

Magyarországi triász fáciesterületek szekvencia- rétegtani elemzése

Sequence stratigraphy of Triassic facies areas in Hungary

HAAS János¹ – BUDAI Tamás² – HIPS Kinga¹ – KONRÁD Gyula³ – TÖRÖK Ákos⁴
(5 ábra)

Tárgyszavak: szekvenciasztratigráfia, medence- és platformfejlődés, korreláció,
Dunántúli-középhegység, Aggtelek, Mecsek

Keywords: sequence stratigraphy, basin and platform evolution, correlation,
Transdanubian Range, Aggtelek Mts, Mecsek

Abstract

In the territory of Hungary, Triassic successions of significantly different characteristics are known. They were formed relatively far from each other in various plate tectonic and palaeogeographic settings (Fig. 1). This situation provides good potential for distinguishing the local and regional controlling factors of the basin evolution and thus the possibility to improve the reliability of the sequence stratigraphic analysis and correlation.

Sequences of the three studied facies areas are presented in Figs 2 to 4, while their correlation is shown in Fig. 5.

In the depositional area of the Transdanubian Range unit (TR), a small amplitude sea-level rise at the beginning of the Triassic led to a significant transgression to the extent 100 km on the levelled alluvial plain. In the territory of the Aggtelek Unit (AG), a significant shift of the shoreline could not be evidenced in the earliest Triassic, and the Permian evaporite deposition continued in a restricted basin.

The Induan and the Olenekian O1 sequences show a fair correlation between the TR and the AG, whereas the O2 in the TR probably corresponds with two, less than 1 My range cycles.

In the TR, enhanced terrigenous input (Campil event) is connected to O2, whereas in the AG, the siliciclast deposition prevailed much earlier. The Campil event is generally explained by increasing humidity; however, it can be assumed that tectonic uplift of the source area may have contributed to this, too. "Main Conglomerate" and "2nd conglomerate horizon" of the Jakabhegy Sandstone in the Mecsek Mts, also indicate an intense uplift of the provenance which might be connected with tectonic phases controlling the Early Triassic deposition in the Germanic Basin.

Deposits indicating arid climatic conditions in the early Anisian (cellular dolomite, rauwacke), and which are widely extended in the area, belonged to the Tethys self. In the TR, the Aszófó Dolomite represents this interval, while in the Mecsek Mts the Magyarürög Evaporite. The latter can be correlated with the "Salinarrot" of the Germanic Basin. In the AG, this peculiar lithofacies is missing, probably due to palaeogeographic causes.

The sequences in the Mecsek Mts may have the best potential for recording the eustatic sea-level changes, since they were deposited on an equally subsiding ramp. The sequences of the Mecsek Mts and the TR can be fairly well correlated with each other, although there are biostratigraphic limits of the exact chronocorrelation with respect to the Mecsek Mts. Similarly detailed chronostratigraphic subdivisions of the AG are still not available.

¹MTA Geológiai Kutatócsoport, H-1117 Budapest Pázmány sétány 1/c

²Magyar Állami Földtani Intézet, H-1143 Budapest Stefánia út 14.

³Pécsi Tudományegyetem, H-7601 Pécs Ifjúság u. 6.

⁴Budapesti Műszaki Egyetem, H-1521 Budapest Sztoczek u. 2.

Összefoglalás

A magyarországi triász fáciesterületek szekvenciasztratigráfiai elemzése és korrelációja kedvező a lokális és a regionális hatások szétválasztása szempontjából, mert az ország területén olyan rétegsorok ismertek, amelyek egymástól eredetileg viszonylag távoli és eltérő lemeztektonikai helyzetben képződtek (1. ábra).

A vizsgált három magyarországi triász fáciesterület szekvencia-tagolását a 2–4. ábra, korrelációjukat az 5. ábra mutatja be.

A Dunántúli-középhegység területén jól megfigyelhető a triász kezdetén lezajlott viszonylag kismértékű tengerszint-emelkedés hatása, amely a rendkívül sík morfológiai viszonyok közepette vezethető 100 km nagyságrendű parttelodázshoz az alluvialis síkságon. Az Aggteleki egységben számottevő parttelodázás nem érzékelhető, a késő-perm bepárlódó medencekörnyezet fennmaradt a triász kezdetén.

Az indusi és az olenyoki O1 szekvencia a Dunántúli-középhegység és az Aggteleki egység között jó korrelációt mutat, míg a középhegységi O2 szekvenciának az Aggteleki egységben két, feltehetően 1 M évnél rövidebb időtartamú ciklus felel meg.

A Dunántúli-középhegységben a terrigén üledékbeszállítás felerősödése („campil event”) az O1 szekvenciához kötődik, míg az Aggteleki egységben a sziliciklaszt szedimentáció már korábban is uralkodó volt. A campili eseményt általában a klíma humidabbá válásával magyarázzák, azonban feltételezhető, hogy ehhez a lehordási területek tektonikus kiemelkedése is hozzájárult. A mecseki Jakabhegyi Homokkő „főkonglomerátumának” és a „II. konglomerátumnak” a durva törmeléke ugyancsak a lepusztulási háttér erőteljes kiemelkedésére utal, amely talán összefüggésbe hozható a Germán-medence kora-triász üledékképződését meghatározó tektonikai fázisokkal.

Az anisusi elejének arid klímáját jelző üledékek (sejtes dolomit, rauwacke) általánosan elterjedtek a Tethys selfjén (Déli-Alpok: Carniola di Bovegno, Alsó Serla Dolomit, Keleti-Alpok: Reichenhalli rétegek, Dunántúli-középhegység: Aszófői Dolomit). Ennek a jellegzetes klímának az üledéke a mecseki triász rétegsorában a Magyarürögi Evaporit, a germán epikontinentális medencében pedig a „Salinnarót”. Ez a jellegzetes litofácies az aggteleki fáciesterületen – feltehetően ösföldrajzi okokból – hiányzik.

Az anisusi eusztatikus tengerszintváltozások hatásait leginkább a Mecsek területén megfigyelhető szekvenciák tükrözhetik, amelyek az egyenletesen süllyedő aljzaton kialakult rámpán jöttek létre. A mecseki és a dunántúli-középhegységi anisusi szekvenciák viszonylag jól megfeleltethetők egymással, bár a pontos időkorrelációnak biosztratigráfiai korlátai vannak a Mecseket illetően. Az Aggteleki egység anisusi rétegsorának hasonló részletességű tagolása ma még nem végezhető el.

Bevezetés

A szekvenciasztratigráfia, illetve az ehhez kapcsolódó fejlődéstörténeti elemző módszerek az elmúlt évtizedekben alakultak ki és nyertek teret mind az elméleti alapozó, mind a közvetlenül gyakorlati célú kutatásoknál. Ez idő alatt a magyarországi triász képződmények rétegtani és szedimentológiai vizsgálata is jelentősen előrehaladt. Lehetővé vált tehát, hogy megkíséreljük a hazai rétegsorok szekvencia-elemzését, tagolását és a szekvenciák korrelálását is, hozzájárulva ezzel a közzettettek térbeli elhelyezkedésének, kapcsolatainak és képződési körülményeinek pontosabb megismeréséhez. Ehhez jelentős segítséget nyújtottak többek között azok a szekvenciasztratigráfiai elemzések, amelyek a különböző hazai triász fáciesterületekkel rokon területeken az utóbbi időben láttak napvilágot (AIGNER & BACHMANN 1992, 1997; DE ZANCHE et al. 1993, 1995; GIANOLLA et al. 1998; RÜFFER & ZÜHLKE 1995; SZULC 2000).

A szekvenciasztratigráfia egyik alapvető (sok esetben nehezen megvalósítható) célja, hogy az üledékes szekvenciák kialakulásában meghatározó jelentőségű

lokális, regionális és globális hatótényezőket szétválassza. Ettől függ ugyanis a korrelálhatóság érvényességi tartománya. A hazai triász tanulmányozása ebből a szempontból kedvezőnek látszott, hiszen a Kárpát-medence bonyolult szerkezetfejlődése során olyan terrének kerültek egymás mellé, amelyek a triász idején jelentős távolságban és eltérő szerkezeti- és ősföldrajzi helyzetben voltak. Ennek megfelelően dolgozatunknak az a célja, hogy megkíséreljük a különböző szerkezeti-kifejlődési egységekhez tartozó hazai triász képződmények szekvencia-rétegtani tagolását, korrelálásukat és összevetésüket, a lokális, regionális és globális hatótényezők elkülönítése érdekében.

A szekvencia-elemzés módszere és problémái

A rétegsort regionális üledékhézagokkal (unkonformitásokkal) tagoló szekvencia rétegtan az 1970-es években született, de természetesen nem előzmények nélkül. Az üledékhézagokkal határolt rétegtani egységek fogalmát SLOSS et al. (1949) vezette be. CHANG (1975) tett javaslatot az üledékhézagokkal határolt egységek rétegtani nevezéktnára. A szekvenciasztratigráfia közvetlen előzménye a szeizmikus sztratigráfia volt, melynek módszertani fejlesztésében a VAIL által vezetett Exxon kutatócsoportnak volt meghatározó szerepe az 1960-as években. Az üledékes szekvencia (depositional sequence) – mint a szeizmikus rétegtan alapegysége – MITCHUM et al. (1977) definíciója szerint „olyan genetikai kapcsolatban lévő, viszonylag folyamatos rétegsorból felépülő rétegtani egység, amit alján és tetején üledékhézag (unconformity), vagy korrelált réteghatár (correlative conformity) határol”.

A szekvencia rétegtan értelmezéséről és terminológiájáról jelenleg is folyó viták szempontjából nem mellékes, hogy a módszer a szeizmikus értelmezésből alakult ki. A szekvencia rétegtan egyik alapkérdése ugyanis, hogy az üledékgyűjtők peremén kimutatható unkonformitások által határolt szekvenciák miként azonosíthatók a medencék belsejében, ahol folyamatos (illetve közel-folyamatos) a rétegsor. A VAIL-féle koncepció szerint a szekvencia-határok korrelálható konformitások, azok követése azonban csak a szeizmikus szelvények segítségével oldható meg gyakorlatilag. A másik felfogás szerint az üledékes szekvenciák a tengerszint harmadrendű változási ciklusait testesítik meg, amelyeket a medenceperemeken üledékhézag, a medencék belsejében pedig az üledék-ciklusok inflexiója határol.

A szekvenciákat létrehozó relatív vízszintváltozás az aljzat vertikális mozgásának és az eusztatikus vízszintváltozásnak az eredője. A relatív vízszintváltozás hatásterületén belül a szekvenciák tehát a rétegtani korreláció alkalmas eszközei. Globális krono-korrelációra csak abban az esetben használhatók, ha van globális hatótényezőjük. Ez a VAIL-féle koncepció szerint a millió éves nagyságrendű (harmadrendű) eusztatikus tengerszintváltozás. Ennek bizonyítására és a harmadrendű eusztatikus tengerszintváltozási görbe megszerkesztésére igen jelentős szellemi és anyagi erőfeszítéseket tettek az elmúlt évtizedekben. A harmadrendű tengerszintváltozások oka azonban továbbra is vitatott – ebből kifolyólag a globális korreláció elvi alapjai sem letisztultak (MIALL 1997), ugyanakkor az elemző módszer hasznosságában egyetértés van.

A viták során a szekvenciák elemzésének módszerei is változtak, finomodtak. A korai modelleket elsősorban sziliciklasztos rendszerekre dolgozták ki. Később jött létre a karbonátos rendszereket elemző módszer, amely az előzőtől jelentősen eltér. Természetesen még bonyolultabbak a vegyes, többkomponensű, illetve a szerkezeti okok miatt mobilis rendszerek.

A sziliciklasztos rendszerekben a szárazföldről beszállított terrigén („extrabazinális”) üledék halmozódik fel. Az üledékbeszállítás intenzitásának a maximuma ezért az alacsony tengerszintű szakaszokban van, amikor a pusztuló háttér és az erózióbázis közötti reliefkülönbség a legnagyobb. A karbonátos rendszerekben viszont az üledék termelődése is az üledékgyűjtőben történik („intrabazinális”), ezért az uralkodóan biogén karbonátkiválásnak meghatározó jelentősége van („karbonátüzem”). A tengerszint csökkenése során a sekély, jól átvilágított platformok egyre nagyobb része kerülhet szárazra és ezért a sekélytengeri karbonát-termelődés jelentősen lecsökken. Az iszap- és homokméretű karbonátszemcsék medencébe szállítódásának maximuma tehát a magas vízszintű periódusokra esik, amikor a platformokat sekélytenger borítja (SCHLAGER 1992). Karbonátos és sziliciklasztos üledékeket egyaránt befogadó rendszerek működésének megértése természetesen újabb problémákat vet fel, hiszen a sziliciklaszt és a karbonát-komponens különböző forrásterületről érkezik a lerakódás helyszínére.

