Középső-triász platformkarbonátok és vulkanitok vizsgálata a Latemar környékén (Dolomitok, Olaszország)

Middle Triassic platform carbonates and volcanites in the Latemar area (Dolomites, Italy)

BUDAI TAMÁS, NÉMETH KÁROLY és PIROS OLGA

Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

Tárgyszavak: középső-triász, platformkarbonátok, medencefáciesek, vulkanitok, Latemar, Nyugati-Dolomitok

Összefoglalás

Az OTKA T043341 számú kutatási projekt keretében 2004-ben tanulmányutat tettünk a Dolomitok Ny-i részén, ahol a középső-triász Latemar platform felépítését, a platformon belüli vulkáni szerkezeteket, valamint a platformot környékező medencefáciesű rétegsorok kifejlődését tanulmányoztuk. Terepbejárásunk szakmai vezetője Nereo Preto volt (Padova University).

A Latemar a Déli-Alpok egyik legrészletesebben tanulmányozott, viszonylag kis méretű középső-triász szigetplatformja. A platform túlnyomó hányadát kitevő lagúnafáciesű rétegsort ciklusztratigráfiai egységek szerint tagolják. A rétegsoron belül azonosítható mintegy 600 elemi ciklust korábban nagy frekvenciájú, orbitális eredetű Milankovič-cikluskénti értelmezték, és ebből adódóan a középső-triász platform képződésének időtartamát 12 millió évre becsülték. Az újabb kutatások során született biosztratigráfiai és radiometriai adatok szerint azonban a ciklusos rétegsor lerakódásának időtartama 2 és 4,7 millió év közöttire tehető.

A Latemart felépítő Sciliar (Schlern) Formáció csak korlátozott mértékben dolomitosodott, ami az ősmaradványok megtartási állapota és meghatározhatósága szempontjából igen szerencsés. A Latemar platformja kivételes helyzetű abból a szempontból is, hogy a Dasycladacea-flóra ammonitesz-faunával együtt fordul elő. A kétféle zonáció korrelációja lehetőséget teremthet a medencefáciesű rétegsorok vizsgálata alapján kidolgozott kronosztratigráfiai skála alkalmazására, nevezetesen az újonnan definiált anisusi–ladin határ kijelölésére a nagyvastagságú platformkarbonát rétegsorokon belül nem csak a Dolomitok területén, de a Nyugati Tethys többi platformjain is. Az alsó platformtest fölött települő biogén, ammoniteszes mészkő az alsó-ladin Reitzi zóna Avisianum szubzónájába tartozik (sensu VÖRÖS 1998), amely – terepi megfigyeléseink szerint – a platformlagúnát a nyílt medencével összekötő csatorna üledékeként értelmezhető. Az e fölötti platformkarbonát rétegsorban szórványosan előforduló ammoniteszek alapján a Secedensis zóna, illetve az annak megfelelő Nevadites zóna mindhárom szubzónája azonosítható (sensu MIETTO, MANFRIN 1995), a Latemar csúcsnak környékéről pedig a Curionii zóna bázisának a környékét jelző ammonitesz is előkerült. A flóravizsgálatok előzetes eredményei szerint (5. ábra) a Diplopora annulatissima faj utolsó megjelenése jól korrelálható a Secedensis (Nevadites) zóna, a Teutloporella herculea megjelenése pedig a Curionii zóna bázisával. Utóbbi flóraváltás egyben lehetőséget teremthet arra, hogy az újonnan definiált anisusi/ladin határ a nagyvastagságú középső-triász platformkarbonát rétegsorokon belül is kijelölhető legyen.

A Schlern Formáció ammonitesz-zónákkal kalibrált algazonációja jelentős segítséget nyújthat a Dunántúli-középhegység Budaörsi Dolomitjának a kronosztratigráfiai tagolásához is, pontosabbá téve ezáltal a középső-triász platformfejlődés folyamatának rekonstrukcióját a Vértes és a Budai-hegység területén.

A Latemar platformját ÉK–DNy-i csapású, változó vastagságú bázisos vulkanittelérek törik át. A telérrendszeren ülve három vulkánibreccsazónát sikerült felismerni. Ezek a zónák térképi nézetben jól lehatárolható körkörös szerkezetek. Az egyik, közel 150 méter átmérőjű, felfelé kiszélesedő keresztmetszetű szerkezetben a karbonátplatform feltöredezett és erősen kibillent helyzetben lévő, több tíz méter átmérőjű blokkjai ágyazódnak a vulkanit anyagú mátrixba. A piroklasztit-kőzet igen gazdag ekvigranuláris lherzolitzárványokban. A vulkáni breccsák kitörési csatornát kitöltő piroklasztitként értelmezhetők, a nagy mennyiségű vulkáni üveg vagy üveges juvenilis fragmentum freatomagmás kitörésre utalhat. A nagyméretű diatréma anyagából vett minta kora K/Ar módszerrel 204±7.8 M év (Balogh Kadosa szóbeli közlése).

A Latemar környékét a karbonátplatformmal egyidős medence üledéksora építi fel (Livinallongo Formáció). A közbetelepülő vulkanoklasztit-rétegek („pietra verde") gradált jellege és az erősen koptatott juvenilis szemcsék jelenléte arra enged következtetni, hogy a disztális piroklaszt-üledék turbiditárak által szállítódott. A feltárt rétegsor felső szakaszát alkotó vulkanoklasztit-sorozat elsődleges vulkáni robbanásos kitörés által keltett, horizontálisan mozgott piroklaszt-tömegárak által szállított és lerakott proximális üledékként értelmezhető.

Keywords: Middle Triassic, platform carbonates, basin facies, volcanites, Latemar, Western Dolomites

Abstract

Sponsored by the T043341 project of the Hungarian Research Found (OTKA) we have investigated the buildup of the Middle Triassic Latemar platform (Western Dolomites), its volcanic stuctures and also basinal successions of the surrounding area. Our leader on the field trip was Nereo Preto from the Padova University.

The relatively small isolated Middle Triassic carbonate platform of the Latemar is one of the most famous Triassic platform of the Dolomites. It is surrounded by pelagic sediments of coeval interplatform basins. The main part of the platform is built up by cyclic peritidal to subtidal lagoon facies. Within this succession more than 600 shallowing upward basic cycles were reconstructed and several higher cyclostratigraphic units were defined. These cycles have been interpreted as orbitally forced Milankovič cycles. Based on their concept therefore 14 My were estimated for the duration of the deposition of the whole carbonate sequence. However, on the basis of new biostratigraphic and radiometric data that yielded a duration only between 2 and 4,7 My a group of researchers questioned this interpretation.

The Sciliar (Schlern) Formation has been only slightly dolomitized on the Latemar, this causes unique preservation of the fossils. Dasycladacean algae and ammonoids occure together in the platform succession. Correlation of algae and ammonoid zonation can give a chance to use a more accurate and detailed chronostratigraphic chart within the Middle Triassic platforms not only in the Dolomites but in the whole area of the Western Tethys. Ammonite bearing limestone lying above the "lower edifice" belongs to the Avisianum Subzone of the Reitzi Zone (sensu VÖRÖS 1998). Based on our field observations this facies can be interpreted as infilling of a channel which connected the platform-lagoon with the pelagic basin. Within the overlying platform carbonate succession the Crassus and Serpianensis Subzone (sensu MIETTO, MANFRIN 1995) can be detected while in the uppermost part of the section the basal Curionii Zone was also indicated. Preliminary investigations of algae-assemblage show (Fig. 5) that the last occurence of Diplopora annulatissima can be correlated with the base of Secedensis (Nevadites) Zone, while the first occurence of Teutloporella herculea fits to the base of Curionii Zone. The later change in the flora may give the opportunity to fix the newly difined Anisian/Ladinian boundary within thick platform carbonate successions, as well.

Being calibrated with ammonite zones the Dasycladacean zonation of the Latemar provides useful tool for chronostratigraphic subdivision of the Budaörs Dolomite (lithostratigraphic counterpart of the Schlern Formation) and for reconstruction of the evolution of Middle Triassic platforms in the Transdanubian Range.

A series of dyke swarm cross cuts the carbonate platform of the Latemar. The individual dykes are mafic, aphanitic to microholocrystalline, and they vary in thickness between dm to tens of metres. The dyke margins are generally straight, however, long wavelength and small amplitude undulations have been recognized in case of thick dykes. The dykes have chilled margin up to 10 cm in width. Quench crystals of plagioclase are common in mm-size range and their size increases toward the centre of the dykes. The dykes are more weathered than the surrounding carbonate material, and therefore their location is represented by sharp irregularities in the otherwise flat top of the platform.

Along the dyke strikes in the centre of the Latemar three pyroclastic breccia zone have been identified. The southernmost is a complex association of tilted limestone beds that are surrounded by a coarse-grained pyroclastic breccia. They form funnel shape disturbed zone in the carbonate platform with an average width of 150 m. In the pyroclastic breccia, angular shape basaltoid lapilli are common. Basaltoid lapilli are abundant in lherzolite nodules with angular shape and few cm in diameter. Similar, but larger nodules form cumulate zones in the basal region of the exposed volcaniclastic succession. The volcanic clasts are generally altered, but their shape is still angular, and closely resembling their non-abraded, primary origin due to fragmentation of the magma by an explosive volcanic eruption. The volcanic clasts, as well as the intruded irregularly shaped dykes in the lower part of the volcanic pipe are chilled indicating sudden cooling by magma–water interaction as an inferred fragmentation process. In the pyroclastic breccia hosts there are large angular shape blocks of debris that have been derived from the surrounding carbonate platform units. These clasts range cm to few m size in diameter and they are always angular, indicating that they must have been consolidated and hard by the time they have been disrupted by an eruption. In the upper part of the volcanic breccia pipe mega-blocks up to few tens of metres across have been identified. They are tilted, rotated, and form a chaotic zone in the pyroclastic breccia host all indicates that they have been derived from a former conduit/crater wall. The general architecture of the volcanic breccia pipe is inferred to be a diatreme that is an exposed and exhumed volcanic conduit of a former phreatomagmatic volcano. North of the above described diatreme two other pyroclastic breccia body forms a few tens of metres wide semicircular zone. Each of them is rich in angular limestone fragments, gravels, and bedded red lapilli tuff fragments. Carbonate clasts often form trains of clasts indicative of some sort of movement through the pyroclastic breccia zone inferred to be a result of a fluidization through the volcanic pipe. Each pyroclastic breccia pipe shows angularity, chilled margins, microlite-free textural features on the juvenile clasts that are indicative for fragmentation by sudden cooling of magma by magma/water interaction. The identified three pyroclastic breccia pipes are inferred to be diatremes, root zones of former small to medium volume, mafic, phreatomagmatic volcanoes. K/Ar dating of the sample from the diatreme gave an age of 204±7.8 My (Balogh Kadosa pers. comm.).

