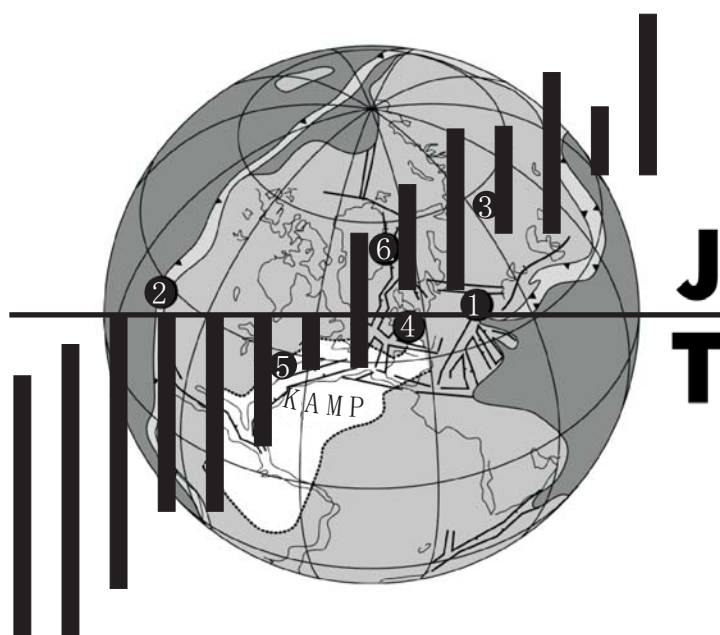


Az Általános Földtani Szemle Könyvtára 1

A triász végi és a kora jura tömeges kihalás

Pálfy József



Hantken Kiadó
Budapest, 2006

A triász végi és a kora
jura tömeges kihalás

PÁLFY JÓZSEF

Az Általános Földtani Szemle könyvtára

Megjelent

1. PÁLFY JÓZSEF: A triász végi és a kora jura tömeges kihalás
2. KÁZMÉR MIKLÓS (szerk.): A Környezettörténet 2006 Konferencia előadásainak összefoglalói

Előkészületben

TÓTH TAMÁS: Folyóvízi szeizmika

SURÁNYI GERGELY: Uránsoros kormeghatározás

KÁZMÉR MIKLÓS (szerk.): Környezettörténet 2006 Konferencia – tanulmányok

A címlapon kora jura ősföldrajzi térkép (ZIEGLER 1990 nyomán) néhány, a kötetben tárgyalt, a triász–jura határ szempontjából fontos szelvény és lelőhely (számokkal jelölve), valamint a Közép-Atlanti magmás provincia (KAMP) feltüntetésével. A felülnyomás hipotetikus időbeli ősmaradvány elterjedéseket mutat, a triász–jura határon számos csoportnál megfigyelhető hirtelen és nagymértékű fauna- és flóraváltás szemléltetésére. **1.** Csóvár, Magyarország. **2.** Queen Charlotte-szigetek, Kanada. **3.** Pucsezs-Katunki-kráter, Oroszország. **4.** St. Audrie-öböl, Anglia. **5.** Newark-medence, USA, **6.** Jameson-föld, Grönland.
Rajz: PÁLFY JÓZSEF. Borítóterv: DENNIS LAN.

Az Általános Földtani Szemle Könyvtára 1

A triász végi és a kora jura tömeges kihalás

PÁLFY JÓZSEF



Hantken Kiadó
Budapest, 2006

PÁLFY JÓZSEF
MTA–MTM Paleontológiai Kutatócsoport
1431 Budapest, Pf. 137.
E-mail: palfy@nhmus.hu

ISSN 1787-6192
ISBN 963 87015 1 X

© Pálffy József, 2006

Tartalom

Tartalom.....	5
Ábrák jegyzéke.....	7
Táblázatok jegyzéke.....	8
Előszó.....	9
1. Bevezetés.....	11
1.1. A kihalások vizsgálata – rövid történeti áttekintés.....	11
1.2. A triász végi és kora jura események: problémafelvetés és a téma körülhatárolása.....	13
1.3. Kutatási módszerek.....	14
2. A késő triász és kora jura időskála, mint a vizsgált kihalások geokronológiai kerete.....	15
2.1. Korábbi numerikus időskálák áttekintése és kritikai értékelése.....	15
2.2. A triász–jura határ kora.....	15
2.3. A késő triász numerikus időskála revíziója.....	19
2.4. A kora jura numerikus időskála revíziója.....	20
3. A triász végi kihalás.....	23
3.1. Rövid kutatástörténet.....	23
3.2. Triász–jura határszelvények a világban.....	23
3.3. A triász–jura határ Magyarországon.....	23
3.3.1. A csöväri Vár-hegy szelvénye.....	24
3.3.1.1. A szelvény leírása.....	24
3.3.1.2. A szelvény biosztratigráfiai tagolása.....	25
3.3.1.3. A szelvény jelentősége és egyéb vizsgálatok.....	27
3.4. A triász–jura határ ősmaradvány leletanyaga és biodiverzitás története.....	27
3.5. Az élővilág talpraállása a jura elején.....	29
3.6. A triász végi kihalás paleobiogeográfiája.....	30
3.7. A triász–jura határ izotóp sztratigráfija (C, O, Sr).....	30
3.7.1. A csöväri triász–jura szelvény stabilizotóp-sztratigráfija.....	30
3.7.2. Más triász–jura határszelvények stabilizotóp-sztratigráfija.....	33
3.7.3. Stroncium izotóp sztratigráfia a triász–jura határon.....	34
3.8. A triász–jura határ körüli események kormeghatározása és sebessége.....	35
3.9. A triász végi kihalás feltételezett kiváltó okai.....	38
3.9.1. A Közép-Atlanti magmás provincia vulkanizmusa.....	38
3.9.2. Klímaváltozás, metán felszabadulás.....	39
3.9.3. Tengerszint változás.....	40
3.9.4. Anoxia.....	40
3.9.5. Földönkívüli égitest becsapódása: a Pucsezs-Katunki-kráter lehetséges szerepének vizsgálata.....	40

3.9.5.1. A Pucsezs-Katunki impakt kráter	42
3.9.5.2. A Pucsezs-Katunki-kráter kora	42
3.9.5.3. Lehetséges becsapódásra utaló nyomok az alsó és középső jurában és a triász–jura határ körül ...	43
3.9.5.4. A Pucsezs-Katunki ejektum megtalálásának esélyei	45
3.9.5.5. A Pucsezs-Katunki-kráter jelentősége	45
4. A kora jura kihalás	47
4.1. Rövid kutatástörténet	47
4.2. A pliensbachi–toarci határ környékének üledékei, ősmaradvány leletanyaga és biodiverzitás története ..	47
4.3. A kora jura izotóp sztratigráfiája (C, O, Sr)	49
4.4. A kora jura kihalás feltételezett kiváltó okai	50
4.4.1. Anoxikus esemény és tengerszint változás	50
4.4.2. A Karoo-Ferrar nagy magmás provincia vulkanizmusa	50
4.4.3. Klímaváltozás, metán felszabadulás	52
4.4.4. Földönkívüli égitest becsapódás lehetősége	52
5. A triász végi és kora jura események összehasonlító értékelése	53
5.1. A triász végi és kora jura események hasonlósága és különbsége	53
5.1.1. Őslénytani jellegek	53
5.1.2. Környezeti változások és azok geokémiai indikátorai	53
5.1.3. Egyidejű földtörténeti események	53
5.1.4. Ok-okozati elméletek	53
5.2. A triász végi és kora jura események közti időkülönbség és a kihalások periodicitásának kérdése	54
5.3. A triász végi és kora jura események összehasonlítása más fanerozoós kihalási eseményekkel	54
6. Összefoglalás	57
6.1. Eredmények, következtetések	57
6.2. További kutatási irányok	59
Appendix: A tudomány kétévi haladása a triász végi és kora jura események kutatásában	60
A1. Legújabb eredmények a triász végi események kutatásában	60
A2. Legújabb eredmények a kora jura események kutatásában	61
Köszönetnyilvánítás	63
Irodalom	65

Ábrák jegyzéke

1.1. ábra. A diverzitás és a kihalási ráta változásai a fanerozoikumban.....	12
2.1. ábra. Kora jura és késő triász időskálák összehasonlítása.	16
2.2. ábra. Konkordia diagram a Kunga-szigeti triász–jura határ közvetlen közeléből származó tufaminta U-Pb kormeghatározási eredményeiről.....	16
2.3. ábra. A Kunga-szigeti triász–jura határszelvény biosztratigráfiája és az U-Pb kormeghatározással datált tufaréteg helyzete.....	18
2.4. ábra. A rhaeti emelet hosszának és alsó határának meghatározása.....	19
2.5. ábra. Az észak-amerikai és északnyugat-európai kora jura ammonitesz zónák korrelációja.....	21
3.1. ábra. A legfontosabb triász–jura határszelvények.....	23
3.2. ábra. A csöväri triász–jura határszelvény földrajzi és földtani helyzete.....	24
3.3. ábra. A csöväri triász–jura határszelvény rétegsora, szedimentológiája, ammonitesz és konodonta biosztratigráfiája.....	25
3.4. ábra. Jellemző ammoniteszek a csöväri triász–jura határszelvényből.....	26
3.5. ábra. A csöväri triász–jura határszelvény stabilizotóp-sztratigráfiája és egyéb geokémiai jellemzői.....	32
3.6. ábra. A $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ mérési adatok keresztábrája a csöväri szelvény karbonát mintái alapján.....	32
3.7. ábra. Szénizotóp anomáliák párhuzamosítása tengeri triász–jura határszelvényekben.....	34
3.8. ábra. A késő triász és kora jura tengervíz $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotóparányának alakulása.....	35
3.9. ábra. A szárazföldi és tengeri kihalási csúcsok látszólagos időeltolódása radiometrikus kormeghatározások alapján.....	36
3.10. ábra. A Közép-Atlanti magmás provincia (KAMP) elterjedése.....	37
3.11. ábra. A KAMP vulkanizmus, a triász végi kihalás és kapcsolódó környezeti, biotikus és izotópos események lehetséges ok-okozati összefüggései.....	39
3.12. ábra. Kora jura ösföldrajzi térkép a Pucsezs-Katunki impakt kráter helyének feltüntetésével.....	41
3.13. ábra. Áttekintés a Pucsezs-Katunki-kráter koradatairól, a triász vége és a középső jura közötti időszak lehetséges impakt nyomairól, és a kihalási ráta változásairól.....	43
3.14. ábra. Az impakt pusztítási görbe lefutását meghatározó lehetséges adatok a Pucsezs-Katunki-kráter alján.....	45
4.1. ábra. A pliensbachi–toarci tengeri kihalási esemény, a Karoo-Ferrar árbazalt vulkanizmus, és a szén- és Sr izotóp sztratigráfia korrelációja kalibrált, ammonitesz zónaszintű kronosztratigráfiai keretben.....	48
4.2. ábra. Kihalások (az utolsó megjelenések (LAD) számával mérve) Észak-Amerika radiolaria faunáiban alemeletenként a kora jura során.....	49
4.3. ábra. Észak-Amerika kagylófaunáinak fajgazdagsága alemeletenként a kora jura során.....	49
4.4. ábra. A Karoo-Ferrar nagy magmás provincia kiterjedése rekonstruált kora jura ösföldrajzi térképen.....	51
5.1. ábra.. A triász végi és a kora jura kihalási események követési ideje az újrakalibrált jura időskála alapján.....	54
5.2. ábra. A kihalások és nagy magmás provinciák korának korrelációja.....	56

Táblázatok jegyzéke

2.1. táblázat. U-Pb cirkon elemzési adatok.....	17
2.2. táblázat. A triász–jura határ kormeghatározása szempontjából fontos, közelmúltban publikált U–Pb korok.....	19
2.3. táblázat. A pliensbachi–toarci határ és a határ körüli ammonitesz zónák kormeghatározása szempontjából fontos, közelmúltban publikált U–Pb korok.....	20
2.4. táblázat. Zóna szinten interpolált időskála a kora jura hettangi–pliensbachi szakaszára.....	22
3.1. táblázat. A csővári triász–jura határszelvény geokémiai mérési eredményei.....	31
3.2. táblázat. A legnagyobb ismert fanerozoós impakt kráterek.....	42
3.3. táblázat. Lehetséges impakt nyomok a triász vége és a középső jura közötti időszakból.....	44

Előszó

Ez a munka a szerző által az MTA Doktora címért 2003-ban benyújtott és 2004-ben megvédett értekezés szerkesztett változata. Közreadását az a cél vezérelte, hogy nyomtatott és digitális formában szélesebb közönség számára is elérhetővé váljék az eredetileg öt példányban elkészült, jobbra csak az opponensek és a bíráló bizottság által ismert kézirat. A disszertáció elkészülte és a nyomdába adás között eltelt két és fél év érdekes lehetőséget kínált. A nemzetközi szakirodalomban időközben megjelent legújabb eredményeket rövid Appendix foglalja össze. Ennek tükrében a megítélhető, hogy e gyorsan fejlődő tudományterületen az új kutatások mennyiben igazolják, illetve esetleg cáfolják az értekezésben leírtakat.

Az értekezés több olyan dolgozaton is alapul, melyek nem készülhettek volna el szerzőtársaim lelkes és hozzáértő együttműködése nélkül. Mindenekelőtt örömmel mondok köszönetet e kutatói csapatok alább felsorolt tagjainak az itt bemutatott eredmények

eléréséhez nyújtott hozzájárulásukért: ELIZABETH S. CARTER, DEMÉNY ATTILA, néhai DOSZTÁLY LAJOS, RICHARD M. FRIEDMAN, HAAS JÁNOS, HETÉNYI MAGDOLNA, JAMES K. MORTENSEN, MICHAEL J. ORCHARD, PAUL L. SMITH, néhai HOWARD W. TIPPER és VETŐ ISTVÁN.

Az MTA doktori eljárásában kijelölt opponenseim, CSÁSZÁR GÉZA, GALÁCZ ANDRÁS és VICZIÁN ISTVÁN segítő kritikai észrevételeikkel e kötet lektoraivá is váltak.

A kéziratból nyomtatott mű a Hantken Kiadó segítségével válhatott, amiért mindenekelőtt KÁZMÉR MIKLÓST illeti köszönet, aki a kiadás ötletét ebben a formában felvetette és a művet a megjelenésig gondozta. Bizom benne, hogy az Általános Földtani Szemle Könyvtárának most útjára bocsátott sorozata sikerrel fog majd bemutatni számos további, eredetileg csak kézirat formában elkészített értekezést a szélesebb földtudományi szakközönség számára.

1. Bevezetés

Az őslénytan fő célkitűzése az élővilág múltjának feltárása. Hosszú időn át ennek kutatásához elegendőnek bizonyult a tisztán paleontológiai tárgyalásmód. Az élővilág és a bioszféra története azonban elválaszthatatlanul kapcsolódik a földi környezet fejlődéstörténetéhez, a litoszféra, atmoszféra és hidroszféra dinamikus változásaihoz, sőt földönkívüli hatások is befolyásolják. A bioszféra tehát a természet rendkívül összetett, dinamikus egyensúlyi rendszerének része. Ez a felismerés része annak a ma is zajló paradigmaváltásnak, amelyet a rendszerszemléletű földtudomány („Earth system science”) térhódítása fémjelez. Ennek a folyamatnak egyik gerjesztője volt az a tudományos érdeklődés, amely az elmúlt húszegynéhány évben a bioszféra történetének talán leglátványosabb eseményei, a tömeges kihalások felé fordult.

Viszonylag korán világossá vált, hogy az élővilág története nem mentes a hirtelen, nagyléptékű változásoktól. Ennek gyakorlati jelentőségét ismerték fel a XIX. sz. úttörő sztratigráfusai az egyes földtörténeti érák, időszakok elhatárolásánál, a korbeosztás alapjainak lerakásánál. Mai ismereteink szerint egyes határokon, pl. a perm–triász vagy a kréta–paleogén határon olyan léptékű fajkicsérélődés történt az élővilágban, amelyet a korábbi faunák és flórák szempontjából tömeges kihalásnak nevezhetünk. Ezek sorába illeszkedik a triász–jura határon lezajlott esemény, értekezésem egyik tárgya. Kisebb jelentőségű, de nem kevésbé érdekes a kora jurában bekövetkezett krízis, ennek tárgyalása adja a disszertáció másik fő részét.

A kihalások oknyomozó vizsgálatában nélkülözhetetlen az interdiszciplináris megközelítés. A kihalások ténye az őslénytani leletanyag alapján igazolható, innen tárhatjuk fel a biológiai folyamatokat és mintázatokat is. Ha az okok azonban a kapcsolódó környezetváltozásokban rejlenek, akkor azok megismeréséhez sokirányú rétegtani, geokémiai, paleoceanográfiai, és egyéb vizsgálatok is szükségesek. Még olyan látszólag távoleső területek, mint a planetológia és meteoritika is fontosnak és relevánsnak bizonyulnak, hiszen a Föld fejlődéstörténetében földönkívüli hatások is kimutathatók.

A bioszféra múltbeli kríziseit nem csupán a kérdéskör tudományos érdekessége miatt övezi növekvő érdeklődés. Mai korunk egyik legjelentősebb problémája az emberi környezetátalakítás egyre növekvő hatása, az ebből eredő globális környezetváltozás, és az élővilág, az ökoszisztémák válságos állapota. Egyre nyilvánvalóbb, hogy olyan nagyságrendű fajpusztulási hullámnak vagyunk tanúi és okozói, melyekhez csak a földtörténet néhány nagy kihalása mérhető. A társadalom számára sem közömbös, nem csupán elvont tudomány tehát

azoknak a tanulságoknak a levonása, amelyek az évszázmilliókkal ezelőtt zajlott környezetváltozások és kapcsolódó kihalások okainak és következményeinek vizsgálatával ismerhetők meg.

Az elmúlt években a triász végi és kora jura kihalások témakörében a tudomány hatalmas épületéhez néhány szerény téglával járultam hozzá. A disszertációban bemutatam ezeket az új eredményeket, de emellett áttekintést adok mások kapcsolódó friss kutatási eredményeiről is azzal a céllal, hogy a saját eredményeimmel ötvözve megkíséreljek szintézist alkotni a földtörténet e két kritikus epizódjáról.

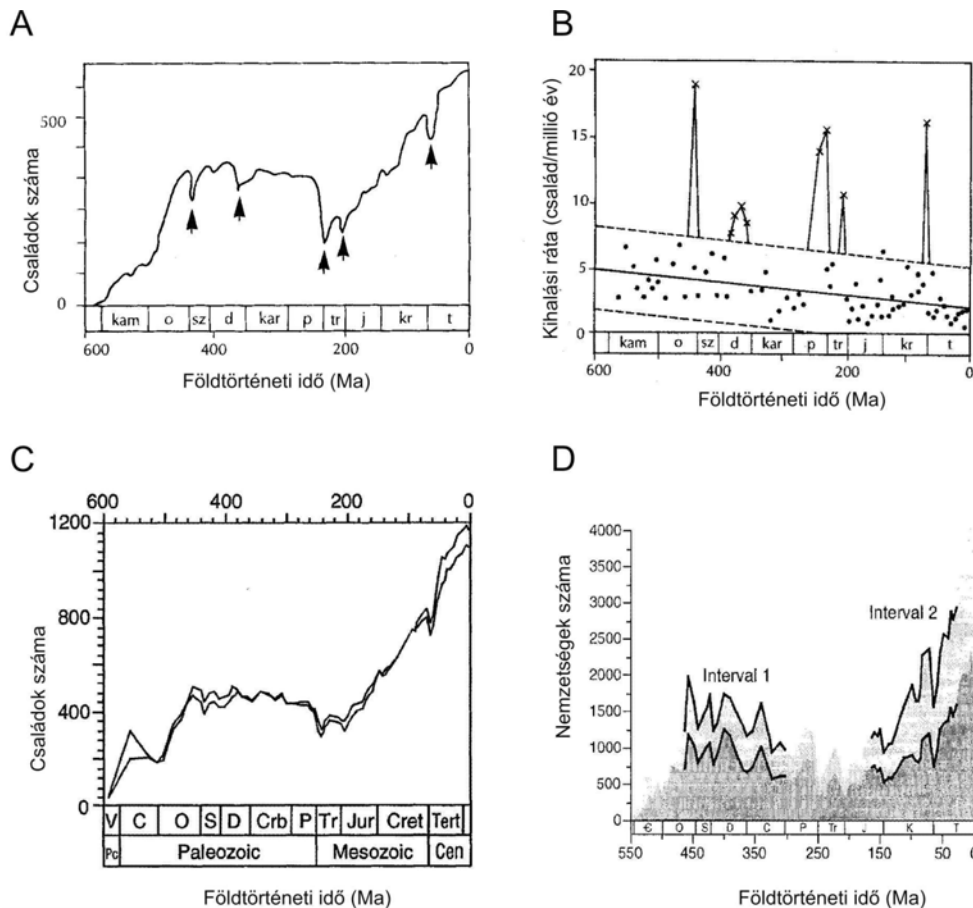
A disszertáció gerincét nyolc, a közelmúltban nemzetközi folyóiratokban publikált cikk, illetve szintén külföldi kiadóknál megjelent könyvfejezet anyaga képezi (PÁLFY 2003, PÁLFY 2004, PÁLFY & DOSZTÁLY 2000, PÁLFY & SMITH 2000, PÁLFY *et al.* 2000a, PÁLFY *et al.* 2000b, PÁLFY *et al.* 2001, PÁLFY *et al.* 2002). Ezek közül hat kutatói csapat alkotása. Bár mindegyik dolgozatnak vezető szerzője vagyok, de az eredmények nem születhettek volna meg a társszerzők magas színvonalú munkája nélkül. A kutatói csapatok tagjai között különböző faunacsoportok (ammonitesz, radiolaria, konodonta) paleontológus specialistái, izotóp geokronológusok, stabil izotóp és szerves geokémikusok és szedimentológus szerepelnek. Egyes bemutatott részeredmények még publikálatlanok, míg a disszertáció egésze szemléletében és kitekintésében támaszkodik a témában megjelent könyvemre is (PÁLFY 2000). A szintézisalkotáshoz felhasználom a téma korábban és a közelmúltban publikált, terjedelmes irodalmát is. Kutatásaim távolról sem tekinthetők lezártak, a reménybeli, a jövőben új eredményekkel kecsegtető témákról említést teszek. Mindazonáltal bízom benne, hogy a mai ismereteink alapján elvégzett, a jelen disszertációban bemutatott szintézis nem haszontalan, egyes részei kiállják az idő próbáját, míg a kevésbé bizonyított elemei további kutatásokra serkentenek.

1.1. A kihalások vizsgálata – rövid történeti áttekintés

A fajok – és a magasabb taxonok – időbeli elterjedése korlátozott. A fajok keletkezésének és kihalásának problematikája közül a biológusok lényegesen többet foglalkoztak a fajképződéssel. Érdekes módon a kihalások sokáig csupán érintőlegesen érdekelték a paleontológusokat is (RAUP 1991). A kihalás tényének első tudományos megfogalmazását CUVIER-nek tulajdoníthatjuk (1799), aki ősmányos csontokat értelmezett először ma már nem létező fajok maradványaiként. Nemcsak

felismerte, hogy a fossziliák kihalt állatokat képviselnek, de a katasztrófista iskola alapítójának is tekinthető, hiszen a kihalásokat egyidejű, tömeges jelenségként értelmezte. A katasztrófizmust azonban a XIX. és XX. század nagyobb részében háttérbe szorította a LYELL nagyhatású munkája (1830–1833) nyomán elterjedő uniformista gondolkodás. Pedig az ősmaradványleletek tanulmányozása révén már a XIX. század közepén világossá vált, hogy a paleozoós, mezozoós és kainozoós faunák

nagymértékben különböznek (PHILLIPS 1860). DARWIN a „Fajok eredete”-ben (1859) azonban amellet érvel, hogy ennek oka a rétegtani határookra jellemző üledékhézag, azaz a rétegtani és az ősmaradványrekord hézagossága. Szinte csak egy évszázaddal később kezdett elfogadottá válni az a vélekedés, hogy egyes időszak és éra határok faunaváltása kihalási eseményként értelmezhető (NEWELL 1967). Ezek között pedig már a triász–jura határ is a szerepelt.



1.1. ábra. A diverzitás és a kihalási ráta változásai a fanerozoikumban. A: Tengeri családok diverzitása (a nyilakkal jelzett hullámvölgyek az „Öt Nagy” kihalás) (SEPKOSKI 1996); B: kihalási ráta az „Öt Nagy” csúcsával (SEPKOSKI 1996); C: Tengeri családok diverzitása (minimum és maximum görbék) (BENTON 1995); D: Tengeri nemzetségek diverzitása a két jobban ismert intervallumban, az összes taxon (felső görbe), illetve a leggyakoribb ősmaradványcsoportok alapján (ALROY *et al.* 2001).

Ritkán lehet egy modern tudományterület születését, de legalábbis felvirágzását olyan szorosan egyetlen tanulmányhoz kötni, mint a kihalás kutatás esetében. 1980-ban jelent meg ALVAREZ *et al.* cikke, a „Kréta–tercier kihalás földönkívüli oka” címmel. Az olaszországi Gubbio kréta–paleogén határszélvénnyében található határagyag vizsgálata során olyan mértékű irídium dúsulást találtak, melyet legjobban egy nagyméretű meteor becsapódásával lehetett magyarázni. Mivel a határagyag egybeesik a pelágikus mészkőben élesen jelentkező, a kréta–paleogén határ megvonására alkalmas foraminifera és más

mikrofauna kihalással, kézenfekvő volt a becsapódás és a kihalás oksági összefüggésének feltételezése.

Az Alvarez-hipotézis valószínű tudományos lavinát indított el. Kutatók egész sora fordította érdeklődését a kihalások felé. Az első évtizedben, azaz a nyolcvanas években több, mint kétezer tudományos cikk jelent meg a kihalások témakörében! A téma iránti érdeklődés máig sem lankadt. A Nature, a Science, vagy a legrangosabb nemzetközi földtani folyóiratok hasábjain gyakran olvasható kihalással foglalkozó tanulmány. Először természetesen a kréta–paleogén határ állt az érdeklődés fókuszában, újabban

került csak sorra a többi ismert kihalási esemény vizsgálata.

Az Alvarez-hipotézis megosztotta ugyan a paleontológus társadalmat, de fontos új kutatásokat gerjesztett. Vitathatatlan, hogy a mai őslénytan lényegesen eltér a huszonöt évvel ezelőtől. Szintetizáló munkák sora született, szoros együttműködés alakult ki a paleontológusok és különböző diszciplínák művelői, így a geokémikusok, csillagászok, evolúciobiológusok között. Minden korábbinál erősebb a törekvés az egykori élővilág rendszereinek és kölcsönhatásainak megismerésére. Az őslénytan modern fejlődésének egyik húzóereje a kihalások kutatása.

ALVAREZÉK elmélete sok új kérdést vetett fel, kihívást jelentve a paleontológusok számára. Valóban kimutathatók-e pillanatszerű változások az ősmaradványrekordban? Korábban többnyire lassú folyamatok összegződő hatásával számoltak azok, akik egyáltalán érdemben magyarázni próbálták a nagy faunaváltásokat. Alapvető kérdéssé vált a kihalások hatásának, azaz a diverzitás változásának és a jelenség dinamikájának, időbeli lefolyásának dokumentálása. Az oknyomozáshoz a szelektivitás elemzése nyújtott fontos adatokat.

A kihalások kutatása igényt támasztott a szinoptikus ősmaradvány elterjedési adatbázisok összeállítására. Ennek úttörője SEPKOSKI, aki a legjobban fosszilizálódó szilárd vázú tengeri gerinctelenek ősmaradványrekordját először családok, majd nemzetségek szintjén összegezte (SEPKOSKI 1982, 1993, 1996). A diverzitástörténet görbéjén öt nagy hullámvölgyet találunk (1.1A ábra). Ezek az események még élesebben jelentkeznek a SEPKOSKI adatbázisán alapuló másik grafikonon, amely a kihalási ráta földtörténeti korszakonkénti változásait tárja elénk (1.1B ábra). A kihalási ráta az a mérőszám, amely az egységnyi idő, esetünkben egymillió év alatt kihalt családoknak az összeshez viszonyított aránya százalékban. A kiemelkedő csúcsok tömeges kihalási eseményeket jelentenek, melyek az „Öt Nagy” néven vonultak be a szakirodalomba. Az ordovicium végi, késő devon, perm végi, triász végi és kréta végi események nagyságrendje lényegesen meghaladja a többi időszakban tapasztaltakat. Az időszakok nagy részében háttérkihalás folyt, míg a háttér és az „Öt Nagy” tömeges kihalás értékei közötti átmeneti értékek számos másodlagos, kisebb jelentőségű kihalást jeleznek. SEPKOSKINAK köszönhető a különböző események nagyságrendjének felmérésére alkalmas adatsor.

A családok szintjén ennél is átfogóbb a zömmel angol specialisták által összegyűjtött adatsor, amely számba veszi a teljes ősmaradványrekordot, a tengeri gerinctelenek mellett a szárazföldi állat- és növénycsaládok időbeli elterjedési tartományát is megadva (BENTON 1993). Ez jó alapot szolgáltatott további szintetizáló jellegű elemzések és paleobiológiai kutatások elvégzéséhez. Az előzőtől

független adatbázis alapjaiban megerősíti az öt nagy kihalás szerepét a bioszféra fanerozoos diverzitástörténetében (1.1C ábra) (BENTON 1995)

Minőségi továbblépést jelenthet a nemzetközi összefogással kezdeményezett Paleobiológiai Adatbázis építése. Ez a lelőhelyenkénti faunalistákon alapuló leltár lehetőséget nyújt az egyenetlen mintagyűjtésből adódó torzítások kiszűrésére. Jelenleg azonban az adatsűrűség még nem teszi lehetővé, hogy a triász és a jura eleje diverzitástörténetét a korábbinál árnyaltabb módon írjuk le (1.1D ábra) (ALROY *et al.* 2001).

A kihalások tudományos kutatásának központi kérdése az ok-okozati összefüggések feltárása. A modern szintézisek egyértelművé tették, hogy ehhez elengedhetetlenül szükséges a földi környezet-változások történetének feltárása. Ez illeszkedik a mindinkább elterjedő rendszerszemléletű földtudomány programjába, s egyre növekvő mértékben támaszkodik nem paleobiológiai, hanem pl. izotóp geokémiai módszerekre is (HALLAM & WIGNALL 1997).

1.2. A triász végi és kora jura kihalás: problémafelvetés és a téma körülhatárolása

A mezozoikum határait a két legtöbbet tanulmányozott tömeges kihalás, a perm végi és a kréta végi esemény jelöli ki. Lényegesen kevesebb kutatás foglalkozott a mezozoikum első felében bekövetkezett két másik kihalással. A jelen értekezés ezt a két fontos eseményt, a triász végi és a kora jura krízist vizsgálja. A triász végi kihalás az „Öt Nagy” közül a legkevésbé kutatott és ennél fogva legvitatottabb esemény (HALLAM 1996). Az ezt követő kihalás egy másodrendű esemény a kora jura során, a pliensbachi–toarci határ közelében, amely viszont egyike a legjobban ismert kisebb kihalásoknak (HARRIES & LITTLE 1999).