További értelmezési problémát jelent, hogy az igen kis szög alatt egyenletesen lejtő aljzatú rámpákon és a sík tetejű, meredekebb lejtőjű karbonátplatform-rendszerekben a relatív tengerszintváltozás hatása eltérő módon nyilvánul meg. A rámpákon a tengerszintváltozás folyamatos fációs-eltolódáshoz vezet, itt tehát a WALTHER-féle fáciesszabály egyértelműen érvényesül. Más a helyzet a platformokon, ahol a zátonyos platformperem növekedési sebessége jelentősen meghaladhatja a platform-rendszer más részeiét. Ennek eredményeként egyrészt igen meredek lejtők jöhetnek létre, másrészt érvényesülhet az ún. kosár hatás, azaz a platform belsejében is létrejöhet üledékek befogadására alkalmas medence (SCHLAGER 1992). A meredek lejtőkön nem rakódik le üledék (eróziós lejtő), a platform eredetű karbonátszemcsék a lejtő lábánál halmozódnak fel. Kisebb hajlásszögű lejtők esetén viszont a lejtőn is folyik üledék-felhalmozódás (épülő lejtő), a lejtő-lejtőlábi üledékek a medenceüledékekre települnek és a platformperem a medence felé tolódik el (platform progradáció). Kevésbé fejlett platformperemek esetén, vagy sziget-platformok szélvédett oldalán igen kis hajlásszögű lejtők alakulhatnak ki, melyek szedimentációs jellegei átmenetet képeznek a rámpák felé.

A szekvenciák kialakulásának elemzése során nyilvánvalóvá vált, hogy az üledékképződési rendszerek viselkedését, az üledékes rétegsorok litofációs jellegeit az éghajlat, illetve annak változása is alapvetően befolyásolja. A klíma szoros, kölcsönhatásban van a tengerszintváltozásokkal, és a tektonikai változások is jelentősen befolyásolhatják. A klímaváltozások globális, regionális és lokális hatásának az elemzése tehát szorosan összekapcsolódott a szekvencia-elemzéssel, együtt alkotva a dinamikus fációs- és rétegtani elemző módszer alapját.

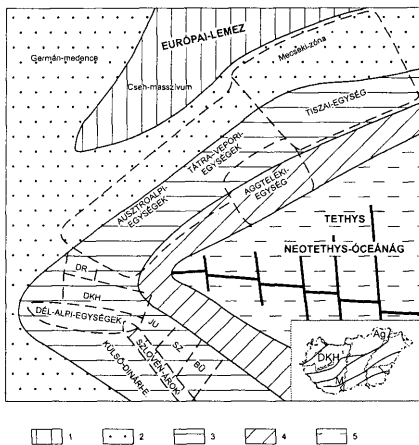
A hazai triász szekvencia-elemzés és korreláció sajátosságai

A magyarországi triász rétegsorok vizsgálatánál a fent vázolt megközelítést próbáltuk következetesen alkalmazni. A feltártsági helyzetnek megfelelően felszíni és fúrású rétegsorokból indulhattunk ki. Az analízis szempontjából megfelelő szeizmikus szelvények nem álltak rendelkezésünkre. Első lépésként a legjobban feltárt, biosztratigráfiailag is legalkalmasabb szelvények fácieselemzését végeztük el, meghatározva a vízszint és a klíma változásainak a rétegsorban rögzült nyomait. Kedvező esetben több szelvényből egy-egy kifejlődési egységre vonatkoztatható összetett szelvény szerkeszthető.

A következő kérdés az, hogy az egy-egy rétegsorban meghatározott változási tendenciák, ciklusok milyen területen érvényesek, azaz a változást létrehozó hatásnak milyen a hatáskörzete. Ebből következtethetünk ugyanis a hatótényező jellegére. Ha például egy transzgressziós–regressziós ciklus hatókörzete nem terjed ki egy szerkezeti egység egészére, akkor azt valamilyen lokális hatótényező (például helyi tektonikai mozgás) hozhatta létre. Ha a jelenség több szerkezeti egységben is nyomozható, akkor regionális hatóról lehet szó (például regionális éghajlatváltozás). Globális hatót akkor feltételezhetünk, ha a hatást igen sok, egymástól lényegesen különböző helyzetű szerkezeti egységben észlelték.

A magyarországi triász vizsgálata bizonyos szempontból kedvezőnek látszott a lokális és a regionális hatások szétválaszthatósága szempontjából, mert az ország területén olyan rétegsorok ismertek, amelyek – a rekonstrukciók szerint – egymástól eredetileg viszonylag távol, eltérő lemeztektonikai helyzetben képződtek a Pangea szuperkontinensbe benyúló, felnyílásban lévő Neotethys-óceán nyugati elvégződésénél (1. ábra). A Dunántúli-középhegységi egység a Pangea perem egy széles szegmensét tartalmazza úgy, hogy a kifejlődési egységek, belső medencék eredeti kapcsolatai is megállapíthatók. Az egységen belül tehát a lokális változások jól elemezhetők. Bizonyos mértékben vizsgálhatók a lokális változások a mecsek–villányi régió belül is, bár ott az eredeti kapcsolatok nehezebben rekonstruálhatók. A regionális hatótényezők vizsgálatát elvileg lehetővé teszi a Dunántúli-középhegység, a Tiszai egység (a mecseki és villányi régió), továbbá a bükkői és az aggteleki régió rétegsorainak összehasonlító elemzése. A helyzet azonban nem ennyire kedvező a valóságban, mert a rétegsorok bizonyos részei, különböző okok (feltárások hiánya, tektonizáltság, metamorfózis stb.) miatt nem alkalmasak részletesebb szekvencia-elemzésre, vagy nincs elégséges független adat a megbízható korrelációhoz. Teljes rétegsorok a Dunántúli-középhegység egyes részeiről állnak rendelkezésre. Ezekről részletes elemzések készültek (BUDAI & HAAS 1997; HAAS & BUDAI 1999), amelyeknek itt csak fő elemeit és eredményeit összegezzük. Ezekkel az eredményekkel vetjük össze az aggteleki rétegsorok szekvencia elemzéssel kiértékelhető részeit, azaz az alsó-triász–alsó-anisusi intervallumot. Hasonló módon elemezzük a mecseki triász alsó és középső szakaszát.

A különböző területeken kimutatott szekvenciák korrelálhatóságának egyik lényeges feltétele a kellő részletességű és megbízhatóságú kronosztratigráfiai skála. Ebben a vonatkozásban a magyarországi triász fáciesterületek lényegesen



1. ábra A magyarországi triász kifejlődési területek ösföldrajzi helyzete a késő-triász idején (HAAS et al. 1995 rekonstrukciója szerint). 1. lepusztulási terület; 2. szárazulati üledékgyűjtő (keuper fáciés); 3. karbonát platformok (dachsteini fáciés); 4. pelágikus karbonátok (hallstatti fáciés); 5. óceáni aljzat. Rövidítések: Ag – Aggtelek; BÜ – Bükk; DKH – Dunántúli-középhegység; DR – Drauzug; JU – Juli-Alpok; M – Mecsek; SZ – Sáva-egység

Fig. 1 Paleogeographic position of the Hungarian Triassic facies areas in the Late Triassic (reconstruction after HAAS et al. 1995). 1 terrestrial source area; 2 terrestrial basin (Keuper facies) 3 carbonate platforms (Dachstein facies); 4 pelagic carbonates (Hallstatt facies); 5 oceanic basement. Abbreviations: Ag – Aggtelek; BÜ – Bükk; DKH – Transdanubian Range; DR – Drauzug; JU – Julian Alps; M – Mecsek; SZ – Sáva Unit

eltérnek egymástól, ugyanakkor az egyes kifejlődési területeken belül is változó léptékű a különböző korszakok biosztratigráfiai felbontása. A Dunántúli-középhegység és a Mecsek alsó-triász összelete palinosztratigráfiai alapon jól tagolható és korrelálható, az indusi/olenyoki és az olenyoki/anisusi határt mindkét területen ugyanazok a markáns flóraváltások definiálják (BARABÁS-STUHL 1981; GÓCZÁN et al. 1986; BROGLIO LORIGA et al. 1990; BARABÁS-STUHL 1993). Az aggteleki faciesterületen nem áll rendelkezésre palinosztratigráfiai zonáció, a biosztratigráfiai skála kagylókon és ammoniteszeken alapul. Az alsó-anisusi rétegsor kronosztratigráfiai felosztása – rétegtani értékű ősmaradványok hiányában – az összes vizsgált magyarországi triász faciesterületen meglehetősen bizonytalan és sok esetben ellentmondásos (pl. a mecseki Röt). A középső-anisusitól a karni aljáig terjedő rétegtani intervallum azonban a Dunántúli-középhegységben igen jól tagolt biosztratigráfiai szempontból, az ammoniteszeken alapuló ortosztratigráfiai zonációhoz (VÖRÖS 1987, 1993, 1998) különböző ősmaradvány-csoportokon alapuló parasztratigráfiai felosztások társulnak (DOSZTÁLY 1993; GÓCZÁN & ORAVECZ-SCHEFFER 1993; KOVÁCS 1993; KOVÁCS et al. 1994 stb.). A mecseki faciesterület lényegesen szegényesebb ősmaradványegyüttese mindössze a pelsoi/illyr határ környékéről ad megbízható korbesorolást (DETRE 1973; KOVÁCS & PAPSOVÁ 1986). Az anisusi krinoidea-zonáció (HAGDORN et al. 1997) a standard biosztratigráfiai skálával meglehetősen vitatható módon korrelálható (BUDAI et al. 2001a), a ladint illetően pedig gyakorlatilag nem áll rendelkezésre rétegtanilag értékelhető őslénytani adat.

A hagyományos rétegtani módszerekkel nem megfelelően korrelálható rétegsorok esetében megkíséréljük a szekvenciák és a klímaváltozási események korrelációs eszközként való alkalmazását is. Ezekben az esetekben feltételezzük,

hogy a hatások legalábbis regionálisak, ugyanakkor tudatában vagyunk a korreláció bizonytalanságának.

A Bükk hegység lezárulóban lévő térképezéséhez kapcsolódó rétegtani, őslénytani és szedimentológiai vizsgálatok eredményeként a korábbinál lényegesen árnyaltabb és pontosabb kép alakult ki a terület triász fejlődéstörténetéről az elmúlt évek során (VELLEDITS 1999, 2000 stb.). A rendelkezésre álló adatok pontszerű jellege, a platform-medence kapcsolatok tisztázatlansága és nem utolsósorban a kronosztratigráfiai skála bizonytalansága miatt azonban a bükk-i rétegsorok szekvenciasztratigráfiai elemzésétől egyelőre el kellett tekintenünk.

Dunántúli-középhegység

A Dunántúli-középhegység triász fejlődéstörténete négy nagyobb szakaszra osztható fel:

- a sekélytengeri rámpa kialakulása a triász elején és fejlődése az anisusi középig;
- a medencék és platformok kialakulása az anisusi közepén és fejlődésük a ladinban;
- egyes medencék feltöltődése és új medencék kialakulása a karniban;
- egységes karbonátplatform kialakulása a késő-karniban, majd tagolódása a késő-noritól.

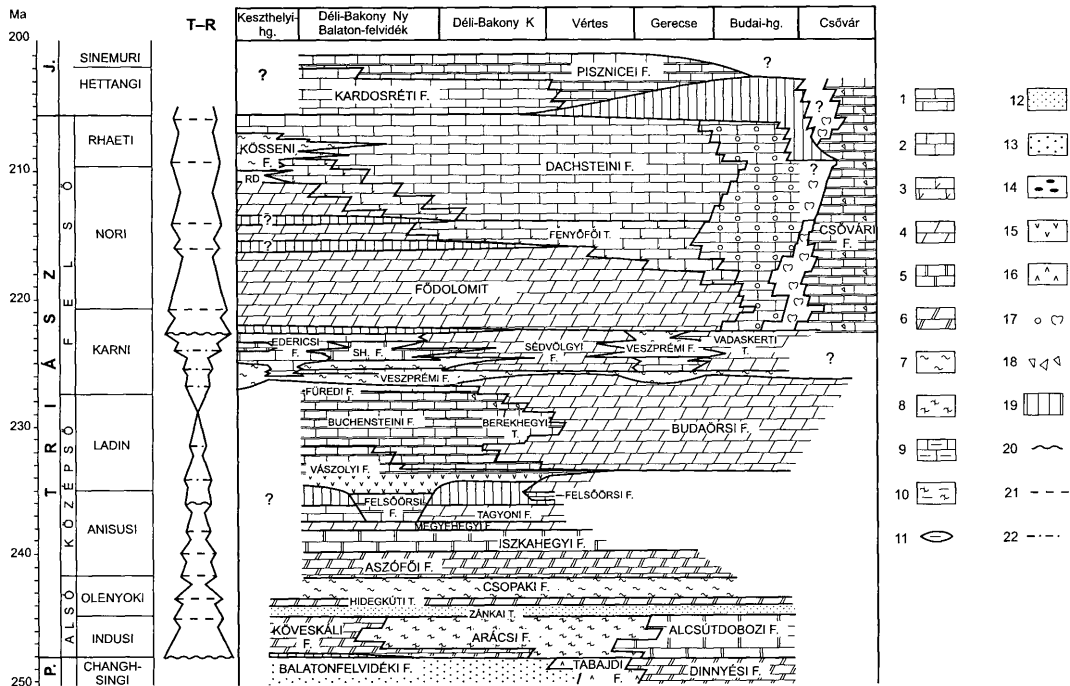
Az üledékgyűjtő fejlődése a Neo-Tethys kinyílásához kapcsolódó lemeztektonikai folyamatok következménye és e folyamatok által meghatározott másodrendű ciklusként értelmezhető, melynek időtartama mintegy 43 millió év. Ezen a magasabb rendű cikluson belül több harmadrendű üledékciklus – szekvencia – különíthető el (2. ábra).