Near to the Latemar on the Dos Capel, a thick succession of pelagic basin fcies (Livinallongo Formation, partly heteropic with the Sciliar Formation) crops out which is interbedded with several dm thick pyroclastic beds of typical "pietra verde". The grading, sorting, lower and upper bed contacts indicate that these beds were predominantly deposited by ash turbidites that carried volcanic material into the basin. Thin layers of fall beds also exist. Near the top of the Dos Capel sequence a well-exposed thickly to thinly bedded, accidental lithic-rich, cross-bedded or stratified, occasionally dune-bedded lapilli tuff and tuff succession crops out. These beds are rich in angular limestone clasts that occasionally form shallow impact sags on the underlying bed surface. The juvenile clasts are angular, chilled, and low in vesicularity, characteristic for juvenile fragments fragmented by phreatomagmatic explosive interaction of melt and water. The large volume of the accidental lithic clasts in the pyroclastic rock units indicates that the magma fragmentation must have occurred in subsurface environment and/or the volcanic conduit was partially closed.

On the basis of the preliminary field study and comparison of different volcanic facies in and around the Latemar highlight the possible facies relationships between diatremes that cut through the platform and their eruption fed tephra falls deposited in the pelagic basin and/or produced pyroclastic density currents that may initiated volcaniclastic turbidites transported pyroclasts deep into the basin around the platforms. It is also inferred that in a shallow water environment pyroclastic mounds and associated tuff cones may have produced volcanic islands on top of platforms and an entire lateral facies transition could be expected to be identified in the near future via systematic mapping and interpretation of the pyroclastic successions in the region.

Bevezetés

A Dunántúli-középhegység ladin platformkarbonátjainak tagolása, a platformok fejlődéstörténeti rekonstrukciójának elvégzése nehezen lehetne sikeres a Dolomitok részletesen vizsgált platformjaival történő korreláció nélkül. A középső-triász platformok fejlődését alapvetően befolyásoló egyidejű vulkanizmus jellegének és hatásának a vizsgálata ugyancsak a jól feltárt dél-alpi területek kutatási eredményeinek felhasználásától várható.

A Dolomitok Ny-i részén tett tanulmányutunk elsődleges célja tehát a kiválóan feltárt és részletesen tanulmányozott Latemar középső-triász platformjának (1. ábra), a platformon belüli vulkáni szerkezeteknek, valamint a platformot környező egyidős medencék rétegsorában települő vulkanitoknak a megismerése volt (utóbbiakat a Latemártól DNy-ra lévő Dos Capel szelvényében tanulmányoztuk). A Dunántúli-középhegység és a dél-alpi középső-triász platformkarbonátok tagolására és korrelációjára leginkább a zöldalgaflóra alkalmas. Az erre alapított biosztratigráfiai zonáció korrelációba hozható az ammoniteszeken alapuló „ortosztratigráfiai" skálával, és ennek segítségével datálható a platformok és medencék egymással párhuzamosan zajló fejlődése is.

A Latemar középső-triász platformja

A Déli-Alpok közismerten jól feltárt, szinte az eredeti geometriai felépítésükben konzerválódott triász karbonátplatformjai közül az egyik legrészletesebben tanulmányozott a Latemar (Rossi 1957; Leonardi 1968; Gaetani et al. 1981), amely egy viszonylag kis méretű (mintegy 2,5-3 km tetőátmérőjű) középső-triász izolált szigetplatform a Dolomitok nyugati részén (1. ábra).

Földtani felépítés

A Latemar platformjának közvetlen feküjét alkotó felső-anisusi üledékes szekvencia az alsó-triász Werfeni Formációra jelentős eróziós diszkordanciával települő Richthofen Konglomerátummal kezdődik, felső szakaszát a Contrin Formáció sekélytengeri karbonátrámpa képződménye alkotja. Magát a platformot felépítő mintegy 700 m vastag sekélytengeri karbonátsorozatot a Sciliar (Schlern) Formációba sorolják jelenleg, bár korábban több, ma már nem használt litosztratigráfiai egységet is elkülönítettek azon belül (pl. Gaetani et al. 1981: „lower edifice", Latemár Mészkő, Marmolada Mészkő). A platformon belül elkülöníthető a ciklusos felépítésű lagúnafácies (2. ábra), a viszonylag keskeny platformperem és a platformlejtő. A platform túlnyomó hányadát kitevő lagúnafáciesű rétegsoron belül újabban az alábbi ciklus-sztratigráfiai egységeket különítik el (Egenhoff et al. 1999):

— alsó platformfácies (LPF): mintegy 180 m vastag szubtidális fácies;

— alsó teepee-fácies (LTF): mintegy 70 m vastag peritidális fácies felfelé sekélyülő ciklusokkal, jellegzetes óriás teepee-horizonttal (3. ábra).

— alsó ciklusos fácies (LCF): mintegy 100 m vastag peritidális fácies, felfelé sekélyülő ciklusokkal;

— középső teepee-fácies (MTF): mintegy 120 m vastag peritidális fácies, felfelé sekélyülő ciklusokkal, jellegzetes teepee-horizontokkal;

— felső ciklusos fácies (UCF): mintegy 150 m vastag peritidális fácies, felfelé sekélyülő ciklusokkal;

— felső teepee-fácies (UTF): mintegy 100 m vastag peritidális fácies, felfelé sekélyülő ciklusokkal, jellegzetes teepee-horizontokkal.

Ciklus-sztratigráfia versus bio-kronosztratigráfia: a „Latemar vita"

A Latemart felépítő ciklusos rétegsor ciklus-sztratigráfiai vizsgálata során Goldhammer et al. (1987, 1990) arra a következtetésre jutott, hogy a lagúnafáciesű rétegsort alkotó mintegy 600 elemi ciklus nagy frekvenciájú, orbitális eredetű Milankovič-ciklusként értelmezhető. Ebből adódóan a felső-anisusi–alsó-ladin platform képződésének időtartamát 12 millió évre becsülték. A Latemar néhány pontjáról előkerült ammonites-együttes biosztratigráfiai, valamint a ciklusos rétegsor egyes szintjeihez kötődő tufarétegek cirkonjainak radiometriai vizsgálata azonban arra az eredményre vezetett (De Zanche et al. 1995; Brack, Rieber 1993; Mundil et al. 1996; Brack et al. 1996), hogy a ciklusos rétegsor csupán 2 és 4,7 millió év közötti időtartam alatt rakódott le. Ezek szerint az elemi ciklusok képződésének átlagos időtartama 5000–7000 év közötti lehetett, amely a Milankovič-ciklusok közül a legrövidebb periódusidejű precessziós ciklusokénál is lényegesen rövidebb. Ebben az élénk érdeklődést kiváltó témában több publikáció is megjelent az utóbbi években (Egenhoff et al. 1999; Mundil et al. 2003; Zühlke et al. 2003; Bechstädt et al. 2003, Zühlke 2004). Szerzőik többsége arra a következtetésre jutott, hogy a Latemar (és általában a mezozoos ciklusos rétegsorok) elemi ciklusainak a kialakulását nem lehet kritikátlanul értelmezni a recens orbitális hatásokkal.

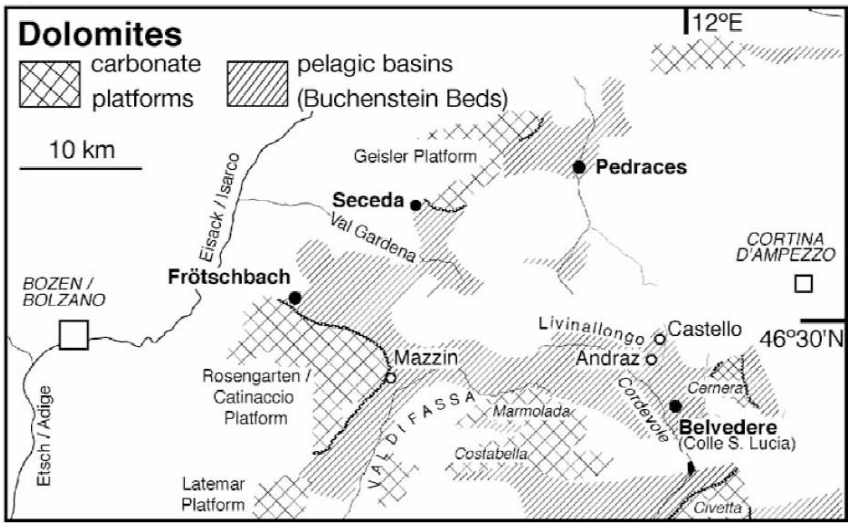
Ugyancsak vitatott a platformkarbonát rétegsor több pontján talált ammoniteszek beágyazódásának módja, illetve a rétegsorban közbetelepülő ammoniteszes mészkő eredete. A ciklusos rétegsor egyes szintjeiben szórványosan előforduló ammoniteszeket nagyobb teepee-szerkezetek üregeiben találták (ezekben az együttesekben általában kistermetű egyedek dominálnak). A platform középső részén (Lastei di Valsorda) azonban több méter vastag, sárgásfehér, pados, biogén mészkő ismert gazdag csiga-, kagyló-, brachiopoda- és cephalopoda-faunával, zöldalga-flórával. Ennek a lelőhelynek a faunáját Brack és Rieber (1993) közölte először, bár a Fiemme-völgyben lévő Forno melletti klasszikus lelőhelyről, a Valsorda-völgy kvarter hordalékában lévő blokkokból hasonló (és nyilván a fenti lelőhelyről áthalmozódott) fauna régóta ismert. Az ammoniteszek között az *Aplococeras avisianum, Parakellnerites rothpletzi,*