A nyitó fejezet tárgya a vizsgált események időbeli kerete. A korábban publikált időskálák pontossága és felbontása nem kielégítő a jelenségek korrelációjához és lefolyásuk értelmezéséhez. Ezért radiometrikus kormeghatározások és más módszerek együttes alkalmazásával kísérletet teszek a késő triász–kora jura időskálának a korábbiaknál megbízhatóbb kalibrálására.

A két kihalási eseményt ezután külön fejezetekben tárgyalom, sorra véve az alábbi kérdéseket: Mennyire ismertek a kihalást megelőző és azt követő időszak ősmaradványai? Hol vannak világszerte a legfontosabb lelőhelyek és szelvények, ezen belül milyen a vizsgált időszak rétegtani rekordja Magyarországon? Mekkora hatást gyakorolt a krízis a bioszféra egészére? Mely ősmaradványcsoportokat érintett és milyen mértékben? Mikor történt és milyen időbeli lefolyású volt? Hogyan jellemezhető az eseményt követően az élővilág talpraállása?

Hatásában mennyire globális jelenséggel állunk szemben, illetve lefolyásában tapasztalhatók-e földrajzi különbségek? Milyen okok játszottak közre a kihálásban? Milyen más földtörténeti eseményekkel járt együtt? Milyen környezet- és éghajlatváltozások kísérték? Ezeknek milyen geokémiai bizonyítékai tárhatók fel?

Valamennyi kérdést természetesen nem lehet egyszemélyben megoldani. A témában egyidejűleg világszerte számos kutató, ill. kutatócsoport dolgozik. A jelen disszertációban ismertetem a téma kutatása közben elért saját eredményeimet, amelyekkel egyes részproblémák vizsgálata kapcsán járultam hozzá a tudomány haladásához. Emellett összefoglaló áttekintést adok a triász végi, ill. kora jura események ismeretének jelenlegi állásáról. Így eredményeim egyrészt tágabb keretbe illeszthetők, másrészt lehetőség nyílik a szinoptikus, minél több adatot felhasználó oknyomozásra és a párhuzamos hipotézisek együttes értékelésére.

A vezető kihálási elméletek közül a hangsúlyt az árbazalt vulkanizmus és kihálások kapcsolatára helyezem, amelynek jelentőségét számos érv látszik alátámasztani. Az alternatív magyarázatok közül az égitest becsapódási elmélet alkalmazhatóságát vizsgálom kiemelt súllyal. Ezeket főleg irodalmi adatok alapján hasonlítom össze a felmerült egyéb elméletekkel.

A záró fejezetben elvégzem a triász végi és kora jura események összehasonlító értékelését, valamint röviden összevetem a két eseményt a földtörténet más hasonló kríziseivel, általános érvényű következtetések levonásának reményében.

1.3. Kutatási módszerek

A vizsgált földtörténeti események megismeréséhez elsődleges adatokat terepi munka során gyűjtöttem. Szelvény felvételt, réteg szerinti ősmaradványgyűjtést, geokronológiai és geokémiai mintavételt folytattam számos triász–jura határszelvényben, illetve alsó jura (pliensbachi-toarci) szelvényben a Kanadai Kordillerákban (Queen Charlotte-szigetek, Vancouver-sziget, Iskut-folyó, Spatsizi-folyó, Whitesail-tó, Babine-tó, Telkwa-hegység, Atlin-tó, Smithers és Whitehorse környéke) Alaszkában (Puale-öböl), Mexikóban (Sonora tartomány) és Magyarországon (Csővár). Terepbejárásokon összehasonlító céllal tanulmányoztam további hasonló korú lelőhelyeket Magyarországon, Ausztriában, Franciaországban, Spanyolországban, Angliában, az Egyesült Államokban és Argentínában. A gyűjtött ősmaradványok közül az ammoniteszek feldolgozását, biosztratigráfiai értékelését végeztem el, lehetőleg zóna szinten megadva ezzel a vizsgált szelvények korbesorolását.

A kihálás és az azt követő talpraállás jellemzése az ősmaradványok térbeli és időbeli elterjedését dokumentáló adatbázis építése és elemzése alapján történhet. M. ABERHANNAL közösen vizsgáltuk a jórészt általa összeállított kora jura kagyló adatbázist, melyből a diverzitás időbeli változásait és a paleobiogeográfiai mintázatokat elemeztük.

Nagy hangsúlyt fektettem a vizsgált biotikus események időbeliségének tisztázására. Ehhez elsőrendű az időskála minél pontosabb és minél nagyobb felbontású kalibrálása. Ennek elvégzéséhez cirkon U-Pb radiometrikus kormeghatározást ötvöztem ammonitesz biosztratigráfiával. A kora jurában a skála finomításához mások Sr izotóp sztratigráfiai eredményein alapuló interpolációs számításokat is felhasználtam. A késő triász időskála esetében viszont mágneses és biosztratigráfiai korrelációs módszerek integrálása ciklussztratigráfiai adatokkal bizonyult a leghatékonyabb módszernek.

Az időskála pontosítása után áttekintem a kihálások okaként szóba jöhető rendkívüli események kormeghatározását. Katasztrófális földönkívüli okokat (égitest becsapódás) és rendkívüli intenzitású vulkanizmust (nagy magmás provinciák képződése) egyaránt kapcsolatba hoztak más biotikus krízisekkel, ezért összegyűjtöttem és értékeltem a két vizsgált kiháláshoz időben közel álló árbazalt területek korára vonatkozó, valamint az esetlegesen egyidejű égitest becsapódásra utaló adatokat.

A kihálásokkal korrelálható környezetváltozások nyomozására, a szénkörforgás esetleges változásainak kimutatására geokémikus kollégákkal együttműködve stabil izotópos vizsgálatok készültek a csővári szelvényből. Ezeket összevettem más lelőhelyekről szintén az elmúlt években publikált adatokkal, ami lehetővé tette a jelenségek globális voltának igazolását.

A globálisnak tartott biotikus és környezeti jelenségek oknyomozása szükségessé tette a vonatkozó nemzetközi szakirodalmi adatok gyűjtését és szinoptikus értékelését. A kihálások okainak vizsgálatában a leginkább eredményes kutatási módszer a párhuzamos munkahipotézisek felállításának és összevetésük az észlelési adatokkal, valamint az egyes kiváltó okokra jellemző bizonyítékok (a „füstölgő puskacsó”) keresése (CLELAND 2001). Ezért igyekszem minél szélesebb körű áttekintést adni nemcsak a triász–jura, illetve a pliensbachi–toarci határ környékéről leírt fauna- és flóraváltozások jellegeiről, időbeli és térbeli lefolyásáról, de a korrelálható más rendkívüli földtörténeti eseményekről, geokémiai anomáliákról is. A kiváltó okok meghatározása és az események láncolatának rekonstrukciója nem vezethet sikerre szinoptikus értékelés nélkül.

2. A késő triász és kora jura időskála, mint a vizsgált kihalások geokronológiai kerete

A kihalások és az előidézésükben feltételezhetően szerepet játszó környezetváltozások, valamint azok kiváltó okai között csak akkor indokolt összefüggést feltételezni, ha az események egyidejűsége, ill. közvetlen egymásutánisága igazolható. A rendkívüli földtörténeti események szinkronitása szükséges, de nem elégséges feltétele az ok-okozati összefüggésüknek, viszont annak hiánya bármilyen logikusnak tűnő elméletet megdönt. Ezért nagyjelentőségű a különböző események pontos kormeghatározása biosztratigráfiai korreláció, radiometrikus kormeghatározás és egyéb módszerek segítségével, melyek egymáshoz viszonyítását pontosan kalibrált földtörténeti időskála biztosítja. A kihalási és talpraállási folyamatok sebességét és rátáját ugyancsak megbízhatóan kalibrált időskála alapján lehetséges pontosan számítani.

2.1. Korábbi numerikus időskálák áttekintése és kritikai értékelése

Az 1990-es években általánosan használt számszerű időskálák (GRADSTEIN *et al.* 1994, HARLAND *et al.* 1990) pontosságát korlátozza néhány hátrányos körülmény: 1) a kalibráció csupán kisszámú izotópos kormeghatározáson alapult, 2) az izotópos korok jelentős része K-Ar és Rb-Sr kor, amelyek jóval kevésbé pontosak és megbízhatóak, mint a modern U/Pb és $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ koradatok, 3) a rétegtani határok korának becslésekor az interpolációhoz a biosztratigráfiai egységek egyenlő időtartamának megalapozatlan feltételezését használták (PÁLFY 1995). Így nem meglepő, hogy a különböző időskálák az emelethatárok korára egymástól jelentősen eltérő becsléseket adtak (2.1. ábra). Az alábbiakban összefoglalom a tárgyalt kihalások körüli időszakok korának ismerete szempontjából kritikus kormeghatározási eredményeket, melyek javarészt az Észak-Amerikai Kordillerák integrált U-Pb geokronológiai és ammonitesz biosztratigráfiai vizsgálatából származnak. A geológiai időskála más részeinek pontosításánál is jól alkalmazhatónak bizonyult az ősmaradványokban gazdag rétegsorokban előforduló vulkáni tufarétegek nagyfelbontású cirkon U-Pb kormeghatározása (BOWRING *et al.* 1998, MUNDIL *et al.* 1996, PÁLFY *et al.* 1997). Ezt a módszert alkalmazva sikerült pontosítanunk a triász–jura határ korát, továbbá ennek eredményeképpen a jurában elsőként lehetett interpoláció-mentesen az emelet, illetve zónahatárok számszerű korát becsülni (PÁLFY *et al.* 2000b).

Az időskála biosztratigráfiai alapját az észak-amerikai regionális standard ammonitesz zonáció és

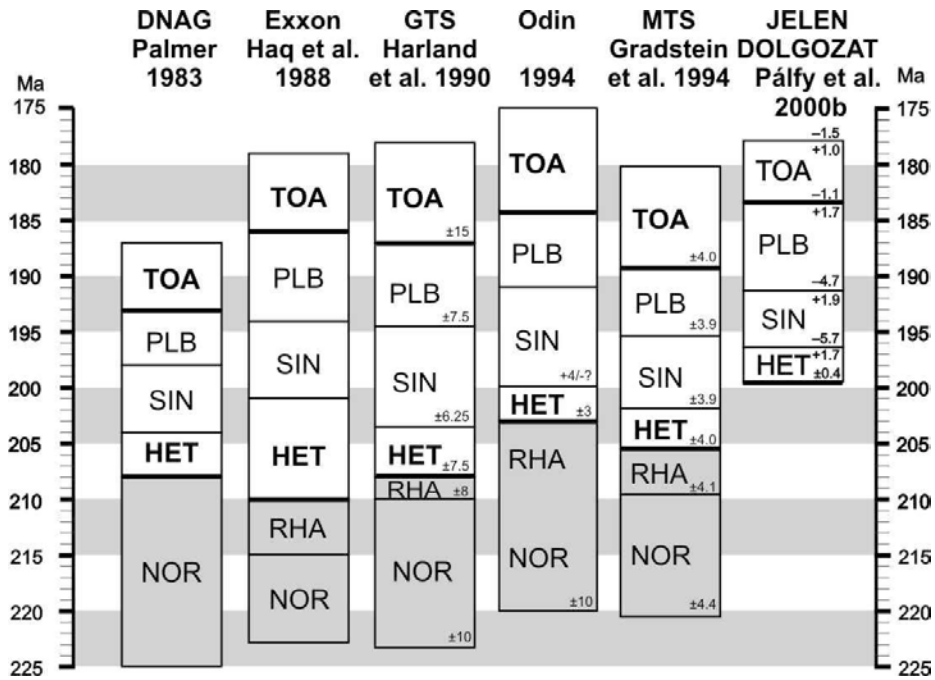
annak az északnyugat-európai standard zonációval való korrelálása képezi (JAKOBS *et al.* 1994, SMITH *et al.* 1994, SMITH *et al.* 1988).

2.2. A triász–jura határ kora

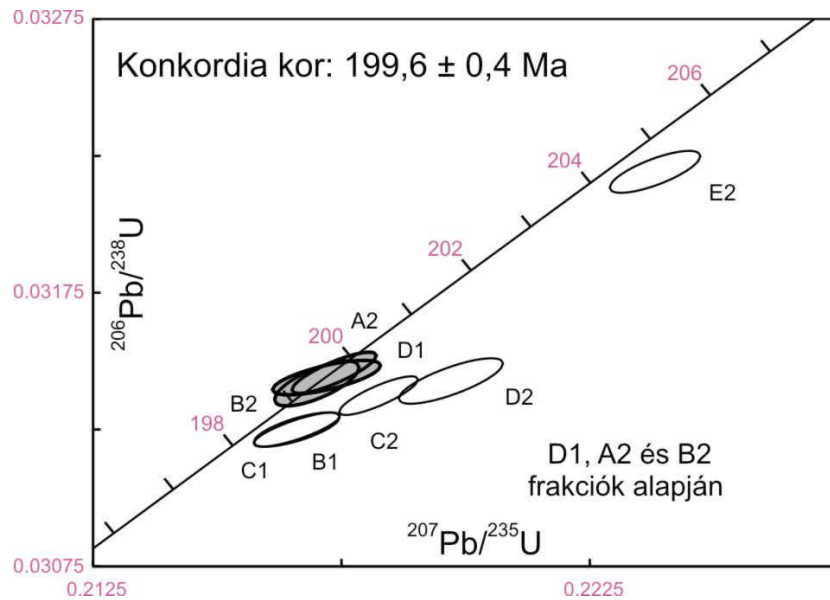
A legutóbbi időkig a triász–jura határ korát nagy bizonytalanság terhelte. Pontosan ismert rétegtani helyzetű mintákon mért radiometrikus adatok hiányában a határ korát egymástól távoli késő triász, ill. kora jura korok közötti interpoláció segítségével becsülték. A közelmúlt egymást követően publikált, legtöbbet használt időskálái közül az időszakhatár kora HARLAND *et al.* (1982) szerint 213 Ma, HARLAND *et al.* (1990) szerint 208 Ma, GRADSTEIN *et al.* (1994, 1995) szerint pedig 205,4 Ma. Az eltérések miatt várható volt, hogy az időskála revíziója új megvilágításba helyezheti a triász végi kihalást. A jura időskála pontosabb kalibrálását célzó erőfeszítések eredményeképpen jónéhány pontosan meghatározott biosztratigráfiai helyzetű U-Pb kor vált ismertté a legfelső triász rhaeti, ill. a legalsó jura heftangi emeletből (PÁLFY *et al.* 2000b). Legjelentősebb ezek között az a $199,6 \pm 0,4$ Ma U-Pb kor a Queen Charlotte-szigetéről, melyet az alábbiakban részletesen ismertetek, és amely gyakorlatilag az időszakhatár közvetlen korbecslésének tekinthető egy tengeri rétegsorban (PÁLFY *et al.* 2000a).

A Queen Charlotte-szigeteken (Brit-Kolumbia tartomány, Nyugat-Kanada) előforduló Sandilandsi Formáció vékonyrétegzett agyagpala és aleurolit váltakozásából áll, kora a rhaetitől (késő triász) a pliensbachiiig (kora jura) terjed (CAMERON & TIPPER 1985, DESROCHERS & ORCHARD 1991, PÁLFY *et al.* 1994). A formáció folyamatos triász–jura átmenetet tartalmaz két szelvényben, Kunga-szigeten és Kennecott-fokon (TIPPER *et al.* 1994). A Kunga-sziget délkeleti partjain feltárt szelvény egyike annak a négy lelőhelynek, amelyet a jura bázisát kijelölő nemzetközi határsztratotípusa (GSSP) címre pályázik.

A Sandilandsi Formációban gyakoriak a vulkáni tufa eredetű, vékony, világos színű rétegek (CAMERON & TIPPER 1985). A Kunga-szigeti szelvényben közvetlenül a triász–jura határ alatt található egy 3,5 cm vastag tufaréteg, melyből radiometrikus kormeghatározás céljára mintát gyűjtöttünk. Éles, de hullámos alsó és felső határa, gradált szerkezete, kristályszemcsék és felszakított agyagkavicsok jelenléte vízben átülepített vulkáni eredetű tufára utalnak.



2.1. ábra. Kora jura és késő triász (szürke) időskálák összehasonlítása. Vastag vonal jelzi a triász–jura és pliensbachi/toarci határt. Az emelethatárok melletti kis számok a hibahatárt jelzik. Rövidítések: NOR–nóri; RHA–rhaeti; HET–hettangi; SIN–sinemuri; PLB–pliensbachi; TOA–toarci; DNAG–„Decades of North American Geology”; GTS–Geological Time Scale; MTS–Mesozoic Time Scale.



2.2. ábra. Konkordia diagram a Kunga-szigeti triász–jura határ közvetlen közeléből származó tufaminta U-Pb kormeghatározási eredményeiről.

A mintából homogén cirkon populációt sikerült leválasztani, amelyet nyolc többszemcsés frakcióra különítettünk el a U-Pb kormeghatározáshoz. A cirkon víztiszta, szintelen, látható kristálymagot vagy zónásságot nem mutató szemcsék alakjában fordul elő, amelyek csak ritkán tartalmaznak zárványokat. Alakilag a kristályok folyamatos átmeneti tartományba tartoznak a xenomorf, kissé magmásan visszaoldott, ovális vagy hosszúkás formáktól az idiomorf, egyszerű lapokkal határolt, rövid prizmás, illetve hosszú, tűs vagy táblás alakokig. A megfigyelt alaki sajátságok összhangban állnak a vulkáni

eredettel. A minta kb. 30 kg kőzetből állt, elemzése során a nehézásvány-leválasztás, cirkon vegyi feltárás, tömegspektrometria, és adatfeldolgozás szokásos módszereit alkalmaztuk, melyek részletes leírását MORTENSEN *et al.* (1995) adják. Az U-Pb kormeghatározás a Brit-Kolumbiai Egyetem Geokronológiai Laboratóriumában történt. Az U és Pb laboratóriumi háttérszintje az első elemzessorozatban 1, ill. 8 pg volt (1 jelű frakciók), az Pb háttérszintet a második elemzessorozatban (2 jelű frakciók) sikerült 2 pg-ra leszorítani. A mérési eredményeket a 2.1. táblázat foglalja össze.

2.1. táblázat. U-Pb cirkon elemzési adatok, KI-1 minta, Kunga-sziget, Queen Charlotte-szigetek, Brit Kolumbia, Kanada (52°45'31.4"É; 131°33'36.6"Ny).

Frakció*	Tömeg (mg)	U (ppm)	Pb [§] (ppm)	206Pb#			Izotóp arányok ^{§§} (%, ± 1σ)			Izotópos korok ^{§§} (Ma, ± 2σ)		
				Pb [†]	208Pb**	%	206Pb/238U	207Pb/235U	207Pb/206Pb	206Pb/238U	207Pb/235U	207Pb/206Pb
A2 cc,N2,p	0,050	179	5	5483	3	6,4	0,03146 (0,12)	0,2174 (0,20)	0,05011 (0,12)	199,7 (0,5)	199,7 (0,7)	200,1 (5,4)
B1 c,m, N1,e	0,058	165	5	2513	8	7,0	0,03127 (0,10)	0,2166 (0,24)	0,05025 (0,18)	198,5 (0,4)	199,1 (0,9)	206,7 (8,3)
B2 c,N2,p	0,032	180	5	4388	3	6,2	0,03142 (0,13)	0,2170 (0,20)	0,05009 (0,14)	199,4 (0,5)	199,4 (0,7)	199,3 (6,4)
C1 f, N2,p	0,090	166	5	3181	9	7,1	0,03125 (0,10)	0,2166 (0,20)	0,05029 (0,14)	198,3 (0,4)	199,1 (0,7)	208,3 (6,5)
C2 m,N2,p	0,035	183	6	5847	2	7,2	0,03137 (0,11)	0,2182 (0,18)	0,05045 (0,11)	199,1 (0,4)	200,5 (0,7)	215,9 (5,0)
D1 c,m,N2, p	0,058	143	4	1639	10	6,4	0,03144 (0,10)	0,2172 (0,25)	0,05011 (0,19)	199,6 (0,4)	199,6 (0,9)	200,0 (8,7)
D2 c,m,N2,p,e	0,027	165	5	2324	4	7,3	0,03143 (0,13)	0,2197 (0,24)	0,05070 (0,16)	199,5 (0,5)	201,7 (0,9)	227,3 (7,4)
E2 f,p,e	0,032	200	6	5361	2	7,5	0,03219 (0,12)	0,2238 (0,20)	0,05042 (0,14)	204,3 (0,5)	205,1 (0,8)	214,6 (6,4)

* Valamennyi frakció sűrített levegővel, pirit hozzáadásával koptatott; Szemcseméret (legkisebb kiterjedés): cc = + 104 μm, c = - 104 + 92 μm, m = - 92 + 74 μm, f = - 74 + 62 μm; Mágneses tulajdonságok (Franz mágneses szeparátor oldalszöge, melynél a szemcsék nem mágnesesek), pl. N2 = nem mágneses 2°-nál; Térerő = 1,8 A; Első lejtőszög = 20°; Szemcse habitus kódjai: e = hosszúkás, p = prizmás. § Radiogén Pb.

Mért arány a korrekció után, 0.35% / amu (± 0.07%) analóg Daly kollektor esetén és 0.12% / amu (± 0.1%) Faraday kollektor esetén.

† Teljes közönséges Pb a háttér Pb izotóparánya alapján.

** Radiogén Pb.

§§ Korrigált érték a háttér Pb és U, valamint a STACEY és KRAMERS (1975) modell szerinti 200 Ma kezdeti közönséges Pb összetétel figyelembevételével.

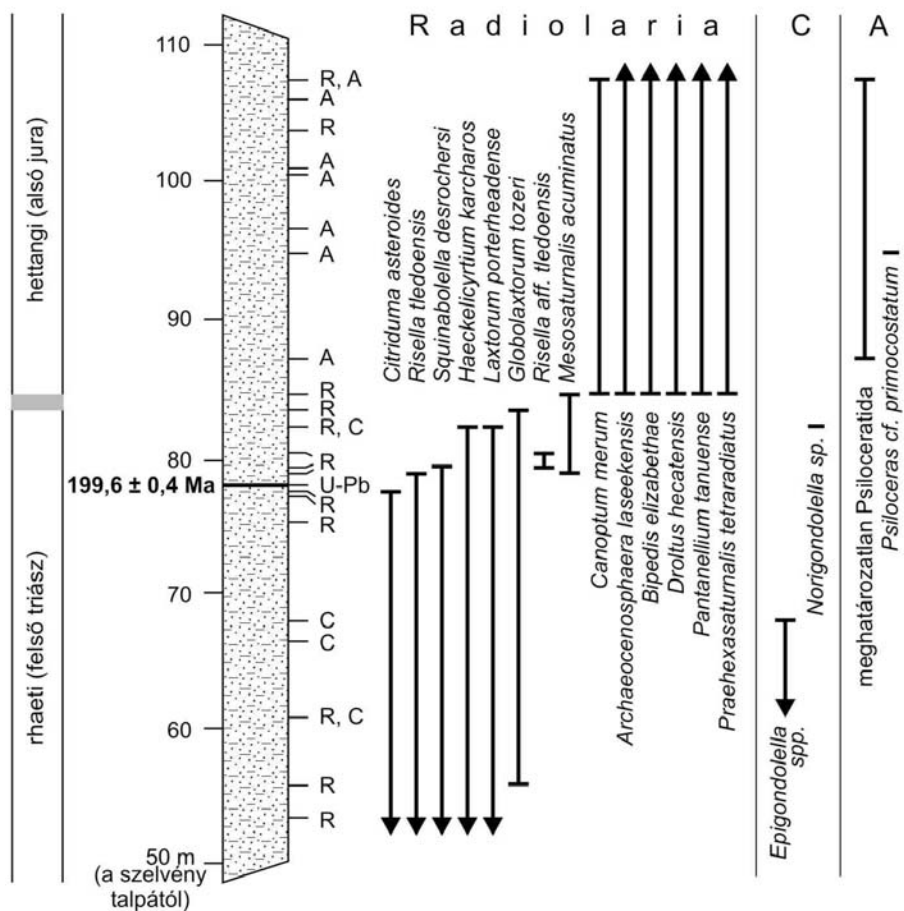
Az A2, B2, és D1 frakciók átfedésben vannak és konkordánsak, míg a többi különböző mértékű diszkordanciát mutat (2.2. ábra). Az E2 frakció diszkordanciáját átöröklött idősebb Pb komponens okozta. A többi négy frakció (B1, C1, C2, és D2) a konkordia görbe alatt és attól jobbra helyezkedik el, ami alapján arra következtethetünk, hogy egyes szemcséket kismértékű Pb veszteség és átöröklés egyaránt érhetett. A három konkordáns frakció 6,2–6,4% radiogén ²⁰⁸Pb-t tartalmaz, míg valamennyi többi frakció esetében ez az érték 7% feletti. A legnagyobb ²⁰⁸Pb arányt az E2 frakció mutatta, amely kétségtelenül tartalmazott átöröklött Pb-t. Ennek alapján a ²⁰⁸Pb tartalom, amely a cirkon Th/U arányának függvénye, hasznosnak bizonyul a konkordáns és diszkordáns frakciók közötti enyhe geokémiai különbségek jelzésére és megerősíti a diszkordáns frakciók együttes Pb veszteségére és Pb átöröklésére vonatkozó feltételezést. A tufa kristályosodásának korát legjobban a három konkordáns frakció ²⁰⁶Pb/²³⁸U korának súlyozott átlagával közelíthetjük meg, ami 199,6 ± 0,4 Ma-nek felel meg. A hiba 2σ

bizonytalansági szinten értendő, és tartalmazza a bomlási állandó ismeretének bizonytalanságát is.

A Queen Charlotte-szigeteken a triász-jura határ megvonása integrált ammonitesz, konodonta és radiolaria biosztratigráfia segítségével történhet (CARTER 1993, CARTER *et al.* 1998, TIPPER *et al.* 1994). A Kunga-szigeten új ősmaradványleletek segítik az izotóposan meghatározott korú tufa pontos rétegtani helyzetének megállapítását (2.3. ábra). A tufa E. CARTER vizsgálatai szerint a legfelső triász *Globolaxtorum tozeri* radiolaria zóna tetejéhez közel helyezkedik el. A zóna gazdag és változatos faunát szolgáltatott és a standard ammonitesz Crickmayi Zónával párhuzamosítható. A *G. tozeri* utolsó előfordulása 5 m-rel a tufa fölött található, míg a zóna teljes vastagsága 27 m. Az e fölött következő, 1,5 m-rel feljebb gyűjtött mintából szintén sok radiolaria került elő, ám ezek rendkívül fajszegény és a korábbtól gyökeresen különböző összetételű faunaegyüttest képviselnek, amely a legelső hejtangi Canoptum merum Zónába sorolható. Ez a zóna a Planorbis Zónával, a legmélyebb hejtangi standard

ammonitesz zónával korrelálható (CARTER 1994). A konodonták, melyek a triász végén kihaltak, csak a szelvény alsóbb részén fordulnak elő. A konodonta faunák diverzitása alacsony és összetételük alapján a rhaetire jellemzőek. A legmagasabb rétegtani helyzetű, konodontát tartalmazó mintából a datált tufa fölött 4 m-rel *Norigondolella* került elő. Ez a nemzetség Kennecott-fokon közvetlenül a *Misikella posthernsteini* konodonta faj egyetlen előfordulása és a *Choristoceras nobile* ammonitesz faj fölött fordul elő – mindkét faj a legfelső triász vezérvége (ORCHARD 1991, ORCHARD & TOZER 1997, TIPPER *et al.* 1994). Késő triász ammonitesz mindezeidig nem került elő a szelvényből. A legidősebb jura ammonitesz, egy *Psiloceras* sp. példány, lelőhelye 9 m-rel a tufa fölött található. Kissé följebb, 16,5 m-rel a tufaszint fölött pedig *Psiloceras* cf. *primocostatum* került elő, ami Dél-Amerikában a heptangi második ammonitesz zónájának névadó faja (HILLEBRANDT 1994).

A fentiek alapján a Kunga-szigeti tufaszint U-Pb kora a triász–jura határ számszerű korának közvetlen becsléseként is értelmezhető. A korábbi időskálák a szisztéma határt kivétel nélkül néhány millió évvel idősebbre teszik, a leggyakrabban használt becslések $208,0 \pm 7,5$ Ma (HARLAND *et al.* 1990) és $205,7 \pm 4,0$ Ma (GRADSTEIN *et al.* 1994, 1995). Más időskálakon szereplő adatok 208 Ma (PALMER 1983), 210 Ma (HAQ *et al.* 1987), és 203 Ma (ODIN 1994). Az eltérések oka a rétegtanilag nem kielégítően pontosan ismert helyzetű mintákból nyert kisszámú radiometrikus koradat közötti interpoláció bizonytalansága. Az Észak-Amerikai Kordillerák vulkáni szigetív tereumairól származó mintákon a közelmúltban elvégzett U-Pb kormeghatározások közül jónéhány felhasználható a triász–jura határ számszerű korának közelítéséhez (2.2. táblázat). Ezeket a koradatokat a korábbi időskálák még nem vették figyelembe, de együttesen meggyőzően támogatják azt a következtetést, hogy a triász–jura határ kora közel 200 Ma.



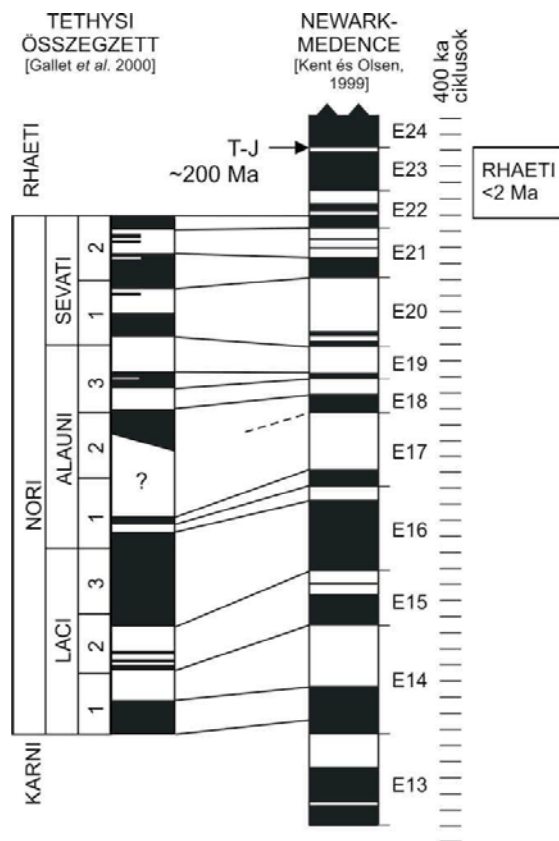
2.3. ábra. A Kunga-szigeti triász–jura határszelvény biosztratigráfiája és az U-Pb kormeghatározással datált tufaréteg helyzete. R: radiolária, C: konodonta, A: ammonitesz.

2.2. táblázat. A triász–jura határ kormeghatározása szempontjából fontos, közelmúltban publikált U–Pb korok.