A sekélytengeri rámpa fejlődése (indusi–pelsoi)

A perm/triász határon bekövetkezett euszatikus tengerszint-emelkedés eredményeként a késő-perm alluviális síkság és az ahhoz kapcsolódó árapályövi síkság területén széles, enyhe lejtésű, sekélytengeri rámpa jött létre az indusi korszakban (HAAS et al. 1988; BROGLIO LORIGA et al 1990). A kora-triász során az üledékképződést a sziliciklasztok és karbonátok együttes lerakódása jellemezte, míg a kora-anisusiban túlnyomórészt karbonátképződés zajlott. A mérsékelt sebességgel egyenletesen süllyedő aljzaton az üledékképződés jellegét alapvetően az euszatikus tengerszintváltozás és az éghajlat változása határozta meg.

Az indusi szekvencia (I)

Az indusi jelentős transzgresszióval, 100 kilométert meghaladó parteltelődással kezdődött. A Dunántúli-középhegység DNy-i részén a tengeri alsó-triász a szárazföldi felső-perm képződmények erodált felszínére települ. A szekvencia jellegzetes bázisrétegeit oolit alkotja. A Dunántúli-középhegység ÉK-i részén a ciklusos peritidális–szubtidális dolomitra sekély szubtidális mészkő települ (Alcsútdobozi F), ami DNy felé uralkodóan finom sziliciklasztos, peritidális-



szubtidális fáciessel fogazódik össze (Arácsi F.). Tovább DNY felé lagúna fáciessű dolomit válik dominánssá, finom terrigén sziliciklasztos betelepülésekkel (Köveskáli F.). A transzgresszió előrehaladását a sziliciklaszt finomodása és a kagylófauna diverzitásának a növekedése jelzi a rétegsorban felfelé. Az evaporitok megjelenése a Köveskáli Dolomit felső szakaszán az üledékgyűjtő sekélyülésére és a klíma szárazabbá válására utal (HAAS & BUDAI 1999).

Az olenyoki első szekvenciája (O1)

Az indusi–olenyoki határ környékén a sziliciklaszt beáramlás felerősödése – ami valószínűleg a háttérterület emelkedése nyomán erőteljesebbé váló lepusztulás és a klíma csapadékosabbá válásával hozható kapcsolatba – a litofácies jelentős megváltozását eredményezte a Dunántúli-középhegység egész területén. A felső-indusi Zánkai Tagozat túlnyomórészt vörös, lilásszürke aleurolit rétegsorában felfelé nő a kagylófauna diverzitása (BROGLIO LORIGA et al. 1990), ami a transzgresszió előrehaladásaként értelmezhető (BUDAI & HAAS 1997). Szárazabb klímára és az üledékgyűjtő sekélyebbé válására utal a Hidegkúti Tagozat evaporitos dolomitjának a megjelenése a szekvencia felső szakaszán (highstand systems tract = HST).

Az olenyoki második szekvenciája (O2)

A Hidegkúti Dolomit fedőjében települő Csapaki Formáció háromsztatú, és lényegében szimmetrikus felépítést mutat. Alsó szakasza szürke, molluszkákban gazdag (*Natiria* spp., *Costatoria* spp., *Tirolites* spp.), bioturbált, krinoideás, ooidos mészkő betelepüléseket tartalmazó márga. A gyakori viharrétegek a közép-rámpa a vihar hullámbázis fölötti környezetére utalnak, a rétegsor felfelé mélyülő tendenciát mutat (transgressive systems tract = TST). A formáció középső tagozatát alkotó vörös aleuritós márga, ammonitesz faunával (*Dalmanites*

← 2. ábra A Dunántúli-középhegység triász litosztratigráfiai egységeinek tér-idő szelvénye a transzgressziós–regressziós ciklusok (T–R) feltüntetésével (HAAS & BUDAI 1999 alapján). Jelmagyarázat a 2–4. ábrához: 1. pelágikus medencefáciessű mészkő; 2. platformfáciessű mészkő; 3. platformfáciessű mészkő–dolomit váltakozása; 4. platformfáciessű dolomit; 5. sekélytengeri mészkő (rámpa, lagúna, elzárt medence); 6. sekélytengeri dolomit (rámpa, lagúna, árapály-síkság); 7. pelágikus medencefáciessű márga; 8. sekélytengeri márga (rámpa, lagúna, elzárt medence); 9. édesvízi mészkő; 10. édesvízi márga; 11. mocsári üledék; 12. sekélytengeri sziliciklasztit (rámpa, lagúna); 13. teresztrikus sziliciklasztit; 14. konglomerátum; 15. vulkanit; 16. evaporit; 17. onkoidok, zátonyszervezetek; 18. lit oklasztok; 19. üledékképződési szünet; 20–22. a szekvencia határ típusa: 20. lepusztulási felszín; 21. a regresszió maximuma; 22. a platform progradáció vége. Rövidítések: RD – Rezi Dolomit Formáció; SH F. – Sándorhegyi Formáció.

Fig. 2 Chronostratigraphic chart of the Triassic lithostratigraphic units of the Transdanubian Range (after HAAS & BUDAI 1999) with the transgressive–regressive cycles (T–R). Legend for Figs 2–4: 1 pelagic limestones of basin facies; 2 limestones of platform facies; 3 limestone–dolomite alternation of platform facies; 4 dolomites of platform facies; 5 shallow marine limestones (ramp, lagoon, restricted basin); 6 shallow marine dolomites (ramp, lagoon, tidal flat); 7 pelagic marls of basin facies; 8 shallow marine marls and carbonates (ramp, lagoon, restricted basin); 9 freshwater limestones; 10 freshwater marls; 11 paludal deposits; 12 shallow marine siliciclastics (ramp, lagoon); 13 terrestrial siliciclastics; 14 conglomerates; 15 volcanites; 16 evaporites (sabha); 17 oncoids, reef fossils; 18 lithoclasts; 19 gap; 20–22 type of sequence boundaries: 20 subaerial exposure horizon; 21 maximum regression; 22 end of platform progradation. Abbreviations: RD – Rezi Dolomite Fm.; SH F. – Sándorhegy Fm

morlaccus) jelzi a legnagyobb kimélyülést, míg a formáció felső, krinoideás mészkő és homokkő betelepülésekkel jellemzett regresszív szakasza (HST) az alsó tagozathoz hasonló környezetben képződött.

Az anisusi első szekvenciája (A1)

Az anisusi első szekvenciáját képviselő Aszófői Formáció felépítésére jellemző, hogy az alsó szakasz sekély-szubtidális fáciesű dolomitját (TST) felfelé fokozatosan szabka-fáciesű dolomit váltja fel (HST), melynek jellegzetes üledék-szerkezetei (madárszem-, chicken-wire-, teepee-szerkezetek, gipsz utáni kalcit pseudomorfozák stb.) egyértelműen arid klímát jeleznek.

Az anisusi második szekvenciája (A2)

A Dunántúli-középhegység karbonátos rámpájának következő fejlődési szakaszában az elzáródás elsősorban oxigénhiányos környezet kialakulásában nyilvánult meg. A szekvencia alsó határa annak a dolomit–mészkő-breccsának a megjelenéséhez köthető („rauwaukee”), amely az Aszófői Dolomit és az Iszkahegyi Mészkő között települ. Az Iszkahegyi Formáció alsó szakaszának bitumenes laminitje a karbonátos rámpa korlátozott vízcirkulációjú lagúnájában képződött. A monospecifikus Ostracoda-együttes (MONOSTORI szóbeli közlés szerint) túlsós fenékvíz-réteg kialakulására utal (lowstand system tract = LST). Felfelé bioturbált pados, viszonylag gazdag molluszka- (*Costatoria*, *Bakevella*, *Natiria*) faunával jellemzett mészkő válik jellemzővé. A bioturbáció, vagyis az inbentosz szervezetek nyomainak megjelenése egyértelműen a tengerfenék szellőzöttebbé válását jelzi. Ez a fáciesváltozás a sűrűségkülönbségből adódó vízrétegzettség megszűnésével, és a vízcirkuláció intenzívebbé válásával magyarázható, amit a tengerszint emelkedésének tulajdoníthatunk (TST). A formáció felső szakaszán megjelenő sztromatolitok és evaporit-nyomok az üledékgyűjtő sekélyülésére utalnak (HST).

Medencék és platformok kialakulása és fejlődése (pelsoi–ladin)

A középső-triász második felében a Dunántúli-középhegység fejlődéstörténetét az üledékgyűjtő differenciálódása határozta meg. A korábban egységesen fejlődő sekélytengeri rámpa a pelsoiban induló szerkezeti mozgások eredményeként széttagolódott (BUDAI & VÖRÖS 1992, 1993). A megsüllyedt területeken medencék, míg a kiemelt helyzetben maradt blokkokon platformok jöttek létre. A késő-anisusitól vannak nyomai vulkáni működésnek. A távoli centrumokból származó vulkanoklaszt tenger alatti felhalmozódásából keletkezett tufa–tufit rétegek számottevő vastagságban az anisusi–ladin határ környékén jelennek meg. A tengerszint a ladin során tovább emelkedett, amivel a kisebb Balaton-felvidéki platformok nem tudtak lépést tartani (VÖRÖS et al. 1997). A Dunántúli-középhegység keleti részén kialakult „Budaörsi-platform” a transzgressziók idején hátrált, a magas vízállású szakaszokban pedig előrenyomult a „Füredi-medence” felé (BUDAI et al. 2001a).

Az anisusi harmadik szekvenciája (A3)

A szekvencia alsó határa az Iszkahegyi Mészkö és a Megyehegyi Dolomit határán ismert üledékes breccsához köthető. Fölötte elzárt medence fáciesű bitumenes pados dolomit települ (LST). A pelsoi szinszediment tektonikus mozgások differenciálták az addig lényegében egységes környezetet. A lezökkenett blokkok területén az akkomodáció nőtt, itt tehát transzgressziós medencefáciesű rétegsort találunk (Felsőörsi Mészkö). A relative kiemelt helyzetbe került blokkokon viszont csökkent az akkomodáció és platformkarbonátok rakódtak le (a Megyehegyi Dolomit felső szakasza – Tagyoni Dolomit). A medencék területén a legnagyobb előtérés a Balatonites- és pelágikus kagylófaunával jellemzett bitumenes laminit megjelenéséhez köthető. A platformokon a lofer-ciklusos Tagyoni Mészkö (BUDAI et al. 1993), míg a medencékben a brachiopodás–krinoideás allodapikus mészkö (*Binodosus* zóna) megjelenése jelzi az üledékgyűjtő sekélyülését (HST).

Az anisusi negyedik szekvenciája (A4)

Ez a szekvencia a Keleti-Bakony kiemelt helyzetű self-területén különíthető el (BUDAI et al. 2001b), ahol a Megyehegyi (illetve a jelenlegi értelmezés szerinti Tagyoni) Dolomit pelsoi platformkarbonátjára (A3 HST) települő brachiopodás mészkö (Felsőörsi Formáció) jelzi a következő transzgresszió kezdetét. Az ammoniteszek megjelenése a rétegsorban felfelé (*Trinodosus* zóna) a vízszint további relatív emelkedésére utal az illyr második felében. Az ammoniteszes mészkö fölötti platformkarbonát (Budaörsi Formáció, Piramitai Tagozat) az ezt követő magas vízállású szakaszban jött létre az illyr végén, illetve a ladin elején (HST). Ennek a szekvenciának a magasvízi rendszeregysége Balaton-felvidéki medence fokozatosan mélyülő rétegsorában nem mutatható ki, és a Veszprémi-fennsík platformján is csak valószínűsíthető (BUDAI et al. 2001a). Ennek alapján felvetődhet az a lehetőség is, hogy a Keleti-Bakony felső-anisusi üledékciklusa nem harmadrendű szekvencia, hanem annál alacsonyabb rendű ciklusként értelmezendő.