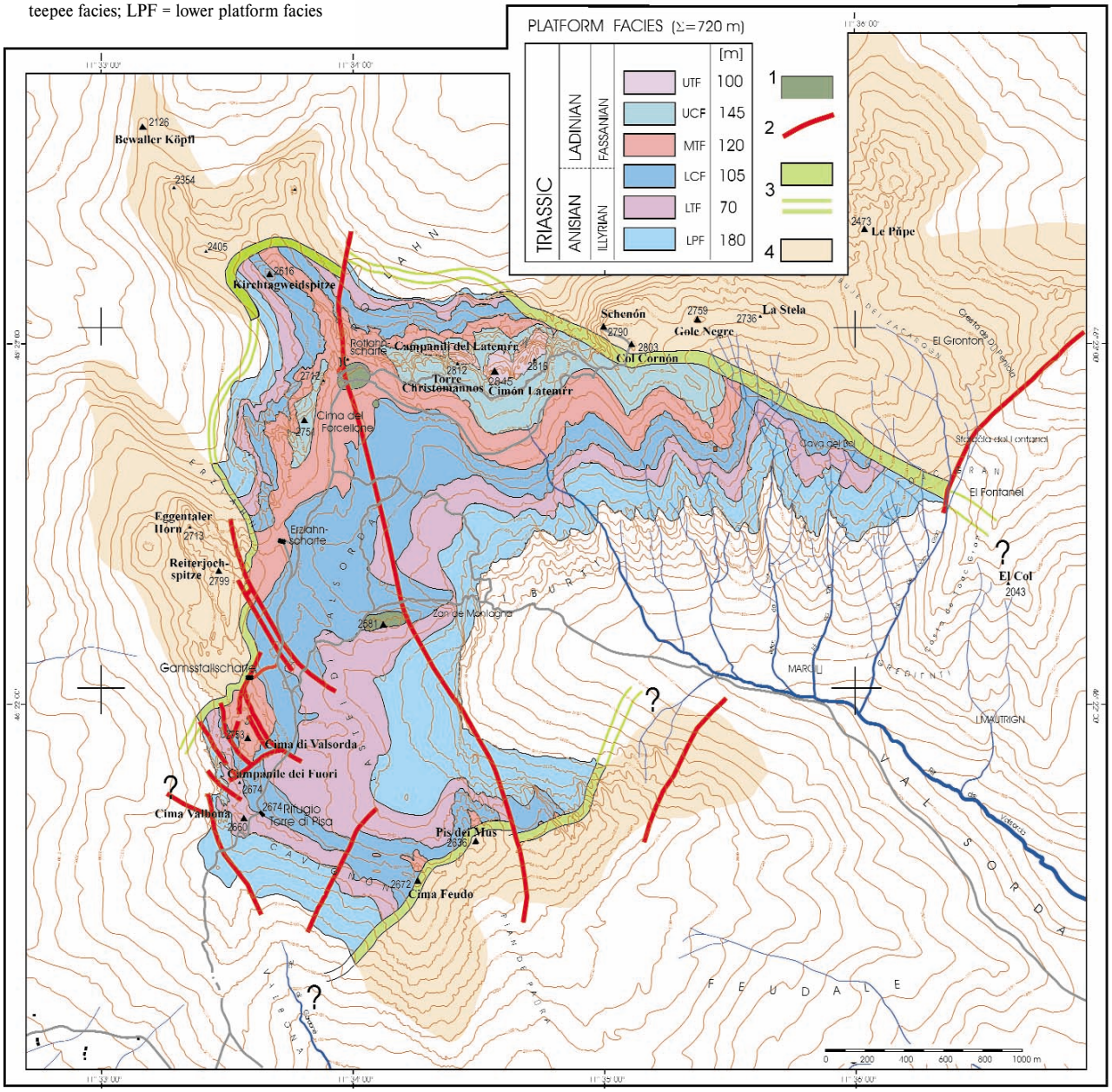
1. ábra. A – A ladin platformok és medencék vázlatos térképe a Dolomitok ÉNy-i és központi területén (MUTTONI et al. 2004); B – A Latemar földtani térképe (EGENHOFF, PETERHÄNSEL 1995 alapján).

Jelmagyarázat (B): 1 – vulkáni breccsa (longobárd); 2 – vető; 3 – platformperem; 4 – lejtő. Rövidítések (B): UTF = felső teepee-fácies; UCF = felső ciklusos fácies; MTF = középső teepee-fácies; LCF – alsó ciklusos fácies; LTF = alsó teepee-fácies; LPF = alsó platform-fácies

Figure 1. A – Sketch map of ladinian platforms and basins in the northwestern and central part of the Dolomites (MUTTONI et al. 2004); B – Geological map of the Latemar (after EGENHOFF, PETERHÄNSEL 1995)

Legend (B): 1 – volcanic breccia (longobard); 2 – fault; 3 – platform margin; 4 – slope. Abbreviations (B): UTF = upper teepee facies; UCF = upper cyclic facies; MTF = middle teepee facies; LCF = lower cyclic facies; LTF = lower teepee facies; LPF = lower platform facies





2. ábra. Ciklusos lagúnafáciesű platformkarbonát összlet a Latemar É-i vonulatában

Figure 2. Cyclic platform carbonate succession of lagoon facies in the northern part of the Latemar

3. ábra. Óriás-teepee szerkezetek a középső teepee-horizontban (MTF)

Figure 3. Giant teepee stuctures in the middle teepee horizont (MTF)

4. ábra. Az ammoniteszes mészkő bázisán települő vörös mészhomokkő a feküből feltépett litoklasztokkal (Lastei di Valsorda)

Figure 4. Reworked lithoclasts from the underlying unit in reddish kalkareinte matrix on the base of ammonitic limestone (Lastei di Valsorda)

Hungarites zalaensis, Latemarites latemarensis fajok mellett *Norites, Longobardites, Proarcestes, Epigymnites* és *Ptychites*, valamint *Michelinoceras* fordul elő. Ez a fauna nagyfokú hasonlóságot mutat összetételében a Balaton-felvidéki Reitzi zóna Avisianum szubzónájának együttesével (sensu VÖRÖS 1998).

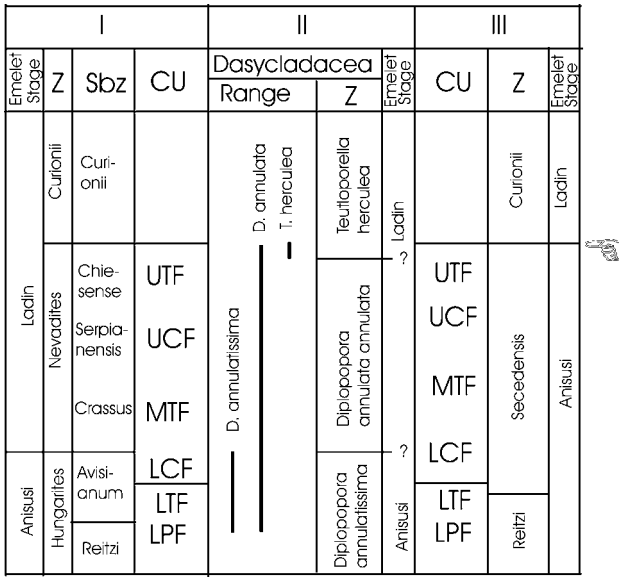
Az alsó platformkarbonát-egység („lower edifice") legfelső szakaszán települő ammoniteszes mészkő (szerkezete és jellegzetes faunaegyüttese alapján) „idegen test" a sekélytengeri platform belső lagúnáját reprezentáló rétegsorban, bár szigetplatformok esetében nem ritka a pelágikus medencére jellemző faunaelemek megjelenése viharüledékekhez kötődve. Az ammoniteszek tömeges megjelenését a platform belső területén BRACK, RIEBER (1993) áramlatokkal kapcsolatos besodródással magyarázta. Terepi megfigyeléseink szerint az ősmaradványok helyzete a kőzeten belül rendszertelen, az ammoniteszes mészkő rétegei laterálisan mindkét irányban hirtelen kiékelődnek, a rétegsor bázisán pedig a fekü szögletes litoklasztjait tartalmazó vörös mészhomokkő települ (4. ábra). Mindezek alapján az ammoniteszes mészkő olyan csatorna üledékeként értelmezhető szerintünk, amely a platform belső lagúnája és a nyílt medence között időszakos kapcsolatot teremtett (a csatorna jelenlegi tengelyiránya nagyjából a Valsorda-völgy felé mutat).