Kormeghatározás tárgya	Lelőhely	U–Pb kor (Ma)	Biosztratigráfiai kor		Hivatkozás
			Maximum	Minimum	
Tufa, Talkeetna Fm.	Puale-öböl, Alaszka	197,8 ± 1,0	középső hettangi	késő hettangian	(Pálfy <i>et al.</i> 1999)
Tufa, Talkeetna Fm.	Puale-öböl, Alaszka	197,8+1,2/-0,4	középső hettangi	késő hettangian	(Pálfy <i>et al.</i> 1999)
Tufa, Kamishak Fm.	Puale-öböl, Alaszka	200,8 ± 2,8	középső hettangi	középső hettangi	(Pálfy <i>et al.</i> 1999)
Goldslide porfirit (Goldslide Pluton)	Stewart, B.C.	197,6 ± 1,9	hettangi	hettangi	(Rhys <i>et al.</i> 1995)
Tufa, Hazeltoni Formációcsoport	Stewart, B.C.	199 ± 2	hettangi	hettangi	(Greig & Gehrels 1995)
"Biotitos porfirit" (Goldslide Pluton)	Stewart, B.C.	201,8 ± 0,5	nori	rhaeti	(Greig <i>et al.</i> 1995)
Griffith Creek vulkanit	Spatsizi, B.C.	205,8 ± 0,9	nori	rhaeti	(Thorkelson <i>et al.</i> 1995)
Griffith Creek vulkanit	Spatsizi, B.C.	205,8+1,5/-3,1	nori	rhaeti	(Thorkelson <i>et al.</i> 1995)

2.3. A késő triász numerikus időskála revíziója

A későbbiekben tárgyalt szénizotóp anomália időbeli hossza és a rhaeti emeletre jellemző kihalási ráta értéke két olyan, kulcsfontosságú kérdés, melynek megválaszolásához a legfelső triász emelet időtartamának ismerete szükséges. Az elmúlt években publikált különböző időskálák egymástól jelentősen eltérő, szegényes radiometrikus adatokon nyugvó interpoláción alapuló becslései 1,5 millió év (HARLAND *et al.* 1990) és 3,9 millió év (GRADSTEIN *et al.* 1994, 1995) között változnak. Ezek helyett az alábbiakban a rhaeti időtartamának meghatározásához a Newark-medence tavi rétegsorára kifejlesztett asztronómiai időskálát (OLSEN & KENT 1999) használom. A nori-rhaeti határ megvonása magnetosztratigráfiai korreláción alapul, felhasználva az ősmaradványokban gazdag, de hézagos tengeri, tethysi rétegsorokból ismert adatokat. Az ilyen jellegű párhuzamosítást a korábbi vélemények megbízhatatlannak tartották (KENT *et al.*, 1995, MUTTONI *et al.*, 2001), ám a bizonytalanságok ellenére ezzel a módszerrel független becslés nyerhető a rhaeti korszak hosszát illetően. A nori fiatalabb részét (a sevati alkorszakot) is tartalmazó fontos tethysi szelvények közül magnetosztratigráfiai adatok ismeretese az Északi Mészkölpokból (Scheibkogel: GALLET *et al.* 1996) és Törökországból (Kavur Tepe: GALLET *et al.* 1993). Az utóbbi tektonikusan bonyolult felépítésű területen található, ahol a 180°-os rotáció vagy a déli féltekéről származás és későbbi északra toródás lehetősége a polaritás meghatározásának bizonytalanságához vezetett. Az eredeti értelmezés revíziója egy közeli kiegészítő szelvény vizsgálata révén az északi féltekei eredetet igazolja (GALLET *et al.* 2000), melyet feltételesen MUTTONI *et al.* (2001) is javasolt. Az alábbiakban megkísérlem GALLET *et al.* (2000) a tethysi nori emeletre kidolgozott kompozit magnetosztratigráfiai skáláját korrelálni a Newark-medence referencia skálájával (KENT & OLSEN 1999).



2.4. ábra. A rhaeti emelet hosszának és alsó határának meghatározása integrált ciklus- (OLSEN & KENT 1999) és magnetosztratigráfia (KENT & OLSEN 1999, GALLET *et al.* 2000) alkalmazásával, felhasználva a triász–jura határ radiometrikus kormeghatározását (PÁLFY *et al.* 2000a).

Scheibkogel szelvényében a biosztratigráfiai nori-rhaeti határ egy ammoniteszekben gazdag réteg segítségével jelölhető ki (GALLET *et al.* 1996). Eképpen a nori teteje egy normál mágnesezettségű zónába esik, amely a Newark medencebeli E22n zónának feleltethető meg, ha a tethysi kompozit magnetosztratigráfiát (GALLET *et al.* 2000) a karni-nori határhoz rögzítjük (2.4. ábra). Ez a gyakorlat követi a MUTTONI *et al.* (2001) által alkalmazottat, de

ORCHARD *et al.* (2001) nyomán egy kissé különböző szintben értelmezem a konodonták segítségével megvont karni-nori határt. A MUTTONI *et al.* (2001) által javasolt korreláció is csak kissé tér el az itt közöltől, hiszen a Newark-medencebeli E22n zónát a tethysi felső nori utolsó előtti normál magnetoazonájával párhuzamosítja. Az általam javasolt megoldás eredményeképpen a nori-rhaeti határ kora fiatalabb a KENT és OLSEN (1999) által megállapítottnál. A nori-rhaeti határ értelmezésében fenálló különbségek (DAGYS & DAGYS 1994) és a Tethys–Newark-medence közötti palinosztratigráfiai korreláció nehézségei egyaránt magyarázhatják a különbséget. Elfogadva a Newark-medencebeli nori-rhaeti határ itt javasolt megvonását, a rhaeti ciklikus tavi rétegsor nem egészen öt, 400 ezer év hosszúságú excentricitási ciklust ölel fel; eszerint a rhaeti teljes időtartama nem haladja meg a 2 millió évet.

2.4. A kora jura numerikus időskála revíziója

A leggyakrabban használt időskálakon a kora jura kalibrációja igen bizonytalan. A plienschachi–toarci határ korára adott becslés HARLAND *et al.* (1990) szerint $187,0 \pm 15$ Ma, GRADSTEIN *et al.* (1994, 1995) szerint pedig $189,6 \pm 4,0$ Ma. A jura időskála revízióját főként az Észak-Amerikai Kordillerák ammonitesz biosztratigráfia segítségével ismert rétegtani helyzetű vulkáni képződményeinek saját U-Pb kormeghatározásai, kisebb mértékben friss irodalmi adatok alapján alapján végeztem el (PÁLFY *et*

al. 2000b). Az újrakalibrált időskálát a korábbi skálákkal összehasonlítva mutatja a 2.1. ábra. A kora jura kihálás szempontjából kritikus plienschachi–toarci intervallumban 14 U-Pb koradat áll rendelkezésre (2.3. táblázat), amelyek közül egyik sem szerepelt a korábbi időskálák adatbázisában. Első alkalommal tette lehetővé az izotópos koradatbázis sűrűsége és biokronológiai felbontása a plienschachi–toarci átmenet körüli hat egymást követő ammonitesz zónát határoló korok számszerű becslését. A zónák határainak becslése a kronogram módszerrel történt (HARLAND *et al.* 1990) a Crassicosta Zóna kivételével, amelynek bázisáról egy közvetlenül mért U-Pb kor áll rendelkezésre (PÁLFY *et al.* 1997). Az ammoniteszek provincialitása miatt az észak-amerikai regionális zónabeosztás használata volt indokolt (2.5. ábra), amely azonban jól korrelálható az északnyugat európai standard zonációval. Az alsó zónahatárok számszerű kora a következőképp adható meg: Kunae Zóna (kora és késő plienschachi határa): $185,7 +0,5/-0,6$ Ma; Carlottense Zóna: $184,1 +1,2/-1,6$ Ma; Kanense Zóna (plienschachi–toarci határ): $183,6 +1,7/-1,1$ Ma; Planulata Zóna: $182,0 +3,3/-1,8$ Ma; Crassicosta Zóna: $181,4 \pm 1,2$ Ma.

A zónahatárok korbecslése újdonság a jura időskála tekintetében, a megfelelő minőségű és sűrűségű radiometrikus adatok hiányában azonban hasonló felbontás nem érhető el a jura korábbi emeleteire. A teljes kora jura időskála zónaszintű kalibrálása jelenleg csak más módszerek együttes alkalmazásával, a Sr izotóp- és ciklussztratigráfia felhasználásával lehetséges.

2.3. táblázat. A plienschachi–toarci határ és a határ körüli ammonitesz zónák kormeghatározása szempontjából fontos, közelmúltban publikált U–Pb korok.

Datált minta	Mintavételi hely	U–Pb kor (Ma)	Biokronológiai kor (zóna vagy emelet)	
			Maximum	Minimum
Chuchi intrúzió	BP Chuchi bányatelek	$188,5 \pm 2,5$	Whiteavesi	Kunae
Tufa a Laberge Form.csoportban	Atlin-tó (keleti part)	$187,5 \pm 1,0$	Whiteavesi	Whiteavesi
Tufa a Hazelton Form.csoportban	Todagin Mtn., Spatsizi area	$185,6 +7,3/-0,6$	Freboldi	Freboldi
Granitoid kavics a Laberge Form.csoportban	Atlin-tó (Sloko-sziget)	$186,6 +0,5/-1,0^*$	<i>Sinemuri</i>	Kunae
Tufa a Laberge Form.csoportban	Atlin-tó (Copper-sziget)	$185,8 \pm 0,7$	Kunae	Kunae
Tufa a Hazelton Form.csoportban	Skinhead-tó	$184,7 \pm 0,9$	Kunae	Kunae
Tufa ("Nordenskiöld vulkanit")	Whitehorse	$184,1 +5,8/-1,6$	Kunae	Kunae
Eskay porfirít	Eskay-patak, Iskut-folyó térképlap	$184 +6/-1$	Carlottense	<i>Aalenian</i>
McEwan Creek pluton	McEwan-patak, Spatsizi térképlap	$183,2 \pm 0,7$	Kanense	Planulata
Tufa a Hazelton Form.csoportban	Mt. Brock, Spatsizi térképlap	$180,4 +11,2/-0,4$	Kanense	Planulata
Tufa a Whiteavesi Formációban	Yakoun-folyó, Queen Charlotte-sz.	$181,4 \pm 1,2$	Crassicosta	Crassicosta
Tufa a Hazeltoni Form.csoportban	Julian-tó	178 ± 1	Yakounensis	Aalenian
Eskay riolit	Eskay Creek antiklinális, Ny szárny	$175,1 \pm 4,7$	Yakounensis	Aalenian
Eskay riolit	Eskay Creek antiklinális, K szárny	$174,1 +4,5/-1,1$	Yakounensis	Aalenian

* Maximum kor.

Az izotópos és biokronológiai korokra vonatkozó hivatkozások részletei megtalálhatók: Pálfy *et al.* (2000b). Ammonitesz zónák és korrelációjuk: ld. a 2.5. ábrát.

EMELET		ÉSZAK-AMERIKAI AMMONITESZ ZÓNA	ÉNY-EURÓPAI AMMONITESZ ZÓNA
TOARCI	F	Yakounensis	Levesquei
		Hillebrandti	Thouarsense
	K	Crassicosta	Variabilis
		Planulata	Bifrons
	A	Kanense	Falciferum Tenuicostatum
PLIENSBACHI	F	Carlottense	Spinatum
		Kunae	Margaritatus
	A	Freboldi	Davoei
		Whiteavesi	Ibex
		Imlayi	Jamesoni
		Tetraspidoceras	Raricostatum Oxynotum
SINEMURI	F	Plesechioceras? harbledownense	Raricostatum Oxynotum
		Asteroceras varians	Obtusum
	A	Arnioceras arnouldi	Turneri Semicostatum
		Coroniceras	Bucklandi
		Canadensis	Angulata
HETTANGI		Pseudetaetomoceras	Angulata
		Franziceras	Liasicus
		Euphyllites	Planorbis
		Psiloceras	

2.5. ábra. Az észak-amerikai és északnyugat-európai kora jura ammonitesz zónák korrelációja (JAKOBS *et al.* 1994, PÁLFY *et al.* 1994, SMITH *et al.* 1988, TIPPER & GUEx 1994).

A Sr izotóparányok változása a teljes kora jurában jól ismert (JONES *et al.* 1994, MCARTHUR *et al.* 2000, MCARTHUR *et al.* 2001), míg ciklussztratigráfiai alapú intervallum korhatározás kidolgozása csak bizonyos szakaszokra történt meg (HINNOV *et al.* 2000, HINNOV & PARK 1999, WEEDON & JENKYNs 1999, WEEDON *et al.* 1999). A Sr izotóp arány változásának rövidebb (egy-két zónányi) illetve hosszabb (néhány emeleten keresztül) linearitását feltételezve (WEEDON & JENKYNs 1999, MACARTHUR *et al.* 2000) egy háromszakaszos kormodell dolgozható ki, amelynek alkalmazásával a zónahatárok kora interpolálható vagy extrapolálható.

A kora jurában a hettangi és pliensbachi között a Sr izotóp görbe közel lineáris lefutású, meredeksége pedig jó rétegtani felbontást tesz lehetővé. Erre a szakaszra hosszútávú átlagként $-0,000042$ /millió éves változási ütem számítható, a triász–jura és a pliensbachi–toarci határ egymástól 16,0 millió évre lévő kalibrációs pontjához rögzítve a Sr görbét. Ez egybevág a kora pliensbachi Jamesoni és Ibex zónák ciklussztratigráfiai alapon 1,68 millió évesnek határozott szakaszán számított rövidtávú változási ütemmel. Ezzel igen jól egyező $-0,000040$ /millió év

értéket számított MACARTHUR *et al.* (2000) a késő pliensbachira.

Az ÉNy-Európában kidolgozott Sr izotóp idősorozat szubzóna felbontású ammonitesz biosztratigráfiával ötvözött, ezért felhasználható a zónahatárok korbecslésére. Két olyan szakasz is ismert azonban, ahol a Sr görbe lineáris esése nem áll fenn. A jura legelején, a monoton eséssel jellemzett időszak előtt a hettangiban, ill. a sinemuri elejének Bucklandi Zónájáig a görbe lapos vagy enyhén hullámzó. Másrészt a Davoei Zónában a meredekség átmeneti törést szenved (JONES *et al.* 1994). Ennek korrigálására a pliensbachi Davoei Zóna hosszát az Ibex Zónával egyenlőnek, azaz $\sim 1,1$ millió évnél tekintjük, amit ciklussztratigráfiai adatok is alátámasztanak (WEEDON & JENKYNs 1999). Az első négy jura ammonitesz zóna időtartamát úgy származtatjuk, hogy a triász–jura határ és a Bucklandi és Semicostatum zónák határa között számított 3,33 millió évet az angliai liászról leírt ciklusok számának arányában (WEEDON & JENKYNs 1999) osztjuk el a zónák között. Az így kapott zónafelbontású kora jura (hettangi-pliensbachi) időskálát a 2.4. táblázat mutatja.

Mivel nem mindegyik toarci zónahatár becsülhető közvetlenül radiometrikus kormeghatározások alapján, ebben a szakaszban is hasonló módszer alkalmazása lenne szükséges. A toarciban azonban nem alkalmazható a Sr görbére alapozott interpoláció, hiszen a pliensbachi–toarci határ inflexió pontja után a görbe nem lineáris, majd meredeksége nagyon lecsökken. Ennek ellenére MACARTHUR *et al.* (2000) szubzónák határait adott becslést a görbének a pliensbachi–toarci határ és a Crassicosta (\approx Variabilis) kalibrációs pontok (PÁLFY *et al.* 2000a) között számított $0,000069$ /millió év emelkedési üteme alapján. A $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ arány Falciferum Zónában észlelt ugrása vagy Yorkshire szelvényeiben meglévő rejtett hiátussal ill. kondenzációval magyarázható (JONES *et al.* 1994, MCARTHUR *et al.* 2000), vagy elsődleges jelként értelmezhető, melyet az óceáni anoxikus eseménnyel összefüggő rendkívüli körülmények magyarázhatnak. MCARTHUR *et al.* (2000) következtetése szerint az Exaratum Szubzóna 30-szor olyan hosszú lehetett, mint a toarci legrövidebb szubzónája. Ez a feltételezés különösen hat egy fontos esemény szintjének esetében. A Sr izotóp evolúció állandó ütemét feltételezve a Falciferum és a Bifrons Zónák alsó határának kora 183,3 illetve 181,9 Ma-nak adódik.

Megjegyezzük, hogy ezt a változási ütemet feltételezve a toarci hátralevő részére az emelet hossza rendkívül rövidnek, mindössze 3 millió évnél adódik, ami ellentmondásban áll a radiometrikus adatokkal. Ehelyett itt a toarci második felére egy kisebb, $0,000029$ /millió év értékkel számolunk, amely a görbének a Crassicosta (\approx Variabilis) Zóna bázisához (direkt kormeghatározással $181,4 \pm 1,2$ Ma) illetve a Hillebrandti/Yakounensis zónahatár kronogram

korához (180,1 ±0,7/-3,0 Ma) való rögzítéséből származtatható. Így a toarci/aaléni határ kora 179,4 Ma-nak interpolálható. A Thouarsense Zóna kezdete nem számszerűsíthető, mivel ebből a szakaszból nincs publikált Sr izotóp adat. A késő toarciból lényegesen kevesebb Sr izotóp adat áll rendelkezésre, mint a toarci korábbi részéből, ezért a görbe meredeksége is csak nagyobb bizonytalansággal számítható. Ciklussztratigráfia alapján a toarci és aaléni együttes minimális hosszát HINNOV és PARK 11,4 millió évben adja meg. Kronogramm számításon alapuló becslésünk ugyanerre az intervallumra 9,6 millió év

(PÁLFY *et al.* 2000a). Megjegyzendő, hogy az aaléni/bajóci kronogramm bizonytalansága elméletileg ennél akár 7,9 millió évvel hosszabb aaléni is megenged.

Összegezve, a Sr sztratigráfián alapuló, ill. a tengervíz Sr izotóparányának rövidtávon lineáris változását feltételező, radiometrikus adatokkal és ciklussztratigráfiával integrált nagyfelbontású időskála kalibráció érdekes új lehetőséget kínál. Ennek megalapozottságát további radiometrikus kormeghatározásokkal lehet ellenőrizni.

2.4. táblázat. Zóna szinten interpolált időskála a kora jura hejtangi–pliensbachi szakaszára.

Zóna	Alsó határ interpolált kora (Ma)	Zóna időtartama (millió év)	Alemelet időtartama	Emelet időtartama
Tenuicostatum	183,6			
Spinatum	184,7	1,1	3,5	pliensbachi 8,3
Margaritatus	187,1	2,3		
Davoei	188,2	1,1	4,9	
Ibex	189,3	1,1		
Jamesoni	191,9	2,6		
Raricostatum	193,0	1,1	2,1	sinemuri 5,0
Oxynotum	193,6	0,6		
Obtusum	194,0	0,4		
Turneri	195,9	1,9	2,9	
Semicostatum	196,3	0,3		
Bucklandi	197,0	0,7		hejtangi 2,6
Angulata	197,9	0,9		
Liasicus	198,9	1,0		
Planorbis	199,6	0,7		

3. A triász végi kihalás

A triász végi kihalás az öt legnagyobb fanerozoós kihalás közül a legkevésbé tanulmányozott esemény (HALLAM 1996a). Jelentőségét jól érzékelteti a konodonták teljes és végleges kihalása, az ammoniteszek kis híján teljes kicserélődése, a zátony ökoszisztéma összeomlása, és a szárazföldi állat- és növényvilágban végbement mélyreható változások.

3.1. Rövid kutatástörténet

A triász végi kihalást már NEWELL (1967) úttörő tanulmányában a legnagyobb fanerozoós krízisek között említi. A globális adatbázisokon alapuló diverzitástörténeti tanulmányokban az „Öt Nagy” kihalási esemény közé sorolják (RAUP & SEPKOSKI 1982, SEPKOSKI 1996). A fokozatosan összegyűjtött őslénytani adatokat HALLAM (1990, 1996a, 2002) foglalja össze több ízben. Ugyancsak HALLAM & WIGNALL (1997) tárgyalja részletesen a triász–jura határral kapcsolatos rétegtani és más földtörténeti ismeretek gyarapodását.

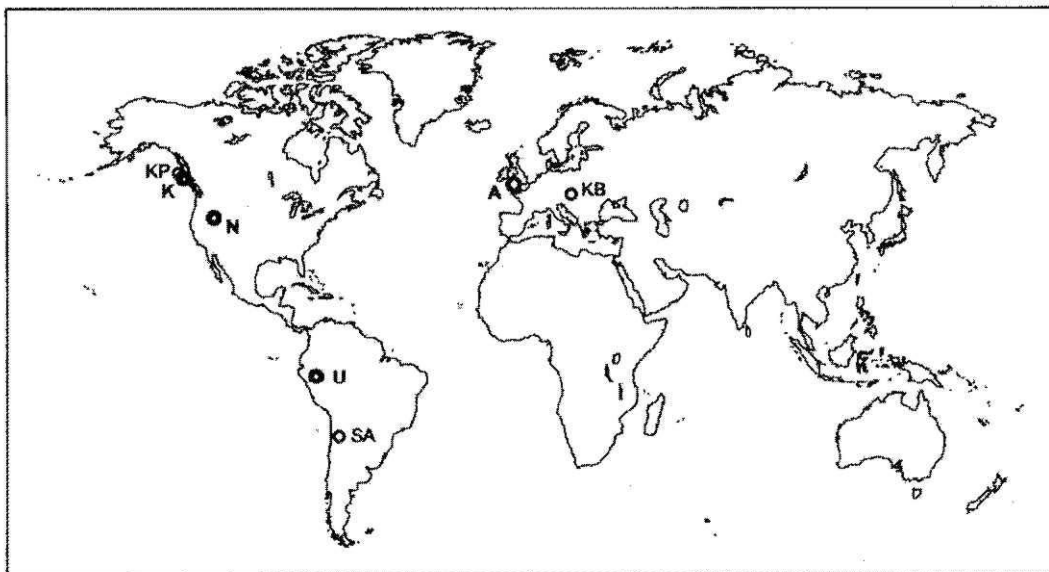
3.2. Triász–jura határszelvények a világban

Napjainkban jelentős kutatások folynak a triász–jura határ vizsgálata témájában. Az egyik fontos célkitűzés a nemzetközi határsztratotípus (GSSP) kijelölése. Ezidáig négy lehetséges szelvényre érkezett javaslat (Kunga-sziget, Kanada; Utcubamba-völgy, Peru; St. Audrie-öböl, Anglia; és New York-kanyon,

USA; 3.1. ábra). Ezeken kívül világszerte csak kevés olyan lelőhely ismert, ahol az átmenet folyamatos, ősmaradványokat is tartalmazó tengeri rétegsorban tanulmányozható (pl. Kendelbachgraben, Ausztria; Sierra Aspera, Chile, Kennecott-fok, Kanada, és más, kiegészítő szelvények a GSSP-jelölt szelvények közelében). A határszelvények ritkasága miatt nagy jelentőségűek az újonnan felismert vagy vizsgált lelőhelyekről szerzett adatok.

3.3. A triász–jura határ Magyarországon

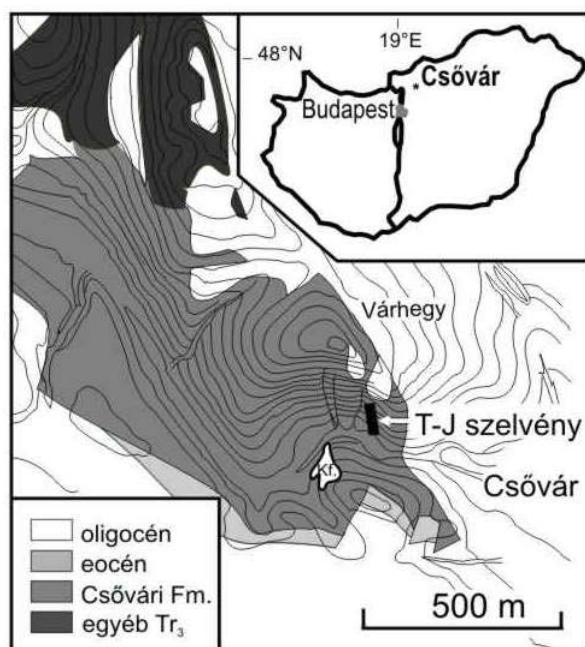
Magyarország területén többé-kevésbé folyamatos triász–jura átmenet különböző üledékes fáciesekben több kifejlődési területen tanulmányozható. A Dunántúli-középhegységben a Bakonyból karbonát platform átmeneti szelvényei ismertek (pl. Kőrös-hegy, Kardosrét), melyekben a Dachsteini Mészköre üledékfolytonosan (vagy kis üledékhianyval) hasonló környezetet jelző Kardosréti Mészkö települ (HAAS 1993). A Gerecsében és a tatai mezozoós rögben a rendszer határt üledékhézag jelzi (DULAI 1998, HAAS & HÁMOR 2001). A Duna-balparti rögök területén a tengeri lejtő- és medencefáciesű csővári szelvény tartalmazza a határt. A Mecsek vastag terrigén, tengerperemi rétegsoraiban (pl. Karolina-völgy) a határ palinológiai alapon, némi bizonytalansággal vonható meg (LACHKAR *et al.* 1984). Az említettek közül részletes vizsgálatokat a csővári szelvényben végeztem.



3.1. ábra. A legfontosabb triász–jura határszelvények. Vastag kör: GSSP jelöltek (K: Kunga-sziget; N: New York-kanyon; U: Utcubamba-völgy; A: St. Audrie-öböl. Vékony kör: egyéb szelvények (KP: Kennecott-fok; SA: Sierra Aspera; KB: Kendelbach).

3.3.1. A csővári Vár-hegy szelvénye

Budapesttől északkeletre, a Duna balparti rögök területén a mezozoós rétegsor néhány elszigetelt, törések által határolt tektonikus blokkban bukkan a felszínre. A Dunántúli-középhegységi tektonikai egységhez (Pelso terrénum, vagy Bakony egység) tartozó rögök uralkodóan felső triász platform karbonátokból állnak. Egyikük, a csővári rög területén a platformképződmények mellett a felső triász–alsó jura átmenetet a Csővári Mészke Formáció lejtő- és medenceüledékei képviselik (3.2. ábra). Az alábbiakban egy újonnan felismert, feltárt és vizsgált triász–jura szelvényt ismertetek a csővári Vár-hegyről, amely jó lehetőséget kínál az időszakhatár sokoldalú vizsgálatára.



3.2. ábra. A csővári triász–jura határszelvény földrajzi és földtani helyzete. A csővári blokk délkeleti részének földtani felépítése egyszerűsítve BENKŐ & FODOR (2002) alapján. Kf.: Pokol-völgyi kőfejtő; Cs. Fm.: Csővári Mészke Formáció.

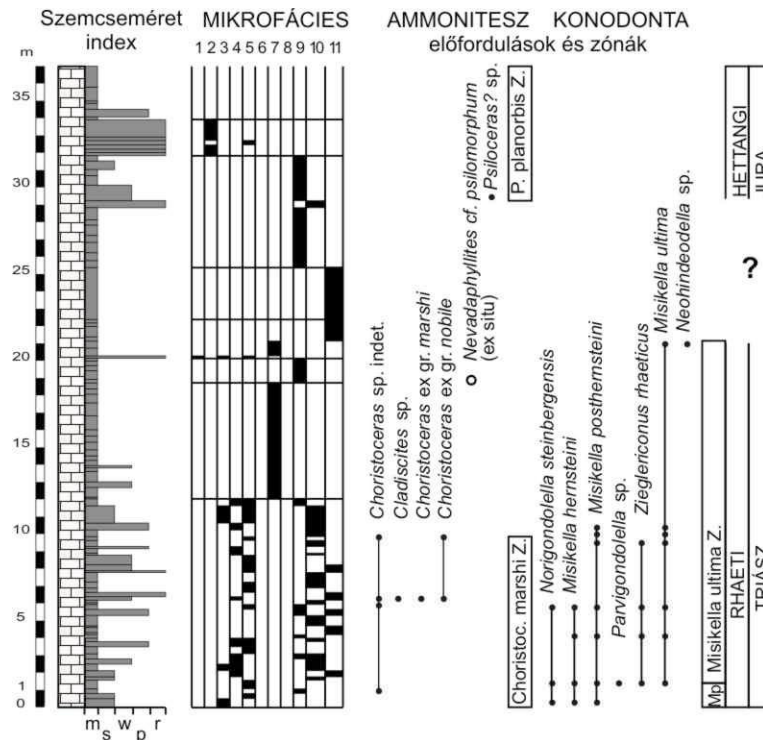
Csővár környékéről mezozoós rétegeket először SZABÓ (1860) említ, aki a barna agyagpalákat feltételezsen a liászba sorolja. A jura kort néhány más, XIX. sz. végi tanulmány is megerősíti, de VADÁSZ (1910) az egész rétegsort átértékelve a felső triászba tartozónak véli. A jól rétegzett barna mészke alpi analógiákra, a „raibli rétegekkel” való hasonlóságára alapozott karni kora ettől kezdve évtizedeken át

meghonosodott a magyar szakirodalomban. A képződmény korának revízióját először KOZUR és MOSTLER (1973) veti fel, a Pokol-völgyi kőfejtőben (3.2. ábra) talált késő nori mikrofossziliák alapján. Ugyaninnen DETRE *et al.* (1988) késő norira utaló ammoniteszt, *Choristoceras*-t írnak le. Ennél is fiatalabb, rhaeti korra utalnak azok a konodonták (*Misikella* spp.) és ammoniteszek (*Choristoceras* cf. *marshi*), melyek a kőfejtő legfelső rétegeiből kerültek elő (HAAS *et al.* 1997, KOZUR & MOCK 1991). A Vár-hegyen, a kőfejtőtől mindössze 500 m-re, KOZUR (1993) kora jura radiolariákat talál, melyek azt jelzik, hogy a formáció a hettangiba és talán a sinemuriba is átmeny. Ezek alapján ígéretesnek látszott a Vár-hegy oldalában a triász–jura határt kutatni.

3.3.1.1. A szelvény leírása

Csővár Budapesttől kb. 50 km-re ÉK-re, Váctól 20 km-re K-re található település. A Vár-hegy déli lejtőjét a Csővári Mészke Formáció rétegei építik föl. A falutól kb. 800 m-re nyugatra, a Pokol-völgy (másnéven Malom-völgy) északi oldalán szakaszosan előforduló természetes kibukkanásokat kutató árkolással kötöttük össze. Az 57 m vastagságban feltárt rétegsorban 124 réteget különítettünk el, ezek egy része valóban önálló réteg, míg mások vékonyrétegzett vagy laminált rétegek együttese. A Csővári Mészke Formáció legfelső része a vizsgált szelvény teteje és a hegytető között, legalább további 60 m-es rétegsort képvisel, majd a Várhegy tetején feltárt, alsó jura tűzköves mészkevel vető mentén érintkezik (BENKŐ & FODOR 2002). A formáció alsó, teljes egészében triász időszi része legjobban a Pokol-völgyi kőfejtőből ismert (HAAS *et al.* 1997), amely a szelvény talpától légvonalban 150 m-re, a völgy túlsó oldalán található (3.2. ábra). A kőfejtő legfelső rétegei és a szelvény alsó része párhuzamosítható, elsősorban a 30. réteg vastag bioklasztos mészkepadja mint vezetősínt korrelálható a kőfejtő tetején megjelenő réteggel.