Az anisusi–ladin határ szekvenciája (A4–L1)

A szekvencia alsó határát a pelsoi platformok területén a peritidális fáciesű Tagyoni Formációra éles fáciesváltással és jelentős üledékhézaggal települő felső-illyr krinoideás mészkö (Vászolyi Formáció, „faunás mészkö”, VÖRÖS et al. 1997) bázisa jelöli ki a Balaton-felvidéken (BUDAI & HAAS 1997), és a Veszprémi-fennsíkon (BUDAI et al. 2001a). A medencék folyamatos rétegsorában a Felsőörsi Mészkö felső szakaszára (*Trinodosus* zóna) viszonylag vastag tufa következők (Vászolyi Formáció, „pietra verde”, VÖRÖS et al. 1997) kovás mészkölencsékkel (*Reitzi* zóna). A legnagyobb előtérést a tengeralatti magaslatok területén a „vászolyi mészkö” alsó szakasza képviseli (*Secedensis* zóna), amelyet foszforitos keményfelszín (BUDAI & HAAS 1997) és kondenzált ammonitesz-együttes jellemez (VÖRÖS 1998), míg medencék területén vörös gumós mészkö jellemző (Buchensteini Formáció, Nemesvámosi Mészkö Tagozat). A tengerszint stagnálását a „vászolyi mészkö” megjelenése jelzi a Balaton-felvidéken (HST),

amely a „Budaörsi-platform” első progradációjával hozható összefüggésbe a Veszprémi-fennsík területén (BUDAI et al. 2001a).

A ladin második szekvenciája (L2)

A Balaton-felvidék központi platformján a ladin második szekvenciája a Vászolyi Mészko fölött települő kovás márgával kezdődik. A vörös gumós tűzköves mészko (Nemesvámosi Mészko) a medence mélyülését jelzi (TST), míg a legnagyobb elöntés (mfs) a kovás posidonias-daonellás mészko megjelenéséhez köthető (Buchensteini Formáció, Keresztfatetői Tagozat). A szekvencia magasvízi egysége a Füredi Mészko (HST), amelynek átülepített karbonátanyaga a „Budaörsi-platform” fő progradációs periódusához köthető (highstand shedding). A medencék belső területein (Balatonfüred tágabb környékén) az áthalmazott mészszip, míg az ÉK felől progradáló platform közvetlen környezetében (Sóly-Hajmáskér környékén) gradált lejtőlábi üledék jellemző (Füredi Mészko Formáció, Berekhegyi Tagozat). A „Budaörsi-platform” fő progradációjának kezdete a ladin végére tehető (BUDAI & HAAS 1997; HAAS et al. 2000b).

Medencék feltöltődése és új medencék kialakulása a karniban

A karniban a középső-triász riftesedéssel felnyílt medencék egy része finom sziliklasztal töltődött fel, ugyanakkor új medencék is létrejöttek a Dunántúli-középhegység ÉK-i, az egykori Neotethys-óceánhoz közelebb levő részén.

A karni első szekvenciája (C1)

Az alsó-karniban (a korábbi háromszatú tagolás szerinti cordevolei alemeleten belül) jelentős fációs változás észlelhető mind a medencékben, mind a platform-medence közötti átmeneti övezetekben, de helyenként a platformok területén is. A Balaton-felvidék és az Északi-Bakony karni medencéjében a Füredi Mészövet a Veszprémi Marga váltja fel, amelynek rétegsora felfelé mélyülő tendenciát mutat (TST). A finom terrigén törmelék beszállítódásának a felerősödése a korábbi (cordevolei) száraz klíma nedvesebbé válásának tulajdonítható. Az átmeneti övezetben – azaz a platformlejtő zónájában – a „Budaörsi-platform” második progradációját képviselő dolomit fölött megjelenő márga (Veszprém-1 fúrás – HAAS 1994) jelzi a transzgressziót. A magas vízszint idején (HST) a platform ismét a medence felé terjeszkedett („Sédvölgyi-platform” 1. progradációja). Feltehetően a lejtő előrenyomulásához, illetve az azt követő vízszintesítéshez köthető a Buhimvölgyi Breccsa lejtőlábi fációsének megjelenése. A medence belsejében a magas vízszintű szakaszt a Nosztori Mészko Tagozat közbetelepülése jelzi a márgaösszleten belül (highstand shedding).

A Gerecse déli előterében a Budaörsi Dolomit felett medencefációs márga jelenik meg a juli transzgressziós szakaszban. A Vértes és a Budai-hegység területe között tehát a platform megfulladt, és intraplatform medence alakult ki („Zsámbéki-medence”). A medence kialakulása valószínűleg a tektonikus süllyedés és a vízszintemelkedés együttes hatására vezethető vissza, az átvilágítottságot ugyanakkor drasztikusan csökkentette a finom terrigén anyag

beáramlása. A márgás szakaszt követő tűzköves mészkő és dolomit jelzi a magas vízszintet, amikor a platformról a karbonátiszap beszállítódása megnőtt.

Valószínűleg a „Zsámbéki-medencével” egy időben alakult ki a Budai-hegység területén a „Hármashatárhegyi-medence” (HAAS et al. 2000a), és talán a „Csövéri-medence” is (bár itt a legidősebb bizonyított medencefáciesű képződmény tuvali korú, HAAS et al. 1997).

A karni második szekvenciája (C2)

A platform-progradációt újabb transzgresszió követte a késő-juliban, amit a medencében a Nosztori Mészkő fölött megjelenő Csicsói Márga Tagozat, és a platformok egyidejű retrogradációja jelez. A magas vízszintű szakaszban ismét megfigyelhető a platformok előrenyomulása a medencék belseje felé („Sédvölgyi-platform” 2. progradáció). A „Füredi-medence” területén a vízszint-emelkedés megtorpanása a már nagyrészt feltöltődött medencék elzáródásának fokozódásához, bitumenes mészkő képződéséhez vezetett (Sándorhegyi Formáció, Pécselyi Tagozat)

A karni harmadik szekvenciája (C3)

A „Füredi-medence” területén a Sándorhegyi Formáció felsőbb része önálló szekvenciaként értelmezhető. A Pécselyi Tagozat legfelső padja (Cornucardia kokvína) és a felette megjelenő márga képviseli a transzgressziós szakaszt, majd a felfelé egyre sekélyebb fáciesű Barnagi Tagozat jelzi – a vízszintemelkedés megtorpanása után – a medence végső feltöltődését (HST). Egyes szelvényekben a Sándorhegyi Formáció felső határán eróziós, szárazföldi mállás nyomai is megfigyelhetők (BUDAI & HAAS 1997).

A „Zsámbéki-medencében” a C2 és C3 nem különíthető el egyértelműen, a medence-feltöltődés végső stádiuma feltehetően a C3 szekvenciával korrelálható.

A karni negyedik szekvenciája (C4)

A tuvali folyamán tehát mind a „Füredi-”, mind a „Zsámbéki-medence” feltöltődött, így a Dunántúli-középhegységi egység uralkodó részén teljesen kiegyenlített morfológiájú térszín alakult ki. A meredek törésekkel határolt „Hármashatárhegyi-” és „Csövéri-medence” viszont továbbra is fennmaradt. A késő-tuvali tengerszint emelkedés során a sík térszínen széles árapálysíkssággal szegélyezett, sekély platform-lagúna jött létre. Az egyenletesen süllyedő aljzaton a nagy frekvenciájú, kis amplitúdójú vízszintingadozás ciklusos, karbonátüledékekből felépülő rétegsor lerakódását eredményezte (Földolomit F).

A platform tenger felőli pereméhez tartozó Csövéri blokkban foltzatónyos-onkoidos Dachsteini Mészkő, valamint a Csövéri Formáció medence és lejtőlábi fáciese ismert. Az utóbbi rétegsorban a karni legvégén turbidites lejtőlábi fáciesek előrenyomulását lehetett kimutatni (HAAS et al. 1997), ami magas vízszint-helyzetet valószínűsít.

Késő-triász platformfejlődés és intraplatform medencék

A tuvali végén kialakult platformrendszer („Dachsteini platform”) fejlődése jellemzi a triász fejlődéstörténet utolsó szakaszát, miközben a Dunántúli-középhegység ÉK részén (a Neotethys riftesedéséhez köthetően) kialakult intraplatform medencék fennmaradtak. A középső-nori végén a Dunántúli-középhegységi egység DNy-i oldalán alakult ki egy jelentős kiterjedésű medencerendszer („Kösseni-medencék”), amely már a Liguriai-Pennini óceánág felnyílásával hozható kapcsolatba. Ugyanakkor a Dunántúli-középhegység ÉK-i részén is van példa új, tektonikus medence kialakulására („Feketehegyi-medence”), ami a Neotethys további aktív riftesedésére utal.

A nori első szekvenciája (N1)

Az igen nagy kiterjedésű platform belső részén keletkezett ciklusos, korai diagenetikus dolomitból álló rétegsorban – az adott feltártsági viszonyok mellett – harmadrendű szekvenciák felismerése nehéz. Erre a nagy frekvenciájú ciklusok sorozatának elemzése (Fischer-diagramm elemzés) teremtett lehetőséget (BALOG et al. 1997). Az Északi-Bakonyban mélyített Ugod Ut–8 alapfúrás elemzése arra a következtetésre vezetett, hogy e területen a Fődolomit legfelső részén határozott akkomodáció-csökkenés volt, és az átmeneti egység (Fenyőfői Tagozat) alsó határán számottevő üledékhézag valószínűsíthető. Ezt tekintettük feltételesen a N1 szekvencia felső határának (HAAS & BUDAI 1999). A „Csövári-medencét” reprezentáló Csv–1 fúrásban viszont nem látszik markánsabb változás a felső-karnitól a felső-noriig terjedő szakaszon, a fáciesváltozási tendencia folyamatosnak tűnik a belső medencétől a lejtőlábig.

A nori második szekvenciája (N2)

E szekvencia elkülönítése ugyancsak a nagy frekvenciájú (Lofer) ciklusok Fischer-diagramm elemzésén alapul (BALOG et al. 1997). Az Ugod Ut–8 furás rétegsorának vizsgálata szerint a Fenyőfői Tagozat egyetlen harmadrendű ciklust képez, alsó részén növekvő (TST), majd csökkenő akkomodációval (HST). E szekvencia pontosabb korbesorolása a platform-fáciesben található fossziliákon (megalodontidák, foraminiferák) alapuló biosztratigráfia korlátozott felbontóképessége miatt problematikus. Az kétségtelen, hogy az Északi-Bakonyban a Fenyőfői Tagozat és a felette lévő Dachsteini Mészke jelentős vastagságú része is a noriba sorolható (VÉGHNÉ NEUBRANDT 1982; ORAVECZNÉ SCHEFFER 1987).

A nori harmadik szekvenciája (N3)

Az Északi-Bakonyban mélyített Porva Po–89 alapfúráson végzett Fischer-diagramm elemzés szerint, a Fenyőfői Tagozat fölött a Dachsteini Mészke rétegsorában ismét akkomodáció növekedésre, majd csökkenésre lehet következtetni. Az így kirajzolódó szekvencia-ciklus felső határa nagyjából a nori/rhaeti határnál vonható meg (BALOG et al. 1997), bár a kor megállapítása itt is bizonytalan a fent említett biosztratigráfiai korlátok miatt.

Pontosabb adatokkal rendelkezünk a medencék területéről. A Dunántúli-középhegység DNy-i részén a Fődolomitra az elzárt sekély medencefáciest

képviselő Rezi Dolomit települ. A Rezi Dolomit képződésének kezdete a középső/felső-nori határa közelébe tehető (BUDAI & KOVÁCS 1986). E területen tehát az extenziós medencék („Kösseni-medencék”) kialakulása az akkomodáció növekedéshez vezetett a késő-nori során. A nori legvégén – valószínűleg a klíma csapadékosabbá válása miatt megnövekedett terrigén beszállítódás következtében – a dolomit képződését márga lerakódása váltotta fel. A tektonikus süllyedés által kiváltott relatív vízszintemelkedést tovább növelhette a tengerszint rhaeti elején feltételezhető eusztatikus emelkedése, amikor megindult a medencefáciesek terjeszkedése a platformok rovására (HAAS 1993).