A rétegtani tagolás és korreláció lehetőségei

A kronosztratigráfiai határok definiálása általában a biosztratigráfiai eszközökkel jól tagolható medencefáciesű rétegsorok vizsgálata alapján történik világszerte, ez a helyzet a középső-triász emelethatárok esetében is. A nagy kiterjedésű és vastagságú sekélytengeri platformkarbonátokon belül ezek a határok azonban csak igen bizonytalanul vonhatók meg rétegtanilag értékelhető ősmaradványok hiányában. A középső–késő-triász korú platformkarbonátok helyenként kőzetalkotó mennyiségben tartalmaznak Dasycladaceákat (I. tábla, 5. kép), az algákon alapuló biosztratigráfiai zonáció azonban lényegesen kisebb felbontású, mint az ammonitesz-zónákon alapuló „ortosztratigráfiai" skála. Az egyes algazónák rétegtani helyzete és kiterjedése a platformfáciesekhez kapcsolódó heteropikus medenceüledékek ammonitesz (illetve conodonta) -zónáival történő fizikai kapcsolat alapján állapítható meg. Ez a kapcsolat az esetek többségében meglehetősen bizonytalan, bár a Dasycladacea-zónák conodonta-zónák alapján történő kalibrálására az Északi-Mészkőalpokban történtek sikeres kísérletek (PIROS et al. 2002). A Latemar területe kivételesnek számít annyiban, hogy itt a lagúnafáciesű algaflóra és az ammoniteszfauna összetételének változása közvetlenül vizsgálható egy rétegsoron belül, ami lehetőséget teremthet a dasycladacea- és az ammonitesz-zónák határainak viszonylag pontos összevetésére (PIROS,

PRETO 2003). A platformkarbonátok kronosztratigráfiai tagolása esetében azonban az sem lényegtelen, hogy egy adott ammoniteszzóna bázisával definiált emelethatárhoz köthető-e flóraváltás. Utóbbi kérdés különösen aktuális a középső-triász platformok esetében, hiszen az anisusi és a ladin emelet közötti határ nemzetközi sztratotípusának a kijelölése éppen a közelmúltban dőlt el, több évtizedes kutatást és az azt kísérő tudományos vitákat követően. A Nemzetközi Rétegtani Bizottság Triász Albizottságához három javaslat érkezett az aniausi/ladin határ kijelölésére. Ezek közül a legmélyebb pozíciójú a Reitzi zóna bázisa (VÖRÖS et al. 2003), a közbülső az Avisianum szubzóna bázisa (MIETTO et al. 2003), a legfelső és egyben a „nyertes" a Curionii zóna bázisa (BRACK et al. 2003). A Latemar középső-triász platformjának rétegsorán belül a Lastei di Valsorda ammoniteszes mészköve az Avisianum Szubzónába tartozik. A fölötte települő rétegsorban a Secedensis zóna, illetve az azzal analóg Nevadites zóna három szubzónája (PRETO et al. 2002), valamint a Latemar csúcsa környékén a Curionii zóna legalja mutatható ki (BECHSTÄDT et al. 2003). Vizsgálataink szerint az ammoniteszes mészkő alatt települő rétegsor alga-flórájában megjelenik a *Diplopora annulatissima* is (I. tábla, 1. kép). Ennek az algafajnak az elterjedése a „hagyományos" mészalga-zonációk szerint a felső-anisusira tehető, de átnyúlik az alsó-ladinba is (OTT 1972; BYSTRICKÝ 1986; PIROS 2002). A *Diplopora annulatissima* minden mintában a *Diplopora annulata annulata* fajjal együtt fordult-e elő, az Avisianum szubzóna fölötti mintákban azonban már hiányzik. A Secedensis zóna (illetve a Nevadites zóna) vizsgálata alapján megállapítható (5. ábra), hogy abban végig a *Diplopora annulata annulata* az uralkodó algafaj (I. tábla, 3. kép). A Crassus szubzóna alsó felében még előfordul az Avisianum szubzónában megjelenő a *Physoporella leptotheca* és a *Diplopora comelicana* is (I. tábla, 2, 4. kép). Megjegyzendő azonban, hogy e két faj nem ismert sem a Dunántúli-középhegységből, sem az észak-alpi kifejlődésekből. A felső ciklusos fáciesben a *Diplopora annulata annulata* mellett *Teutloporella peniculiformis*, a felső teepee-fácies legalsó szakaszán pedig a *Macroporella beneckei* fordul elő. A Latemar csúcsának környékéről gyűjtött mintában azonban megjelenik a *Teutloporella herculea* is, amely már a következő zónára jellemző alga-faj. Az ammonitesz-zónáknak és az algaflóra összetételében észlelt változásoknak az egybevetése alapján tehát az állapítható meg előzetesen (5. ábra), hogy a két jelentős flóraváltás közül a *Diplopora annulatissima* utolsó előfordulása a Secedensis (Nevadites) zóna, a *Teutloporella herculea* megjelenése pedig a Curionii zóna bázisával korrelál. A középső-triász platformok biosztratográfiai tagolására alkalmas alga-zónák közül tehát a Teutloporella herculea zóna bázisa köthető az újonnan elfogadott kronosztartigráfiai tagolás szerinti anisusi–ladin határhoz.

A Dunántúli-középhegység ladin platformkarbonátsorozata a Budaörsi Dolomit Formációba tartozik, amely a Déli-Alpok Sciliar (Schlern) Formációjával korrelálható



5. ábra. Latemar rétegtani tagolása BECHSTÄDT et al. (2003) összeállítása szerint (I, III), kiegészítve a Dasycladacea fajok elterjedésével és a zónák feltüntetésével (II)

Rövidítések: CU = ciklus-sztratigráfiai egységek: UTF = felső teepee-fácies; UCF = felső ciklusos fácies; MTF = középső teepee-fácies; LCF = alsó ciklusos fácies; LTF = alsó teepee-fácies; LPF = alsó platform-fácies; Z = zóna; Sbz =szubzóna. A jobb oldalon lévő jel a „hivatalos" anisusi-ladin határra mutat.

Figure 5. Stratigraphic distribution of the Latemar (I, III) compiled by BECHSTÄDT et al. (2003) completed with Dasycladacea ranges and zones

Abbreviations: CU = cyclostratigraphic units: UTF = upper teepee facies; UCF = upper cyclic facies; MTF = middle teepee facies; LCF = lower cyclic facies; LTF = lower teepee facies; LPF = lower platform facies; Z = zone; Sbz = subzone. Sign on the right points at the "official" Anisian/Ladinian boundary.

litosztratigráfiai és szekvencia sztratigráfiai értelemben (BUDAI, HAAS 1997). A több száz méter vastag rétegsor tagolására eddig nem született elfogadható javaslat azon túlmenően, hogy a medencefáciesű képződmények felé átmeneti jellegeket mutató kifejlődéseit informális egységként (pl. „bitumenes dolomitként" a Seregélyes Sg–1 fúrásban), illetve az azokkal összefogazódó részeit tagozatként különítették el, pl. Kádártai Dolomitként a Veszprémi-fennsíkon (HAAS 1993), vagy Piramitai Tagozatként a Keleti-Bakonyban (BUDAI et al. 2001b). A Veszprémi-fennsík platformlejtőjének a területén a Budaörsi platform progradációs ékeinek korát a heteropikus ladin medencefáciesek ammoniteszei alapján lehetett meghatározni (BUDAI et al. 2001a). A Vértes és Budai-hegység platformlagúna rétegsoraiban azonban elsősorban az algaflóra jöhet számításba a biosztratigáfiai tagolás és a korbesorolás eszközeként, amelynek alapja a Latemar platformjával végzett korreláció lehet (lásd BUDAI et al. jelen kötet).

A Latemar környékének középső-triász vulkanizmusa

A Déli-Alpok középső-triász vulkanizmusának termékeit nagyvastagságú és általában savanyú összetételű vulkanoklasztit-sorozatok alkotják. Ezek képződése —

valamilyen formában — robbanásos vulkáni kitörésekhez kapcsolható, a kitörési központokról azonban jelenleg is sok vita folyik (OBENHOLZNER 1991a). Szinte nincs olyan geotektonikai helyzet, amelybe ne helyezte volna a triász vulkanizmust valamely szerző, és ezek között az intrakontinentális alkáli típusútól a klasszikus ívekkel kapcsolatba hozható vulkanizmusig minden szerepel.

A középső-triász vulkanizmus őskörnyezetére nézve fontos információkat szolgáltatnak a fácieselemzésre alapozott medence- és platformrekonstrukciók. Ezek alapján elmondható, hogy a medencék általában néhány száz méter (500–1000 m) mélységű, tengerrel borított területek lehettek, amelyeket jelentős kiterjedésű és térfogatú, sekélytengerrel borított karbonátplatformok tagoltak. A vulkáni kitörések termékeinek lerakódási környezetére nézve igen változatos adatokkal bírunk. Az anisusi ignimbritek a Karni-Alpokban ismertek, azok trópusi mállásra utaló jeleiből leginkább szárazföldi kitörésekre és azok termékeinek lerakódásra következtettek (OBENHOLZNER 1991b). A ladin karbonátplatformok paleokarsztjaiban felismert tufarétegeket disztális, hullott piroklasztként értelmezték (CROS, LAPOINTE 1984), bár azok forrásaira és laterális korrelációjukra egyelőre még nem történtek kísérletek. A Dolomitok területéről, a Monte Agnelloról kaotikus breccsákat írtak le, amelyek „hidromagmatikus robbanásos" eredetét lehetségesnek vélték (CALANCHI et al. 1978). Magma és víz kölcsönhatására vagy kitörési felhők magas kondenzált víztartalmára utaló jelenségeket, mint pl. akkréciós lapilli jelenlétét savanyú piroklasztitrétegekben, több helyről is közöltek (Dosso dei Morti, Marmolada), általában karbonátrétegek közötti települési helyzetben. Ezek leülepedési környezetét általában sekélytengerinek tartják, bár az akkréciós lapilli megmaradási potenciálja vizes környezetben vitatható (DIENI, SPAGNULO 1964). Erről jelenleg is több kutató próbál újabb adatokat gyűjteni (SCHUMACHER, SCHMINCKE 1995).