A Csővári Mészke kőfejtőben feltárt triász részét HAAS *et al.* (1997) vizsgálták részletesen. A kalciturbidites öszletben csatornakitöltési szerkezeteket észleltek, törmelékfolyásos rétegeket, üledécsuszamlásos szerkezeteket és laminált, szervesanyag-dús mikrites mészkevet írtak le. A szedimentológiai bélyegek lejtőlábi üledékképződési környezetre utalnak, amely a háttérben húzódó, Nézsza környékéről ismert karbonátos platform és az elzárt medence között fejlődött ki.



3.3. ábra. A csövári triász–jura határszelvény rétegsora, szedimentológiája (HAAS J. adataival), ammonitesz és konodonta (M. ORCHARD adataival) biosztratigráfiája (PÁLFY & DOSZTÁLY 2000, PÁLFY *et al.* 2001 nyomán). Magyarázat a szemcseméret indexhez: m – 0-1 mm agyagkő; s – 1-2 mm meszes aleurolit; w – 2-3 mm mészhomokos wackestone; p – 3-4 mm mészhomokos packstone and grainstone; r – 4-5 mm kalcirudit. Magyarázat a mikrofációs típusokhoz és az üledékképződési környezethez (zárójelben): 1 – litoklasztos-bioklasztos rudit; 2 – átülepített onkoidos „grapestone”; 3 – átülepített bioklasztos „wackestone” (1–3: lejtőláb, „toe-of-slope”); 4 – átülepített bioklasztos „packstone” (proximális turbidit); 5 – peloidos „packstone” (disztális turbidit); 6 – bioklasztos meszes aleurolit (platform körüli medence); 7 – laminált peloidos „wackestone” (nagyon disztális turbidit); 8 – szivacsos „wackestone”; 9 – filamentumos „wackestone”; 10 – radioláriás „wackestone”; 11 – radioláriás „packstone” (8–11: medence).

Az itt leírt szelvény (3.3. ábra) üledékföldtani jellemzői hasonlóak a kőfejtőből megismert felső triász rétegsoréhoz. HAAS J. terepi megfigyelései és mikrofációs elemzése alapján 11 litofációs típus volt elkülöníthető, amelyek segítségével az üledékképződés fejlődésmenete rekonstruálható. A szelvény legalsó részén (0–12 m) proximális és disztális turbidit rétegek váltakoznak radioláriás medencefáciessel, külső lejtőlábi faciést jelezve. Efölött, 12–18,7 m között vékonyan laminált, nagyon disztális turbidit települ, melyet filamentumos medencefációs követ (18,7–20,1 m). A 20,1–22,4 m közötti rétegsort bázisán vékony törmelékfolyás-eredetű („debris flow”) réteget találunk, melyre disztális turbidit települ. Üledéksuszamlásos szerkezeteket is tartalmazó, radioláriás medencefációs figyelhető meg 22,4–25,4 m között, majd efölött 31,8 m-ig filamentumos medencefációs az uralkodó. Erre települ 2,1 m vastagságban egy igen jellegzetes képződmény, mely átülepített, „grapestone” szövetű mészköpadokból áll, és helyenként molluszka és

brachiopoda héjából álló lumasella lencsék jellemzik. A szedimentológiai bélyegek tanúsága szerint az üledékképződést platform eredetű karbonátot szállító zagyarak és hemipelágikus mészszipak lerakódása befolyásolta. A szelvény rétegsorának képződési ideje alatt a helyszín a lejtő, lejtőláb és medence közti átmeneti övben helyezkedett el.

A vizsgált szelvény fölött a tűzkőgumók, -lencsék és -rétegek mind gyakoribbá válnak. A formáció legfelső része jól rétegzett tűzköves mészkőből áll. Ez az ellenálló képződmény a hegytető közelében sziklafalakat formál, és mélyebb medencefációs üledéknek tekinthető.

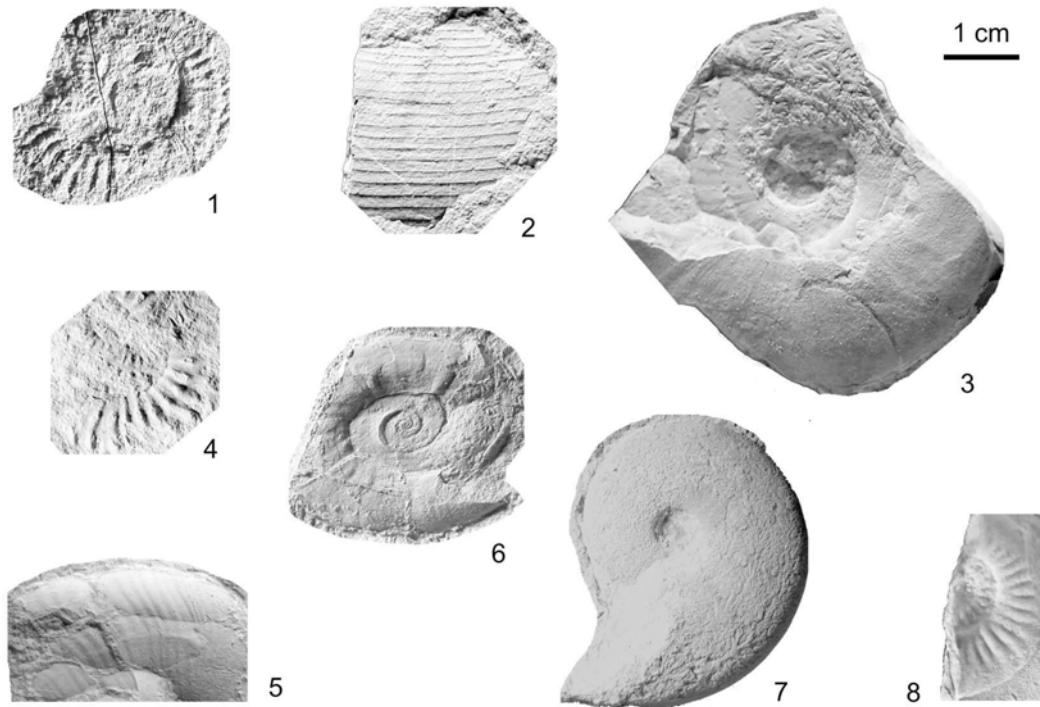
3.3.1.2. A szelvény biosztratigráfiai tagolása

A Pokol-völgyi kőfejtőből már korábban is ismertek voltak triász ammoniteszek. DETRE *et al.* (1988) *Choristoceras nobile*-t említenek, HAAS *et al.* (1997) *Choristoceras cf. marshi* és *Vandaites*

stuerzenbaumi példányait ábrázolják. Az előbbi korát késő norinak (sevati), míg az utóbbiét rhaetinek adják meg, miszerint a triász két legfiatalabb ammonitesz zónája megtalálható a rétegsorban. A litológiai korreláció alapján korbeli megfeleltetést is tehetünk, a Vár-hegyi szelvény alsó részét a legfelső triászba sorolva.

Ezt alátámasztják a vizsgált szelvény ammonitesz leletei is. A szelvényben az ammoniteszek ritkák, mindössze kb. 30 példány került elő, ezek azonban mégis lehetővé teszik a zónaszintű tagolást (3.3. ábra).

A megtartási állapot általában gyenge, a márgásabb, laminált rétegek csak lapított példányokat tartalmaznak. Kevésbé deformált, ám gyakran töredékes kőbelek kerültek elő a rétegzett mészkőből. A legfontosabb ammoniteszeket a 3.4. ábra mutatja be. A szelvény alsó 10 m-ében *Choristoceras* különböző fajai fordulnak elő, a legfelső triász Marshi Zónát jelezve (KRYSTYN 1987). Ezekkel együtt fordult elő egy kanyarulattöredék, ami díszítése alapján a *Cladiscites* nemzetségbe sorolható.



3.4. ábra. Jellemző ammoniteszek a csővári triász–jura határszelvényből. A leltári szám (MTM Föld- és Őslénytár) után a szelvény talpától mért rétegtani távolság szerepel. 1–*Choristoceras* sp., rhaeti, felső triász, M.99.31, 6,5 m; 2–*Cladiscites* sp., rhaeti, felső triász, M.99.32, 10 m; 3–*Euphyllites*? sp., hettangi, alsó jura, M.99.33, törmelékből; 4–*Choristoceras* sp., rhaeti, felső triász, M.99.34, 6,5 m; 5–*Psiloceratida* gen. et sp. indet., hettangi, alsó jura, M.99.35, 29,5 m; 6–*Pleuroacanthites*? sp., hettangi, alsó jura, M.99.36, törmelékből; 7–*Nevadaphyllites* cf. *psilomorphum*, hettangi?, alsó jura?, M.99.37, törmelékből; 8–*Waehneroceras* sp., hettangi, alsó jura, M.99.38, 56,5 m

Törmelékből 18,8 m-rel a szelvény talpa fölött került elő a *Nevadaphyllites* cf. *psilomorphum* egy példánya. Ez a faj a legalsó jurára jellemző (GUEX 1995), és a terepviszonyok alapján valószínűsíthető, hogy a bezáró réteg a megtalálási hely közvetlen közelében lehetett. A példány a VADÁSZ (1910) által *Phylloceras triasicum* néven leírt fajjal azonosítható, bár átmérője csaknem háromszorosa a holotípusénak. VADÁSZ faját tehát junior szinonimának tekintem. A legmélyebb helyzetű, szálaban álló rétegből gyűjtött, hettangi ammonitesz egy közelebről meg nem határozható *Psiloceratida* a szelvény bázisa felett 30 m-rel. Törmelékből, kb. 5 m-rel feljebbről származik egy parabolikus csomókkal rendelkező példány, amely a *Pleuroacanthites* nemzetséghez sorolható. A

genus elterjedése a *Planorbis* és *Liasicus* zónákra korlátozódik. Ezen a szinttájon további, közelebről meghatározhatatlan *phylloceratida* és *psiloceratida* példányok is előfordulnak. A feltárt szelvény tetején, kb. 20 m-rel az izotópos vizsgálatra begyűjtött szelvényszakasz felett talált *Waehneroceras* sp. a hettangi középső zónáját jelzi (PÁLFY & DOSZTÁLY 2000). A Vár-hegy lejtőjén, a szelvény körüli törmelékből számos érdekes ammonitesz került elő, pl. *Euphyllites*? sp., *Caloceras*? sp., és *Fergusonites* sp. Ezek együttesen az alsó és középső hettangi meglétének további bizonyítékát adják, és további szisztematikus ősmaradványgyűjtés fontosságát támasztják alá.

A szelvény kőzetmintáiból készített vékonycsiszolatokban radiolariák láthatók. A szelvény alsó 32 m-ből 20 mikropaleontológiai mintát gyűjtöttünk, melyet DOSZTÁLY L. ecetsavas oldással tárt fel. Egy kivételével ezek mindegyike tartalmazott mikrofaunát, főleg konodontákat, holothuriákat, és ichthyolitokat. A minták többségében radiolariákra nézve szokásos savas feltárás nem járt eredménnyel, mert vázak anyagát másodlagos kalcit helyettesíti. Jól értékelhető radiolariák egyetlen mintából kerültek elő. A szelvény talpa fölött 1,5 m-re települő rétegből E. S. CARTER több más taxon mellett *Globolaxtorum tozeri* jelenlét mutatta ki. Észak-Amerikában ez a faj a legfelső rhaeti radiolaria zóna index alakja. A Várhegy lejtőjének magasabb részéből KOZUR (1993) viszonylag gazdag és kielégítő megtartású radiolaria faunát írt le. A hasonló helyről, néhány 10 m-rel a vizsgált szelvény fölül származó pontminták közül kettő szolgáltatott meghatározható radiolariákat. Néhány faj és nemzetség azonosítható a CARTER *et al.* (1998) által a kanadai Queen Charlotte-szigetek alsó jurájából leírt fauna elemeivel. Ennek alapján a nyugat-kanadai integrált ammonitesz és radiolaria zonáció, amely ebből a szempontból a legjobban ismert, alkalmazható a csöväri lelőhely radiolariáinak korbesorolására. A meghatározott taxonok elterjedési tartományainak átfedéséből az a következtetés vonható le, hogy a tűzköves mészkő a felső hettangiba és a sinemuriba tartozhat.

M. ORCHARD vizsgálatai alapján a konodonták többsége a szelvény alsó 10 m-ében fordul elő. A jellegzetesen tethysi faunaegyüttest a *Misikella* nemzetség fajai uralják. A *M. hernsteini*, *M. posthersteini*, és a *M. ultima* fajok utolsó megjelenése lépcsőzetesen követi egymást. A legtöbb mintában mindkét fiatalabb faj együtt fordul elő, habár ezek KOZUR és MOCK (1991) szerint két egymásutáni zóna index fajai. Az önálló *M. ultima* zóna megléte mindössze egyetlen minta (21 m) egyetlen példánya utal. A KOZUR és MOCK (1991) által leírt legfiatalabb triász konodonta zónát, melynek index faja a *Neohindeodella detrei*, nem tudtuk kimutatni.

Az egyéb makrofauna között említést érdemelnek, csökkenő gyakorisági sorrendben, a kagylók, brachiopodák, és csigák. A triász végi kihaláshoz kapcsolódó általános faunaváltás alapján a triász és jura rétegek kagyló és brachiopoda faunája is megkülönböztethető, melyet a tervezett részletes vizsgálatok hivatottak igazolni. A szelvény talpközeli, legmélyebb rétegeiben gyakoriak a coleoidea fogókarmok. Rendszerint néhány milliméteres hosszúságú alga filamentumok egyes réteglapokon gyakoriak. Növénymaradványok szintén előfordulnak a szelvényben.

A triász–jura határ általánosan alkalmazott definíciója ammonitesz biosztratigráfiára alapul. Hagyományosan a *Psiloceras* első megjelenésénél vonják meg a jura bázisát. A *Psiloceras* ritkán fordul elő rétegtanilag igazolhatóan a legfelső triász index

ammonitesze, a *Choristoceras* fölött (HALLAM 1990). Remény van arra, hogy Csövár is felsorakozik ezen szelvények közé, hiszen *Choristoceras* több szintben is jelentkezik a szelvény alsó 10 m-ében, a kora jura *Psiloceratida* töredék pedig azt sejteti, hogy jobb megtartású példány előkerülése is várható. A triász–jura határ a 21,1–30,1 m közti szakaszon belül vonható meg, azaz a legutolsó konodonta és a legelső szálból gyűjtött jura ammonitesz előfordulása között. További gyűjtésekkel remény van a triász–jura határ helyzetének pontosítására.

3.3.1.3. A szelvény jelentősége és egyéb vizsgálatok

A csöväri szelvény jelentősége abban rejlik, hogy gyarapítja az eddig ismert kevés triász–jura határszelvények számát. Előnye a jó megközelíthetőség és a viszonylag jó feltártsági viszonyok, melyek részben mesterségesek, de jól karbantarthatók. A szelvény látszólag nem tartalmaz hiátust vagy drasztikus litológiai változást és folyamatos üledékképződéssel jellemezhető. A lejtő és medence átmeneteként értelmezett üledékképződési környezet lehetőséget nyújt a platformon, illetve a pelágikus medencékben lejátszódott események korrelációjára. Sajnos az ammoniteszek viszonylagos ritkasága nem teszi lehetővé, hogy a szelvény mint GSSP-jelölt jöjjön számításba.

Az értekezés egy integrált rétegtani vizsgálat első szakaszának eredményeit tartalmazza. Az itt leírt eredményeken túl HAAS J. végez szedimentológiai vizsgálatokat, további paleomágneses mérések pedig MÁRTONNÉ SZALAI E. laboratóriumában folynak. A biosztratigráfiai feldolgozás tervezett további lépései az ammoniteszek mellett a kagylók, brachiopodák, továbbá radiolariák, konodonták, és foraminiferák értékelése lesznek. A triász–jura határ helyzetének pontosítása ezek alapján is remélhető. A biosztratigráfiai jelentősége mellett a szelvény a magyarországi mezozoikum egyes ösföldrajzi és tektonikai kérdéseit is segít megvilágítani. A biodetrítális, átülepített, platform eredetű mészkövek vizsgálata segítséget nyújt a platformok és életközösségeik triász végi pusztulása, illetve jura eleji talpraállása nyomozásában. A szelvényt nemzetközileg azonban azok a stabil izotóp geokémiai vizsgálatok tették ismertté, melyeket a 3.7.1. alfejezetben ismertetek.

3.4. A triász–jura határ ősmaradvány leletanyaga és biodiverzitás története

A triász végi kihalás nagyságrendje szerint a negyedik legnagyobb a fanerozoós tömeges kihalások rangsorában. A tengeri családok mintegy 22%-a, a nemzetségeknek pedig 53%-a esett áldozatul, melyből faji szinten 80%-ot megközelítő kihalásra

lehet következtetni. SEPKOSKI (1996) kompilációját óvatossággal kell kezelni, hiszen időbeli felbontása meglehetősen durva, és a kihálás egyes mérőszámai a rétegtani intervallumok korábban elfogadott, ám meglehetősen pontatlanul ismert időtartamán alapulnak. Adatbázisában a legfiatalabb triász emelet a nori, amely az Észak-Amerikában akkoriban uralkodó szemlélet szerint magában foglalta az alemeletnek tekintett rhaetit is (TOZER 1980), amely azonban azóta visszanyerte önálló emelet státuszát a triász utolsó emeleteként (DAGYS & DAGYS 1994). Az összevont nori–rhaeti kétségkívül hosszabb, mint bármely más triász emelet. Következésképp a kiháltak százaléka túlbecsült, a kihálási ráta pedig alábecsült lehet, amennyiben valójában egy rövid triász végi eseménnyel állunk szemben. A triász–jura határeseemény tömeges kihálás jellegét alátámasztja a krízis globális volta és a tengeri, valamint szárazföldi ökoszisztémák és élőlények közös érintettsége (BENTON 1995).

Nyilvánvalóan indokolt lenne a triász végi biotikus eseményeket nagyobb felbontással vizsgálni, legalábbis elkülönítve a rhaeti kihálásokat a már a noriban bekövetkezettektől, de lehetőség szerint zóna szinten tárgyalva a fauna és flóra változásait. A triász végi krízis taxonómiai szerkezetét korábban HALLAM (1996a), valamint HALLAM és WIGNALL (1997) foglalta össze. Újabb kutatások azonban több esetben indokoltá teszik következtetéseik felülvizsgálatát. Ehelyütt csak azoknak a csoportoknak a tárgyalására szorítkozom, melyek a legjobb ősmaradványrekorddal rendelkeznek, és lehetővé teszik a kihálási folyamatok legalább kvalitatív értékelését nagyobb időbeli felbontással. Vezérparaméternek a kihálási rátát tekintem, mivel az elérni kívánt cél a hirtelen fajpusztulás és a fokozatos diverzitás csökkenés megkülönböztetése.

A kihálás kiváltó okaira adott biotikus válaszreakció különböző sebessége szerint megkülönböztethetők hosszan tartó stresszel jellemzett „nyomás okozta” események („press event”) és rövidebb, hirtelen „lökésszerű” események („pulse event”) (ERWIN 1998). A triász végi kihálás egy érdekes sajátossága, hogy az ismert ősmaradványrekordban mindkét típusra találhatók példák. Egyes kládok hirtelen kihálásnak estek áldozatul, míg mások látszólag hosszabb időn keresztül tartó válságot szenvedtek és diverzitásuk fokozatosan csökkent. Az első csoportba tartozók közül a radiolariákat, a mészvázú nannoplankton, a zátonylakó szervezeteket, a kagylókat és a szárazföldi növényeket tárgyalom, míg a második csoportból a konodonták és az ammoniteszek történetét vázolom röviden.

A hirtelen faunaváltások talán legjobban dokumentált példája a nagy diverzitású késő triász radiolaria faunák kicserélődése elszegényedett kora jura együttesekre (CARTER 1994, CARTER *et al.* 1998). A radiolaria kihálási esemény világméretű; a Kelet-

Pacifikum mellett hasonlóan jól ismert a Nyugat-Pacifikumból (HORI 1992) és a Tethysből is (TEKIN 1999). Figyelemre méltó, hogy minden olyan szelvényben, ahonnan részletes, nagy felbontású adatok állnak rendelkezésre, a kihálás nagymértékű és hirtelen lefolyású.

A mészvázú nannoplankton, mely először a késő triász során jelent meg, csaknem teljesen eltűnt a triász végi esemény során (BOWN 1996). A nyolc ismert rhaeti faj közül mindössze kettő élte túl a triász–jura határt. A szegényes rekord ellenére is elmondható, hogy ilyen magas fajkihálási arány ebben a később igen jelentőssé váló fitoplankton csoportban a tengeri táplálékhálózat alapjainak összeomlására utalhat.

A zátonyok élővilágával kapcsolatban jól ismert, hogy a legtöbb tömeges kihálás során kiemelkedő mértékű veszteségeket szenvedett, ami alól a triász végi esemény sem kivétel. A Tethys egyenlítő környéki, trópusi övbe eső selfterületein nagy kiterjedésű zátonyok képződtek a késő triász során. KIESSLING *et al.* (1999) 117 nori és rhaeti zátony lelőhelyet sorol fel, ezek jelentős része a Nyugati-Tethysben koncentráldott. Ezek hirtelen eltűnése a triász–jura határon az élővilág válságának egyik leglátványosabb indikátora. Ezt követően a zátonyok földrajzi elterjedése több mint 20 millió éven át erősen korlátozott maradt (KIESSLING 2001). A krízis egyformán sújtotta a zátony ökoszisztéma különféle csoportokhoz tartozó tagjait. A Scleractinia rend, azaz a modern mészvázú korallok, melyek a késő triász evolúciós újítás, a zooxanthellákkal való szimbiózis megjelenése után rövid idő alatt igen magas diverzitást értek el, nemzetségeik jelentős részét elvesztették és diverzitásuk egész a toarciig nem érte el a krízis előtti szintet (STANLEY 1988).

A kagylók triász ősmaradványrekordja kitűnő, triász végi kihálásuk pedig régóta ismert (HALLAM 1981). MCROBERTS (2001) revideált nemzetség elterjedéseken alapuló adatbázisa szerint a rhaeti nemzetségek 30%-a nem lépi át a triász–jura határt, de a viszonylag durva, emelet szintű időbeli felbontás a kihálás tempójának pontosabb elemzését nem teszi lehetővé. A triász során a karni korszakban elért maximum után a diverzitás csökkenő trendet mutat, de a nori és a rhaeti során a megjelenési ráta esése jelentősebb, mint a kihálási ráta növekedése. A Déli-Alpokban végzett regionális vizsgálatok alapján sikerült ezt a hosszútávú folyamatot megkülönböztetni egy hirtelen triász végi kihálási epizódtól, amely különösen súlyosan érintette a beásódó életmódot folytató kagylókat (MCROBERTS & NEWTON 1995, MCROBERTS *et al.* 1995).

A szárazföldi ökoszisztémákban is jól dokumentált a triász–jura határon kiugró értéket mutató kihálási ráta és fajkicserélődés. A Newark-medence tavi üledéksorának részletes palinológiai vizsgálata szerint az időszakhatáron a taxonok 60%-a halt ki legalább regionális szinten (FOWELL *et al.* 1994, FOWELL &

OLSEN 1993). Az európai adatok szintén a palinoflóra alapvető változásairól tanúskodnak (VISSCHER & BRUGMAN 1981). Régóta ismert a grönlandi makroflóra maradványok alapján kimutatott hirtelen flóraváltás (HARRIS 1937), annak ellenére hogy ennek mértékét későbbi szerzők vitatták (ASH 1986). Ellentmondásos nézetek láttak napvilágot a gerinces faunák triász végi változásának természetét és mértékét illetően is. OLSEN *et al.* (1987) hirtelen tetrapoda faunaváltást dokumentál, míg PADIAN (1994) ugyanezt fokozatosabb folyamatként értékeli. BENTON (1994), bár adatai megerősítik egy erőteljes triász–jura faunaváltás tényét, amellel érvel, hogy a karni folyamán egy még jelentősebb tetrapoda kihalási esemény játszódott le. Az egyes taxonok kihalásának és a diverzitástörténetnek az elemzése helyett SHUBIN és SUES (1991) a gerinces faunaváltás biogeográfiai aspektusát vizsgálta. Legfontosabb konklúziójuk szerint a magasfokú endemizmussal és provincialitással jellemzett késő triász együtteseket a kora jurára főleg kozmopolita elterjedésű taxonok társulásai váltották fel.

A fokozatos diverzitáscsökkenés jelensége esetén mindig mérlegelni kell a Signor-Lipps-hatás lehetőségét. A taxonok valójában hirtelen eltűnését az ősmaradványok megőrződésével és megtalálásával kapcsolatos véletlenszerű tényezők elkendőzhetik, ami miatt azt látszólag fokozatosnak észleljük (SIGNOR & LIPPS 1982). A tengeri gerinctelenek között jól ismert tény az ammoniteszek megtizedelődése a triász–jura határon. TOZER (1971) szerint elképzelhető, hogy mindössze egyetlen, a mélytengeri élőhelyű Phylloceratidák közé tartozó leszármazási vonal képviselői éltek túl a triász végi krízist és szolgáltak a látványos kora jura radiáció kiindulópontjául. A triász–jura határ kétségtelenül a csoport történetének egyik legsúlyosabb válságát jelenti. A kihalást követő kora jura faunák markánsan különböznek a kihalás előtti késő triász együttesektől. A fő kérdés itt is a fajok eltűnésének üteme. Faji szinten már a rhaeti faunák is elszegényedettnek tűnnek a noriakhoz és az azt megelőzőekhez képest, ezért szokás az ammoniteszek triász végi válságát fokozatos diverzitáscsökkenésként értelmezni. Bár több lelőhelyen a heteromorf Choristocerataceae a korábban változatos csoport egyetdéli képviselői, összességében mégis számos család tart ki a rhaeti végéig (pl. Arcestaceae, Trachycerataceae, Tropitaceae, Pinacocerataceae, Megaphyllitaceae) (PAGE 1993, TOZER 1981). Ez azt jelzi, hogy esetleg az ammoniteszek kihalása is gyorsabb folyamat volt, mint azt az ősmaradványrekord első látásra sugallja. A kérdés megválaszolása nem lehetséges egy nagy időbeli felbontású, átfogó elterjedési adatbázis kvantitatív elemzése nélkül.

A triász végi esemény valódi áldozatai a konodonták, hiszen a csoport mintegy 300 millió évet felölelő, hosszú és virágzó története ér itt véget. Eltűnésüket látszólag fokozatosan csökkenő diverzitás

és gyakoriság jellemzi (CLARK 1983, 1987). A rhaetire mind a faj-, mind az egyedszám nagyon alacsony szintre süllyedt. A végső kihalásban a rendkívül alacsony késő triász megjelenési ráta fontosabb szerepet játszhatott, mint maga a kihalási ráta, amely viszonylag állandó szinten maradt. DE RIENZI *et al.* (1996) feltételezése szerint a belső, biológiai tényezők jelentősége meghaladhatta a külső, környezeti tényezőkéét. A konodonta állat versenyképesség terén alulmaradt az újonnan megjelent, modern élőlényekkel szemben. Ebben az összefüggésben érdekes az a megfigyelés is, mely szerint az utolsó konodonta rétegtanilag a negatív szénizotóp csúcs fölött fordul elő mind a csövári lelőhelyen (ld. 3.7.2. fejezet), mind az angliai St. Audrie-öböl szelvényében (HESSELBO *et al.* 2002, SWIFT 1989).

3.5. Az élővilág talpraállása a jura elején

A kihalások utáni talpraállás kérdését számos szerző vizsgálta az elmúlt években (ERWIN 1998). Az ismétlődő törvényszerűségek értelmezésére modellek is születtek (HARRIES *et al.* 1996).

A kora jura biológiai talpraállás időbeli lefolyása viszonylag jól ismert. A hettangi elejét (Planorbis Zóna) világszerte alacsony diverzitású faunák jellemzik, így ez joggal tekinthető a kihalás utáni túlélési periódusnak. Az igazi talpraállás és radiáció sok csoportban csak a középső hettangiban kezdődött el (HALLAM 1996b). Az alaskai hettangi tufák U-Pb kormeghatározása alapján (ld. 2.2. táblázat) elmondható, hogy a fellendülés a kihalást követő 2 millió éven belül megkezdődött (PÁLFY *et al.* 1999). További teszteket igényel annak eldöntése, hogy az ökológiai krízis hossza, majd a talpraállás késedelmessége az ősmaradványrekord tökéletlenségéből eredő látszólagos, de téves megfigyelés (ERWIN 1998, SIGNOR & LIPPS 1982) vagy pedig valóságos jelenség.

A triász–jura határeseeményeket követő talpraállás szintén értékelhető a kihalás vélt kiváltó oka szemszögéből. Ha azt feltételezzük, hogy a kiváltó ok nem pillanatszerű volt (pl. égitest becsapódás), hanem hossza elérte vagy akár meg is haladta az egymillió évet (pl. vulkáni epizód), akkor a földi környezetet az élővilág számára valószínűleg hosszú ideig erős stressz jellemezte. A kora hettangi számos ősmaradványcsoport számára valóban leginkább túlélési szakaszként írható le, melyet nyomott, alacsony diverzitás jellemez. A fajgazdagság növekedése csak a középső, ill. késő hettangiban indult be. Ez figyelhető meg az ammoniteszek és radiolariák diverzitástörténetében egyaránt, ahol a hettangi elejét rendkívül elszegényedett faunák uralják. Radiometrikus koradatok alapján ennek az intervallumnak a hossza kb. 2 millió évre tehető (PÁLFY *et al.* 2000b). (Megjegyzendő ugyanakkor,

hogy az egész hettangi emeletre WEEDON *et al.* (1999) 1,3 millió éves időtartam becslést adott.) Ennél hosszabb hiátus észlelhető a zátonyok történetében, mivel a valódi zátonyszerkezetek visszatérése csak a késő sinemurira történt meg, mintegy 7–8 millió évvel a triász–jura határ után (STANLEY 1988).

3.6. A triász végi kihalás paleobiogeográfiája

A magasabb taxonok gazdagságának és a faji diverzitásnak a csökkenésén túl a triász végi kihalás a bioprovinciák eltűnésében is megmutatkozik. Az endemikus késő triász faunák felcserélődése kozmopolita kora jura együttesekkel egyaránt tetten érhető a szárazföldi gerincesek körében (SHUBIN & SUES 1991) és (bár kevésbé dokumentált módon) a radiolariák (CARTER 1994) és ammoniteszek (DOMMERMUES *et al.* 2001) között is. Ezek az észlelések olyan, valóban globális okozati tényezőket feltételeznek, amelyek egyszerre hatottak a tengeri és szárazföldi környezetekre.