A „Csóvári-medence” rétegsorában a nori végén megnövekszik a platformról származó homok méretű bioklasztok mennyisége, ami platform progradációra utal a magas tengerszint idején. A rhaeti elején viszont a szárazföldi növényi törmelék mennyisége növekszik meg számottevően, ami a közeli platform szárazra kerülését jelzi (HAAS et al. 1997). A biosztratigráfiailag pontosabban tagolható rétegsorban tehát a szekvencia-határ a rhaeti legalsó részére tehető.

A rhaeti szekvencia (R)

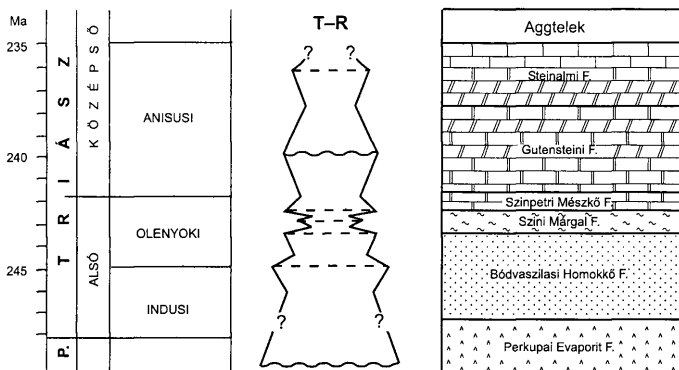
A platform-fáciest képviselő Tata T-5 fúrás és a tatai felszíni szelvény Fischer-diagramm elemzése szerint a rhaetiben egyetlen szekvencia mutatható ki. Ezen a területen azonban a Dachsteini Mészko legfelső része erodált és a hettangi alsó része is hiányzik.

A „Kösseni-medence” területén a transzgressziós tendenciát egyértelműen jelzi a platform hátrálása a rhaeti korai szakaszán (HAAS 1993). A transzgresszió csúcspontja a korszak közepére tehető, majd a rhaeti végére feltöltődött medencét a gyorsan előrenyomuló Dachsteini-platform hódította meg (HST).

A platforménál teljesebb és jobban datált a lejtőlábi- és medencefáciesű csóvári rétegsor, amelyben a fent említett, szárazföldi növénymaradványokban gazdag, agyagos réteg felett a rhaeti alsó része uralkodóan turbidites lejtőlábi kifejlődésű (LST), megabreccsa (debrit) betelepülésekkel (HAAS et al. 1997). Ez a fácies felfelé disztális, nagyon disztális turbiditbe, majd a triász/jura határintervallumban pelágikus medencefáciesbe megy át (PÁLFY & DOSZTÁLY 2000, PÁLFY et al. 2001). A transzgresszív tendenciát mutató rétegsort, hirtelen fáciesváltozással, platformról áthalmozott grapestone-ból álló rétegek követik (HST?), melyek már az alsó-hettangiba sorolhatók.

Aggtelek–Rudabányai-hegység

Az Aggtelek–Rudabányai-hegység triász képződményei egyes tektonikai egységekben metamorfózist szenvedtek az alpi hegységképződés során (LESS 2000; FODOR & KOROKNAI 2000), ezek a rétegsorok szekvenciasztratigráfiai elemzésre nem alkalmasak. A nem metamorf Szilicei-takaró rétegsora viszont legalább részben alkalmas szekvenciasztratigráfiai kiértékelésre (3. ábra). A kora-triászban – feltételezhetően az egyenletes (vagy egyenletesen növekvő) süllyedési sebesség következményeként – a relatív tengerszintváltozás közvetlen hatással volt az üledékképződés jellegére, továbbá a klíma változására utaló



3. ábra. Az Aggtelek–Rudabányai-hegység alsó- és középső-triász litosztratigráfiai egységei a transzgressziós–regressziós ciklusok (T–R) feltüntetésével (jelmagyarázat a 2. ábrán).

Fig. 3 Lower and Middle Triassic lithostratigraphic units of the Aggtelek–Rudabánya Mts with the transgressive–regressive cycles (T–R). For legend see Fig. 2

bélyegek is ismertek (HIPS 1998). A középső-triászban kezdődő riftesedés idején (KOVÁCS 1984) a tektonika szerepe vált meghatározóvá a self fejlődéstörténetében. Míg a selfperemi Aggteleki faciesterületen a karbonátos üledék-képződés lépést tudott tartani az aljzat mérsékelt süllyedésével, addig a Bódvai faciesterület több szakaszban és gyors ütemben a fotikus zóna, majd a karbonát-kompenzációs szint alá süllyedt. Az egyes faciesterületekről nem rendelkezünk olyan részletes ismeretekkel a középső- és felső-triász rétegsorok felépítéséről, amelyek alapján megkísérlelhették a szekvenciasztratigráfiai elemzést.

Az alábbi elemzést a Szilicei-takaró Aggteleki faciésegyiségében végeztük. A Bódvai faciesterület rétegsora is hasonló kifejlődésű, de a Szini Marga felsőbb részétől (G faciés-egységtől felfelé, HIPS 1996; KOVÁCS et al. 1988) tendenciák nem ismerhetők fel részben a monoton litofációs, részben diagenetikus elváltozások miatt.

Az üledékgyűjtő területe a késő-permben vált tengerparti sekélytengeri környezetté, ahol anhidrit, dolomit és finomszemcsés terrigén üledékek rakódtak le száraz, félszáraz klímán (Perkupai Evaporit Formáció). Az alsó-triász Bódvaszilasi Homokkő vörös, finomszemcsés terrigén üledékei viszonylag éles litológiai váltással települnek a fekére, az üledékképződés színtere azonban továbbra is sekély, tengerparti belső rámpa lehetett.

Az indusi szekvencia (I)

Az indusi szekvenciát a Bódvaszilasi Homokkő *Claraia* sp. kagylófaunával jellemzett, mintegy 100 m vastagságúra becsült alsó szakasza alkotja. A formáció

bázisához köthető éles litológiai váltás valószínűleg markáns klímaváltozást jelez. A tengerszint relatív emelkedésére utal, hogy a domináns árapálysíksági finomhomokos agyagpalát a szakasz középső részén fokozatosan felváltják a mélyebb szubtidális homokkő rétegek (TST). A rétegsorban felfelé azután ismét megjelennek az árapálysíkság üledékei (HST).

Az olenyoki első szekvenciája (O1)

Az alsó-olenyoki szekvenciát a Bódvaszilasi Homokkő felső, mintegy 150 m-re becsült szakasza alkotja, amely *Eumorphotis* sp.-t tartalmaz. Átmenete az előző szekvenciából nem ismert feltárásokban. A felfelé mélyülő tendenciát a hullámbázis alatt lerakódott finomhomokos viharleplek megjelenése jelzi (TST), a maximális tengerelöntés intervalluma pedig a viharleplek és a mélyebb zónában, a viharbázis alatt lerakódott aleurolit és agyagpala rétegváltakozásánál jelölhető ki. A szakasz felső részén a vízszint relatív csökkenését a rétegsorban ismételten megjelenő vastag viharleplek, az üledékgyűjtőbe áthalmozódott finomhomok mennyiségének növekedése (vízkiszökési párna-szerkezetek), valamint a felettük települő ooidos homokzátonyok és elzárt lagúna üledékek jelzik (HST).

Az olenyoki második szekvenciája (O2)

Az olenyoki középső szekvenciáját a Szini Márga Formáció alsóbb (A–C) fáciesegységei alkotják, kb. 160 m vastagságban (HIPS 1996). A Bódvaszilasi Homokkő vörös agyagpala rétegeire a Szini Márga Formációhoz sorolt szürke mészkő éles szín- és litológia-váltással települ. A transzgressziós felszint az ammoniteszek (*Tirolites cassianus*) megjelenése jelzi a formáció bázisán. A transzgressziós rétegsorban a legalsó, A fáciesegység ooidos homokdomb üledékeire a B fáciesegység középső rámpa finomhomokos viharleplei, majd – a maximális tengerelöntést képviselő – külső rámpa viharbázis alatt leülepedett agyagmárga *Diaplococeras* sp. tartalmú rétegei húzódnak rá fokozatosan (TST). Fentebb, a B fáciesegység felső szakaszán, a fokozatos sekélyebbé válás jeleit észlelhetjük a külső rámpa ammonitesz tartalmú mudstone rétegeitől (*Dalmatites morlaccus*, *Dinarites dalmatinus*), a középső rámpa krinoideás–finomhomokos viharleplein keresztül egészen a C fáciesegység krinoideás–ooidos homokzátony üledékéig (HST).

Az olenyoki harmadik szekvenciája (O3)

Az olenyoki felső szekvenciáját a Szini Márga felsőbb, kb. 110 m vastag rétegcsoportja alkotja (a D fáciesegységétől az F felső részéig, HIPS 1996). A D fáciesegység viszonylag éles litológiai váltással települ a fekére. A vörös finomhomok–agyagpala rétegsor a terrigén beszállítódás felerősödését jelzi a lagúnában, ami inkább az erózióbázis süllyedésével értelmezhető (LST), mint klímaváltozással. Felfelé, a belső rámpán lerakódott ooidos homokzátonymészkő rétegeitől kezdődően (E fáciesegység), fokozatos mélyülés észlelhető egészen a külső rámpa viharbázis alatt leülepedett márga–mudstone (F fáciesegység) rétegekig (TST). Ez utóbbi – elzárt külső rámpa fáciesű – ammonitesz (*Dinarites dalmatinus*) tartalmú rétegek képviselik a legnagyobb vízmélységet.

Ettől felfelé (F fáciesegység felső szakasza) a középső rámpa finom krinoidea-homokos viharleplei jelzik az üledékgyűjtő fokozatos sekélyülését (HST).

Az olenyoki–anisusi határ szekvenciája (O4–A1)

A szekvencia a Szini Marga felső részétől (az F fáciesegység közepétől), a Szinpetri Mészkövel együtt a Gutensteini Formáció közepéig tart, kb. 320 m vastagságban. Az F egység felső részében települő, belső rámpán lerakódott ooidos viharleplek üledékeit (LST?) rövid szakaszon belül felváltják a külső rámpán lerakódott finomszemcsés karbonát üledékek (TST). Fácieséből, monoton kifejlődéséből és ősmaradvány szegénységéből adódóan a Szinpetri Mészko Formáció elzárt külső rámpán lerakódott üledékein belül ciklusokat nem lehet elkülöníteni. Az alsó tagozatra jellemző gumós–lemezes mészköveket fokozatosan felváltják a felső tagozat finoman laminált mészkövei, ami a külső rámpa fokozatos, egyre erőteljesebb elzáródását jelzi. A tengervíz viharbázis alatti sűrűségi rétegződése a tengerfenék szellőzetlenségét idézte elő, ami az üledékgyűjtőbe jutó terrigén sziliciklaszt mennyiségének egyidejű drasztikus csökkenésével együtt a klíma szárazabbá válásra utal. A Gutensteini Formáció rétegsorában felfelé egyre gyakoribbá váló disztális viharrétegek (krinoidit), majd a középső rámpa viharlepleire települő árapálysíksági üledékek a vízmélység fokozatos csökkenését jelzik (HST).

Az anisusi első szekvenciája (A1)

Az anisusi alsó szekvenciája a Gutensteini Formáció közepén kezdődik, ahol nem csak az árapály síkság felsőbb zónájában képződött laminált és breccsás dolomit rétegek, hanem a fekvő szubtidális fáciesű kőzetek mélyreható korai diagenezise (evaporit kiválás, dolomitosodás) is a vízszint relatív süllyedésére (és egyben száraz klímára) utal (LST). A formáció előlötti finomszemcsés mészkőből és dolomitból álló szakasza nagy frekvenciájú ciklusokból felépülő transzgressziós rétegsorként értelmezhető, amely nagy kiterjedésű árapály síksággal rendelkező rámpa („flat-topped ramp”) belső zónáiban rakódott le (aggradáló platform). Az evaporit-kiválás, a korai dolomitosodás, a korai cementáció, az ooidok képződése, a terrigén törmelék beszállítódásának szinte teljes hiánya arid, szemi-arid klímát valószínűsít a formáció képződése idején. A fedő Steinalmi Formáció egy része képviseli feltételezhetően a HST–LST szakaszt.

Az anisusi második szekvenciája (A2)

A Steinalmi Formáción belül az árapályövi, sekély lagúna- és zátonyfáciesű kifejlődések mellett ismertek ammonitesz és brachiopoda tartalmú rétegek, valamint durva krinoidea szakaszok is (pl. baradla-barlangi szelvény, vörös-tói feltárás, PIROS et al. 1989a, b), amit mélyebb, középső rámpa üledékeinek értelmezhetünk (TST). Az Aggteleki fáciesterület rétegsorában ettől felfelé a fedő karbonátplatform képződmények szekvenciasztratigráfiai értelmezése még nem történt meg. A Bódvai fáciesterületen a Steinalmi Mészko éles határral települő lejtő- és medencefáciesű mészkövek jelzik a karbonátplatform fokozatos feldarabolódását és a fotikus öv alá süllyedését, ami több szakaszban játszódtott le a pelsoi folyamán (KOVÁCS 1984).