A középső-triász medencék területén 1–30 vulkanoklasztit-közbetelepülést ismerünk a karbonátos üledékek között. A vulkáni anyag eredetét a jelenlévő friss vulkáni üvegtöredékek és horzsakőszemcsék alapján elsődleges kitörés által közvetlenül táplált, piroklaszthullás eredményeként rekonstruálták (OBENHOLZNER 1991a). Az üledék azonban kristályokban gyakran gazdag és gradált. Emiatt, valamint a fedő és a fekü kontaktusa alapján a vulkanoklaszt áthalmozott (turbidit) eredetét is többen említették (OBERHOLZER, ERIKSSON 2000). A piroklasztit-betelepülések laterális korrelációja nagyobb távolságok esetén nem tűnik megbízhatónak az eddigi kísérletek ellenére sem (BRACK, RIEBER 1993), ami a hullott eredetet sok esetben kétségessé teszi. A medencefáciesű rétegsorokban települő vulkanitok turbidit eredetét több szerző is támogatja, és azok anyagát eredetileg szárazföldi ignimbritnek vagy bázikus robbanásos vulkanizmus termékeinek mély medencébe történt lehordásából származtatja (CASTELLARIN et al. 1982a; DOGLIONI 1984).

Az általunk felkeresett Latemar platform és az azt körülvevő medenceterületek vulkáni képződményeiről igen kevés információval rendelkezünk annak ellenére, hogy több alapvető kérdés megválaszolatlan a térségben, amelyek részletes elemzése jelentősen hozzájárulhatna a területről alkotott fejlődéstörténet pontosításához. A terepbejárásunk egyik célja éppen az volt, hogy a Latemar és az azt körülvevő medenceterületek vulkáni képződményeit felmérjük, és azokról előzetes vulkanológiai értékelést adjunk.

Vulkáni szerkezetek a Latemar platformján belül

Telérek

A Latemar platformját ÉK–DNy-i csapású vulkanittelérek törik át (6. ábra). A telérek szélessége változó (dm – tíz méter), azok határa a bezáró karbonáttesttel éles. Ugyan cm nagyságrendű undulációk is megfigyelhetők, olvadék és bezáró üledék keveredésére utaló jelek azonban nem ismerhetők fel. A telérperemek általában erősen üveges szerkezetet mutatnak, hirtelen hűlésre utalva. Különösen a szélesebb telérekben ismerhetők fel többszörös felújulásra és áramlásra utaló jelek, mint pl. kristályorientáció vagy különböző kristályossági fok. A telérkőzetek mállása intenzívebb a karbonátokhoz képest, így azok akár több tíz méter mély, meredekfalú völgyek formájában nyomozhatók a karbonátplatformon keresztül. Megfigyeléseink szerint a telérek összetétele bázisos, bazaltos vagy bazaltos andezites lehet.

6. ábra. A platfomkarbonát rétegsort harántoló andezittelér a Latemar csúcsa alatt

Figure 6. Andesite dyke penetrating the platform carbonate succession under the peek of the Latemar

Vulkáni breccsák

A telérrendszeren ülve három vulkáni breccsazónát sikerült felismerni. Ezek a zónák térképi nézetben jól lehatárolható körkörös szerkezetek (1. ábra). Az azonosított breccsazónák közül a délkeleti oldalon egy közel 150 méter átmérőjű szerkezet ismerhető fel (7. ábra). Ez a szerkezet egy 100 méteres leszakadáson keresztmetszetben tanulmányozható, bár megközelítése igen nehéz. A felfelé kiszélesedő szerkezet felső részen egyértelműen felismerhetők a karbonátplatform erősen kibillentett, feltöredezett helyzetben lévő, több tíz méter átmérőjű blokkjai. E blokkok kaotikus, durva piroklasztitbreccsába vannak ágyazva. A piroklasztitbreccsa dm–m átmérőjű karbonátklasztokban gazdag, amelyeken hőhatás nem észlelhető. A Latemarra jellemző hidrotermás eredetű fészkes dolomitosodás szemmel láthatóan nincs kapcsolatban a breccsazónával, a klasztok ugyanis nem dolomitosodtak jobban a breccsazónában vagy azok körül, mint másutt. A piroklasztitbreccsa meglehetősen monomikt, karbonáton kívül más anyagú klasztokat nem sikerült azonosítni. A piroklasztit maga sok juvenilis eredetű bázisos, szögletes vulkáni fragmentumot tartalmaz a hamu és durva lapilli szemcsetartományban. Néhány lapilli karfiolbomba-szerkezetet mutat, jellegzetes, hirtelen hűlésre utaló kéreggel. A piroklasztit igen gazdag ekvigranuláris lherzolitzárványokban, amelyek tipikus alkotói számos diatréma-kürtőbreccsának. A lherzolitzárványok mennyisége helyenként olyan jelentős, hogy azok szinte egymással érintkezve kummulát szerkezetet alkotnak. Ezekben a zónákban a piroklasztit mátrixa igen gazdag ezen lherzolitzárványokból származó kristálytöredékekben. A lherzolitzárványok mérete a lapilli mérettartományon belüli, alakjuk szinte mindig szögletes. A piroklasztitban a karbonát-fragmentumok is szinte kizárólag szögletesek. A breccsazóna alsó részén lherzolitzárványokban gazdag telér-csúcsok ismerhetők fel, amelyek sokszor igen kaotikus kapcsolatban vannak a bezáró piroklasztittal.

A fent leírt piroklasztitbreccsa-zónától északnyugatra két másikat is sikerült azonosítani (8. ábra). Mindkettő hasonló szerkezetű, szövetű és összetételű masszív, gyengén rétegzett piroklasztitbreccsa. Litológiai szempontból mátrixvázúak, így alapvetően tufabreccsák, közbetelepült lapillitufa egységekkel (9. ábra). A képződmények mátrixa finom juvenilis hamuból, illetve karbonátporból áll. A mátrix sötét színű a jelenlévő kőzetüvegtől vagy annak mállott agyagásvány-tartalmától. A breccsák gazdagok lapilli méretű fragmentumokban, amelyek elsősorban a környező platformkarbonátból származhatnak. A karbonátklasztok változatos szövete arra utal, hogy azok a karbonátplatform-sorozat különböző szintjeiből származhatnak. A karbonát-lapillik mellett gyakoriak a rétegzett, vörös vulkanoklasztit-fragmentumok deciméteres, szögletes példányai is. Ezek rétegtani helyzete nem ismert. Alárendeltebben a Latemar környéki perm rétegekből ismert savanyú vulkanoklasztikus képződményekhez hasonló szövetű és szerkezetű fragmentumok is felismerhetők. A két piroklasztitbreccsa előfordulás alapvetően csak méretében különbözik egymástól (át-

7. ábra. Diatréma szerkezet a Latemar platformjának középső részén

Figure 7. Diatreme structure in the central part of the Latemar platform

8. ábra. Piroklasztit breccsa zóna a Latemar platformjának ÉNy-i részén

Figure 8. Pyroclastic breccia zone in the northwestern part of the Latemar

9. ábra. Vulkáni breccsa karbonát klasztokkal a Latemar platformjának ÉNy-i részén

Figure 9. Volcanic breccia with carbonate clasts in the northwestern part of the Latemar

mérőjük 200 m, illetve 30 m). A nagyobb méretű piroklasztit-előfordulásban a gyenge rétegzettség mellett vertikális szemcsesorok, zsindelyes elrendeződésű szemcsék is megfigyelhetők.

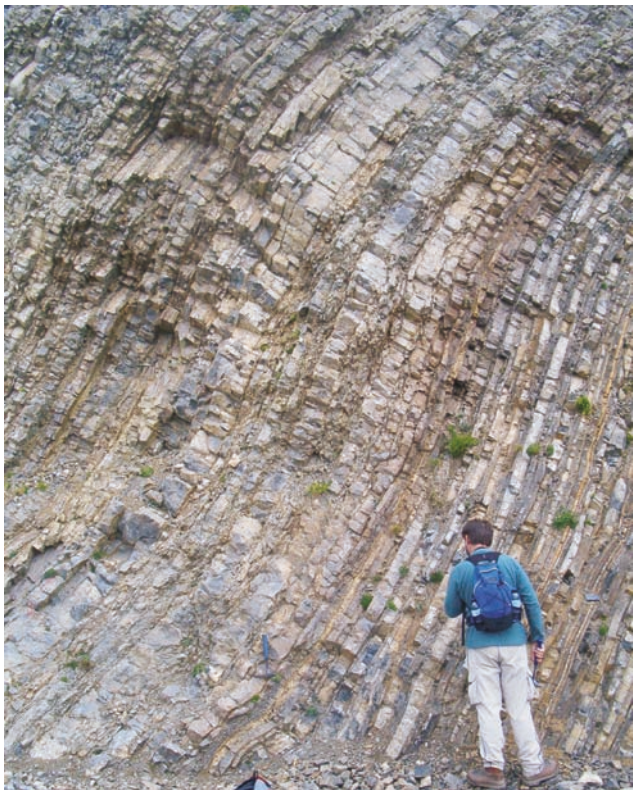
A nagyméretű diatréma anyagából vett minta K/Ar módszrrel mért kora 204±7.8 M év (BALOGH Kadosa szóbeli közlése), ennek a késő-triász kornak az értelmezése, illetve annak a pontosítása, további kutatás része.