3.7. A triász–jura határ izotóp sztratigráfiája (C, O, Sr)

A stabilizotóp-sztratigráfia hatékony eszköz a múltbeli környezetváltozások vizsgálatára és a globális geokémiai körfolyamatok változásainak rögzítésére. A tömeges kihalási eseményekkel jellemzett földtörténeti határok legtöbbször kiemelkedő jelentőségű izotópos eseményekkel is együttjárnak (HOLSER *et al.* 1996), mutatva ezzel az alapvető környezetváltozások kapcsolatát a szénkörforgás perturbációival és a kihalási eseményekkel (HALLAM & WIGNALL 1997). A legismertebb ebből a szempontból is a perm végi és a kréta végi esemény (BAUD *et al.* 1989, ZACHOS *et al.* 1989). A szénizotóp-sztratigráfia különösen alkalmas a szénkörforgás változásainak nyomozásához (KUMP & ARTHUR 1999), míg az oxigénizotóp-sztratigráfia a paleohőmérséklet rekonstrukcióját teszi lehetővé. Emellett a stronciumizotóp-sztratigráfia az egykori éghajlati viszonyok és a globális tektonika változásait képes rögzíteni (HODELL & WOODRUFF 1994). A triász–jura határ környékének izotópos fejlődésmenete korábban kevésbé volt ismert, ami hátráltatta a kihalási okokat nyomozó elméletek ellenőrzését.

Az alábbiakban a Csövár melletti tengeri triász–jura határszelvény komplex vizsgálatának geokémiai eredményeit ismertetjük. A szisztéma határ megvonásához ammonitesz biosztratigráfiát és M. ORCHARD által közölt konodonta elterjedési adatokat használtunk (ld. 3.3.1.2. fejezet). A határintervallumra jellemző üledékképződési környezet értelmezése és a fáciesváltozások nyomozása HAAS J. mikrofaci-

vizsgálatai segítségével történt. A szén- és oxigénizotóp fejlődésmenet rekonstrukciója DEMÉNY A. stabilizotóp elemzése alapján történt, melyet HETÉNYI M. és VETŐ I. szerves geokémiai vizsgálatai egészítettek ki. A fenti vizsgálatok alapján lehetővé vált a triász–jura átmenetre jellemző stabilizotóp görbék meghatározása, melyek segítenek a kihalási eseménnyel kapcsolatos egyidejű környezeti és biotikus események értelmezésében.

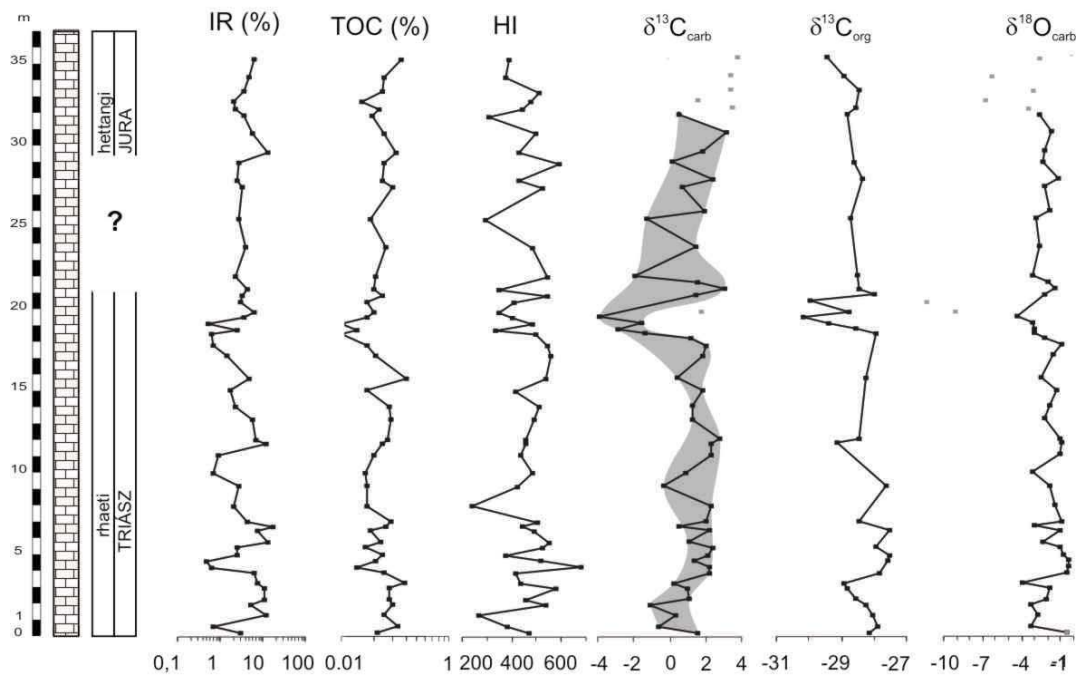
3.7.1. A csövári triász–jura szelvény stabilizotóp-sztratigráfiája

A biosztratigráfiai módszerekkel igazolt legfelső triász, legalsó jura, ill. átmeneti szelvénytájakból, melynek vastagsága 35 m, 53 karbonát mintát gyűjtöttünk geokémiai vizsgálatok céljára. A szelvény túlnyomó részében a CaCO₃ tartalom meghaladja a 90%-ot. Az oldhatatlan maradék (OM) többnyire kovaanyagú, mely feltehetően radiolaria vázanyagból származik. A mért szén- és oxigén izotóppösszetételeket a 3.1. táblázat tartalmazza, valamint más geokémiai paraméterekkel együtt a szelvénymenti változásukat a 3.5. ábra szemlélteti. A tömeges karbonáton mért $\delta^{13}\text{C}$ értékek -3,9 ‰ és 3,2 ‰ között ingadoznak, bár a minták legnagyobb része 0 ‰ és 2,5 ‰ közötti értéket adott. A $\delta^{13}\text{C}_{\text{karb}}$ görbét oszcilláció jellemzi, sok esetben a szomszédos mintákon mért értékek között is. Ebből a mintázatból kiemelkedik azonban egy kiugró negatív csúcs a triász legtetjén és egy kisebb negatív eltolódás a szelvény legalján, a rhaetiben. Az oxigén izotóparányok általában -3,2 ‰ és -0,2 ‰ közé esnek, bár néhány minta rendkívül negatív értéket (szélsőértékben -10,3 ‰) adott.

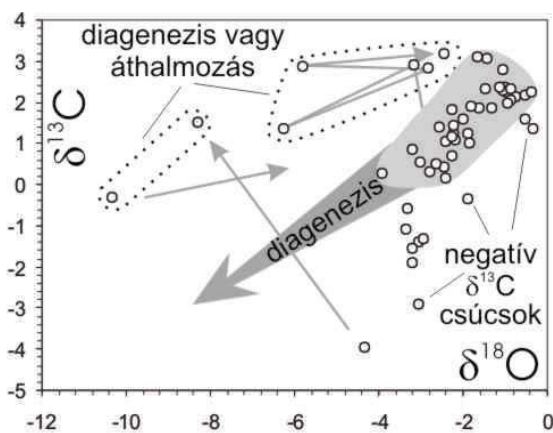
Az eredmények értékeléséhez különbséget kell tenni az elsődleges izotópos jel (azaz az egykori tengervíz izotóparányainak időbeli változásai) és a lehetséges diagenetikus felülírás között. Mivel a diagenézis hatására a $\delta^{18}\text{O}$ értékek negatív irányba tolódnak el és ez a ^{13}C izotóp arányának csökkenésével jár együtt (MARSHALL 1992), a diagenetikus hatást szenvedett minták kiszűrésére a $\delta^{18}\text{O}$ és $\delta^{13}\text{C}$ értékeket együtt ábrázoló diagramot készítettünk (3.6. ábra). Az adatok eloszlása szerint, bár néhány minta esetében diagenetikus átalakulás (vagy idegen komponens jelenléte) valószínűsíthető, a nagy negatív $\delta^{13}\text{C}$ eltolódások, melyek közül a legjelentősebb csaknem egybeesik a triász–jura határral, nem írhatók a diagenézis számlájára. A továbbiakban ezeket tárgyaljuk részletesebben. Említésre méltó, hogy a legnagyobb anomália nem kapcsolódik semmiféle számottevő litológiai változáshoz.

3.1. táblázat. A csöväri triász–jura határszelvény geokémiai mérési eredményei. (DEMÉNY A., HETÉNYI M. és VETŐ I. adatai).

Minta- m a szelvény talpától	IR (oldhatatlan maradék)	TOC (összes szervesanyag)	HI (hidrogén index)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$
0,25	2,92	0,047	468	1,60	-0,54	-28,16
0,65	0,70	0,110	381	-0,59	-3,33	-27,86
1,31	11,70	0,060	270	0,33	-2,78	-28,05
1,94	5,40	0,089	540	-1,09	-3,35	-28,27
2,30	11,10	0,075	455	1,09	-2,17	-28,54
2,94	10,90	0,080	579	1,00	-1,85	-28,82
3,29	7,61	0,152	435	0,26	-3,91	-28,93
3,89	6,43	0,062	418	2,17	-0,51	-27,84
4,26	0,62	0,020	678	2,24	-0,37	
4,65	0,50	0,044	520	1,37	-0,33	-27,59
5,00	2,60	0,056	377	2,14	-0,77	-27,51
5,48	2,62	0,028	527	2,36	-1,03	-27,93
5,79	13,00	0,052	552	1,06	-2,42	
6,51	7,51	0,035	489	2,25	-1,00	-27,52
6,76	16,81	0,067	442	0,54	-3,01	
7,06	4,31	0,086	502	2,05	-0,87	-28,44
8,01	2,10	0,029	242	2,35	-1,48	
9,22	2,70	0,029	424	-0,33	-1,87	-27,61
10,04	0,70	0,028	483	0,87	-3,22	
11,13	0,90	0,039	437	2,30	-1,06	
11,83	12,13	0,059	457	2,35	-0,86	-29,14
12,08	7,00	0,070	456	2,79	-1,04	-28,45
13,31	5,80	0,085	489	1,23	-2,22	
14,10	2,34	0,077	508	1,24	-1,90	
15,08	1,72	0,030	414	1,88	-1,33	
15,84	5,00	0,160	538	0,45	-2,46	-28,25
17,20	1,40	0,043	556	1,86	-1,61	
17,82	0,70	0,029	543	1,98	-0,94	
18,22				1,18	-2,25	
18,55	0,61	0,010	496	-1,41	-3,07	-27,94
18,82	2,60	0,020	336	-2,89	-3,06	-28,55
19,17	0,51	0,010	486	-1,55	-3,21	-29,37
19,57	3,52	0,030	406	-3,94	-4,33	-30,19
19,86	6,60	0,040	349	1,51	-8,29	-28,79
20,51	3,05	0,030	407	-0,29	-10,34	-29,98
20,93	3,32	0,058	547	1,43	-2,23	-27,98
21,26	4,50	0,040	352	3,07	-1,43	-28,43
21,68				1,59	-1,99	
22,08	2,20	0,043	546	-1,89	-3,21	-28,50
23,88	4,12	0,067	487	1,42	-2,57	
25,58	2,70	0,035	293	-1,31	-2,96	-28,73
26,01				1,91	-1,82	
27,53	3,30	0,091	521	0,70	-2,25	
27,98	2,40	0,057	432	2,38	-1,13	-28,35
29,03	2,80	0,062	589	0,15	-2,43	-28,60
29,68	13,00	0,104	427	1,82	-2,26	
30,86	5,72	0,064	496	3,12	-1,67	
31,92	3,64	0,036	309	0,49	-2,63	-28,80
32,34	2,20	0,051	440	2,93	-3,17	-28,57
32,81	2,12	0,024	476	1,37	-6,25	
33,41	3,70	0,057	509	2,83	-2,84	-28,44
34,29	4,60	0,062	376	2,88	-5,83	-28,93
35,39	6,53	0,125	386	3,18	-2,47	-29,46



3.5. ábra. A csővári triász–jura határszelvény stabilizotóp-sztratigráfiája és egyéb geokémiai jellemzői (DEMÉNY A., HETÉNYI M. és VETŐ I. adataival). IR: oldhatatlan maradék; TOC: összes szervesanyag; HI: hidrogén index. (PÁLFY *et al.* 2001 nyomán).



3.6. ábra. A $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ mérési adatok keresztábrája a csővári szelvény karbonát mintái alapján (DEMÉNY A. mérési adatai, PÁLFY *et al.* 2001).

Az összes szervesanyag (TOC) a vizsgált szelvény egészében alacsony, többnyire 0,1% alatti. A HETÉNYI M. vizsgálatait során Rock-Eval pirólízissel megállapított maximum hőmérsékletek 430 és 440 °C közé esnek, ami szerint a kerogén nem ment át erős termális érésen. A szelvény nagyrészt a hidrogén index (HI) meghaladja az 1 g szervesanyagra jutó 400 mg szénhidrogén értéket, ami jó megtartású, zömmel tengeri eredetű, II. típusú kerogénre utal. Az oldhatatlan maradék mennyisége együtt változik az

összes szervesanyagéval. A legfelső triászban mindkettő markánsan lecsökken, amit egyúttal alacsonyabb hidrogén index értékek kísérnek. Ez magyarázható a tengeri szervesanyag és a radiolaria eredetű kovaanyag mennyiségének egyidejű csökkenésével, míg a viszonylag szerény szárazföldi szervesanyag beszállítás változatlan maradt.

A szervesanyagon mért $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ értékek -30,2 ‰ és -27,5 ‰ közé esnek és a karbonáton mért adatokhoz hasonló változásokat mutatnak. A legszembetűnőbb vonás itt is a közvetlenül a triász–jura határ alatt jelentkező negatív csúcs. A -2 ‰-es negatív kiugrás a karbonát adatokhoz képest csekély fáziskésést és valamivel kisebb negatív eltolódást mutat. A szelvény alján jelentkező kisebb negatív kilengést nagyobb felbontással (mintasűrűséggel) is vizsgáltuk. Bebizonyosodott, hogy ez az elsődleges izotóp jel valódi, folyamatos eltolódás, nem pedig az izotóp adatok véletlenszerű eloszlású zaja. A $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ görbe eltolódásai és a hidrogén index, ill. összes szervesanyag értékek változása között nem fedezhető fel korreláció.

A triász–jura határon karbonát és szervesanyag mintákon egyaránt kimutatott erős negatív $\delta^{13}\text{C}$ anomália nagy jelentőségű a triász végi kihalás eseménysorának rekonstrukciója szempontjából és lehetővé teszi az összehasonlítást a más kihalási eseményekhez kapcsolódó, hasonló izotópos eseményekkel. Az esetleges diagenetikus hatásokat figyelembe kell venni, hiszen okozati értelmezéseket

kizárólag az elsődleges izotóp fejlődésmentre szabad alapítani. Ezért fontos észrevétel, hogy a legnagyobb negatív $\delta^{18}\text{O}$ eltolódásokat mutató, erős diagenetikus felülírást elszenvedett minták kiejtése után is megmarad a görbén észlelt legnagyobb negatív $\delta^{13}\text{C}$ csúcs, valamint a $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ jelek oszcillációja. Mivel a diagenézis a mért $^{13}\text{C}_{\text{karb}}$ adatokat az izotóposan könnyebb értékek felé tolja el (MARSHALL 1992), egy lehetséges konzervatív megközelítés az oszcilláló $\delta^{13}\text{C}_{\text{karb}}$ görbére illeszthető felső burkológörbe vizsgálata (GRÖTSCH *et al.* 1998). A módszer alkalmazása során megmarad a görbe legmarkánsabb vonása, a fő negatív csúcs $-3,5\text{‰}$ eltolódással (3.5. ábra). Mivel a szervesanyag izotóp összetétele a karbonáténál jóval kevésbé érzékeny a diagenetikus hatásra, a $\delta^{13}\text{C}_{\text{karb}}$ és $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ görbék hasonló lefutása további érvet szolgáltat amellyel, hogy ezek valóban az elsődleges izotópos jelet tükrözik. A szelvényben megfigyelhető viszonylag egyenletes, közel állandó hidrogén index értékek is arra engednek következtetni, hogy a diagenézis nem befolyásolhatta lényegesen a $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ értékeit.

A karbonát és szerves anyag párhuzamos negatív $\delta^{13}\text{C}$ kilengése a közös szén rezervoárban beállott változást jelez, melyet a rendszerbe jutó izotóposan könnyű, ^{12}C -ben dús anyag okozhat. Az észlelt kilengés mértéke karbonátban nagyobb ($-3,5\text{‰}$), mint a szerves anyagban (-2‰). Különböző folyamatok okozhatnak $\Delta^{13}\text{C}$ változást (azaz a $\delta^{13}\text{C}_{\text{karb}}$ és $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ különbségének változását). (1) Nagyobb hőmérsékleten a $\delta^{13}\text{C}_{\text{karb}}$ értéke csökken, mert a $\text{CO}_{2(\text{g})}\text{--HCO}_3^-$ frakcionáció kisebb, míg a $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ változatlan marad. Amennyiben az észlelt $\delta^{18}\text{O}$ változásokat legalábbis részben a tengervíz hőmérsékletváltozása okozta, akkor a fő szénizotóp anomália felmelegedési időszakokkal esik egybe. MCELWAIN *et al.* (1999) paleobotanikai bizonyítékokat talált a triász–jura határon lezajlott hirtelen felmelegedési, ún. „szuper üvegház” eseményre. Ez a hatás azonban az észlelt $\delta^{13}\text{C}_{\text{karb}}$ kilengésnek csak töredékét magyarázná, ezért további okok keresése szükséges. (2) A határretek kissé alacsonyabb hidrogén index értékei a szárazföldi szervesanyag bevitelének relatív növekedését jelzik. Ennek szénizotóp összetétele az adott időszakban a tengeri eredetű kerogénnél nehezebb (LEWAN 1986, MCELWAIN *et al.* 1999), ellensúlyozva ezzel a negatív $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ eltolódást kiváltó folyamat hatását. Következésképp a tengeri szervesanyag szénizotóp arányának csökkenése a mért $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ eltolódásnál nagyobb lehetett.

A negatív $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ csúcshoz a $\delta^{13}\text{C}_{\text{karb}}$ csúcshoz viszonyított kismértékű időbeli eltolódása arra utal, hogy az oldott karbonát rezervoár érzékenyebb volt az izotóparányok változását előidéző folyamatokra, vagy ezekkel szemben a szerves szén rezervoárt puffer hatás védte. KUMP és ARTHUR (1999) modell

számítások alapján azonos kiváltó ok esetén is hasonló fáziskésés meglétét valószínűsíti.

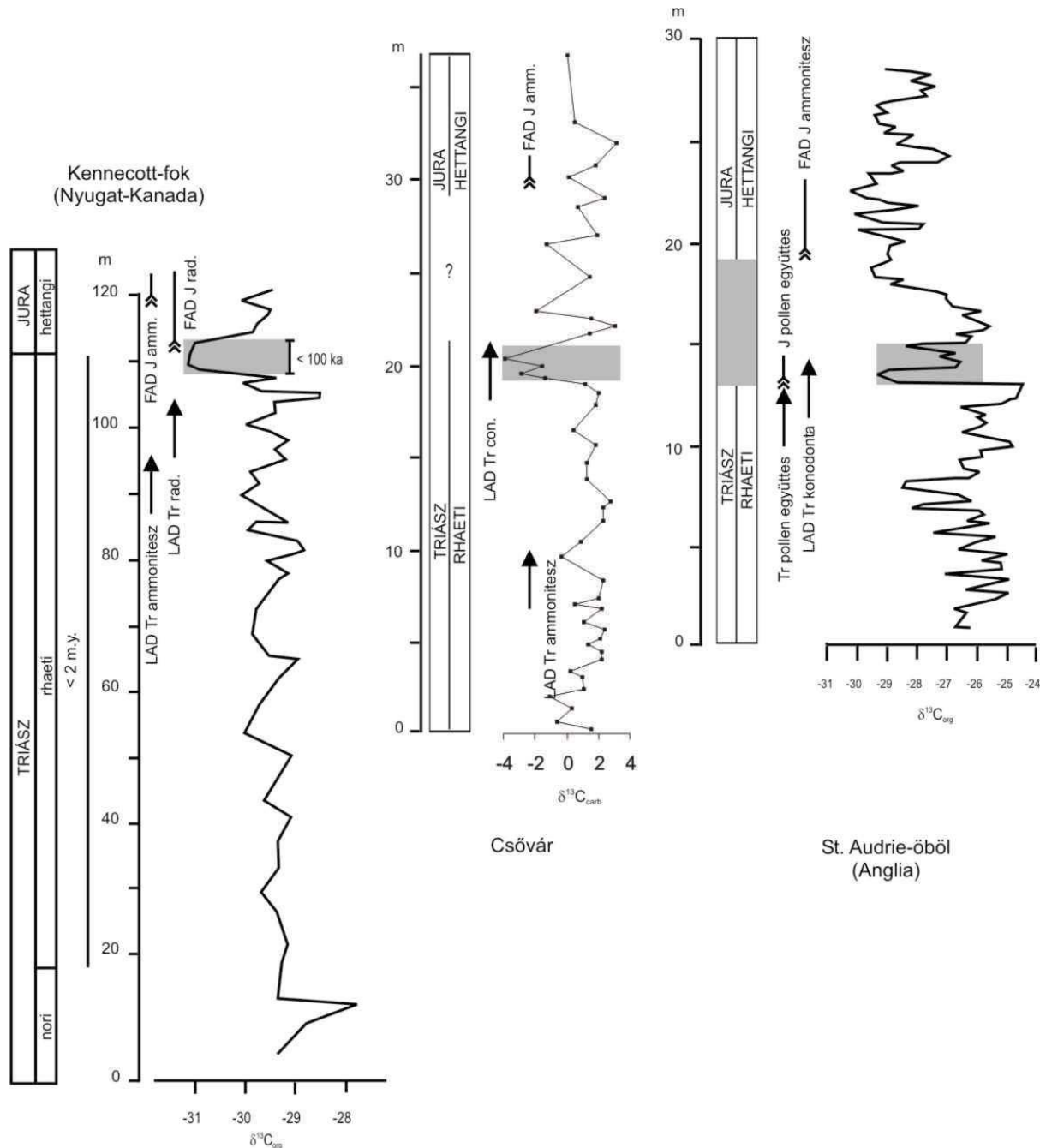
3.7.2. Más triász–jura határszelvények stabilizotóp-sztratigráfiája

Egészen az ezredfordulóig a triász végi eseménynek a földi rendszerek stabilizotóp összetételére gyakorolt hatásával viszonylag kevés kutatás foglalkozott, az ismert tengeri fáciesű határszelvények közül mindössze háromból álltak rendelkezésre stabilizotópos mérési adatok. Csak az ausztriai Kendelbachgraben (MORANTE & HALLAM 1996) és Lorüns (MCROBERTS *et al.* 1997), valamint a nevadai New York-kanyon (TAYLOR *et al.* 1992) rétegsorának geokémiai vizsgálata történt meg, de valamennyi vegyes eredményeket hozott. MCROBERTS *et al.* (1997) a lorüns-i szelvényben a határintervallumból egyetlen mintára korlátozódo negatív $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ anomáliát jelez. Ebben a szelvényben a határ megvonása kagylók alapján lehetséges, így a rétegsor teljessége nem igazolható. Kendelbachgraben szelvényében a negatív $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ kilengés pozitív $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ és negatív $\delta^{18}\text{O}$ anomáliával társul, ami diagenetikus hatást jelez, nem pedig az egykori tengervíz izotópösszetételének elsődleges változását (HALLAM & GOODFELLOW 1990, MORANTE & HALLAM 1996). A nevadai szelvény vizsgálati eredményei csak egy előzetes összefoglalásból ismertek, melyeket nem lehet megfelelően értelmezni (TAYLOR *et al.* 1992). Egy grönlandi szárazföldi szelvény szerves szénizotóp sztratigráfiája szintén a határ környéki negatív anomáliára utal (MCELWAIN *et al.* 1999).

Az elmúlt években a csövári eredményekkel szinte egyidőben más kutatócsoportok is megerősítették egy jelentős és rövid időtartamú negatív szénizotóp csúcs meglétét. Egymással összeecsenő adatokat publikált WARD *et al.* (2001) a nyugat-kanadai Queen Charlotte-szigetéről, valamint HESSELBO *et al.* (2002) Angliából és Grönlandról, bizonyítva ezzel az izotópos esemény globális voltát (3.7. ábra). A tengeri karbonátokon, tengeri eredetű szervesanyagon, és szárazföldi szenesedett növényi maradványokon mért adatok együttesen azt sugallják, hogy ugyanaz a perturbáció hatást gyakorolt mind a sekélytengeri, mind a szárazföldi és légköri szén rezervoárra. Ezért a szénizotóp anomália globális rétegtani korrelációra is alkalmas, mivel lehetővé teszi a szárazföldi és tengeri képződmények párhuzamosítását is (HESSELBO *et al.* 2002). WARD *et al.* (2001) értelmezése szerint a negatív csúcs legjobban a tengeri produktivitás krízisével, drasztikus csökkenésével magyarázható, melyet, a kréta–paleogén határ analógiáját felhasználva, extraterresztrikus égítést becsapódás idézhetett elő. Mivel 200 Ma korú óceáni kéreg nem őrződött meg, nem ellenőrizhető az alacsony produktivitású, ún. „Strangelove-óceán” léte egy döntő szempont segítségével, a felszíni és a mély

óceán közti izotópos gradiens eltűnésének igazolásával (KUMP 1991). Azonban hasonló izotópos jel a szárazföldi növénymaradványokon is kimutatható (HESSELBO *et al.* 2002), ezért úgy tűnik, hogy az

izotópos esemény nem korlátozódott az óceáni rezervoárra, ami a tengeri produktívítási krízisnél általánosabb okot feltételez.



3.7. ábra. Szénizotóp anomáliák párhuzamosítása tengeri triász–jura határszelvekben. Források: PÁLFY *et al.* (2001), WARD *et al.* (2001) és HESSELBO *et al.* (2002).

3.7.3. Stronciumizotóp-sztratigráfia a triász–jura határon

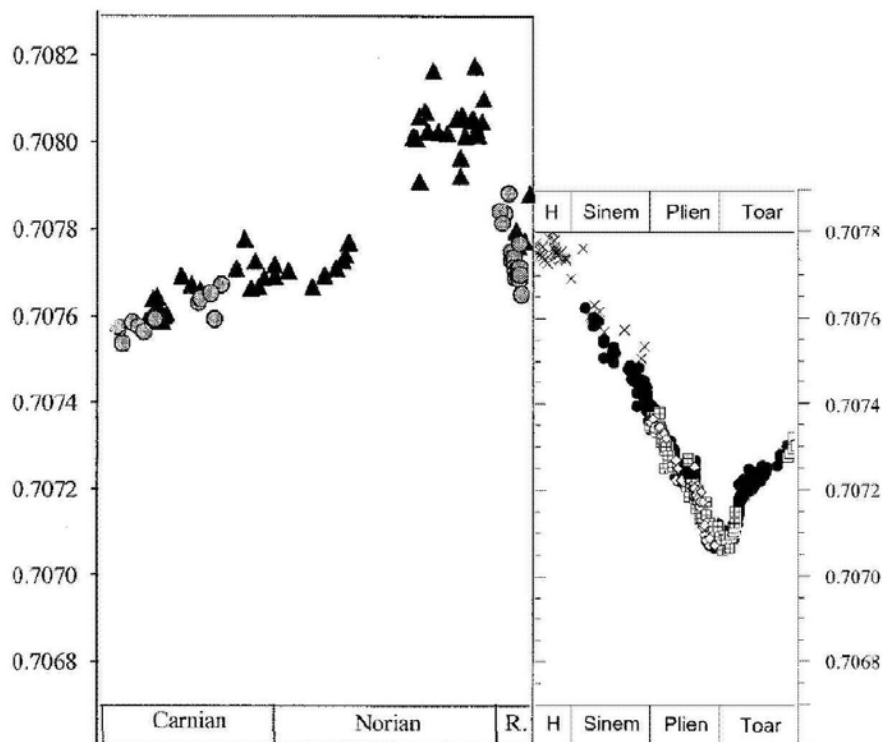
A tengervíz stroncium izotóp összetételének fejlődéstörténete, mely jó megtartású tengeri ősmaradványok vázának elemzésével rekonstruálható, szintén alkalmas az egykori környezetváltozások

nyomozására. A tengeri $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotóparányt elsősorban a kéregeredetű kőzetek felszíni mállásából származó, a folyók által beszállított radiogén ^{87}Sr , és a főleg az óceánközépi hátságok tengeralatti vulkanizmusa során az óceánba kerülő köpenyeredetű, nem radiogén ^{86}Sr fluxusának aránya határozza meg (JONES *et al.* 1994b). Az első komponens (^{87}Sr) elsősorban az éghajlati paraméterekre, mint pl. az alacsony szélességi övek hőmérséklet- és

csapadékviszonyaira érzékeny, míg a másodikat (^{86}Sr) főként a lemeztektonikai folyamatok befolyásolják. Emellett a folyóvízi beszállítás Sr izotóparányára hatással van az adott időben felszínen található kőzetek típus és kor szerinti eloszlása. Így a radiogén Sr-ot nem tartalmazó, ám az alacsony szélességi övben nagy területeket beborító kontinentális bazaltok hirtelen felszínre ömlése várhatóan a folyóvízi fluxus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ arányának jelentős csökkenéséhez vezet (TAYLOR & LASAGA 1999). Ennek a tengervíz Sr arányára gyakorolt hatását növeli a vulkanizmus által kiváltott globális felmelegedés miatt intenzívebbé váló mállás. Ezek alapján valószínűsíthető, hogy a rövid és

intenzív árbazalt képződési epizódok nyomot hagynak a Sr izotóparány változásait leíró görbén.

A késő triász izotóp sztratigráfia részletes tanulmányozása KORTE *et al.* (1999, 2003), a kora juráé JONES *et al.* (1994a, 1994b) nevéhez fűződik (3.8. ábra). A triász–jura határt a görbén fontos inflexiós pont jelzi. A késő norit és a rhaetit viszonylag nagy $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ arány jellemzi, bár a rendelkezésre álló adatok meglehetősen zajosak és kisebb fluktuáció is valószínűnek látszik. A kora jura legnagyobb részét jellemző hosszan tartó, monoton csökkenő trend az időszakhatár közelében kezdődik.



3.8. ábra. A késő triász és kora jura tengervíz $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotóparányának alakulása, KORTE *et al.* (2003) triász és JENKYNYS *et al.* (2002) jura adataiból.

A tengervíz ozmium izotóp összetétele szintén időben változó. A magmás tevékenységen és a kontinentális málláson kívül az Os háztartást a meteorit fluxus is befolyásolja. A Sr rendszerhez képest további különbség az Os rövidebb óceáni tartózkodási ideje, ami miatt a rendszer reakcióideje a különféle perturbációk esetén rövidebb. Délnyugat-Anglia finomszemű törmelékes összleteiben COHEN és COE (2002) mutatta ki elsőként az $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ arány jelentős csökkenését a triász–jura határon. A nem radiogén értékek felé mutató eltolódást az Os és a Re koncentrációjának párhuzamos növekedése kíséri. A Sr izotóp görbéhez hasonlóan ezek a geokémiai adatok is vulkáni tevékenységhez, ill. nagymennyiségű bazaltos kőzet mállásához köthetők, értelmezésükkel a későbbiekben foglalkozom.

3.8. A triász–jura határ körüli események kormeghatározása és sebessége

Ebben az alfejezetben a 2. fejezetben ismertetett módon kalibrált időskála néhány alkalmazását tárgyalom a triász végi események szemszögéből. Megvizsgálom a tengeri és szárazföldi kihalások korrelációját, az izotóp anomália időtartamának kérdését, és egy rendkívüli földtörténeti esemény, a Közép-Atlanti magmás provincia (KAMP) vulkanizmusának korát és időbeli kapcsolatát a triász–jura határral.