Mecsek

A Mecsek triász fejlődéstörténete négy nagyobb szakaszra osztható fel:

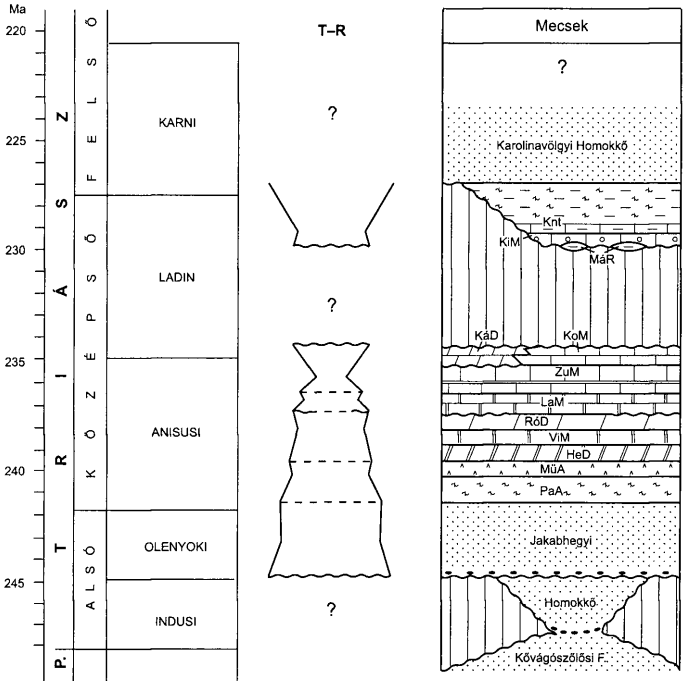
- szárazföldi, majd litorális üledékképződés a kora-triászban;
- enyhe lejtésű sekélytengeri rámpa kialakulása és fejlődése az anisusiban;
- az üledékképződés szünetelése, illetve sekélytengeri–tavi üledékképződés a ladinban;
- szárazföldi üledékképződés a késő-triászban.

Szárazföldi-tengerparti üledékképződés a kora-triászban

A mecseki alsó-triász üledékciklust a Jakabhegyi Formáció ciklusos törmelékes összlete képviseli. A korábbi palynosztratigráfiai beosztástól eltérően (BARABÁS-STUHL 1981) és az újabb értelmezések szerint (HAAS et al. 1988; BARABÁS-NÉ STUHL 1993) a Kővágószőlősi Formáció lerakódása a kora-triász elején is folytatódott. A Jakabhegyi Formáció képződésének kezdete pontosan nem határozható meg, mivel biosztratigráfiai értékű pollen-együttes csak a formáció felső harmadának bázisáról került elő (BARABÁS-NÉ STUHL 1993), amely a Dunántúli-középhegységben a Zánkai Homokkő és a Hidegkúti Dolomit határán lép fel, és az indusi/olenyoki határt jelzi (GÓCZÁN et al. 1986; HAAS et al. 1988, BROGLIO LORIGA et al. 1990, KOLOSZÁR & TÓTHNÉ MAKK 1993). Nem kizárt tehát, hogy a triász üledékképződés a kora-triász közepén kezdődött (KOZUR & MOCK 1987), és a Jakabhegyi Formáció lerakódását megelőzően jelentős lepusztulás zajlott a Mecsek területén az indusi során. A Jakabhegyi Formáció települési helyzete is ezt a feltételezést erősíti, hiszen a bázisát képező „főkonglomerátum” (BARABÁS-STUHL 1981; HAAS et al. 1988), illetve a legújabb értékelés szerint a második ciklus báziskonglomerátuma (BARABÁS-NÉ STUHL szóbeli közlése szerint) – túlterjedve a közvetlen rétegtani fekvő – jelentős üledékhézaggal és eróziós diszkordanciával települ a különböző képződményekből felépülő paleozoos aljzatra (4. ábra).

A Jakabhegyi Formáción belül négy, durva törmeléssel induló és felfelé finomodó szemcsemérettel jellemezhető „nagyciklust” különítenek el (MADER 1992), bár a ciklusok lehatárolása az egyes szerzőknél bizonyos fokú eltérést mutat (KONRÁD 1997, Fig. 10). Tekintettel arra, hogy a kora-triász időtartama mintegy 6 Mév (GRADSTEIN et al. 1994), a „nagyciklusok” millió év nagyságrendűek lehetnek és talán tengerszintváltozásokkal is kapcsolatba hozhatók. Biosztratigráfiai adatok hiányában azonban még közelítőleg sem tudjuk korrelálni e ciklusokat a Dunántúli-középhegységben, illetve más területeken meghatározott szekvenciákkal.

A Jakabhegyi Formáció felsőbb részén a „vörös és barna aleurolit és homokkő” felfelé finomodó ciklusai és azokon belül a finomszemcséjű rétegek vastagságának a növekedése a vízszint relatív növekedésére, illetve a relief-energia csökkenésére utal. A formáció felső részén, a mintegy 30–70 m vastag, vörös–szürke–zöld, ferderétegzett homokkő és intraformációs konglomerátum regressziós tendenciát jelez az árapály uralta deltán.



4. ábra. A Mecsek triász litosztratigráfiai egységei a transzgressziós–regressziós ciklusok (T–R) feltüntetésével (jelmagyarázat a 2. ábrán). Rövidítések: HeD – Hetvehelyi Dolomit Formáció; KáD – Káni Dolomit Formáció; KIM – „Kisréti Mészkkő”; Knt – Kantavári Formáció; KoM – Kozári Mészkkő Formáció; LaM – Lapsi Mészkkő Formáció (Lapsi és Tubesi Mészkkő T); MáR – Mánfai Tagozat; MüA – Magyarürögi Anhidrit; PaA – Patacsi Aleurolit Formáció; RóD – Rókahegyi Dolomit Formáció; VIM – Viganvári Mészkkő; ZuM – Zuhányai Mészkkő Formáció (Bertalanhegyi és Dömörkapui Mészkkő T).

Fig. 4 Triassic lithostratigraphic units of the Mecsek Mts with the transgressive–regressive cycles (T–R). For legend see Fig. 2. Abbreviations: HeD – Hetvehely Dolomite; KáD – Kán Dolomite Fm; KIM – „Kisrét Limestone”; Knt – Kantavár Fm; KoM – Kozár Limestone Fm; LaM – Lapis Limestone Fm (Lapis and Tubes Limestone Mb.); MáR – Mánfa Member; MüA – Magyarürög Anhydrite; PaA – Patacs Siltstone Fm; RóD – Rókahegy Dolomite Fm; VIM – Viganvár Limestone; ZuM – Zuhánya Limestone Fm (Bertalanhegy and Dömörkapu Limestone Mb)

Szekélytengeri rámpa kialakulása az anisusiban

Az anisusi első szekvenciája (A1)

A kora-anisusi transzgresszió eredményeként jelentős mértékű parteltolódás rögzíthető a mecseki triászban. A Jakabhegyi Homokkőre települő Patacsi

Formáció vörös aleurolit–homokkő és zöld agyagkő ciklusos váltakozásából felépülő rétegsorában felfelé csökken a sziliciklaszt szemcsemérete. A formáció felső szakaszán a ciklusok vastagságának csökkenése (NAGY 1968) és a karbonát mennyiségének a növekedése a vízszint relatív csökkenésére utal (TÖRÖK 1998). Az efölött települő evaporitok (Magyarürögi Anhidrit) – amelyek a kora-anisusira általánosan jellemző arid klímán, árapálysíkagon rakódtak le – a magas vízszint (HST) késői, illetve az alacsony vízszint (LST) korai szakaszát képviselik.

Az anisusi második szekvenciája (A2)

A következő szekvencia a Hetvehelyi Formáció lemezes dolomit és márga rétegek váltakozásából álló rétegsorával kezdődik, amely a vízszint relatív növekedésére utal. A szekvencia alsó határát a Hetvehelyi Dolomit bázisán lévő breccsa jelöli ki (NAGY 1968). Az efölött települő lemezes, bitumenes Viganvári Mészke jellegzetes, *Pecten*-, *Costatoria*, *Gervilleia*, és *Modiola*-félékből álló kagylóegyüttese szubtidális középső rámpa környezetet jelez a legnagyobb vízmélység idején. A szekvencia magasvízi egysége (HST) a Rókahegyi Dolomit, amelynek peritidális fáciesét száradási repedések, teepee szerkezetek, és sztromatolitok jellemzik.

Az anisusi harmadik szekvenciája (A3)

A következő szekvenciát a Lapsi Mészke képviseli, a szekvencia alsó határa a Rókahegyi Dolomit felső szakaszát alkotó rauwacke tetejére tehető (KONRÁD 1997). A formáció alsó szakaszát sekélyvízi környezetre utaló üledékszerkezetek, pl. száradási repedések, eolikus homokszemcsék, áramlási csatornák, durva intraklasztikok jellemzik (TÖRÖK 1993). A relatív vízszintemelkedést a disztális tepeszititek arányának növekedése jelzi a rétegsorban felfelé a Lapsi Mészkeben (TST). A szekvencia magasvízi egységét a vastagpados Tubesi Mészke képviseli, amelyben gyakoriak a krinoideás–oidos grainstone padok és lencsék, valamint a vékony dolomit-betelepülések (HST).

Az anisusi negyedik szekvenciája (A4)

A vízszint újabb – feltehetően szinszediment blokktektonika által is befolyásolt (KONRÁD 1998) – relatív emelkedésének eredményeként jött létre a mecseki triász másodrendű üledékciklusának legnagyobb vízmélysége a kora-illyrben (TÖRÖK 1997, 1998). A Bertalanhegyi Mészke (Zuhányai F.) pelágikus medencefáciesének ammonitesz- és conodonta adatai alapján a legnagyobb elöntés a Binodosus Zónában rögzíthető (DETRE 1973; KOVÁCS & PAPSOVÁ 1986). Az üledékgyűjtő ezt követő sekélyülésére utalnak a fedőben települő „sárgabetétes” Dömörkapui Mészke evaporit-indikációi (KONRÁD 1997). A tengerszint további csökkenésének eredményeként a Nyugati-Mecsekben ciklusos felépítésű platformkarbonát rétegsor jött létre (Káni Dolomit), a jellegzetes üledékszerkezetek és az evaporitok alapján arid klímaviszonyok között. Ennek heteropikus fáciese a Mecsek központi területén a Kozári Mészke (RÁLISCHNÉ FELGENHAUER & TÖRÖK 1993), amelynek rétegsora felfelé sekélyülő jellegeket mutat (HST).

A karbonátos rámpa fejlődése valószínűleg szárazra kerülés miatt szakadt meg a ladinban (4. ábra). A szárazföldi lepusztulás mértéke és időtartama nem ismert,

az üledékhézag fölötti transzgressziós rétegsor kora bizonytalan. A lepusztulási időszak egyetlen ismert üledékének a feltehetően lápi fáciesű Mánfai Sziderit T. tekinthető (korábban ezt a képződményt a latin vulkanitok megfelelőjének tartották, NAGY & RAVASZRNÉ BARANYAI 1968). A következő transzgresszió kezdetét a sekélytengeri onkoidos majd kagyló-lumasellás és csigás rétegek megjelenése jelzi (Kisréti Mészkö), amelyek üledékfolytonosan mennek át a tavi fáciesű Kantavári Formációba.

A felső-triász folyóvízi-, delta-, lápi fáciesű Karolinavölgyi Homokkő képződése humid klímán, feltehetően a juliban kezdődött. Tekintettel arra, hogy a késő-karni-középső-nori intervallumot szélsőségesen száraz klíma jellemezte az egész régióban, felvethető, hogy a terrigén sziliciklasztos szedimentáció a késő-karnitól szünetelt (vagy lényegesen visszaszorult), és csak a klíma humidabbá válásának eredményeként indult meg ismét a késő-noriban (Mecseki Kőszén Formáció alsó része).