Értelmezés

A Latemar belsejében felismert vulkáni breccsák egykori vulkáni központok kitörési csatornáját kitöltő piroklasztitként értelmezhetők. A piroklasztit gazdag vulkáni üvegben vagy üveges juvenilis fragmentumokban, ami magma és víz kölcsönhatására utalhat (HEIKEN, WOHLETZ 1986). A jelentős mennyiségű szögletes karbonát- és egyéb litikus töredék a robbanásos vulkáni kitörések által a kőzetrétegekből feltépett anyag, hasonló más diatrémákhoz, kontinentális freatomagmás kitörési központok kürtőzónájában azonosítható piroklasztit képződményekhez, amelyek vastag karbonátos rétegsort törtek át (mint pl. a Balaton-felvidéki pliocén vulkáni erózió maradványok Szentbékkállánál, a Fekete-hegynél — NÉMETH, MARTIN 1999; MARTIN et al. 2002, 2003; vagy a Joya Honda Maar Mexikóból — ARANDAGOMEZ, LUHR 1996). A vulkáni breccsazónák diatrémák, amelyek egykori (feltehetően kis térfogatú) bázisos, monogenetikus vulkanizmus eredményeként születtek, és jelenleg az egykori paleofelszín alatti helyzetet rögzítik. Ezekhez hasonlókat neogén bazaltos vulkáni rendszerekben jól ismerünk a Pannon-medence nyugati részén (NÉMETH et al. 2003). A Latemar közepén felismert diatrémák a paleofelszín alatt legalább 500 méterrel lévő szintet rögzítik, amennyiben a Latemar platformjának tetején nem számolunk lepusztulással (ami nyilvánvalóan abszurd). A Latemari diatrémák közel azonos lepusztultsági fokon állnak, mint a Hopi Butte hasonló diatrémái (WHITE 1991b). A felismert diatrémák kitűnő további kutatási célpontul szolgálhatnak a freatomagmatizmus, illetve a magma–víz robbanásos kölcsönhatásának vizsgálatára olyan területen, ahol a magmatizmus a törésekkel átjárt karbonátkőzet hasadékaiban tárolt karsztvíz jelenlétében, speciális hidrogeológiai környezetben zajlott. A karbonátos és a laza, konszolidálatlan kőzetek közötti alapvető hidrogeológiai különbség feltehetően hatással lehet a kialakuló vulkáni szerkezetekre is (NÉMETH et al. 2001). A lepusztulási folyamatok figyelembevétele, valamint a Latemari vulkáni breccsák kialakulásának maar/diatréma vulkanizmussal történő magyarázata fontos ősföldrajzi következtetésekre is vezet. Maar/diatréma vulkanizmus ugyanis alapvetően szárazföldi körülmények között, a magma és a felszín alatti vizek vagy víztartalmú üledékek robbanásos kölcsönhatásaként jön létre (LORENZ 1987), de vannak utalások arra is, hogy sekély vízzel fedett területeken is kialakulhatnak diatrémák (SUITING, SCHMINCKE 2004). A Latemari diatrémák felismerése azt is jelentheti, hogy ezen vulkánok kitörési termékei csak viszonylag közeli területre juthattak el, és alapvetően horizontálisan mozgó piroklaszt-tömegárak (pl. alapi torlóár) révén kerülhettek lerakódási helyükre (CHOUGH, SOHN 1990). A hullott vulkáni anyag azonban akár több tíz km távolságra is eljuthatott a kitörési központoktól, ahol mm–dm vastagságú, vulkáni üvegben gazdag piroklasztikus rétegek formájában rakódott le, tengeri üledékekkel összefogazódva. A Latemar diatrémái kitűnően feltárt szerkezetek, amelyek vizsgálata jelentősen hozzájárulhat az ilyen típusú vulkanizmus működésének megértéséhez.

A Dos Capel disztális vulkanoklasztit-rétegei

A Latemar platformjával részben egyidős medence üledékeiből álló rétegsor a Dos Capel geológiai tanösvénye mentén tárul fel. A Balaton-felvidéki Buchensteini Formációval megfeleltethető Livinallongo Formáció (BUDAI 1992) középső, „knollenkalk" tagozatán belül (10. ábra) több szintben jelennek meg 20-30 cm vastag tufa- és lapillitufa-betelepülések (11. ábra). A piroklasztitrétegek éles alsó és felső kontaktussal települnek, gyakran azonban „boudinage" szerkezetűek szabálytalanul hullámzó réteglapokkal. A szelvény erősen gyűrt, redőzött. A 20-30 cm vastag rétegek jellegzetes belső szerkezettel (szemcselemezekkel, -zsebekkel) rendelkeznek, amelyek gyenge belső rétegzést adnak a rétegeknek. E szerkezetek he-



10. ábra. A Livinallongo Formáció alsó („plattenkalk") és középső („knollenkalk") tagozatának határa a Dos Capel geológiai tanösvényének feltárásában

Figure 10. Boundary between the lower ("plattenkalk") and middle ("knollenkalk") member of the Livinallongo Formation (Dos Capel)

11. ábra. „Pietra verde” betelepülés a Livinallongo Formáció középső („knollenkalk”) tagozatában (Dos Capel)

Figure 11. “Pietra verde” bed in the middle (“knollenkalk”) member of the Livinallongo Formation (Dos Capel)

lyenként enyhe, lapos szögű keresztrétegzést mutatnak. A belső szerkezetet mutató rétegek mellett vannak tömeges jellegű piroklasztit betelepülések is, amelyek finomszemcsések, többnyire szemcsevázúak, és enyhe inverz- vagy normál gradáció ismerhető fel bennük. A piroklasztitrétegek viszonylag mélyvízi (a hullámbázisnál mélyebben lerakódott) tengeri üledékekbe települnek, szisztematikus térbeli eloszlás nélkül. A piroklasztitrétegek zöldes színe a mafikus ásványok enyhe epidotosodásának következménye, mely folyamat nem egységes az egész rétegsorra nézve.

Következtetés

A Dos Capel medencefáciesű rétegsorában települő vulkanoklasztit rétegek („pietra verde”) anyaga valamilyen mértékű áthalmozódást szenvedett, errre utal a belső rétegzettség, a gradált jelleg és az erősen koptatott juvenilis szemcsék jelenléte. A horizontális üledékmozgást jelző üledékszerkezet arra enged következtetni, hogy a piroklasztikus üledék turbiditárak által szállítódott. A szemcsevázú, de alapvetően finomszemcsés, masszív vulkanoklasztit-rétegek értelmezhetőek hullott piroklaszként is, bár ennek eldöntése granulometriai vizsgálatokat igényel.

A betelepült vulkanoklasztit rétegek genetikájának értelmezésében kulcskérdés annak eldöntése, hogy a piroklasztszállítás közvetlen kapcsolatba hozható-e az üledékképződéssel egyidős robbanásos vulkáni kitörési eseménnyel (MUELLER, et al. 2000, WHITE 2000), vagy a piroklaszt áthalmozás normál üledékképződés (pl. kontúráramlatok) eredménye-e (WHITE, BUSBY-SPERA 1987). Természetesen a „pietra verde” képződményeket a rétegek vulkániüveg-tartalma szempontjából is vizsgálni kell annak eldöntésére, hogy azok keletkezése valóban robbanásos kitörésekre vagy a magma passzív, víz alatti kifolyásából, benyomulásából származó hűlve-töredezésre vezethető-e vissza (MAICHER et al. 2000). A „pietra verde” tanulmányozása során is kiderült, hogy a vulkáni üvegek pásztázó elektronmikroszkópos alaktanulmányozása célravezető módszer a képződmények elsődleges vagy áthalmozott voltának eldöntésére (OBENHOLZNER 1991a).

A Dos Capel proximális vulkanoklasztit-rétegei

A Dos Capel tanösvényének legfelső szintjén, közel vízszintes településsel tárul fel egy kb. 20 méter vastag vulkanoklasztit-összlet. A rétegsor enyhén zöldes színű, vastagon rétegzett, gyakran lapos szögű keresztrétegzett

12. ábra. Freatomagmás eredetű, proximális fáciesű piroklasztit a Dos Capel szelvényének felső szakaszán

Figure 12. Phreatomagmatic pyroclastite of proximal facies in the upper part of the Dos Capel section

13. ábra. Ballisztikus eredetű márványblokk a Dos Capel szelvényének felső szakaszát alkotó piroklasztit összletben

Figure 13. Marble clast of ballistic origin in the pyroclastite succession of the Dos Capel

üledékekből áll (12. ábra). A vulkanoklasztit-rétegek gazdagok cm-dm méretű márvány- és mészkőfragmentumokban. A fragmentumok szögletesek, jelentős koptatottságot nem mutatnak. A nagyobb klasztok gyakran rétegbehajlást okoznak (13. ábra), bár azok nem túl mélyek a klasztok méretéhez képest. A képződmény mátrixa gazdag vulkáni anyagban, amely gyakran erősen mállott, de reliktum üveg- vagy üveges vulkáni klaszt még makroszkóposan is felismerhető. A képződmény laterális elterjedése néhány száz méter. Kapcsolata a medenceterületek vulkanoklasztit-sorozataival tisztázatlan.

Következtetés

A proximális vulkanoklasztit-sorozat elsődleges vulkáni robbanásos kitörés által keltett, horizontálisan mozgott piroklaszt-tömegárak által szállított és lerakott anyagként értelmezhető (WHITE 2000). A rétegbehajlásokat okozó nagyobb szögletes bombák és blokkok ballisztikus szállítású kidobott klasztokként értelmezhetők, amelyek a horizontálisan mozgó anyagárba hullottak. A képződmény osztályozatlansága, gyengén fejlett rétegzettsége, laposszögű keresztrétegzettsége, valamint a blokkok jelentős mérete alapvetően szárazföldi kitörési környezetre, monogenetikus vulkáni szerkezetekkel kapcsolatba hozható, freatomagmás robbanásokkal jellemzett kitörési környezetre utalhatnak (WHITE 1991a). Sekélyvízi környezetben is kialakulhatnak azonban (különösen proximális helyzetben) a fenti piroklasztit-sorozathoz hasonló rétegsorok (MARTIN 2002). Ilyen jellegű piroklasztit-szerkezetek ismertek a legtöbb, vízből kiemelkedő, ún. Surtseytípusú vulkánok rétegsorában (SOHN, CHOUGH 1992; KANO 1998; SOHN et al. 2003).

Új tanulmányok arra is rávilágítottak, hogy sekély vízzel fedett karbonátplatformokon is létrejöhetnek olyan diatrémaszerkezetek, amelyek intrakontinentális szárazföldi területekre jellemzők. Ilyen esetben piroklasztit-tömegárakból leülepedett, lapos piroklasztitlencsék keletkezhetnek, amelyek alatt, azok kürtőzónájában akár jelentős diatréma is kialakulhat (MARTIN et al. 2004).