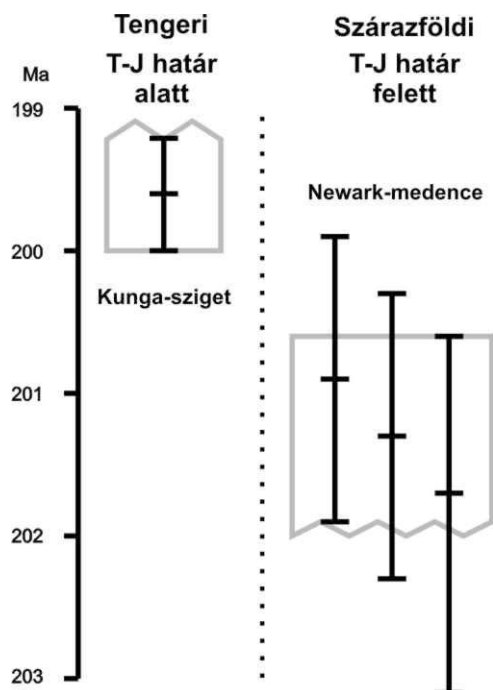
Az előző fejezetekben felsoroltuk annak bizonyítékait, hogy a triász végi krízis a tengeri és szárazföldi ökoszisztémákat egyaránt érintette (HALLAM 1990). A tömeges kihalásokkal foglalkozó

tanulmányok általában a tengeri és szárazföldi kihalások egyidejűségét feltételezik. Ezek pontos korrelációjára azonban korábban nem rendelkezünk meggyőző bizonyítékokkal.

A 2.2. fejezetben tárgyaltak alapján a tengeri triász–jura határ kora jó közelítéssel 200 Ma-nek tekinthető. A triász végi kihalás kora szárazföldi szelvények alapján is becsülhető, hiszen Észak-Amerika keleti részéről, a kontinentális eredetű Newarki Főformációcsoporthoz tartozó vulkáni kőzetekből három, pontos U-Pb kormeghatározás is rendelkezésre áll (DUNNING & HODYCH 1990, HODYCH & DUNNING 1992). A North Mountain bazalt kora $201,7 \pm 1,4/-1,1$ Ma, a Palisades-telér $200,9 \pm 1,0$ Ma, a Gettysburg-telér pedig $201,3 \pm 1,0$ Ma. Geokémiai bizonyítékok és terepi észlelések alapján megállapítható, hogy a Palisades-telér táplálta az Orange Mountain bazalt legalsó lávaömléseit (RATCLIFFE 1988). A kiömlési vulkáni kőzetek ciklussztratigráfiai vizsgálatok alapján (OLSEN *et al.* 1996) mindössze 20–40 ezer évvel fiatalabbak a palinológia segítségével megvont triász–jura határnál (FOWELL & OLSEN 1993). A tetrapoda maradványok (OLSEN *et al.* 1987) és nyomfossziliák (SILVESTRI & SZAJNA 1993) tanúsága szerint a gerincesek körében a kihálási esemény egyidejű volt a flórákicsérélődéssel. Következésképp a kontinentális területeken megvont triász–jura határ korául OLSEN *et al.* (1996) 201 Ma-t javasolták. A három, egymással átfedésben lévő radiometrikus kor és hibahatáruk szerint a szárazföldi élővilág kihálása 200,6 Ma-nál nem később következett be. Ezt az időbeli korlátot adja ugyanis a három közül a legidősebb, a North Mountain bazalt minimum kora a hiba figyelembevételével. Mint láttuk, a tengeri kihalás maximális korát a Kunga-szigeti tufa minimum korából származtathatjuk, azaz a tengeri esemény 200,0 Ma-nél nem idősebb. Ebből következik, hogy a szárazföldi bióta krízise a tengeriét legalább 600 ezer évvel megelőzte (3.9. ábra). Ez az első adat arra vonatkozóan, hogy egy nagy kihálási esemény során a szárazföldi és tengeri krízis időben nem teljesen szinkron folyamatként ment végbe.

A tengeri és szárazföldi kihalások aszinkronitását többféle módon ellenőrizhetjük. Ezt további izotópos kormeghatározások is megerősíthetik vagy cáfolhatják, de a kérdés további vizsgálata magnetosztratigráfiai korreláció segítségével is történhet. A Newark-medence tavi rétegsorában a palinológiai alapon megvont határ közvetlenül az E23n jelű rövid fordított polaritású zóna fölött húzódik (KENT *et al.* 1995). Ha az aszinkronitás igaz, akkor a jura bázisának a viszonylag hosszú E23n normál polaritású magnetokron felső részébe kell esnie. Tengeri szelvényből eddig nem áll rendelkezésre folyamatosan és a Newark-medencebelihez hasonló részletességgel dokumentált magnetosztratigráfiai adatsor. A csővári szelvényben a határintervallum, viszonylag kis mintavételi sűrűség

mellett, normál polaritásúnak adódott (HALÁSZ *et al.* 2000).



3.9. ábra. A szárazföldi és tengeri kihálási csúcsok látszólagos időeltolódása radiometrikus kormeghatározások alapján.

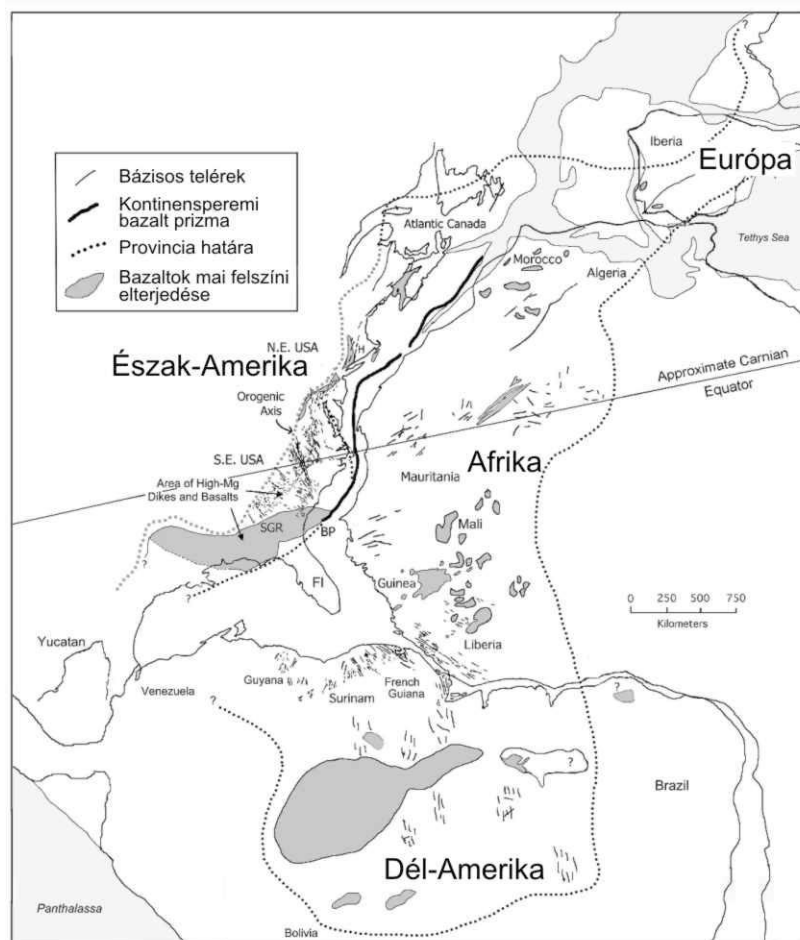
A szárazföldi és tengeri kihalások időbeli eltolódásának hipotézise nagy horderejű. Először is ellenérvet szolgáltat a hirtelen és globálisan katasztrofikus következményekkel járó okokkal szemben, amilyen egy feltételezett aszteroida becsapódás lenne. Továbbá felvetődik annak a lehetősége is, hogy a szárazföldön és a tengerekben különböző vagy egymástól valamelyest független események játszódtak le. Az időbeli eltolódás ellenére sem tűnik azonban valószínűnek, hogy a triász végi szárazföldi és tengeri kihalások időben véletlenszerűen egymáshoz közeli, ám okozatilag független események lettek volna. Az időkülönbséggel együtt értelmezhetőek maradnak az olyan forgatókönyvek, amelyek hosszabban ható környezeti változásokon alapulnak. Az itt vázolt időbeli lefolyás olyan folyamatokkal magyarázható, amelyek a környezeti változásokkal szemben érzékenyebb szárazföldi biótában rövidebb reakcióidővel, illetve alacsonyabb tűrésküszöbvel mentek végbe. A hipotézis elméletileg a szárazföldi élővilág környezetváltozásoknak jobban kitett voltával, illetve a tengeri környezet pufférhatásával lenne magyarázható. További kutatások tárgya lehet olyan visszacsatolási mechanizmusok feltárása, amelyek által a környezetváltozás és a szárazföldi ökoszisztémának abból fakadó összeomlása a tengeri környezetbe néhány százezer éves fáziskéséssel közvetítődik. Ugyanakkor a radiometrikus koradatok

eltérését esetleg a laboratóriumok közötti szisztematikus mérési hiba is magyarázhatja. Ez a feltevés szerepet játszott a további kutatások irányának kijelölésében. Közvetett cáfolatát a későbbi stabil izotóp sztratigráfiai vizsgálatokkal felismert szénizotóp anomália adta (ld. 3.7.2. fejezet), amely független módon lehetővé tette a tengeri és szárazföldi szelvények és a bennük észlelhető kihalások korrelációját. A hipotézis közvetlen cáfolata további radiometrikus vizsgálatoktól várható.

Egy másik kulcsfontosságú kérdés az izotóp anomália időbeli hossza, melynek megválaszolásához a legutolsó triász korszak időtartamának ismerete szükséges. A triász–jura határról ismert szénizotóp adatok közül csak a Queen Charlotte-szigeteki Kennecott-fok szelvénye (WARD *et al.* 2001) tartalmazza a teljes rhaeti emeletet, s egyúttal litológiaiailag kellően egyveretű kifejlődésű ahhoz, hogy nagyjából állandó üledékképződési sebességgel számolhassunk. A vastagságadatokat időtartam arányokra váltva és a rhaeti maximális időtartamát 2 millió évnél tekintve belátható, hogy az izotóp anomália hossza nem haladta meg a 100 ezer évet. Bár

ennél pontosabb becslésre jelenleg nem nyílik mód, az izotópos esemény rövid élettartamú perturbációnak tűnik.

A triász és jura időszakok határa — nemcsak a kihalás miatt — a földtörténet egyik kritikus és különösen érdekes eseménye. Ekkor zajlott az a nagymértékű vulkanizmus, amely a Közép-Atlanti magmás provincia (KAMP) kialakulásához vezetett. A KAMP egyike a legkiterjedtebb nagy magmás provinciáknak, létrejött egyúttal a Pangea feldarabolódásának kezdetét is jelentette. Az Atlanti-óceán középső peremei körül előforduló bazaltok valaha egy hatalmas, összefüggő vulkáni provinciát alkottak. Az egyidős vulkáni kőzetek becsült összterfoga meghaladja a 2×10^6 km³-t (MARZOLI *et al.* 1999, OLSEN 1999), ami által a legnagyobb méretű fanerozoos vulkáni provinciák közé tartozik. A közép-Atlanti magmás provincia tholeiites bazaltjai ma Észak-Amerika keleti partvidékén, Braziliában és Dél-Amerika szomszédos területein, Nyugat-Afrikában, és az Ibériai-félszigeten fordulnak elő a felszínen (3.10. ábra).



3.10. ábra. A Közép-Atlanti magmás provincia (KAMP) elterjedése (MCHONE 2003 nyomán).

Az eredmények lényeges áttörést hoztak a hatalmas kiterjedésű bazaltos vulkáni provincia

korának ismeretében. A MARZOLI *et al.* (1999) és DECKART *et al.* (1997) által Dél-Amerika

jobbára ismeretlen korú bazaltjain elvégzett $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Ar kormeghatározások igazolták, hogy a KAMP kitörései egy rövid időtartamú epizódba tartoznak, amely maximális intenzitását 200 Ma körül érte el. MARZOLI *et al.* (1999) 41 új, illetve korábban publikált $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ és U-Pb kort összesített, amelyből az átlagos kor $199,0 \pm 2,4$ Ma-nek adódott. Ez az adatsor már tartalmazta a Newarki Főformációsoportból származó, fent említett U-Pb korokat. Az ezzel rokon képződményekből az USA délkeleti államaiból azóta nyert további $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ korok (Watchung lávafolyások: $201,1 \pm 2,1$ és $198,8 \pm 2,0$ Ma) az előbbiekkal teljesen megegyezők (HAMES *et al.* 2000).

Az egyre pontosabb radiometrikus korok alapján mindinkább bizonyítható, hogy a KAMP döntő hányada egyetlen, földtörténeti értelemben rövid vulkáni epizódot képvisel, melynek időtartama feltehetően az 1 millió évet sem haladta meg (BAKSI 2003). A rövid idő alatt lejárászó vulkáni epizódot emellett paleomágneses vizsgálatok is igazolják. KENT és társai (KENT *et al.* 1995) kimutatták, hogy a Newarki Főformációsoportba tartozó kiömlési kőzetek kivétel nélkül a triász–jura határt is magába foglaló normál polaritású zónába tartoznak. Hasonlóképp a dél-amerikai vulkanitokon végzett paleomágneses mérések mindegyike is normál polaritást igazolt (MARZOLI *et al.* 1999).

A KAMP radiometrikus korairól részletes és friss áttekintést ad BAKSI (2003). Az összes közelmúltban publikált tanulmány együttes értékelése arra enged következtetni, hogy a KAMP és a triász–jura határ kora egybeesik, egymástól statisztikusan megkülönböztethetetlenek.

A vulkáni képződmények relatív kora meghatározható a kapcsolódó ősmaradványtartalmú üledékes kőzetek biosztratigráfiai vizsgálatával. Mivel a KAMP kitörései szárazföldi környezetben zajlottak le, ezért nem várható, hogy a közvetlen fedőben vagy fekében az üledékek gyakoriak legyenek. Ennek ellenére Észak-Amerikában a Newarki Főformáció-csoport rétegsorában a KAMP lávafolyások sok helyen tavi képződményekkel fogazódnak össze. A tavi üledéksorokat legalaposabban a Newark-medencében tanulmányozták, ahol ciklussztratigráfiai vizsgálatok szerint a legidősebb kiömlési kőzetek mintegy 20 000 évvel fiatalabbak a palinológiai alapon megvont triász–jura határnál (OLSEN *et al.* 1996). Újabb adatok szerint hasonló rétegtani kapcsolat figyelhető meg a szomszédos medencékben is (OLSEN *et al.* 2002a). Nyilvánvalóan amennyiben a kiömlések a provincia teljes területén kimutathatóan fiatalabbak lennének a triász–jura határnál, akkor a bazaltos vulkanizmust nem tekinthetnénk a kihalás kiváltó okának. A KAMP jelentős hányadán azonban vagy még nem történtek hasonló részletességű vizsgálatok (rétegtani ill. palinológiai), vagy nem őrződött meg, ill. nem tanulmányozható a vulkanitok és üledékek kölcsönös települési helyzete. A KAMP

északi szegmensén észlelt rendkívül rövid, mindössze 20 000 éves időkülönbség a triász–jura határ és a kiömlés sorozat megindulása között nem zárja ki annak a lehetőségét, hogy a nagyléptékű erupciók más területeken a kihalási csúcsot megelőzően megkezdődtek. A radiometrikus koradatok szórását figyelembe véve általánosan megállapítható, hogy a nagy magmás provinciák, így a KAMP aktivitása is több százezer, esetleg egy vagy néhány millió éven keresztül zajlott. Ennek alapján a reális lehetőségnek tűnik, hogy a KAMP vulkanizmusa már a triász legvégén megkezdődött.

3.9. A triász végi kihalás feltételezett kiváltó okai

3.9.1. A Közép-Atlanti magmás provincia vulkanizmusa

A triász végi kihalás és a közép-atlanti magmás provincia vulkanizmusa közötti időbeli egyezést meggyőzően sikerült igazolni. A geokémiai adatok, mindenekelőtt a szén és stroncium izotóp sztratigráfia, támogatják az olyan modelleket, melyekben a vulkanizmus által megindított környezeti változások játszanak szerepet a kihalás előidézésében.

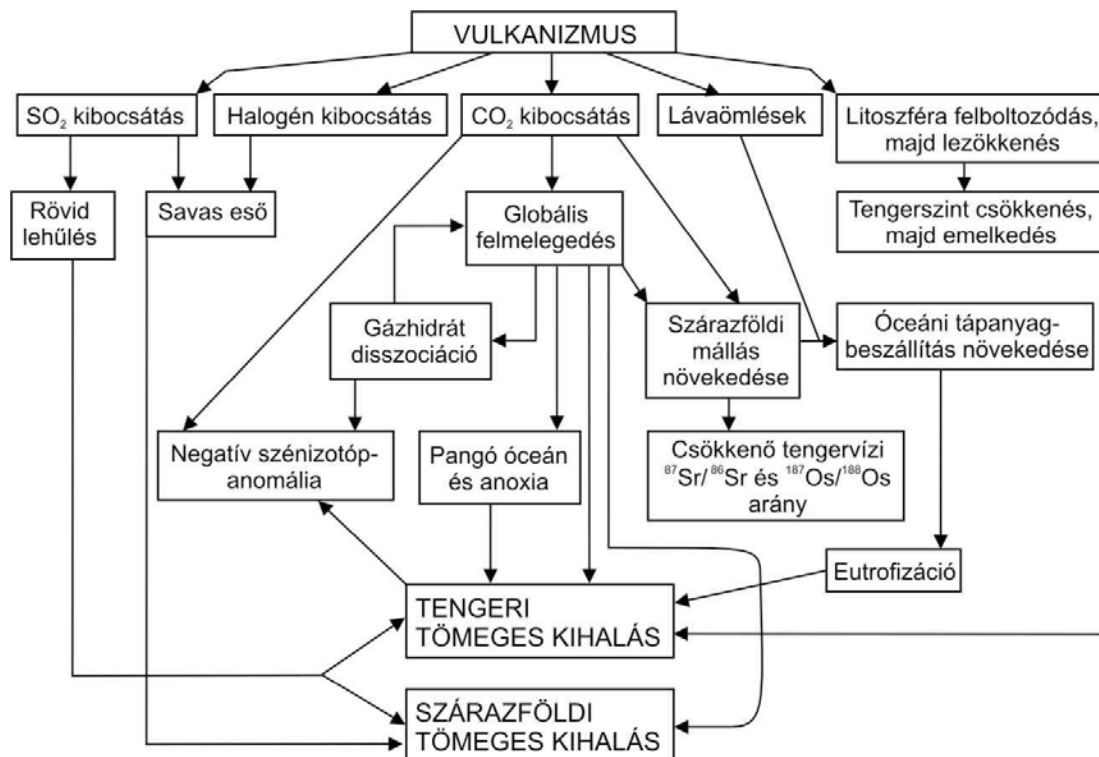
A kontinentális árbazalt vulkanizmus olyan földtani folyamat, mely nem közelíthető meg aktualisztikus alapon, mert hasonló folyamat nem észlelhető korunkban a Földön. A földtörténet során képződött számos nagy magmás provincia tanulmányozása során megállapítható, hogy hatalmas mennyiségű (akár több millió km^3) láva felszínre jutása rövid időn belül zajlott (100 ezer év és legfeljebb néhány millió év között). Az egyidejű tömeges kihalás úgy értelmezhető, mint az intenzív vulkanizmus által gerjesztett környezetváltozások által kiváltott biológiai válaszreakció. A leggyakrabban felmerülő pusztítási mechanizmus a vulkáni gázkibocsátás útján a légkörbe kerülő CO_2 és SO_2 okozta klímaváltozás. A szén-dioxid üvegház hatású gáz, amely 10^1 – 10^5 éves időtávon felmelegedéshez vezet, míg a kén-dioxid rövidtávú lehűlést okoz a légköri szulfát aeroszolok képződésén keresztül. A triász–jura határról nem ismeretes lehűlési epizód(ok)ra utaló földtani bizonyíték, bár elméletileg ez is hozzájárulhatott az ökológiai egyensúly felbomlásához. A halogén gázok kibocsátása csak az erupciók szűkebb környezetében járhatott legfeljebb regionális környezetromboló hatással (pl. savas esők útján), hiszen a halogén gázok légköri tartózkodási ideje túl rövid bármiféle globális hatáshoz. A KAMP magmatizmusához kapcsolódó könnyen illó kibocsátást MCHONE (2003) vizsgálta részletesen, számszerű becsléseket is adva a légkörbe jutó CO_2 és SO_2 mennyiségét illetően.

Bár a radiometrikus korok mérési hibái még mindig csak viszonylag pontatlanul behatárolt becslést engednek meg a KAMP képződésének időtartamára

nézve, nem alaptalan az a feltételezés, mely szerint a vulkáni tevékenység maximumának időtartama 100 ezer és 1 millió év közé eshet. A globális felmelegedésre vonatkozó legmegbízhatóbb őslénytani bizonyíték fosszilis növények leveleinek vizsgálatából származik. MCELWAIN *et al.* (1999) mérte a Ginkgo-félék leveleinek sztómasűrűség változását a triász–jura határ közelében. A sztómasűrűség a határon olymértékben csökkent, hogy számítások ebből a légköri CO₂ koncentráció négyszeresére növekedésére engednek következtetni. Ezt a “szuper üvegház” epizódnak tekinthető eseményt az éles negatív δ¹³C anomáliával együtt értelmező, koherens modell a KAMP szén-dioxid kibocsátása által gerjesztett globális felmelegedéssel számol, amely destabilizálja a tengeri gázhidrát rezervoárokat, s az így felszabaduló metán pozitív visszacsatolású üvegház felmelegedési spirált eredményez. BEERLING és BERNER (2002) modellszámításokkal támasztotta alá ennek a hipotézisnek a hitelét (ld. 3.9.2. fejezet). A számos ősmaradványcsoportnál megfigyelhető egyidejű és hirtelen kihalásra magyarázatot adhat egy olyan éghajlati-hőmérsékleti küszöbérték átlépése, amely az ökoszisztémák összeomlását vonja maga után.

A vulkanizmus egy további, vélhetően jelentős hatása a tengeri ökoszisztémák esetében a fontos, biológiai korlátot jelentő nyomelemek, mint pl. a vas, megnövekedett beáramlása a tengervízbe. A nyílt óceánban az elsődleges produktivitásnak gátat szab a rendelkezésre álló tápanyagok hiánya. Kísérletileg

igazolt tény a produktivitás lényeges növekedése a mesterséges “vasas trágyázás” hatására (COALE *et al.* 1996). Hasonlóképpen a vulkáni kitörések után a légkörből kiülepedő, vagy a hatalmas területen felszínen lévő friss láva mállástermékeként az óceánba jutó megnövekedett tápanyag tartalom eutrofizációhoz vezethet (FROGNER *et al.* 2001). A fito- és zooplankton egyaránt súlyosan érintette a triász–jura határeseemény. Produktivitási krízis, melyet a nagy alkalmazkodóképességű opportunisták felvirágzása követett – ez a forgatókönyv összhangban áll az ősmaradványrekorddal, bár az elsődleges produkció főszereplőinek némelyike szilárd váz nélküli, tehát nem fosszilizálódó csoportokhoz tartozhatott. Az eutrofizáció fontos szerepet játszott a zátonyok krízisében, hasonlóképpen, mint a késő devon kihalás és zátony összeomlás esetében (CAPLAN *et al.* 1996). A megnövekedett produktivitás alapján várható szerves anyagban gazdag fáciesek ismertek a legelső jurából (HALLAM 1995), bár nem annyira elterjedtek, mint a perm végi vagy a késő devon krízist követően. A nagymértékű eutrofizáció lehetséges szerepének tisztázása további vizsgálatokat igényel, mivel ez nyilvánvalóan kihat a triász–jura határ körüli szénkörforgásbeli változásokat leíró modellekre is. A 3.11. ábra a triász végi kihalás egy összefoglaló modelljét mutatja be, amely azon a feltételezésen nyugszik, hogy az elsődleges kiváltó ok a KAMP vulkanizmusa volt.



3.11. ábra. A KAMP vulkanizmus, a triász végi kihalás és kapcsolódó környezeti, biotikus és izotópos események lehetséges ok-okozati összefüggései. A folyamatábra WIGNALL (2001) modelljének adaptációja.

3.9.2. Klímaváltozás, metán felszabadulás

Az árbazalt vulkanizmus által előidézett fokozatos felmelegedés elindíthat a tenger alatti üledékek gázhidrát rezervoárjában hirtelen disszociációs folyamatot. A felszabaduló metán pozitív visszacsatolást jelent a rendszerben és katasztrofális további klíma melegedést gerjeszt, ami közvetlenül elindíthatja a kihalási hullámot. Ezt a forgatókönyvet alkalmazták HESSELBO *et al.* (2000) a toarci éles negatív $\delta^{13}\text{C}$ kiugrás magyarázatára. Gázhidrát bomlás és metán felszabadulás, amelynek modelljét először a késő paleocén hőmérsékleti maximum leírására fejlesztették ki (DICKENS *et al.* 1995), a perm–triász határral kapcsolatban is felmerült (ERWIN 1993, KRULL & RETALLACK 2000). Egyelőre nem világos, hogy a modell alkalmazható-e a triász végi eseményre is, hiszen a triász–jura átmenet szénizotópsztratigráfiája még nem eléggé ismert. Ennek ellenére három független érv is szól amellett, hogy a metán felszabadulás a triász végi eseményben is szerepet játszhatott: 1) ősnövénytan adatok (sztóma-sűrűség változás alapján) a triász–jura határon fellépett “szuper-üvegház” klímára utalnak (MCELWAIN *et al.* 1999); 2) a két összehasonlított kihalásban közös, hogy egyszerre mutatnak “nyomás okozta” és “lökésszerű” (időben elhúzódó, ill. hirtelen lefolyású) bélyegeket is; és 3) a globális felmelegedést előidézni képes árbazalt vulkanizmus és a kihalás egyidőben jelentkezik.

3.9.3. Tengerszint változás

A KAMP vulkanizmusát hangsúlyozó modellen kívül több más hipotézis is született a triász végi kihalás magyarázatára. A leggyakrabban idézett egyéb lehetséges kiváltó okok a tengerszint változása, a tengeri anoxia, és a Földön kívüli égitest becsapódása (extrateresztikus impakt).

A folyamatos tengeri triász–jura határszelvények ritkaságát magyarázza az időszakhatár közelében bekövetkezett regresszió, melyet az epikontinentális nyugat-európai területeken végzett megfigyelések szerint gyors transzgresszió követett (pl. BLOOS 1990, HALLAM 1997). A tengerszintváltozást hagyományosan a kihalás kiváltó okai közé is sorolták (HALLAM & WIGNALL 1999). Mivel a folyamat a szárazföldi kihalásokat nem magyarázza, így általános érvényű tényezőnek nem tekinthető. Figyelemre méltó azonban CATHLES & HALLAM (1991) elmélete, akik a gyors egymásutánban lejátszódó regresszió–transzgresszió párost lemezt tektonikai okokkal, lemezen belüli feszültségtér változásokkal magyarázták. Nem kizárt, hogy ez a jelenség és a rövid időn belüli tengerszintingadozások kapcsolatban lehetnek a KAMP erupcióit megelőző és követő

litoszféra felboltozódással, illetve megroggyanással (HALLAM & WIGNALL 1999).

3.9.4. Anoxia

Az anoxikus viszonyok terjedése, bár az erre vonatkozó bizonyítékok korlátozottak, a jurát bevezető transzgresszív fázishoz köthető (HALLAM 1995), így valószínűleg a kihalás után játszódott le. A KAMP ebben is szerepet játszhatott, amennyiben a globális felmelegedés az óceáni vízkörzés lassulásához vezethetett és elősegíthette a rétegzett víztömegek kialakulását. Egyik mechanizmus sem ad elégséges magyarázatot a triász végi kihalásra, hiszen a teresztikus krízis nem értelmezhető a segítségükkel

3.9.5. Földön kívüli égitest becsapódása: a Pucsezs-Katunki-kráter lehetséges szerepének vizsgálata

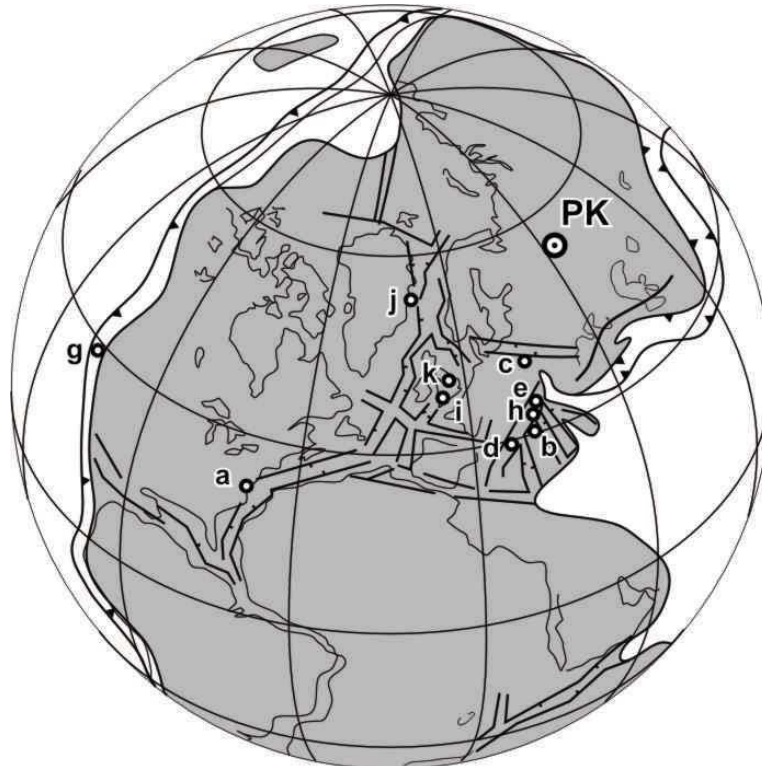
Az égitest becsapódás lehetősége, mint a triász végi kihalás kiváltó oka, többször felvetődött (HALLAM & WIGNALL 1997). A legújabban a Newark-medencében megtalált szerény mértékű Ir anomáliát tekinti bizonyítékként OLSEN *et al.* (2002a, 2002b). A negatív szénizotóp anomáliát szintén impakt által kiváltott produktivitás összeomlásnak tekinti WARD *et al.* (2001). Azonban amint láttuk, az észlelési adatok másképpen is értelmezhetők, és a KAMP-eredetű CO_2 légkörbe jutása, globális felmelegedés és CH_4 felszabadulás összességében valószínűbb magyarázat lehet. Valójában a vulkanizmushoz, illetve a becsapódáshoz köthető környezetváltozások, kihalási mintázatok és izotópos jelek számos vonása rendkívül hasonló lehet. Jelenleg az impakt széles körben elfogadott egyértelmű bizonyítékai, a sokkolt kvarc, a jelentős és világszerte kimutatható irídium anomália és a mikroszferulák hiányoznak a triász–jura határon. A tengervíz Os izotóp összetételének és a Re és Os gyakoriságának triász végi és jura eleji változásai jobban tükrözik a KAMP vulkanizmusával számottevő időn keresztül felszínre jutó köpenyeredetű Os és Re körforgásba kerülését a friss bazaltterületek mállása által, mintsem a feltételezett becsapódás pillanatszerű, meteorit eredetű hatását (COHEN & COE 2002).