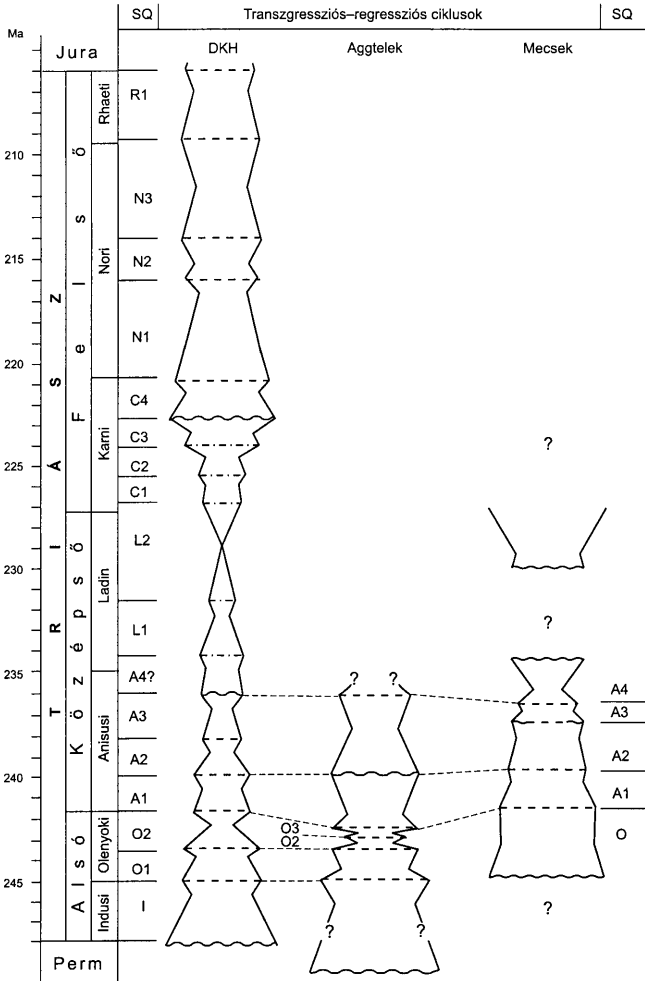
Korreláció és összegzés

Az elemzés alá vont egységek a triász idején felnyíló Neotethys nyugati elvégződésének a környezetében helyezkedtek el, ahol a hosszú periódusú – másodrendű – fejlődéstörténeti ciklusokat uralkodóan a riftesedési, óceánfelnyílási folyamatok határozták meg. A Neotethys riftesedése a pelsőiban kezdődött meg a régióban, és a ladinban érte el a csúcspontját. A késő-triászban viszont már az Atlanti-óceán felnyílásához kapcsolódó Ligúriai–Pennini óceánág riftesedése is megindult, ami a régió egyes részeinek fejlődésére is hatással volt. Az egyes egységek egykori helyzetének megfelelően (1. ábra) a Neotethys riftesedése (és az azt kísérő vulkanizmus) az üledékgyűjtő bükki területén volt a legerősebb, a Dunántúli-középhegység és az Aggtelek–Rudabányai-hegység területén is számottevően befolyásolta az akkomodációt (jóllehet az utóbbi részét képező Aggteleki fáciességységben e hatás jóval csekélyebb volt). A Mecseki egységben csak a késő-triász riftesedés hatása számottevő.

A tektonikai hatásra szuperponálódik az a másodrendű eusztatikus tengerszintváltozási ciklus, melyet a HAQ et al. (1988) által szerkesztett görbe jelez, kb. 100 m-es amplitúdóval és késő-karni-kora-nori maximummal. A hosszú időtartamú ciklusra illeszkedő harmadrendű ciklusok is különböző hatótényezők eredőjeként jöttek létre, és ennek megfelelően tükrözhetnek globális, regionális vagy lokális hatásokat.

A vizsgált három magyarországi triász faciesterület szekvencia-tagolását és korrelációját az 5. ábra mutatja be. A Dunántúli-középhegység területén jól megfigyelhető a triász kezdetén lezajlott viszonylag kismértékű tengerszintemelkedés, amely a rendkívül sík morfológiai viszonyok közepette vezethetett 100 km nagyságrendű parteltolódáshoz az alluviális síkságon. Az Aggteleki egységben számottevő parteltolódás nem érzékelhető, a bepárlódó medence környezet fennmaradt a triász kezdetén.

Az indusi és az olenyoki O1 szekvencia a Dunántúli-középhegység és az Aggteleki egység között jó korrelációt mutat, míg a dunántúli-középhegységi O2 szekvenciának az Aggteleki egységben két, feltehetően 1 M évnél rövidebb



5. ábra. Magyarországi triász fáciesterületek transzgressziós–regressziós ciklusainak szekvencia-sztratigráfiai korrelációja (SQ). Rövidítés: DKH – Dunántúli-középhegység.

Fig. 5 Sequence stratigraphic correlation (SQ) between transgressive–regressive cycles of Hungarian Triassic facies areas. Abbreviation: DKH – Transdanubian Range

időtartamú ciklus felel meg. A két terület között az olenyoki/anisusi határt illetően mutatkozó eltérés a különböző ősmaradvány-csoportokon alapuló biosztratigráfiai skáláknak tulajdonítható (dunántúli-középhegységi palinosztratigráfia vs. aggteleki ammonitesz-sztratigráfia).

A Dunántúli-középhegységben a terrigén üledékbeszállítás felerősödése („campil event”) az O1 szekvenciához kötődik, míg az Aggteleki egységben a sziliciklaszt szedimentáció már korábban is uralkodó volt. A campili eseményt általában a klíma humidabbá válásával magyarázzák, azonban feltételezhető, hogy ehhez a lehordási területek tektonikus kiemelkedése is hozzájárult (BROGLIO LORIGA et al. 1990). A mecseki Jakabhegyi Homokkő „főkonglomerátumának” és a „II. konglomerátum” durva törmeléke ugyancsak a lepusztulási háttér erőteljes kiemelkedésére utal, amely talán összefüggésbe hozható a Germán-medence kora-triász üledékképződését meghatározó tektonikai fázissal, az indusi Pfalzi, vagy a kora-olenyoki Hardegsen fázissal (FUGLEWITZ 1980).

Az anisusi elejének arid klímáját jelző üledékek (sejtes dolomit, rauwacke) általánosan elterjedtek a Tethys selfjén (Déli-Alpok: Carniola di Bovegno, Alsó Serla Dolomit, Keleti-Alpok: Reichenhalli rétegek, Dunántúli-középhegység: Aszófői Dolomit). Ennek a jellegzetes klímának az üledéke a mecseki triász rétegsorában a Magyarürögi Evaporit, a germán epikontinentális medencében pedig a „Salinarröt” (megjegyzendő, hogy utóbbi korolása jelenleg is vitatott, vö. ORLOWSKA-ZWOLINSKA 1985; GÓCZÁN et al. 1986; KOZUR & MOCK 1987; SZULC 2000). Ez a jellegzetes litofácies az aggteleki faciesterületen – feltehetően ősföldrajzi okokból – hiányzik.

Az anisusi eusztatikus tengerszintváltozások hatásait leginkább a Mecsek területén megfigyelhető szekvenciák tükrözhetik, amelyek az egyenletesen süllyedő aljzaton kialakult rámpán jöttek létre. A mecseki és a dunántúli-középhegységi anisusi szekvenciák viszonylag jól párhuzamba állíthatóak egymással, bár a pontos időkorrelációnak biosztratigráfiai korlátai vannak a Mecseket illetően. Az Aggteleki egység anisusi rétegsorának hasonló részletességű tagolása ma még nem végezhető el.

Köszönetnyilvánítás

Jelen dolgozat a T.029797 számú OTKA projekt (HAAS J.) kutatási eredményeit foglalta össze a Bolyai János Kutatási Ösztöndíj (BUDAI T.) támogatásával. További támogatást biztosított az F.029790 (HIPS K.), valamint az F.026401 számú OTKA projekt (TÖRÖK Á.).

Irodalom

- AIGNER, T. & BACHMANN, G. H. 1992: Sequence-stratigraphic framework of the German Triassic. – *Sedimentary Geol.* 80, 115–135.
- AIGNER, T. & BACHMANN, G. 1997: Sequence stratigraphy and facies models of Triassic carbonates, evaporites and clastics in North-Württemberg (South-German Basin). – 18th IAS Regional European Meeting of Sedimentology, Excursion B., 101–111.
- BALOG, A., HAAS, J., READ, J. F. & CORUH, C. 1997: Shallow marine record of orbitally forced cyclicity in a late Triassic carbonate platform, Hungary. – *Journ. Sedim. Res.* 67/4, 661–675.

- BARABÁS-STUHL, Á. 1981: Microflora of the Permian and Lower Triassic sediments of the Mecsek Mountains (South Hungary). – *Acta Geol. Hung.* **24/1**, 49–97.
- BARABÁSNÉ STUHL, Á. 1993: Jakabhegyi Homokkő Formáció. – In: HAAS J. (ed.): Magyarország litosztratigráfiai alapegységei. Triász. Földtani Int. kiadv., 226–231.
- BROGLIO LORIGA, C., GÓCZÁN, F., HAAS, J., LENNER, K., NERI, C., ORAVECZ-SCHNEFFER, A., POSEMATO, R., SZABÓ, I. & TÓTH MAKK, Á. 1990: The Lower Triassic sequences of the Dolomites (Italy) and Transdanubian Mid-Mountains (Hungary) and their correlation. – *Mem. Sci. Geol.* **42**, 61–113.
- BUDAI T. & KOVÁCS S. 1986: A Rezi Dolomit rétegtani helyzete a Keszthelyi-hegységben (Contributions to the stratigraphy of the Rezi Dolomite Formation [Metapolygnathus slovakensis (Conodonts, Upper Triassic) from the Keszthely Mts (W Hungary)]). – *Ann. Rep. Hung. Geol. Inst.* **1984**, 175–191.
- BUDAI, T. & HAAS, J. 1997: Triassic sequence stratigraphy of the Balaton Highland, Hungary. – *Acta Geol. Hung.* **40/3**, 307–335.
- BUDAI, T. & VÖRÖS, A. 1992: Middle Triassic history of the Balaton Highland: extensional tectonics and basin evolution. – *Acta Geol. Hung.* **35/3**, 237–250.
- BUDAI, T. & VÖRÖS, A. 1993: The Middle Triassic events of the Transdanubian Central Range in the frame of the Alpine evolution. – *Acta Geol. Hung.* **36/1**, 3–13.
- BUDAI T., CSILLAG G., VÖRÖS A. & DOSZTÁLY L. 2001a: Középső- és felső-triász platform- és medencefáciések a Veszprémi-fennsíkron. – *Földt. Közl.* **131/1–2**, 37–70.
- BUDAI T., CSILLAG G., VÖRÖS A. & LELKES Gy. 2001b: Középső- és felső-triász platform- és medencefáciések a Keleti-Bakonyban. – *Földt. Közl.* **131/1–2**, 71–95
- BUDAI, T., LELKES, Gy. & PIROS, O. 1993: Evolution of Middle Triassic shallow marine carbonates in the Balaton Highland (Hungary). – *Acta Geol. Hung.* **36/1**, 145–165.
- CHANG, K. 1975: Unconformity-bounded stratigraphic units. – *Geol. Soc. Amer. Bull.* **86**, 1544–1552.
- DETRE Cs. 1973: A mecseki triász legjobb megtartású és első rétegtanilag értékelhető ammonioidea lelete. – *Földt. Int. Évi. Jel.* **1971**, 277–282.
- DE ZANCHE, V., GIANOLLA, P., MIETTO, P., SORPAES, CH. & VAIL, P. 1993: Triassic sequence stratigraphy in the Dolomites (Italy). – *Mem. Sci. Geol.* **45**, 1–27.
- DE ZANCHE, V., GIANOLLA, P., MANFRIN, S., MIETTO, P. & ROGGI, G. 1995: A Middle Triassic back-stepping carbonate platform in the Dolomites (Italy): sequence stratigraphy and biostratigraphy. – *Mem. Sci. Geol.* **47**, 135–155.
- DOSZTÁLY, L. 1993: The Anisian/Ladinian and Ladinian/Carnian boundaries in the Balaton Highland based on Radiolarians. – *Acta Geol. Hung.* **36/1**, 59–72.
- FODOR, L. & KOROKNAI, B. 2000: Ductile deformation and revised lithostratigraphy of the Martonyi Subunit (Torna Unit, Rudabánya Mts.), Northeastern Hungary. – *Geol. Carpathica* **51/6**, 355–369.
- FUGLEWITZ, R. 1980: Stratigraphy and palaeogeography of Lower Triassic in Poland on the basis of megaspores. – *Acta Geol. Polon.* **30/4**, 417–468.
- GIANOLLA, P., DE ZANCHE, V. & MIETTO, P. 1998: Triassic sequence stratigraphy in the Southern Alps (Northern Italy): definition of sequences and basin evolution. – In: *Mesozoic-Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*, SEPM Spec. Publ., **60**, 723–751.
- GÓCZÁN, F. & ORAVECZ-SCHNEFFER, A. 1993: The Anisian/Ladinian boundary in the Transdanubian Central Range based on palynomorphs and foraminifers. – *Acta Geol. Hung.* **36/1**, 73–143.
- GÓCZÁN, F., ORAVECZ-SCHNEFFER, A. & SZABÓ I. 1986: Biostratigraphic zonation of the Lower Triassic in the Transdanubian Central Range. – *Acta Geol. Hung.* **29/3–4**, 233–259.
- GRADSTEIN, F. M., AGTERBERG, F. P., OGG, J. G., HARDENBOL, J., VAN VEEN, P., THIERRY, J. & HUANG ZEHUI 1994: A Mesozoic time scale. – *Journ. Geophys. Res.* **99/B12**, 24.051–24.074.
- HAAS J. 1993: A „Kösseni-medence” kialakulása és fejlődése a Dunántúli-középhegységben. – *Földt. Közl.* **123/1**, 9–54.
- HAAS, J., 1994: Carnian basin evolution in the Transdanubian Central Range, Hungary. – *Zbl. Geol. Paläont.* Teil 1. 1992 H. **11/12**, 1233–1252.
- HAAS, J. & BUDAI, T. 1999: Triassic sequence stratigraphy of the Transdanubian Range, Hungary. – *Geol. Carpathica* **50/6**, 459–475.
- HAAS, J., GÓCZÁN, F., ORAVECZ-SCHNEFFER, A., BARABÁS-STUHL, Á., MAJOROS, Gy. & BÉRCZI-MAKK, A. 1988: Permian-Triassic boundary in Hungary. – *Mem. Soc. Geol. It.* **34**, 221–241.
- HAAS, J., KOVÁCS, S., KRYSZTYN, L. & LEIN, R. 1995: Significance of Late Permian–Triassic facies zones in terrane reconstructions in the Alpine–North Pannonian domain. – *Tectonophysics*, **242**, 19–40.