Köszönetnyilvánítás

Jelen cikk az OTKA T043341 számú kutatási projektjének keretében a Dolomitok Ny-i részén tett tanulmányút tapasztalatait foglalta össze. A szerzők köszönettel tartoznak Nereo Pretonak (University of Padova) a terepbejárás során nyújtott szakmai vezetésért, valamint Sven Eggenhofnak (Freiberg University) és Arndt Peterhänselnek (Cambridge University), amiért lehetővé tették a Latemarról készített geológiai térképük felhasználását e publikáció céljára. Haas János és Balla Zoltán lektori észrevételei jelentősen hozzájárultak a cikkben tárgyalt problémák árnyalásához és a szabatos megfogalmazáshoz.

Irodalom — References

ARANDAGOMEZ, J. J. and LUHR, J. F. 1996: Origin of the Joya Honda maar, San Luis Potosi, Mexico. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 74, pp. 1–18.

BECHSTÄDT, TH., BRACK, P., PRETO N., RIEBER, H., ZÜHLKE, R. 2003: Field trip to Latemar. Guidebook. – *Triassic geochronology and cyclostratigraphy Field Symposium St. Christina/Val Gardena, Dolomites, Italy, Septemer 11–13, 2003.*

BRACK, P., RIEBER, H. 1993: Towards a better definition of the Anisian/Ladinian boundary: New biostratigraphic data and correlations of boundary sections from the Southern Alps. – *Eclogae geologicae Helvetiae* 86 (2), pp. 415–527.

BRACK, P., MUNDIL, R., OBERLI, F., MEIER, M., RIEBER, H. 1996: Biostratigraphic and radiometric age data question the Milankovitch characteristics of the Latemar cycles (Southern Alps, Italy). – *Geology* 24 (4), pp. 371–375.

BRACK, P., RIEBER, H., Nicora, A. 2003: A proposal for the GSSP at the base of the Curionii Zone in the Bagolino section (Southern Alps, Northern Italy). The Stratigraphic Section and Point (GSSP) of the base of the Ladinian Stage (Middle Triassic). – *Albertiana* 28, pp. 13–25.

BUDAI, T. 1992: Middle Triassic formations of the Balaton Highland and of the Southern Alps. Stratigraphic correlation. – *Acta Geologica Hungarica* 35 (3), pp. 217–236.

BUDAI, T., HAAS, J. 1997: Triassic sequence stratigraphy of the Balaton Highland (Hungary). – *Acta Geologica Hungarica* 40 (3), pp. 307–335.

BUDAI T., CSILLAG G., VÖRÖS A., DOSZTÁLY L. 2001: Középső- és késő-triász platform- és medencefáciesek a Veszprémi-fennsíkon. – *Földtani Közlöny* 131 (1–**2**), 37–70.

BUDAI T., CSILLAG G., VÖRÖS A., LELKES GY. 2001: Középső- és késő-triász platform- és medencefáciesek a Keleti-Bakonyban. – *Földtani Közlöny* 131 (1–**2**), 71–95.

BUDAI T., FODOR L., CSILLAG G., PIROS O. 2005: A Vértes délkeleti triász vonulatának rétegtani és szerkezeti felépítése. – A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése (jelen kötet)

BYSTRICKY, J. 1986: Stratigraphic Ranging and Zonation of Dasycladal Algae in the West Carpathians Mts., Triassic. – *Mineralia Slovaka* 18 (4), pp. 289–321.

CALANCHI, N., LUCCHINI, F. and ROSSI, P. L. 1978: The volcanic rocks from the Mount Agnello area (Fiemme Valley, Italy): a contribution to the knowledge of the Mid-Triassic magmatism of the Southern Alps. – *Tschermaks Mineralogische Und Petrographische Mitteilungen* 25, pp. 131–143.

CHOUGH, S. K. and SOHN, Y. K. 1990: Depositional Mechanics and Sequences of Base Surges, Songaksan Tuff Ring, Cheju Island, Korea. – *Sedimentology* 37, pp. 1115–1135.

CROS, P. and LAPOINTE, P. 1984: Les paléokarst triasiques sud-alpins et l'origine des tuffites „pietra verde" ladiniennes: example des Dolomites Italiennes. – *Proceedings of the 5th European Regional Meeting of Sedimentology, Marseille.* p. 2.

DE ZANCHE, V., GIANOLLA, P., MANFRIN, S., MIETTO, P., ROGHI, G. 1995: A Middle Triassic back-stepping carbonate plat-

form in the Dolomites (Italy): sequence stratigraphy and biochronostratigraphy. – *Memorie di Science Geologiche* 47, pp. 135–155.

DIENI, I. and SPAGNULO, G. 1964: Lapilli accrezionari nei tufi ladinci del Dosso dei Morti (Adamello Sud-Orientale). – *Mem. Accad. Patavina, Cl. Sci. Mat. Nat.* 76, pp. 3–21.

DOGLIONI, C. 1984: Triassic Diapiric Structures in the Central Dolomites (Northern Italy). – *Eclogae Geologicae Helvetiae* 77, pp. 261–285.

EGENHOFF, S., PETERHÄNSEL, A. 1995: Laterale und vertikale Faziesänderungen in einer mitteltriassischen isolierten Karbonatplattform, der Latemar, Dolomiten, Norditalien. – *Unpublished Master's Thesis, Universität Heidelberg*

EGENHOFF, S., PETERHÄNSEL, A., BECHSTÄDT, TH., ZÜHLKE, R., GRÖTSCH, J. 1999: Facies architecure of an isolated carbonate platform: tracing the cycles of the Latemar (Middle Triassic, northern Italy). – *Sedimentology* 46, pp. 893–912.

GAETANI, M., FOIS, E., JADOUL, F., NICORA, A. 1981: Nature and evolution of Middle Triassic carbonate buildups in the Dolomites (Italy). – *Marine Geology* 44 (1–2), pp. 25–57.

GOLDHAMMER, R.K., DUNN, P.A., HARDIE, L.A. 1987: High frequency glacio-eustatic sea level oscillation with Milankovitch characteristics recorder in Middle Triassic carbonates in northern Italy. – *American Journal of Science* 287, pp. 853–892

GOLDHAMMER, R.K., DUNN, P.A., HARDIE, L.A. 1990: Depositional cycles, composite sea level changes, cycle stacking patterns, and the hierarchy of stratigraphic forcing. Examples from the Alpine Triassic platform carbonates. – *Geological Society of America Bulletin* 102, pp. 535–562

HAAS J. 1993: Budaörsi Dolomit Formáció. – In: Haas J. szerk. 1993: Magyarország litosztratigráfiai alapegységei. Triász. Földt. Int. kiadv., pp. 49–51.

HEIKEN, G. H. and WOHLETZ, K. H. 1986: Volcanic Ash. – Berkeley, University of California Press, 246

KANO, K. 1998: A shallow-marine alkali-basalt tuff cone in the Middle Miocene Jinzai Formation, Izumo, SW Japan. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 87, pp. 173–191.

LEONARDI, P. (ed.) 1968: Le Dolomiti, geologia dei monti tra Isarco e Piave, 1019 p.

LORENZ, V. 1987: Phreatomagmatism and Its Relevance. – *Chemical Geology* 62, pp. 149–156.

MAICHER, D., WHITE, J. D. L. and BATIZA, R. 2000: Sheet hyaloclastite: density-current deposits of quench and bubble-burst fragments from thin, glassy sheet lava flows, Seamount Six, Eastern Pacific Ocean. – *Marine Geology* 171, pp. 75–94.

MARTIN, U. 2002: The Miocene eruption of a small emergent volcano at the Otago Peninsula, New Zealand. – *Neues Jahrbuch fur Geologie und Palaontologie-Abhandlunge*n 225, pp. 373–400.

MARTIN, U., NÉMETH, K., AUER, A., BREITKREUZ, C. and CSILLAG, G. 2002: Depositional record of a Pliocene nested multivent maar complex at Fekete-hegy, Pannonian Basin, Hungary. – *Geologica Carpathica* 53.

MARTIN, U., AUER, A., NÉMETH, K. and BREITKREUZ, C. 2003: Mio/Pliocene phreatomagmatic volcanism in a fluvio-lacustrine basin in western Hungary. – *Geolines – Journal of the Geological Institute of AS Czech Republic* 15, pp. 75–81.

MARTIN, U., BREITKREUZ, C., EGENHOFF, S., ENOS, P. and JANSA, L. 2004: Shallow-marine phreatomagmatic eruptions through a semi-solidified carbonate platform (ODP leg 144, site 878, Early Cretaceous, MIT Guyot, west Pacific). – *Marine Geology* 204, pp. 251–272.

MIETTO, P., MANFRIN, S. 1995: A high resolution Middle Triassic ammonoid standard scale in the Tethys Realm. A preliminary report. – *Bull. Soc. Géol. France* 1995 (5), pp. 539–563.

MIETTO, P., MANFRIN, S., Preto, N., Gianolla, P., Krystyn, L., Roghi, G. 2003: GSSP at the base of the Avisianum Subzone (FAD of *Aplococeras avisianum*) in the Bagolino section (Southern Alps, NE Italy). Proposal of the Global Stratigraphic Section and Point (GSSP) for the base of the Ladinian Stage (Middle Triassic). – *Albertiana* 28, 26–34.

MUELLER, W. U., GARDE, A. A. and STENDAL, H. 2000: Shallow-water, eruption-fed, mafic pyroclastic deposits along a Paleoproterozoic coastline: Kangerluluk volcano-sedimentary sequence, southeast Greenland. – *Precambrian Research* 101, pp. 163–192.

MUNDIL, R., BRACK, P., MEIER, M., OBERLI, F. 1996: High resolution U–Pb dating of Middle Triassic volcaniclastics: Time-scale calibration and verification of tuning parameters for carbonate sedimentation. – Earth Planetary Science Letters 141, pp. 137–141.