Az égitest becsapódás és tömeges kihalások közötti feltételezett kapcsolat az elmúlt több mint húsz év során számos interdiszciplináris kutatási projekt tárgya volt. A Chicxulub-kráter kialakító kréta végi becsapódást napjainkra legtöbbször a kréta–paleogén határon lezajlott tömeges kihalás fő kiváltó okának tekintik, megerősítve ezzel ALVAREZ (1980) eredeti elméletét. A kréta–paleogén példa nyomán a nagy égitest becsapódásokat más kihalási események lehetséges okozójaként tekintették (RAMPINO & HAGGERTY 1996). Ez vezetett a következő,

legtisztábban RAUP (1992) által megfogalmazott kutatási célkitűzéshez: „...helyénvaló, sőt szükség-szerű annak a lehetőségnek a vizsgálata, hogy égitest becsapódás nemcsak a kréta–paleogén, de más kihalási események kiváltó oka is lehetett.“ Habár a legtöbb ismert nagy becsapódási krátert már megvizsgálták ebből a szempontból, a Pucsezs-Katunki-kráter figyelemre méltó kivételt képez.

A Pucsezs-Katunki-kráter a Volga folyó mentén, Moszkvától mintegy 400 km-re északkeletre található

Oroszországban (3.12. ábra). Átmérője 80 km, amivel az ötödik legnagyobb az ismert fanerozoós földi impakt kráterek rangsorában (GRIEVE *et al.* 1995, GRIEVE 1997) (3.2. táblázat). RAUP (1992) pusztítási görbéje szerint egy ilyen méretű krátert eredményező becsapódás számottevő kihalást okozhatott, amely az ősmaradványrekordban megfigyelhető. A fajpusztulás jósolt nagyságrendje 40% körüli, a bizonytalanságokat figyelembe véve a 20–70% közötti tartományba eshet.



3.12. ábra. Kora jura ősföldrajzi térkép a Pucsezs-Katunki impakt kráter helyének feltüntetésével (kör, nem méretarányos). A pontok az irodalmi adatok alapján a triász–jura határ környékéről, illetve a kora és középső jurából ismert lehetséges impakt indikátorokat jelzik (a betűkódok feloldását lásd a 3.3 táblázatban). Az alaptérkép ZIEGLER (1990) nyomán.

A Pucsezs-Katunki-kráter sokoldalú tanulmányozásának eredményeit, az 5374 m talpmélységű Vorotilovskaya mélyfúrás kapcsán végzett vizsgálatokkal együtt, egy nemrég megjelent orosz nyelvű könyv foglalja össze (MASAITIS & PEVZNER 1999). A szerzők a becsapódás korát bajócinak (középső jura) tekintik. Rétegtanilag a becsapódáskor a területen felszínen lévő legfiatalabb képződmény (kora triász) és a fedő krátertavi üledék kora (bajóci) határolja be. Az alábbiakban amellet érvelek, hogy ezt a kormeghatározást nem lehet cáfolhatatlannak elfogadni. Bemutatom a kráter kormeghatározását terhelő bizonytalansági tényezőket és irodalmi áttekintés alapján sorra veszem a késő triász és a

középső jura közé eső lehetséges impakt bizonyítékokat annak a lehetőségét kutatva, hogy a Pucsezs-Katunki becsapódás hagyott-e nyomot a rétegtani rekordban, illetve kapcsolatban állhat-e az ebbe az intervallumba eső két kihalási esemény valamelyikével, a triász végével vagy a kora jura plienschachi–toarcival. Megjegyzendő, hogy a bajóciban a kihalási ráta nem magasabb az átlagosnál (SEPKOSKI 1996). A Pucsezs-Katunki-kráter megbízható kormeghatározása fontos segítséget nyújthat a pusztítási görbe érvényességének ellenőrzésében, illetve a görbe lefutásának meghatározásában.

3.2. táblázat. A legnagyobb ismert fanerozoós impakt kráterek (GRIEVE 2001 nyomán).

Kráter neve	Átmérő	Kor	Földrajzi hely
Chicxulub	170	65,0 ± 0,1 Ma (K–T határ)	Yucatán, Mexikó
Manicouagan	100	214 ± 1 Ma (késő triász)	Quebec, Kanada
Popigaj	100	35,7 ± 0,2 Ma (késő eocén)	Szibéria, Oroszország
Chesapeake Bay	85	35,5 ± 0,6 Ma (késő eocén)	Virginia, USA
<i>Pucsezs-Katunki</i>	80	<i>Lásd a szövegben</i>	<i>Oroszország</i>
Morokweng	70	146 ± 2 Ma (jura–kréta határ)	Dél-Afrika

3.9.5.1. A Pucsezs-Katunki impakt kráter

A 80 km átmérőjű Pucsezs-Katunki-krátert csaknem teljes mértékben neogén és negyedidőszaki üledékek fedik. Az impaktitok egyedüli természetes feltárásai a Volga partján találhatóak. Geofizikai felvételek alapján ismert a kráter morfológiája, amely középső felboltozódást, gyűrűs mélyedést, és gyűrűs teraszt mutat (MASAITIS *et al.* 1996).

A becsapódás által érintett rétegsor archaikumi kristályos aljzattól és legfelső proterozoóستól legalsó mezozoósig terjedő üledékes sorozatból áll. A kráter melletti területeken a kristályos aljzat kb. 2 km-es mélységben található. Az üledékes összetétel általában 500 m vendi törmelékes üledék, 800 m devon mészkő és agyagpala, 450 m karbon márga és mészkő, 250 m alsó permi karbonát, evaporit és agyag, 160 m felső permi törmelékes üledék és 80 m alsó triász agyag és aleurolit alkotja (MASAITIS *et al.* 1996, MASAITIS & PEVZNER 1999). Az impakt eredetű kőzeteket és a kráter tó üledéksorát csaknem 180 fúrás harántolja, köztük a rendkívüli mélységű Vorotilovskaya fúrás, amely a kráter központjában mélyült (MASAITIS & PEVZNER 1999).

3.9.5.2. A Pucsezs-Katunki-kráter kora

RAUP (1992) találóan fogalmazta meg, hogy „a becsapódás és kihálás kapcsolatának kérdése csak azután válaszolható meg, ha a kormeghatározás problémáját megoldottuk“. Az uralkodó nézet szerint a Pucsezs-Katunki-kráter kora bajóci, a legidősebb krátertavi üledékek palinosztratigráfiai vizsgálata alapján (MASAITIS *et al.* 1996, MASAITIS & PEVZNER 1999). A tavi eredetű Koverninoi Formáció, amelyet a krátert kitöltő tó üledékének tartanak, olyan pollen együttest tartalmaz, amelynek elterjedése irodalmi adatok szerint a bajócira és a bathra jellemző. Ez a korbesorolás azonban számos probléma miatt megkérdőjelezhető.

Először is nehéz annak bizonyítása, hogy a krátertő üledékképződése közvetlenül a becsapódást követően kezdődött. Ennek az ellenvetésnek a súlyát csökkenti, ha elfogadjuk azt megfigyelést, miszerint az impakt breccsa mátrixából ugyanolyan korú pollen került elő.

A palinológiai adatok közlése fajlista és gyakorisági viszonyok formájában történt (MASAITIS & PEVZNER 1999), az orosz kutatók által elfogadott taxonómiai terminológiai és módszertan használatával. Ezek sok esetben különböznek a nyugati kutatók által alkalmazottaktól, ezért az összehasonlítás és az eredmények független kiértékelése nehézségekbe ütközik. A Koverninoi Formáció pollenjeinek publikált illusztrációját (illetve arra történő hivatkozást) eddig nem sikerült fellelnem. A legfrissebb összefoglaló mű (MASAITIS & PEVZNER 1999) a pollen fajlistát a terület földtani térképének magyarázójára hivatkozva közli. A palinosztratigráfia modern revíziója feltétlenül indokoltnak látszik.

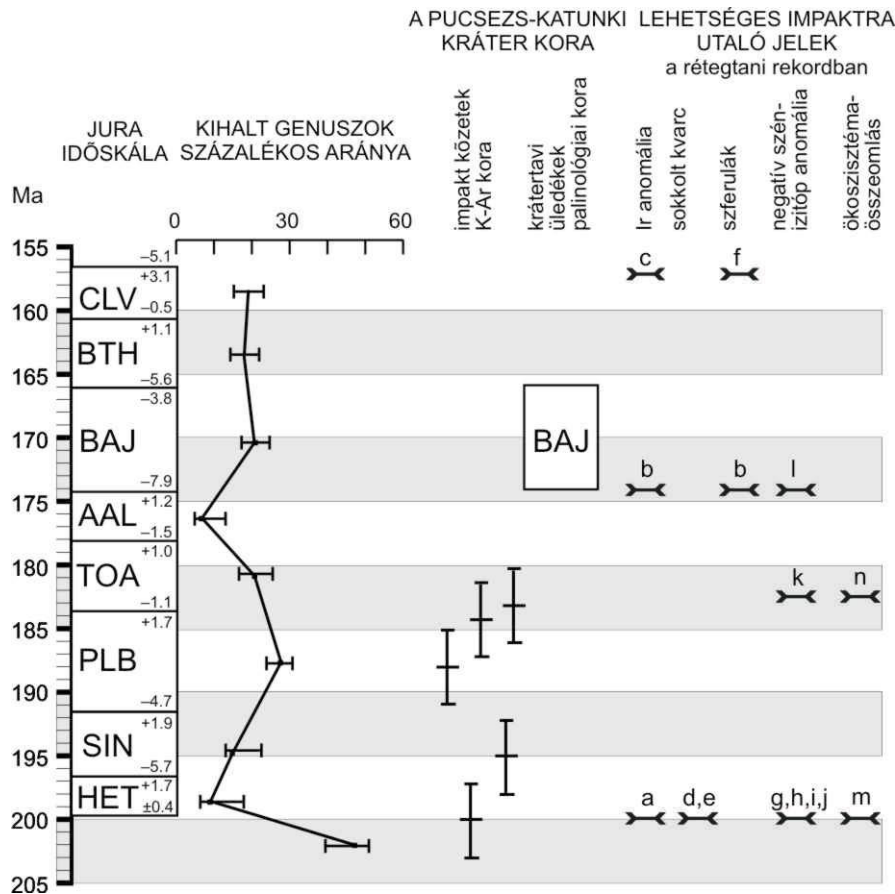
A K-Ar módszerrel végzett radiometrikus kormeghatározások eredményei nagy szórást mutatnak, 200 ± 3 Ma-tól 183 ± 5 Ma-ig terjednek (MASAITIS & PEVZNER 1999) (3.13. ábra). Az eltérések miatt ezeket a koradatokat korábban megbízhatatlannak tekintették és nem vették figyelembe a becsapódás korának meghatározásánál. A földi becsapódási kráterek összegző adatbázisaiban a Pucsezs-Katunki-kráter kora úgy szerepel, ahogyan a bajóci biosztratigráfiai kort különböző időskálák felhasználásával számszerű korra váltották (GRIEVE *et al.* 1995, GRIEVE 2001).

Általában az impakt eredetű kőzetek K-Ar kormeghatározása számos nehézségbe ütközik. Túl idős látszólagos kort eredményezhet az izotópos kronométer nem teljes lenullázódása (azaz a becsapódást elszenvedő eredeti kőzetekben felhalmozódott radiogén Ar^{40*} egy részének megtartása). Ezzel szemben a túl fiatal látszólagos kor a becsapódást követő hidrotermális folyamatok miatti devitrifikációhoz kapcsolódó Ar^{40*} veszteség eredménye lehet (DEUTSCH & SCHÄRER 1994). Mivel azonban a becsapódás környékén a legfiatalabb kőzetek az alsó triászba tartoznak, a rétegtani korlátok megengedik azt, hogy a radiometrikus koradatok bármelyike a becsapódás valódi korát adja meg. A pontosított jura időskálával (PÁLFY *et al.* 2000) összevetve kiderül, hogy elméletileg akár a triász végi (~200 Ma), akár a kora jura (plienbachii-toarci, ~183 Ma) kihálás egyidős lehet a Pucsezs-Katunki becsapódással (3.13. ábra). Ez indokolja a Pucsezs-Katunki-kráter korának újrvizsgálatát.

Ebből a célból új, nagyobb pontosságú és megbízhatóságú $^{40}Ar/^{39}Ar$ kormeghatározások elvégzését tervezzük. Ez a radiometrikus módszer

sikeresen alkalmazhatónak bizonyult más nagy impakt szerkezetek, pl. a Chicxulub- (SWISHER *et al.* 1992) és a Popigaj-kráter (BOTTOMLEY *et al.* 1997) datálásában. Az összefüggő olvadékréteg hiánya és a nagymértékű hidrotermális átalakulás miatt az

izotópos kormeghatározás nehéz feladatnak ígérkezik. Egy más megközelítéssel a becsapódás korát akkor is rögzíteni lehetne, ha a kráterképződés során kivetett anyagot (a disztális ejektumot) sikerülne távoli, jól datált rétegsorokban fellelni.



3.13. ábra. Áttekintés a Pucsezs-Katunki-kráter koradatairól (MASAITIS & PEVZNER 1999), a triász vége és a középső jura közötti időszak lehetséges impakt nyomairól, és a kihalási ráta változásairól (SEPKOSKI 1996). A számszerű időskála PÁLFY *et al.* (2000b) alapján. A betűkódok magyarázata (lelőhely és irodalmi hivatkozás) a 3.3. táblázatban. Emeletek rövidítései: HET – hettangi; SIN – sinemuri; PLB – pliembachi; TOA – toarci; AAL – aaleni; BAJ – bajoci; BTH – bath; CLV – kallóvi.

3.9.5.3. Lehetséges becsapódásra utaló nyomok az alsó és középső jurában és a triász–jura határ körül

A Pucsezs-Katunki-kráter korára vonatkozó különböző adatok hitelének alátámasztására, illetve becslésére az alábbiakban irodalmi adatok alapján összefoglalom a triász–jura határ közeléből, illetve az alsó és középső jurából ismeretes olyan földtani adatokat, melyek feltételezhetően nagy becsapódásra utalnak (3.13. ábra, 3.3. táblázat). Ezeknek a lehetséges impakt nyomoknak a földrajzi elhelyezkedését a 3.12. ábra mutatja be. A közvetlen impakt indikátorok között az anomálishan magas irídium koncentrációt, a sokkolt kvarc és/vagy mikroszferulák jelenlétét tartják számon. A jelentős és

éles negatív szénizotóp anomáliák és az ősmaradványrekordban mutató katasztrófális, egész ökoszisztémákat érintő változások feltételezen becsapódásra utaló közvetett jeleknek értelmezhetők.

A három közvetlen bizonyíték egyike sem csalhatatlan, de együttes megjelenésük szolgáltathatja a legmeggyőzőbb érvet a becsapódás mellett. A negatív szénizotóp anomáliák a szénkörforgás különböző eredetű zavarait jelezhetik, amelyek közül csak egyik az impakt okozta elsődleges tengeri produktivitási krízis. A feltételezés megerősítéséhez azonban egyéb bizonyítékok is szükségesek. Hasonlóképpen az ökoszisztémák összeomlását sem lehet kizárólag és egyértelműen impakt jelenséggel magyarázni.

A 3.13. ábra és a 3.3. táblázat adatainak áttekintése a következő észrevételeket teszi lehetővé. A triász–

jura határral, az öt legnagyobb kihalás egyikével kapcsolatban ismétlődően felmerült a becsapódás lehetősége. Az eddig közölt direkt bizonyítékok (sokkolt kvarc és Ir anomális) gyengék vagy vitatottak. A kihalási esemény ősmaradványrekordja összhangban van a rövidtávú, hirtelen

környezetváltozással, és ugyanez lehet a globális szénkörforgás zavarának oka is. A Közép-Atlanti magmás provincia rövid időtartamú és intenzív árbazalt vulkanizmusát figyelembe vevő forgatókönyv megalapozottabbnak tűnik (PÁLFY *et al.* 2002), de mindamelllett a becsapódás szerepe nem zárható ki.

3.3. táblázat. Lehetséges impakt nyomok a triász vége és a középső jura közötti időszakból (Földrajzi helyzet: ld. 3.12. ábra; rétegtani helyzet: ld. 3.13. ábra)

Kód	Típus	Lelőhely	Kor	Hivatkozás	Megjegyzés
a	Ir anomália	Newark medence	Tr–J határ	Olsen <i>et al.</i> 2002a, b	Előzetes eredmények szerint mérsékelt Ir anomália egyetlen szelvényből (Figyelmet érdemel, hogy sokkolt kvarcot viszont ismételt kutatással sem sikerült még kimutatni (Mossman <i>et al.</i> 1998; Olsen <i>et al.</i> 2002)
b	Ir, szferulák	Déli Alpok	bajóci	Jéhanno <i>et al.</i> 1988	Vasas "hardground"-ról, két szferula populáció, az egyik mikrometeoritokból áll, a másikat nagyobb meteorit anyagából származónak vélik
c	Ir	Lengyelország	Kallóvi	Brochwicz-Lewinski <i>et al.</i> 1986)	Kondenzált, sztromatolitos rétegből, ahol a geokémiai anomáliák esetleg szerves megkötéshez kapcsolhatók
d	sokkolt kvarc	Északi-Appeninek	Tr–J határ	Bice <i>et al.</i> 1992	A szemcsék három szintben jelentkeznek, a deformáció bélyegei nem teljesen meggyőzőek az impakt eredet igazolására, a biosztratigráfiai kor meghatározása kagylókon alapul, bizonytalanság terheli
e	sokkolt kvarc	Északi-Mészköalpok	Tr–J határ	Badjukov <i>et al.</i> 1987	A szemcsék impakt eredete erősen vitatott
f	szferulák	Lengyelország	kallóvi	Brochwicz-Lewinski <i>et al.</i> 1984	Ugyanaz a lelőhely, mint (c) esetében
g	C izotóp anomália	Queen Charlotte-szigetek	Tr–J határ	Ward <i>et al.</i> 2001	Rövid ideig tartó negatív anomália tengeri szervesanyagban, amely a szerzők szerint produktívítási krízishez köthetően
h	C izotóp anomália	Csővár	Tr–J határ	Pálfy <i>et al.</i> 2001	Negatív anomália tengeri szervesanyagban és karbonátban
i	C izotóp anomália	DNy-Anglia	Tr–J határ	Hesselbo <i>et al.</i> 2002	Negatív anomália szervesanyagban
j	C izotóp anomália	Kelet-Grönland	Tr–J határ	Hesselbo <i>et al.</i> 2002	Negatív anomália szárazföldi növényi szervesanyagban
k	C izotóp anomália	Anglia	toarci	Hesselbo <i>et al.</i> 2000	A szerzők szerint metán felszabadulás valószínűsíthető, mert a tengeri és a szárazföldi szervesanyagban hasonló trend mutatható ki
l	C izotóp anomália	Anglia	bajóci	Hesselbo <i>et al.</i> 2001	Szárazföldi szervesanyagban kimutatott anomália
m	páfrány-csúcs	Newark-medence	Tr–J határ	Fowell & Olsen 1993; Fowell <i>et al.</i> 1994	A kréta/tercier páfránycsúccsal analógnak vélt spórásulás, a szárazföldi ökoszisztéma nagyléptékű zavarára utalhat
n	kihalás	ÉNy-Európa	toarci	Little 1996	Bentosz fajpusztulási hullám, vélhetően az óceáni anoxikus eseménnyel kapcsolatos

A kora jura (pliensbachi–toarci határ körüli, illetve kora toarci) kihalással kapcsolatban esetleges impaktra utaló közvetlen bizonyítékokat nem ismerünk. Az ősmaradványrekord és a geokémiai anomáliák csak hipotetikus és közvetett érveket szolgáltatnak. Ezt a kihalást egyik szerző sem hozta

kapcsolatba egy esetleges becsapódással, hiszen a jól ismert óceáni anoxikus esemény és a Karoo-Ferrar magmás provincia egyidejű vulkanizmusa sokkal valószínűbb alternatív magyarázatot szolgáltatnak (PÁLFY *et al.* 2002).

A bajóciból ismertek Ir anomáliára, szferulák jelenlétére és szénizotóp anomáliára vonatkozó adatok, habár ezek mindegyikét csak egy-egy lelőhelyről írták le. A kihalási ráta ebben az emeletben nem emelkedik a háttérérték fölé, mégis a legtöbb szerző ezt tekinti a Pucsezs-Katunki-kráter tényleges korának.

3.9.5.4. A Pucsezs-Katunki ejektum megtalálásának esélyei

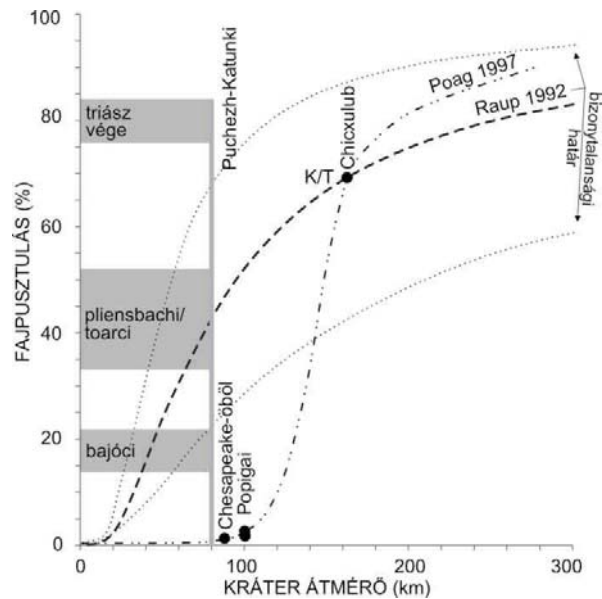
Az Orosz-tábla egykori ősföldrajzi viszonyai, amelyeket a tengeri képződmények elterjedéséből ismerünk, nem kedveztek a proximális ejektum lepel megőrződésének. A Pucsezs-Katunki-kráter közelében azaz ötszörös kráter sugárnyi ($5r_{\text{kráter}}=200$ km) körzetben nem ismerünk alsó jura vagy a középső jura alsó felébe tartozó tengeri üledéket.

Az Orosz-tábla legnagyobb részén a tengeri üledékképződés csak a középső jura késői részében indult meg, ez alól csak a Donyec-medence gyűrt öve jelent kivételt (KRYMHOLTS *et al.* 1988). Ezt a területet már a kora toarcitól kezdve tenger árasztotta el. Ez a medence azonban a Pucsezs-Katunki-krátertől mintegy 800 km-re fekszik, ezért legfeljebb vékony, disztális ejektum réteg megléte valószínűsíthető. Ennek felkutatására mindeztidáig nem történt kísérlet.

3.9.5.5. A Pucsezs-Katunki-kráter jelentősége

A Pucsezs-Katunki kráter, mint az ötödik legnagyobb fanerozoós impakt kráter esetleges kapcsolata egy kihalási eseménnyel nagy jelentőséggel bír a nagy becsapódások és kihalások összefüggését leíró elmélet szempontjából. A RAUP-féle (1992) pusztítási görbe megkísérli a becsapódásnak a kráter átmérővel kifejezett nagysága és az élővilágra gyakorolt, százalékos faj kihalásban megadott hatása közötti kapcsolatot általános érvénnyel leírni (3.14. ábra).

RAUP (1992) eredeti, szigmoidális lefutású pusztítási görbéje kizárólag a kihalások idősorozat adatain és a Földet érő impakt fluxus becsült mértékén alapult. Figyelemre méltó, hogy a Chicxulub-kráter mérete megegyezik a görbe által a kréta–paleogén kihalás mértéke szerint megjósolt értékkel. Ennek ellenére későbbi szerzők a görbe módosítását javasolták, más kráterek adatai alapján. JANSÁ (1993) a 45 km átmérőjű, eocén korú Montagnais-kráter alapján azzal érvelt, hogy ez a méret az élővilágra gyakorolt globális pusztító hatás alsó küszöbértékét jelentheti, hiszen ehhez a jól ismert korú becsapódáshoz nem tartozik észrevehető kihalás. Emiatt feltételezte, hogy a görbe lefutása inkább hiperbolikus, mintsem szigmoidális lehet.



3.14. ábra. Az impakt pusztítási görbe lefutását meghatározó lehetséges adatok a Pucsezs-Katunki-kráter alapján. A különböző kráterátmérőkhöz tartozó előrejelzett kihalási szintek RAUP (1992) eredeti görbéje, illetve POAG (1997) módosított változata alapján. A Pucsezs-Katunki-kráter lehetséges korának megfelelő százalékos fajkihalási becslések SEPKOSKI (1996) alapján.

A pusztítási görbét újabban POAG (1997) vizsgálta felül két rendkívül nagyméretű, közel egykorú késő eocén kráter, a 100 km átmérőjű Popigaj- és a 85 km átmérőjű Chesapeake-öböl-kráter alapján. Ezekkel a kráterekkel egykorú kihalási eseményt sem rögzít az ősmaradványrekord, ellentmondva ezzel az eredeti RAUP-görbének és szükségessé téve annak módosítását (POAG 1997) (3.14. ábra).

A Popigaj-kráterrel megegyező nagyságú, méretét tekintve a második-harmadik legnagyobb fanerozoós becsapódási kráter a Manicouagan-kráter (3.2. táblázat), melyet egyes szerzők korábban a triász végi kihalás okozójának tekintettek (OLSEN *et al.* 1987). Azonban U-Pb kormeghatározás szerint a kráter kora 214 Ma (HODYCH & DUNNING 1992), azaz a kora norira tehető, amikor nem volt a háttérérték meghaladó kihalás. A becsapódás tehát jóval megelőzte a triász–jura határt (200 Ma, PÁLFY *et al.* 2000a). Ugyanakkor később következhetett be, mint a karni vége, amely egyes szerzők szerint a szárazföldi gerincesek körében jelentős kihalással esett egybe (BENTON 1991). A Manicouagan-kráter távoli ejektumát, egy szintén $214 \pm 2,5$ Ma radiometrikus kort adó szferula tartalmú réteget Dél-Anglia törmelékes rétegsorában sikerült kimutatni (WALKDEN *et al.* 2002). A hatodik legnagyobb fanerozoós kráter, a 70 km átmérőjű Morokweng kora 146 ± 2 Ma (KOEBERL *et al.* 1997), ami hibahatáron belül egyezik a jura/kréta határ korával (PÁLFY *et al.* 2000b). A jura végi kihalás SEPKOSKI (1996) adatai szerint egy másodrendű kihalási esemény, valódi jelentősége

azonban vitatott, HALLAM (1996a) szerint erősen megkérdőjelezhető.

Ebben az összefüggésben igen jelentős a Pucsezs-Katunki-kráter megbízható kormeghatározása, hiszen perdöntő bizonyítékkal szolgálhat a 80–100 km tartományba eső átmérőjű kráterek képződését kísérő biológiai hatásokról. Amíg a Chicxulub-kráter és a kréta végi kihalási esemény marad az egyetlen biztos kapcsolat a becsapódás és kihalás között, addig a pusztítási görbe hitelességének igazolása, illetve lefutásának meghatározása nehézségekbe ütközik. A Pucsezs-Katunki-kráter kormeghatározásának jelenlegi bizonytalansága a következő lehetőségek tárgyalását engedi meg:

(1) Ha a Pucsezs-Katunki becsapódás a bajóciban következett be, amint azt a rendelkezésre álló palinológiai adatok sugallják (MASAITIS *et al.* 1996, MASAITIS & PEVZNER 1999), akkor az élővilágra gyakorolt hatása elhanyagolható. Ez megerősítené POAG (1997) véleményét, miszerint a pusztítási görbén a jelentős kihalás küszöbértéke jóval a 100 km kráter átmérő fölött húzható meg.

(2) Ha a Pucsezs-Katunki becsapódás kora a triász–jura határral esik egybe, az a korábban elfogadott kráter kor jelentős módosítását kívánja meg. Emellett a biológiai hatás mértéke lényegesen meghaladná a RAUP (1992) eredeti pusztítási görbéje alapján várható mértéket.

(3) Ha a Pucsezs-Katunki becsapódás kora a toarci elejére tehető, az a korábban elfogadott kráter kor kisebb, de még mindig számottevő módosítását jelentené. A kráter mérete és a kihalás nagyságrendje közti összefüggés összhangban állna az eredeti pusztítási görbével, mivel a RAUP (1992) által megadott bizonytalansági határok közé esne. Ugyancsak fennállna a hasonlóság a Morokweng-kráter méretével és a jura végi kihalás nagyságrendjével.

Amennyiben a Pucsezs-Katunki impakt kihaláshoz vezetett, ám a valamivel nagyobb Popigaj és Chasepeake-öböl becsapódások nem, ez alátámasztaná az összetett kihalási modelleket, pl. PLOTNICK és SEPKOSKI (2001) multiplikatív multifraktál modelljét. Ez azt mondja ki, hogy a kihalás nagyságrendjét nem kizárólag a külső perturbáció mérete, azaz a kráter méretével arányban álló, becsapódáskor felszabaduló energia szabja meg, hanem azt az élővilág aktuális állapota is befolyásolja. Továbbá a kráterméretből nem vezethető le közvetlenül a biotikus hatás nagysága, mert azt a becsapódási helyszín körülményei is befolyásolják. A Chicxulub-kráter esetében valószínűsíthető, hogy a becsapódáskor felszínen lévő, karbonátos és evaporitos kőzeteket nagy vastagságban tartalmazó rétegsor fontos tényezője lehetett a bekövetkező környezeti katasztrófának.

4. A kora jura kihalás

A kora jura folyamán számos tengeri csoportot érintő másodrendű kihalási esemény zajlott le a pliensbachi–toarci határ közelében (HALLAM 1986). A kihalással nagyjából egyidőben, tengerszint-emelkedéshez is köthető óceáni anoxikus esemény ismerhető fel, amely a maga nemében rendkívül alaposan vizsgált jelenség (JENKYN 1988). E kapcsolatnak is köszönhető, hogy a kora jura kihalást a legrészletesebben tanulmányozott másodrendű kihalások között tartjuk számon (HALLAM 1996a).

