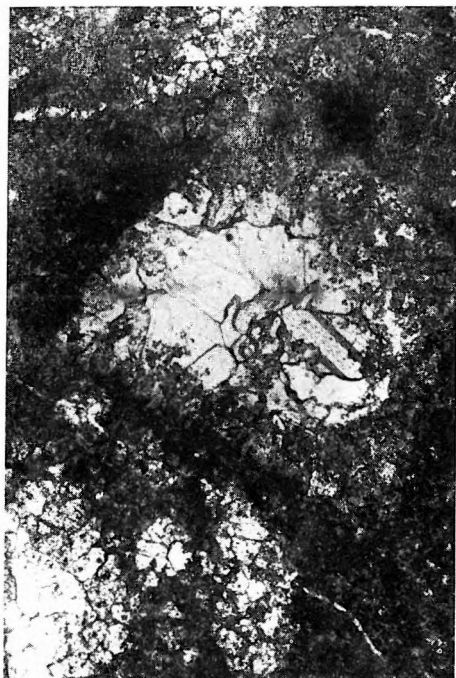
4

## IV. tábla — Таблица IV

1. Dolomitos mészkő (?) — dedolomit, a tektonikus eredetű breccsa töredékei átkalcitosodtak, a kötőanyag vasdús és dolomitos.  
Me-59. sz. f., 297,2 — 299,9 m; 27,5 × ; N nélkül
2. Kalcit-, „telér” részlete (a sötét sávok finomszemcsés karbonátból állnak, vasdúsak).  $\text{CaCO}_3$ -tartalma 97,0%,  $\text{MgCO}_3$ -tartalma 0,8%.  
Me-59. sz. f., 309,6 — 312,6 m/1; 27,5 × ; N nélkül
3. Meszes dolomit, dolomitrelikt bontott, peremi sávjából.  $\text{CaCO}_3$ -tartalma 57,5%,  $\text{MgCO}_3$ -tartalma 39,6%.  
Me-59. sz. f., 302,4 m; 27,5 × ; N nélkül
4. Meszes dolomit: vasdús erekben, csomókban gazdag, gyengén kalcitosodott dolomitrelikt.  $\text{CaCO}_3$ -tartalma 65%,  $\text{MgCO}_3$ -tartalma 32,0%.  
Me-59. sz. f., 329,5 — 331,3 m/3; 27,5 × ; N nélkül

\* \* \*

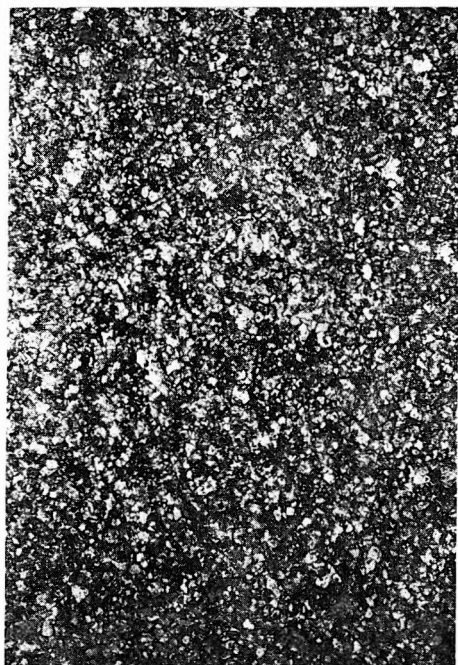
1. Доломитовые известняки (?) — дедоломиты, где обломки тектонической брекчии перекальцитизированы, цемент доломитовый и богат железом.
2. Деталь кальцитово́й „жилы” (темные полосы сложены тонкозернистым карбонатом и богаты железом). Содержание  $\text{CaCO}_3$ —97,0%, содержание  $\text{MgCO}_3$ —0,8%.
3. Известковистый доломит из разложенной, краевой зоны доломитового реликта. Содержание  $\text{CaCO}_3$ —57,5%, содержание  $\text{MgCO}_3$ —39,6%.
4. Известковистый доломит; доломитовый реликт, богатый богатыми железом прожилками и желваками, слегка кальцитизированный. Содержание  $\text{CaCO}_3$ —65%, содержание  $\text{MgCO}_3$ —32,0%.



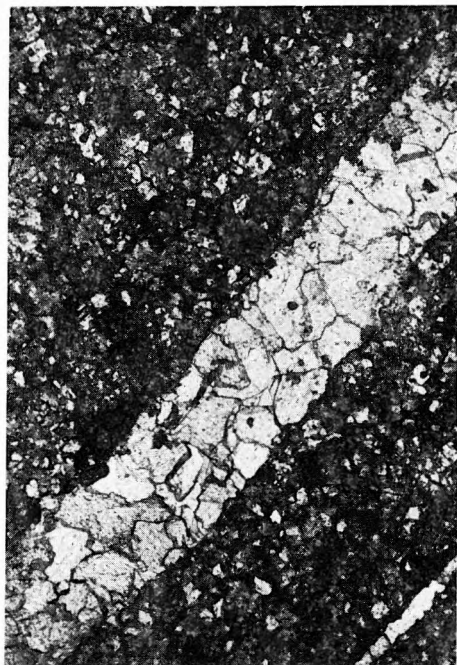
1



2



3



4

## РАЗДОЛОМИЧЕННЫЕ ЖИЛООБРАЗНЫЕ ТЕЛА ГОРНЫХ ПОРОД В ВЕРХНЕТРИАСОВОМ ДОЛОМИТОВОМ ОСНОВАНИИ БАСЕЙНА НАДЬЕДЬХАЗА

А. ТОТ—Е. Т. ГЕЧЕ

Авторами описаны вторичные известняковые тела (дедоломиты), образовавшиеся за счет доломитов в верхнетриасовом основании бассейна Надьедьхаза в северо-восточной части Задунайского среднегорья. По мнению авторов жилообразные дедоломитовые тела образовались под влиянием гидротермальных растворов, поднявшихся вдоль древних (доэоценовых) тектонических линий.

Эти жилы местами прослеживаются на протяжении нескольких сотен метров и на дневной поверхности. Их ширина достигает 10—20 м. Глубинное распространение рассматриваемого явления неизвестно, но оно может достигнуть, по-видимому, даже нескольких сотен метров. Литологическое строение жил весьма разнообразное. Наблюдаются многочисленные разновидности от ленточных кальцитовых жил, через дедоломиты в плоть до неразложенных, неизменных доломитов. Эти последние представляют собою включения, реликты, варьирующие по размеру от нескольких мм до огромных блоков размером нескольких м<sup>3</sup>. Дедоломитизированные породы по существу сложены кальцитом и доломитом. В неизменных доломитах, которыми кончается раздоломиченная зона, можно было выявить также и периклаз и магнезит.