MUNDIL, R., ZÜHLKE, R., BECHSTÄDT, TH., PETERHÄNSEL, A., EGENHOFF, S., OBERLI, F., MEIER, M., BRACK, P., RIEBER, H. 2003: Cyclicities in Triassic platform carbonates: synchronizing radio-isotopic and orbital clocks. – *Terra Nova* 15 (2), pp. 81–87.

MUTTONI, G., NICORA, A., BRACK, P., KENT, D. V. 2004: Integrated Anisian-Ladinian boundary chronology. – P*alaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 208, pp. 85–102.

NÉMETH, K., MARTIN, U. 1999: Small-volume volcaniclastic flow deposits related to phreatomagmatic explosive eruptive centres near Szentbékkálla, Bakony- Balaton Highland Volcanic Field, Hungary: Pyroclastic flow or hydroclastic flow? – *Földtani Közlöny* 129, pp. 393–417.

NÉMETH, K., MARTIN, U., CSILLAG, G. 2003: Lepusztult maar/diatrema szerkezetek a Bakony-Balaton Felvidék Vulkáni Területröl. – SA Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése a 2000 évről, pp. 83–99.

NÉMETH, K., MARTIN, U., HARANGI, S. 2001: Miocene phreatomagmatic volcanism at Tihany (Pannonian Basin, Hungary). – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 111, pp. 111–135.

OBENHOLZNER, J. H. 1991a: Triassic Volcanogenic Sediments from the Southern Alps (Italy, Austria, Yugoslavia) – a Contribution to the Pietra Verde Problem. – *Sedimentary Geology* 74, pp. 157–171.

OBENHOLZNER, J. H. 1991b: Petrography and geochemistry of an Anisian ash-flow tuff, Carnic Alps (Austria). – In: HOLSER, W. T., SCHÖNLAUB, H. P. The Permian-Triassic boundary in the Carnic Alps of Austria (Gartnerkofel Region). – *Abhandlungen Geol. Bundesanst.,* 45, pp. ??–??

OBERHOLZER, J. D., ERIKSSON, P. G. 2000: Subaerial volcanism in the Palaeoproterozoic Hekpoort Formation (Transvaal Supergroup), Kaapvaal craton. – *Precambrian Research* 101, pp. 193–210.

OTT, E. 1972: Zur Kalkalgen Stratigraphie der Alpinen Trias. – Mitt. Ges. Geol Bergbaustud. 21, pp. 445–464.

PIROS O. 2002: Anisian to Carnian carbonate platform facies and dasycladacean biostratigraphy of the Aggtelek Mts, Northeastern Hungary. – *Acta Geologica Hungarica* 45 (2), pp. 119–151.

PIROS, O., PRETO, N. 2003: A tentative correlation of Dasycladacean biozones with Ammonoid standard zones in

the Anisian–Ladinian Latemar succession, Italy. – *Triassic Geochronology and Cyclostratigraphy field symposium St. Christina/Val Gardena, Dolomites, Italy, September 2003, Abstracts* p. 47.

PIROS, O., PAVLIK, W., BRYDA, G., KRYSTYN, L., MOSER, M., KREUSS, O. 2002: The Anisian–Carnian dasycladacean biostratigraphy and an attempt for platform and basin correlation. – In: PIROS (ed): I.U.G.S. Subcommission on Triassic Stratigraphy. *STS/IGCP 467 Field Meeting, Veszprém, Hungary, 5–8. September,* pp. 56–58.

PRETO, N., MIETTO, P., MANFRIN, S. 2002. Ammonoid biostratigraphy of the Latemar platfrom and its significance for the A/L boundary. – In PIROS (ed): I.U.G.S. Subcommission on Triassic Stratigraphy. *STS/IGCP 467 Field Meeting, Veszprém, Hungary, 5–8. September,* p. 21.

ROSSI, D. 1957: La scogliera del Latemar. – *Annali dell'Universita di Ferrara sez.* 9 (2–5), pp. 213–241.

SCHUMACHER, R., SCHMINCKE, H.-U. 1995: Models for the origin of accretionary lapilli. – *Bulletin of Volcanology* 56, pp. 626–639.

SOHN, Y. K., CHOUGH, S. K. 1992: The Ilchulbong Tuff Cone, Cheju Island, South-Korea – Depositional Processes and Evolution of an Emergent, Surtseyan-Type Tuff Cone. – *Sedimentology* 39, pp. 523–544.

SOHN, Y. K., PARK, J. B., KHIM, B. K., PARK, K. H., KOH, G. W. 2003: Stratigraphy, petrochemistr and Quaternary depositional record of the Songaksan tuff ring, Jeju Island, Korea. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 119, pp. 1–20.

SUITING, I., SCHMINCKE, H.-U. 2004: The submarine "Costa Giardini" diatreme (Monti Iblei, Sicily). – In: NÉMETH, K., MARTIN, U., GOTH, K., LEXA, J.: *Abstract Volume of the Second International Maar Conference, Hungary–Slovakia–Germany (Lajosmizse/Kecskemét, Hungary).* – *Geological Institute of Hungary,* Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary 203, 93 p.

VÖRÖS A. 1998: A Balaton-felvidék triász ammonoideái és biosztratigráfiája (Triassic ammonoids and biostratigraphy of the Balaton Highland). – *Studia Naturalia* 12, 105 p.

VÖRÖS, A., BUDAI, T., HAAS, J., KOVÁCS, S., KOZUR, H., PÁLFY, J. 2003: A proposal for the GSSP at the base of the Reitzi Zone (sensu stricto) at Bed 105 in the Felsőörs section, Balaton Highland, Hungary. – In: GSSP (Global Boundary Stratotype Section and Point). Proposal for the base of Ladinian (Triassic). – *Albertiana* 28, 35–47.

WARCH, A. 1979: Perm und Trias der nördlichen Gailtaler Alpen. – *Carinthia* 2, pp. 1–111.

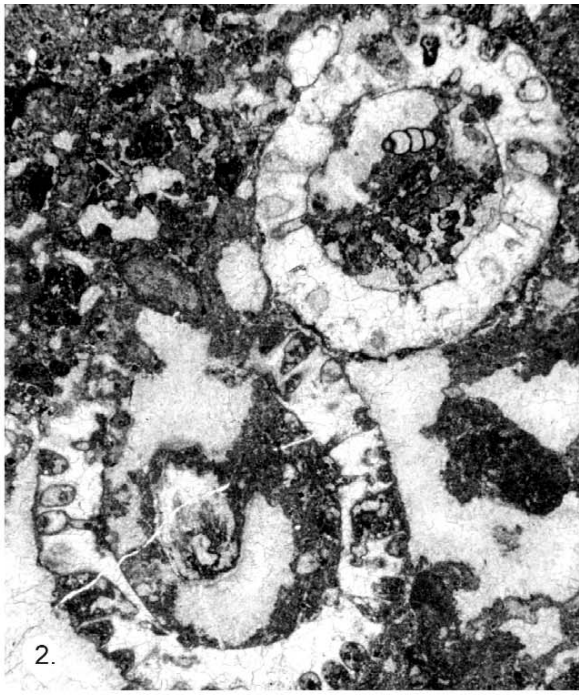
WHITE, J. D. L. 1991a: The depositional record of small, monogenetic volcanoes within terrestrical basins. – In: FISHER, R. V. and SMITH, G. A. Sedimentation in Volcanic Settings. – *Society for Sedimentary Geology, SEMP Special Publications* 45, pp. 155–171

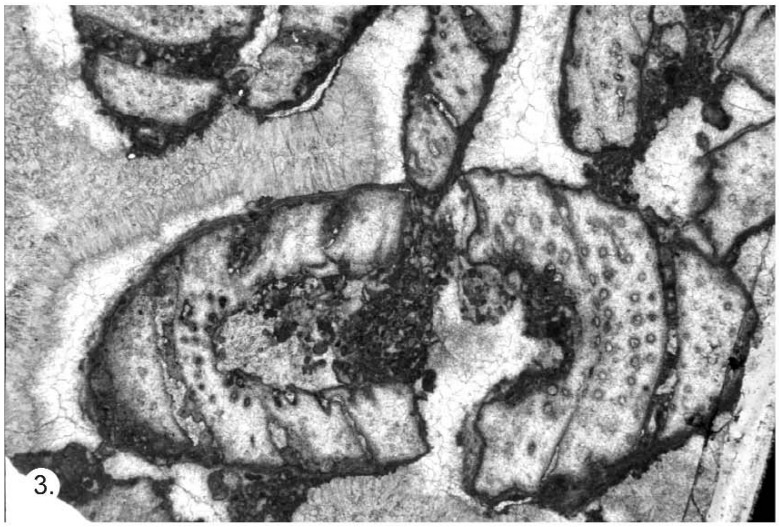
WHITE, J. D. L. 1991b: Maar-diatreme phreatomagmatism at Hopi Buttes, Navajo Nation (Arizona), USA. – *Bulletin of Volcanology* 53, pp. 239–258.

WHITE, J. D. L. 2000: Subaqueous eruption-fed density currents and their deposits. – *Precambrian Research* 101, pp. 87–109.

WHITE, J. D. L., BUSBY-SPERA, C. J. 1987: Deep marine arc apron deposits and syndepositional magmatism in the Alisitos group at Punta Cono, Baja California, Mexico. – *Sedimentology* 34, pp. 911–927.

ZÜHLKE, R., BECHSTADT, TH., MUNDIL, R. 2003: Sub-Milankovitch and Milankovitch forcing on a model Mesozoic carbonate platform – the Latemar (Middle Triassic, Italy). – *Terra Nova* 15 (2), pp. 69–80.





1. *Diplopora annulatissima* PIA, LA208. sz. minta, N: 25×
2. *Diplopora comelicana* FOIS, LA120. sz. minta, N: 20×
3. *Diplopora annulata annulata* HERAK, LA109. sz. minta, N: 20×
4. *Physoporella leptotheca* KOCHANSKY-DEVIDE, LA09. sz. minta, N: 37×
5. Dasycladaceás mészkő a Latemaron