- HAAS, J., TARDI-FILÁZ, E., ORAVECZ-SCHEFFER, A., GÓCZÁN, F. & DOSZTÁLY, L. 1997: Stratigraphy and sedimentology of an Upper Triassic toe-of-slope and basin succession at Csóvár, North Hungary. – *Acta Geol. Hung.* 40/2, 111–177.
- HAAS J., KÖRÖS L., TÖRÖK Á., DOSZTÁLY L., GÓCZÁN F., HÁMORNÉ VIDÓ M., ORAVECZNÉ SCHEFFER A., TARDINÉ FILÁZ E. 2000a: Felső-triász medence- és lejtőfáciesek a Budai-hegységben – a Vérhalom téri fúrás vizsgálatának tükrében (Upper Triassic basin and slope facies in the Buda Mts. – based on study of core drilling Vérhalom tér, Budapest). – *Földt. Közl.* 130/3, 371–421.
- HAAS J., BUDAI T., DOSZTÁLY L., ORAVECZNÉ SCHEFFER A. & TARDINÉ FILÁZ E. 2000b: A „Budaörsi-platform” (felső-ladin–alsó-karni) előteri lejtőfáciése Veszprém környékén. A Berekhegyi Mészkló hajmáskéri alapszelvényének vizsgálata. – *Földt. Közl.* 130/4, 725–758.
- HAGDORN, H., KONRÁD, Gy. & TÖRÖK, Á. 1997: Crinoids from the Muschelkalk of the Mecsek Mountains and their stratigraphical significance. – *Acta Geol. Hung.* 40/2, 391–410.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P. R. 1988: Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles. – In: WILGUS, C. K., HASTINGS, B. S. & KENDALL, C.G.Si.C., POSAMENTIER, H., ROSS C. A. & VAN WAFONER, J. (eds): *Sea-level changes: an integrated approach. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.* 42, 71–108.
- HIPS, K. 1996: Stratigraphic and facies evaluation of the lower Triassic formations in the Aggtelek–Rudabánya Mountains, NE Hungary. – *Acta Geol. Hung.* 39, 369–411.
- HIPS, K. 1998: Lower Triassic storm-dominated ramp sequence in northern Hungary: an example of evolution from homoclinal through distally steepened ramp to Middle Triassic flat-topped platform. – In: WRIGHT, V. P. & BURCHETTE, T. P. (eds.) *Carbonate Ramps. Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 149, 315–338.
- KOLOSZÁR L. & TÓTHNÉ MAKK Á. 1993: Hidegkúti Formáció. – In: HAAS J. (szerk.): *Magyarország litosztratógráfiai egységei. Triász.* MÁFI Kiadvány 26–29.
- KONRÁD Gy. 1997: A DK-dunántúli alsó- és középső-triász képződmények szedimentológiai vizsgálatának eredményei. – Kézirat, kandidátusi értekezés. Orsz. Földtani. Szakkönyvtár, 118 p.
- KONRÁD, Gy. 1998: Synsedimentary tectonic events in the Middle Triassic evolution of the SE Transdanubian part of the Tisza Unit. – *Acta Geol. Hung.* 41/3, 327–341.
- KOVÁCS, S. 1984: North Hungarian Triassic facies types: a review. – *Acta Geol. Hung.* 27/3–4, 251–264.
- KOVÁCS, S. 1993: Conodonts of stratigraphical importance from the Anisian/Ladinian boundary interval of the Balaton Highland, Hungary. – *Riv. Ital. Pal. Strat.* 99/4, 473–514.
- KOVÁCS, S. & PAPSÓVÁ, J. 1986: Conodonts from the Paraceratites binodosus zone (Middle Triassic) from the Mecsek Mts., Southern Hungary and from the Choc Nappe of the Low Tatra Mts., Czechoslovakia. – *Geol. Zbornik – Geol. Carp.* 37/1, 59–74.
- KOVÁCS S., LESS Gy., PIROS O. & RÓTH L. 1988: Az Aggtelek–Rudabányai-hegység triász formációi. – *Földt. Int. Évi Jel.* 1986, 19–43.
- KOVÁCS, S., DOSZTÁLY, L., GÓCZÁN, F., ORAVECZ-SCHEFFER, A. & BUDAI, T. 1994: The Anisian/Ladinian boundary in the Balaton Highland, Hungary – a complex microbiostratigraphic approach. – *Albertiana* 14, 53–64.
- KOZUR, H. & MOCK, R. 1987: Remarks to the occurrence of „Germanic Triassic” in the Mecsek Mts. (Southern Hungary) and to the relations between the Germanic and Carpathian Keuper. – *Mineralia Slovaca* 19/6, 481–497.
- LESS, Gy. 2000: Polyphase evolution of the structure of the Aggtelek–Rudabánya Mountains (NE Hungary), the southernmost element of the Inner Western Carpathians – a review. – *Slovak Geol. Mag.* 6, 260–268.
- MADER, D. 1992: Evolution of Palaeoecology and Palaeoenvironment of Permian and Triassic Fluvial Basins in Europe. – Gustav Fischer Verlag, Stuttgart–New York, 746–852.
- MIALL, A. D. 1997: *The geology of stratigraphic sequences.* – Springer, 433 p.
- MITCHUM, R. M., VAIL, P. R. & THOMPSON, S. 1977: Seismic stratigraphy and global changes of sea-level. Part 2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. – In: PAYTON, C. E. (ed.): *Atlas of seismic stratigraphy, Am. Assoc. Petr. Geol. Geol. Stud.* 27/2, 206–212.
- NAGY E. 1968: A Mecsek hegység triász időszaki képződményei. – *Földt. Int. Évk.* 51/1, 198 p.
- NAGY E. & RAVASZNÉ BARANYAI L. 1968: Tufás kaolinit és sziderit telepek a mecseki ladinai összlet alján. – *Földt. Közl.* 108/1, 213–217.

- ORAVECZNÉ SCHEFFER A. 1987: A Dunántúli Középhegység triász képződményeinek Foraminiferái (Triassic Foraminifers of the Transdanubian Central Range). – *Geol. Hung. ser. Paleont.* 50, 331 p.
- ORLOWSKA-ZWOLINSKA, T. 1985: Palynological Zones of the Polish Epicontinental Triassic. – *Bull. Polish Acad. Sci. Earth Sci.* 33/3–4, 107–117.
- PÁLFY, J. & DOSZTÁLY, L. 2000: A new marine Triassic–Jurassic boundary section in Hungary: preliminary results. – In: HALL, R. L. & SMITH, P. L. (eds.): *Advances in Jurassic research 2000, TransTech, Zürich*, 173–179.
- PÁLFY, J., DEMÉNYI, A., HAAS, J., HETÉNYI, M., ORCHARD, M. J. & VETŐ, I. 2001: Carbon isotope anomaly and other geochemical changes at the Triassic–Jurassic boundary from a marine section in Hungary. – *Geology* 29/11, 1047–1050.
- PIROS O., SZILÁGYI F. & BORKA Zs. 1989a: Aggteleki-karszt, Jósavfő, Baradla-barlang, Sárkányfej. Steinalmi Mészko Formáció. – *Magyarország geológiai alapszelvényei*, Földt. Int. Kiadv. 4 p.
- PIROS O., BORKA Zs. & SZILÁGYI F. 1989b: Aggteleki-karszt, Jósavfő, Baradla-barlang, fej 5700. Steinalmi Mészko Formáció. – *Magyarország geológiai alapszelvényei*, Földt. Int. Kiadv. 4 p.
- RÁLISCHNÉ FELGENHAUER E. & TÖRÖK Á. 1993: Patacsi Aleurolit Formáció, Hetvehelyi Dolomit Formáció, Rókahegyi Dolomit Formáció, Lapisi Mészko Formáció, Zuhányai Mészko Formáció, Csukmai Formáció, Kantavári Formáció. – In: HAAS J. (szerk.): *Magyarország litosztratigráfiai alapegységei. Triász*. Földtani Int. kiadv., 232–254.
- RÜFFER, T. & ZÜHLKE, R. 1995: Sequence stratigraphy and sea-level changes in the Early to Middle Triassic of the Alps: a global comparison. – In: HAQ (ed.): *Sequence stratigraphy and depositional response to eustatic, tectonic and climatic forcing*, 161–207.
- SCHLAGER, W. 1992: Sedimentology and sequence stratigraphy of reefs and carbonate platforms. – Continuing education course notes series, *AAPG* 34, 71 p.
- SLOSS, L. L., KRUMBEIN, W. C. & DAPPLES, E. C. 1949: Integrated facies analysis. – In: LONGWELL, C. R. (ed.): *Sedimentary facies in geologic history*, *Geol. Soc. Am. Mem.* 39, 91–124.
- SZULC, J. 2000: Middle Triassic evolution of the northern Peri-Tethys area as influenced by early opening of the Tethys Ocean. – *Ann. Soc. Geol. Poloniae* 70, 1–48.
- TÖRÖK, Á. 1993: Storm influenced sedimentation in the Hungarian Muschelkalk. – In: HAGDORN, H. & SEILACHER, A. (eds.): *Muschelkalk Schöntaler Symposium 1991*, 133–142, Stuttgart.
- TÖRÖK, Á. 1997: Triassic ramp evolution, Southern Hungary and its similarities to Germano-type Triassic. – *Acta Geol. Hung.* 40/4, 367–390.
- TÖRÖK, Á. 1998: Controls on development of Mid-Triassic ramps: examples from southern Hungary. – In: WRIGHT, V. P. & BURCHETTE, T. P. (eds.): *Carbonate Ramps*, *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 149, 339–367.
- VÉGHNÉ NEUBRANDT E. 1982: *Triassische Megalodontacea. – Entwicklung, Stratigraphie und Paläontologie.* – Akadémiai Kiadó, 526 p.
- VELLEDITS F. 1999: Anisusi szárazföldi üledékek az észak-bükki rétegsorokban (Az alsó-sebes-vízi alapszelvény anisusi-ladin rétegei, és a Miskolc–10. fúrás=Zsófiatorony). – *Földt. Közl.* 129/3, 327–361.
- VELLEDITS F. 2000: A Berva-völgytől a Hór-völgyig terjedő terület fejlődéstörténete a középső–felső-triászban. – *Földt. Közl.* 130/1, 49–94.
- VÖRÖS, A. 1987: Preliminary results from the Aszfőf section (Middle Triassic, Balaton area, Hungary): a proposal for a new Anisian ammonoid subzonal scheme. – *Fragm. Min. et Pal.* 13, 53–64.
- VÖRÖS, A. 1993: Redefinition of the Reitzli Zone at its type region (Balaton area, Hungary) as the basal zone of the Ladinian. – *Acta Geol. Hung.* 36/1, 15–31.
- VÖRÖS A. 1998: A Balaton-felvidék triász ammonoidéái és biosztratigráfiája. – *Studia Nat.* 12, 105 p.
- VÖRÖS A., BUDAI T., LELKES Gy., MONOSTORI M., & PÁLFY J. 1997: A Balaton-felvidéki középső-triász medencefejlődés rekonstrukciója üledékföldtani és paleoöklógiai vizsgálatok alapján. – *Földt. Közl.* 127/1–2, 145–177.