4.1. Rövid kutatástörténet

Nyugat-Európa bentosz faunáiban a toarci elején jelentkező váltást már jóval a kihalások kutatásának fellendülése előtt felismerte HALLAM (1961). A kora jura (pliensbachinak tartott) kihalási eseményt RAUP és SEPKOSKI (1984) a többi kihalás sorába illesztette a tengeri állatcsaládok és genusok rétegtani elterjedését tartalmazó, emelet felbontású globális adatbázis alapján. Bár a család-szinten mérhető, kb. 5%-os veszteség az „Öt Nagy” kihalási eseményénél lényegesen kisebb nagyságrendű, mindazonáltal másodrendű kihalási eseményként értelmezhető (RAUP & SEPKOSKI 1984). A fosszilis anyagból ismert családok egy másik, független összeállítása azt mutatja, hogy a tengeri családok között a pliensbachi és a toarci során egyaránt ~5%-os kihalás játszódott le, míg a szárazföldi élőlények sorában a toarcit 2,4%–12,8% kihalás jellemezte (BENTON 1995). Az északnyugat európai epikontinentális tengerek faunáján végzett kutatások alapján HALLAM (1986, 1996a, 1996b) ezt a kihalást regionális eseménynek tekintette, amelynek késői szakasza egybeesett az általános elterjedésű kora toarci anoxikus eseménnyel (4.1B. ábra). A Falciferum Zónában kicsúcsosodó óceáni anoxikus eseményben olyan hatásos kihalási mechanizmust ismertek fel (JENKYN 1988), amely veszteségeket tudott okozni a tengeri élővilágban az oxigénhiányos fenékvizek elterjedése által. A családok kihalásának globális eloszlását vizsgálva LITTLE és BENTON (1996, 1995) megállapították, hogy a pliensbachi–toarci határ körül egy öt ammonitesz zónát lefedő, hosszabb intervallumot jellemzett megemelkedett kihalási ráta (4.1C. ábra). Ezzel szemben az ősmaradványokban leggazdagabb angliai és németországi szelvények részletes vizsgálata azt mutatta, hogy a Falciferum Zóna anoxikus eseményével egy határozott kihalási csúcs esik egybe (LITTLE 1996). A kihalási esemény globális voltát részletes tanulmányok igazolták többek között Dél-Amerika kagylófaunáin (ABERHAN & FÜRSICH 1996), a Tethys mélyebbvízi brachiopoda (VÖRÖS 1993) és radiolaria faunáin (HORI 1993).

4.2. A pliensbachi–toarci határ környékének üledékei, ősmaradvány leletanyaga és biodiverzitás története

Az alábbiakban mindössze válatosan ismertetem a rétegtani ismeretek kihalás szempontjából fontos vonásait. A triász–jura határral ellentétben a pliensbachi–toarci határ körüli rétegeket alaposan ismerjük számos folyamatos, különböző fáciesű tengeri szelvényből ÉNy-Európából és a mediterrán, tethysi területekről egyaránt, csakúgy mint a világ számos más részéről (pl. Észak- és Dél-Amerikából).

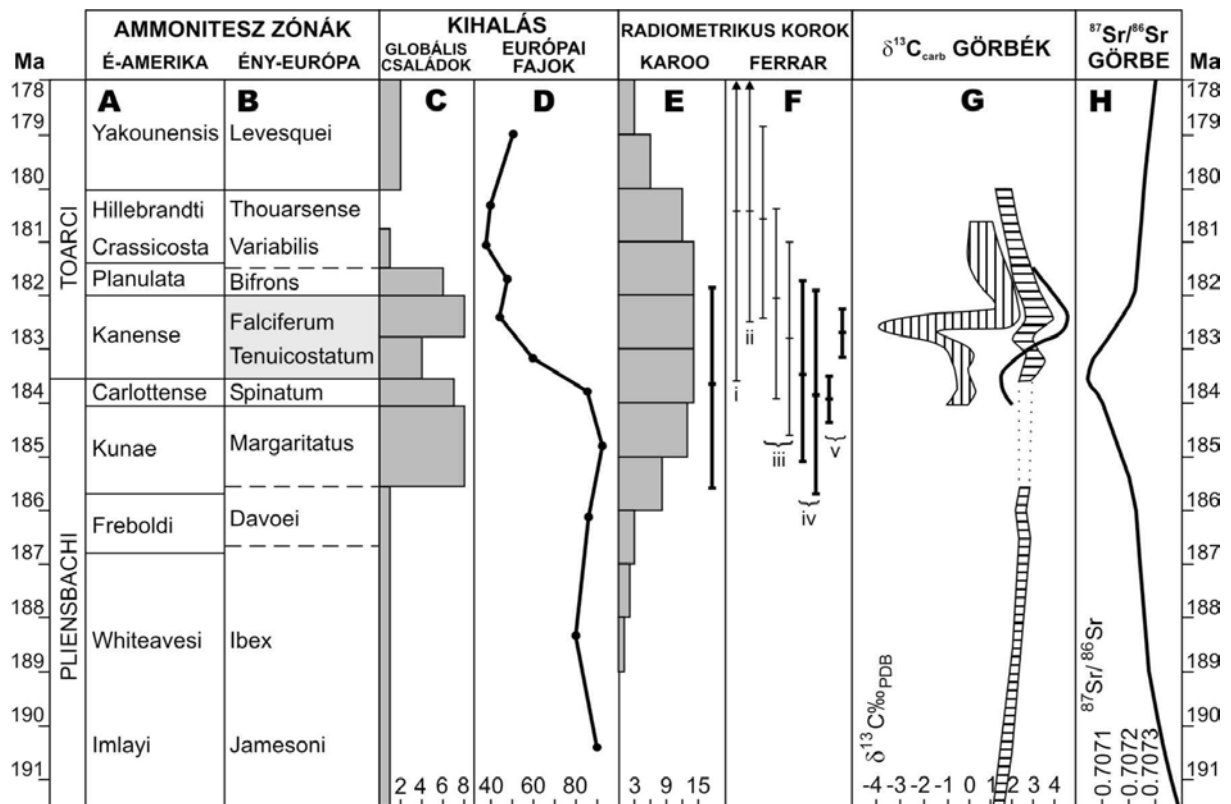
A finomrétegtani tagolás ammonitesz faunák segítségével végezhető el, a provincializmus miatt azonban az emelethatár körül gondot okoz a pontos tethysi-boreális korreláció (MACCHIONI 2002). Az emelethatár hagyományos értelmezése a kozmopolita *Dactyloceras* nemzetség első megjelenéséhez köthető, bár a meglévő konszenzus ellenére a GSSP még nem került kijelölésre.

Különleges fontosságúak az alsó toarci széles elterjedésű fekete pala rétegei. Az angliai Jet Rock, a franciaországi Schistes Cartons és a németországi Posidonienschiefer hasonló és egyidős szervesanyag-dús agyagpala rétegek, melyeknek képződése egybeesett a kihalási maximummal és az tengeraljzat oxigén minimumával. Fekete pala, illetve hasonló fáciest jelző agyagos és márgás képződmények a nyugati Tethys területén is gyakoriak. Magyarországon a Dunántúli-középhegységben a Bakony területén az Úrkúti Mangánérc Formáció (JENKYN *et al.* 1991, POLGÁRI 1993), a Gerecsében a Kisgerecsei Márga Formáció tekinthető az anoxikus eseményhez kapcsolódó üledéknek, míg a Mecsekben az Óbányai Aleurit Formációba sorolt, legjobban a Réka-völgyből ismert rétegek képződése jelzi az eseményt (DULAI *et al.* 1992).

A kihalás rendkívül részletesen ismert az északnyugat-európai tengeri faunák alapján, melynek összefoglalását HALLAM (1996a) adja. Ennek megisméltése helyett itt néhány újabb ismeretet emelek ki, valamint a kihalás globális voltának dokumentálását hangsúlyozom. Az esemény szelektivitását illetően régóta ismert a bentosz faunák nagyobb érintettsége. Bár az ammonitesz faunakicsérlődés tempója és mértéke a toarci elején sem haladja meg lényegesen a kora jura egészére jellemző értéket, mégis észlelhető a toarci esemény hatása (MACCHIONI & CECCA 2002) mind a diverzitás csökkenésében, mind a provincializmus jelentős csökkenésében, valamint a tethysi és boreális provinciák különbségének elmosódásában. A bentosz csoportok között jellemző példa a brachiopodák magasabb rendszertani szinten is jelentkező vesztesége, a Spiriferida és az Athyridida rendek teljes

eltűnése. Mindkét esetben a triász végi kihalás által is tovább tizedelt, paleozoós virágkorú túlélőkkel állunk szemben. Figyelemre méltó azonban a Koninckinidae család evolúciója, amely a Falciferum Zónára tehető,

az anoxikus eseménnyel párhuzamos végleges eltűnése előtt, a toarci legelején kisebb felvirágzást élt át (VÖRÖS 2002).



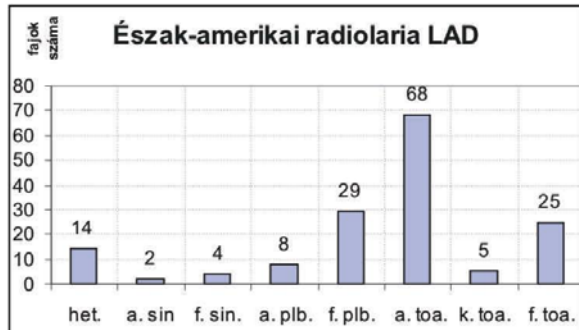
4.1. ábra. A pliensbachi–toarci tengeri kihalási esemény, a Karoo-Ferrar árbazalt vulkanizmus, és a szén- és Sr izotóp sztratigráfia korrelációja kalibrált, ammonitesz zónaszintű kronosztratigráfiai keretben. **A:** Észak-amerikai standard ammonitesz zónáció (pliensbachi: SMITH *et al.* 1988; toarci: JAKOBS *et al.* 1994; a vízszintes vonal hiánya a zónahatár számszerű korbecslésének hiányát jelenti); **B:** ÉNy-európai standard ammonitesz zónáció; szürke árnyalat jelzi a szervesanyag-dús üledékek elterjedését ÉNy-Európában és a nyugati Tethysben a Tenuicostatum és Falciferum zónában; **C:** kihalt családok száma zónánként, globális adatbázis alapján (LITTLE & BENTON 1995); **D:** Angliai faunák (kagyló, ammonitesz, rhynchonellid brachiopoda, krinoidea, foraminifera és ostracoda) zónánkénti összesített taxongazdagsága (HALLAM 1996); **E:** Karoo Csoport vulkáni és szubvulkáni kőzeteinek radiometrikus kora (publikált adatok újrászámítása alapján, javított $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ standard korok felhasználásával (RENNE *et al.* 1998), és 2σ külső hibahatár megadásával), koreloszlási hisztogram $28\ ^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ kormeghatározás alapján (DUNCAN *et al.* 1997), valamint egy U-Pb kor (ENCARNACION *et al.* 1996); **F:** $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ és U-Pb korok (az utóbbi vastag vonallal) a Ferrar Formációcsoporthól (publikált adatok újrászámítása alapján, javított $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ standard korok felhasználásával, és 2σ külső hibahatár megadásával), balról jobbra: (i) $11\ ^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ kor összesítése HEIMANN *et al.* (1994) alapján; (ii) két $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ kor FOLAND *et al.* (1993) alapján; (iii) három $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ kor DUNCAN *et al.* (1997) alapján; (iv) két U-Pb kor ENCARNACION *et al.* (1996) alapján, és (v) két U-Pb kor MINOR és MUKASA (1997) alapján; **G:** szénizotóp görbék: vízszintes csíkozás: — összegzett görbe a Középső-Appeninekből (MORETTINI *et al.* 2002); függőleges csíkozás: — Dorset, Anglia (JENKYN & CLAYTON 1997); folytonos vonal — tethysi szelvények adatainak összegzése (JENKYN *et al.* 1991); **H:** tengeri $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ görbe egyszerűsítve JONES & JENKYN (2001) és MCARTHUR *et al.* (2000) alapján.

Angliai szelvények bentosz foraminiferáit részletesen tanulmányozva HYLTON és HART (2000) kimutatta a Falciferum Zóna anoxikus eseményéhez kötődő fajpusztulást, amit a stressztűrő, nagy alkalmazkodóképességű, katasztrófa fajként jellemezhető formák kis fajszerű és nagy egyedszámú közösségeinek fellépése követett.

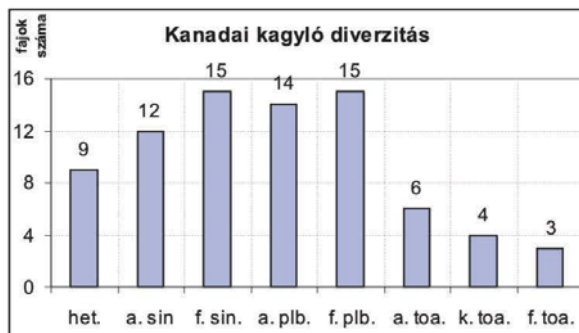
A kora toarci kihalást sokáig regionális eseménynek tartották, amelynek hatása az északnyugat-európai epikontinentális tengeri

területekre korlátozódott, s jelentkezését a globális adatbázisokban csak e hagyományosan nagyon intenzíven kutatott régió aránytalanul nagy képviselőivel magyarázták (HALLAM 1986). Ennek cáfolatára az utóbbi években számos adat gyűlt össze. Az észak-amerikai jurában a radiolariák alkotják a legnagyobb fajgazdagságú csoportot. E. CARTER adataiból (SMITH *et al.* 1994) összeállítottam a régió kora jura diverzitástörténetét, amely jól mutatja a jelentős fajszerű csökkenést a pliensbachi–toarci határ

környékén. Az utolsó megjelenések (LAD) kiugróan magas értéket érnek el a kora toarciban (4.2. ábra). A radiolaria krízis a Pacifikum mindkét oldalán kimutatható, Japánból HORI (1997) dokumentálta a toarci krízist.



4.2. ábra. Kihalások (az utolsó megjelenések (LAD) számával mérve) Észak-Amerika radiolaria faunáiban alemeletenként a kora jura során. A kora toarci maximum a kihalási esemény hatását tükrözi. Az alapadatok forrása CARTER (in SMITH *et al.* 1994). Rövidítések: het.–hettangi, sin.–sinemuri, plb.–pliensbachi, toa.–toarci, a.–alsó, k.–középső, f.–felső.



4.3. ábra. Észak-Amerika kagylófaunáinak fajgazdagsága alemeletenként a kora jura során. A késő pliensbachi maximum és a nagyban lecsökkent kora toarci diverzitás a kihalási esemény hatását tükrözi. Forrás: ABERHAN (1998) és ABERHAN publikálatlan adatai.

M. ABERHANNal együttműködve vizsgáljuk az észak- és dél-amerikai kagylófaunák diverzitástörténetét. A Kanadai-Kordillerák kagylófaunáiból (ABERHAN 1998) összeállított adatbázisban világosan kimutatható a kora jura fajszámnövekedés hirtelen megtörése a pliensbachi–toarci határ környékén (4.3. ábra). A Kanada nagy földrajzi szélességen elhelyezkedő sarkvidéki területeiről származó (ABERHAN *et al.* 1998), valamint a dél-amerikai adatok is hasonló trendet tükröznek (ABERHAN & FÜRSICH 1996), tovább erősítve a kora jura kihalás globális jellegét. Előzetes adataink szerint az észak-, ill. dél-amerikai kagylók diverzitástörténete között nincs olyan lényeges különbség, amely az északi és déli félteke faunáinak eltérő mértékű érintettségére utalna. Mindkét területen kimutatható ugyanakkor,

hogy az endemikus taxonok körében lényegesen nagyobb mértékű volt a kihalás.

Viszonylag kevés részletes adat áll rendelkezésre a szárazföldi faunákról és flórákról. BENTON (1993, 1995) adatbázisa és tanulmányai szerint azonban a teresztrikus ökoszisztémát is sújtotta egy másodrendű kihalási hullám a kora jurában.

A kora jura kihalás esetében a kihalás tempója érdekes módon különbözőnek tűnik fajsztinten, illetve magasabb rendszertani egységek szintjén. LITTLE és BENTON (1995) szerint a családok között az átlagosnál nagyobb kihalási ráta mérhető a késő pliensbachi és a kora toarci között 5 ammonitesz zónán keresztül, ami az itt használt időskálán 4 millió évnél felel meg. Másrészt fajsztinten a kora toarci Tenuicostatum Zónában figyelhető meg hirtelen kihalás. Az azt követő Falciferum Zóna túlélési időszakként írható le, amit gyors újranépesedés és talpraállás követett (HARRIES & LITTLE 1999). Ezek alapján a pliensbachi–toarci kihalás mind az elhúzódó, “nyomás okozta”, mind a rövid, “lökésszerű” esemény (ERWIN 1998) bélyegeit is magán viseli.

Az élővilág talpraállása a toarci esemény után viszonylag gyorsan bekövetkezett (HALLAM 1996b). HARRIES és LITTLE (1999) szerint ez arányban áll az esemény kisebb nagyságrendjével. Azokban a szelvényekben, ahol a kihalás az anoxikus eseményhez köthető, a bentosz közösségek újjáalakulása fokozatosan követte a fenékvíz oxigénszintjének helyreállítását.

4.3. A kora jura izotóp sztratigráfiája (C, O, Sr)

A kora toarci anoxikus esemény felismerésének alapját a nagy elterjedésben nyomozható, szervesanyagban gazdag fáciesek mellett a Falciferum Zónában kimutatható markáns pozitív $\delta^{13}\text{C}$ anomália jelentette (JENKYN 1988) (4.1G. ábra). Eredetileg a $\delta^{13}\text{C}$ maximumot a Falciferum Zónára korlátozódnak vélték, de jónéhány tethysi szelvényben a $\delta^{13}\text{C}$ növekedése már a Tenuicostatum Zónában kimutatható (JENKYN *et al.* 1991, JIMENEZ *et al.* 1996, MORETTINI 1999). Fekete palák képződése ugyancsak már a Tenuicostatum Zónában megkezdődött spanyol- és olaszországi szelvényekben (JIMENEZ *et al.* 1996, MORETTINI 1999), valamint a mangánban gazdag üledékek is elterjedtek mind a Tenuicostatum, mind a Falciferum Zónákban (JENKYN *et al.* 1991). Bár létezik olyan vélemény, mely szerint ezek az időbeli különbségek az ammonitesz biosztratigráfia korrelációs problémáira vezethetők vissza (JENKYN & CLAYTON 1997), valószínűbbnek látszik, hogy az anoxia, illetve az ahhoz vezető környezeti változások fokozatosan fejlődtek ki a toarci első két zónája során.

HESSELBO *et al.* (2000) újabb stabil izotóp vizsgálatai kimutatták, hogy a pozitív szénizotóp

anomáliát egy rövid, de nagymértékű negatív kiugrás előzte meg, amely mind a tengeri karbonátban, mind a szárazföldi eredetű szervesanyagban kimutatható. A negatív kiugrást a németországi Posidonienschiefer vizsgálata is alátámasztotta (SCHMID-RÖHL *et al.* 2001, 2002), de érdekes módon egy sűrűn megmintázott másik angliai toarci szelvényben belemnitesz rosztrumok vizsgálatával nem sikerült hasonló izotópos görbét reprodukálni (MCARTHUR *et al.* 2000).

A Falciferum Zónából leírt $\delta^{18}\text{O}$ minimum JENKYNs és CLAYTON (1997) szerint az egész toarcira nézve hőmérsékleti maximumot jelent, amit vélhetően a megnövekedett légköri CO_2 tartalom okozott.

A kora jura tengervíz $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ arányának időbeli változásait részletesen elsőként JONES és társai (1994) elemezték (4.1H. ábra), majd MCARTHUR *et al.* (2000) finomították tovább. A Sr izotópok aránya a hettangitól a pliensbachi végéig közel egyenletesen süllyed, a pliensbachi–toarci határon minimumot vesz fel, majd a toarci elején emelkedik, legmeredekebben éppen a Falciferum Zónában. Figyelemre méltó, hogy a kora jura egyetlen markáns inflexió pontja a pliensbachi–toarci határral esik egybe.

4.4. A kora jura kihalás feltételezett kiváltó okai

4.4.1. Anoxikus esemény és tengerszint változás

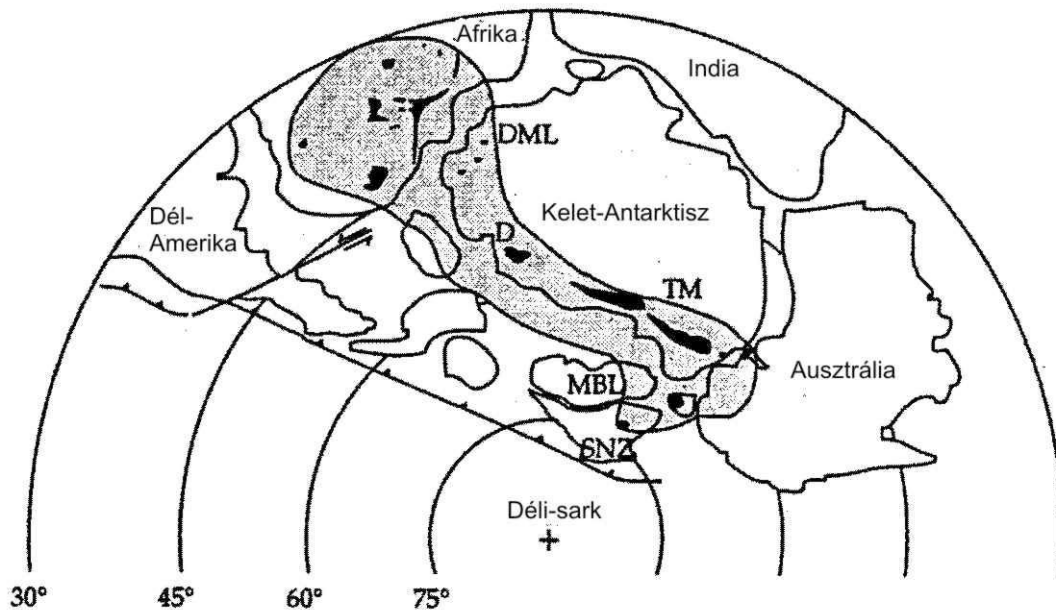
A kora toarciban észlelt fajpusztulási hullám és az egyidejű óceáni anoxikus esemény kapcsolata jól megalapozott, vizsgálatával terjedelmes irodalom foglalkozik (ld. HALLAM 1996a, HALLAM & WIGNALL 1997, és a bennük idézett hivatkozások). A nagy területre kiterjedő oxigénhiányos aljzatviszonyok és a bentosz faunák krízisének ok-okozati összefüggése általánosan elfogadott. A nyitott kérdések között szerepel azonban pl. a radiolaria krízis, illetve a szárazföldi élővilágban is jelentkező kihalás magyarázata, valamint a fekete pala fáciesek időbeli viszonya. Rétegtani adatok szerint pl. Dél-Amerikában már a pliensbachi–toarci határ körül fellépnek szervesanyagdús képződmények. Ezek az észlelések arra utalnak, hogy az anoxikus esemény nem ad teljeskörű magyarázatot a kihalásra.

Az anoxikus esemény kialakulásában az uralkodóan meleg, üvegház klíma és a gyors transzgresszió egyaránt szerepet játszott (JENKYNs 1988, 1997), de ezek együttes kiváltó okaként feltételezhetünk más, globális hatású eseményeket.

4.4.2. A Karoo-Ferrar nagy magmás provincia vulkanizmusa

A Dél-Afrikában található Karoo és az antarktiszi Ferrar provinciák egy egykor összefüggő, jura időszaki nagy magmás provincia későbbi lemeztektonikai mozgások által szétdarabolt részei (4.4. ábra). Ezek együttese a legnagyobb kiterjedésű fanerozoós magmás provinciák közé sorolható (RAMPINO & STOTHERS 1988). Korábban a K-Ar módszerrel végzett kormeghatározásukat számos probléma nehezítette. A Karooi Formációcsoporton végzett teljes-kőzet elemzések koradatai 135 és 225 Ma között szórnak, ezen belül a vulkanizmus látszólagos intenzitási maximumai 193 ± 5 Ma és 178 ± 5 Ma köré esnek (FITCH & MILLER 1984). A K-Ar módszer azonban zavart rendszerek esetén gyakran szolgáltat hamis, túlzottan fiatal, ill. túlzottan idős korokat, másodlagos Ar veszteség, ill. Ar felvétel miatt. Bázisos vulkanitok esetén $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ módszerrel, ill. esetenként U-Pb módszerrel lehetőség nyílik a kristályosodási kor megbízható meghatározására. A különböző izotópos kormeghatározási módszerekkel végzett mérések eredményeinek valós összehasonlítása érdekében elvégeztem a közelmúltban publikált koradatok újraszámítását egyrészt a bomlási állandó hibájának figyelembevételével (külső hiba számítása 95%-os bizonytalansági szinten), másrészt az $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ kormeghatározásban használt standardok (besugárzási monitorásványok) legújabbban elfogadott korának alkalmazásával (RENNE *et al.* 1998).

DUNCAN *et al.* (1997) összesen 28, lépcsőzetes hevítéssel nyert pontos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plató kort közölt a Karooi Formációcsoporthoz tartozó dél-afrikai és namíbiai bazalt és dolerit mintákból. A korok 179 és 186 Ma között szórnak, a többségük 183 ± 2 Ma köré esik (4.1E. ábra). Az $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ eredményekkel jó egyezést mutat az a $183,7 \pm 1,9$ Ma U-Pb kor, amelyet ENCARNACIÓN *et al.* közölt (1996) egy Dél-Afrikából származó tholeiit minta alapján (4.1E. ábra).



4.4. ábra. A Karoo-Ferrar nagy magmás provincia kiterjedése rekonstruált kora jura ősföldrajzi térképen (ENCARNACIÓN *et al.* 1996).

Az antarktisi Ferrari Formációcsoport különböző rétegtani egységeiből szintén rendelkezésre állnak radiometrikus koradatok. A Kirkpatricki Bazalt korát FOLAND *et al.* (1993) állapította meg $180,4 \pm 2,1$ Ma-ban két jól egybevágó, lépcsőzetes hevítéses $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ elemzés alapján. Ugyanezt a képződményt vizsgálták HEIMANN *et al.* (1994), akik 11, szoros halmazba tömörülő $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plató kor alapján $180,3 \pm 3,6$ Ma összegzett kort állapítottak meg. A kelet-antarktisi Kirwan-hegységben feltárt bazalton további három $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plató kort mért DUNCAN *et al.* (1997): $180,6 \pm 1,8$, $182,7 \pm 1,8$, és $182,8 \pm 1,8$ Ma. A Ferrari Formációcsoportba sorolt bazalttelérek közül két konkordáns U-Pb koradat ismert: $183,4 \pm 1,9$ és $183,8 \pm 1,9$ Ma (ENCARNACIÓN *et al.* 1996). Az ugyancsak a Ferrari Formációcsoport részét képező Dufek intruzív test két mintájának U-Pb kora MINOR & MUSAKA (1997) szerint $183,9 \pm 0,4$ és $182,7 \pm 0,5$ Ma.

Ezek a radiometrikus korok a Karooi és Ferrari formációcsoportok közel egyidőben képződött közetek alapján rövid ideig tartó magmás epizódra utalnak. Hasonlóan rövid vulkáni tevékenység közös vonása a világ nagy platóbazalt területeinek (COFFIN & ELDHOLM 1994, ERNST & BUCHAN 2003). Az itt felsorolt adatokból kirajzolódik, hogy a szóban forgó vulkanizmus csúcspontja 183 ± 2 Ma körül következett be. A magmás esemény rövid időtartamát paleomágneses adatok is megerősítik: HARGRAVES *et al.* (1997) szerint a Karoo provincia bazaltjainak fő tömege egyetlen mágneses polaritási zónába tartozik. A kora jura kihalás és a Karoo-Ferrar magmás provincia vulkanizmusa közötti időbeli egyezés tehát meggyőzően igazolható. A már bemutatott geokémiai adatok, mindenekelőtt a szén és stroncium izotóp sztratigráfia is támogatják az olyan modelleket,

melyekben a vulkanizmus által megindított környezeti változások alapvető szerepet játszanak a kihalás előidézésében.

Mint a triász–jura határ kapcsán már láttuk, a tömeges kihalások és kontinentális platóbazalt vulkanizmus közötti egyidejűséget és esetleges oksági összefüggést már korábban többen feltételezték (COURTILLOT 1994, RAMPINO & STOTHERS 1988, STOTHERS 1993). Legtöbb esetben azonban a korreláció igazolása gyenge vagy megkérdőjelezhető bizonyítékokon alapult. A dél-afrikai platóbazaltok és a pliensbachi kihalás kapcsolatát (RAMPINO & STOTHERS 1988, STOTHERS 1993) például csak az anomálishan idős, 190 Ma körüli K-Ar kormeghatározások és a korábbi időskálákban túlbecsült korú pliensbachi–toarci határ véletlen egybeesése látszott alátámasztani. Újabb DUNCAN *et al.* (1997) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ koradataikat a GRADSTEIN-féle időskálával hasonlították össze (GRADSTEIN *et al.* 1994). Ennek alapján úgy vélték, hogy a Karoo vulkanizmus a toarci-aaléni határon lejátszódó faunaváltásban játszhatott szerepet, holott ez utóbbi valójában nem számít kihalási eseménynek. RAMPINO és STOTHERS (1988), majd STOTHERS (1993) nézete szerint az antarktisi platóbazaltok egy feltételezett bajóci kihalás kiváltó tényezői lehettek. A korreláció alapjául ebben az esetben a tévesen fiatal K-Ar kormeghatározások szolgáltak. Emellett a bajóciiban sem ismerünk a háttérértéket meghaladó kihalást (BENTON 1995).

Az időbeli korreláció megállapítását megnehezítő két legfontosabb akadály a bázisos vulkanitok pontatlan kormeghatározása és a számszerű időskálák hibái. Mindkét probléma elhárítható a pontos és megbízható, modern izotópos kormeghatározási

módszerek, az U-Pb és az $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ módszer alkalmazásával. Amint az a fentiekben igazolást nyert, a pliensbachi–toarci kihalás jól párhuzamosítható a Karoo-Ferrar nagy magmás provincia 184–182 millió évvel ezelőtti zajlott vulkáni maximumával. Az időbeli egybeesés indokoltá teszi az oksági összefüggés vizsgálatát.

Hogyan lehettek a Karoo-Ferrar vulkanizmussal járó környezeti változások egy, a pliensbachi végén kezdődő kihalási hullám kiváltó okai? Elképzelhető, de nem bizonyított, hogy a kora toarciban észlelt tengerszint emelkedés is kapcsolatban áll a Gondwana déli része alatti köpenyfeláramlással („plume”) és az ahhoz kötődő tektonikai folyamatokkal. Mindenesetre az intenzív, egy-két millió éven keresztül zajló vulkanizmus további környezetváltozásokhoz vezetett, mint például a tengeri $\delta^{18}\text{O}$ görbével is igazolható felmelegedés. Az oceanográfiai változásokat a felmelegedés, transzgresszió, és a megnövekedett mállás miatti tápanyag mennyiség összesített hatása gerjesztette, és ez a Tenuicostatum Zónában kezdődő óceáni anoxikus esemény beindulásához vezethetett. A kora toarciból ismert megnövekedett elsődleges produktivitás (VETŐ *et al.* 1997), amely a fekete palák képződésében is szerepet játszott, felveti annak a lehetőségét is, hogy a vulkáni eredetű Fe, mint tápanyag megnövelhette a világoceán termékenységét (COALE *et al.* 1996). A tengeri bentosz faunák fajszinten megfigyelhető kihalási csúcsa a Falciferum Zónában egybeesett az anoxikus fenékvizek legnagyobb elterjedésével. A platobazalt vulkanizmus intenzitása alábbhagyott legkésőbb a Bifrons Zóna végére, ami egybeesik a kihalás utáni talpraállás idejével.

4.4.3. Klímaváltozás, metánfelszabadulás

Az oxigénizotóp vizsgálatokkal is igazolt toarci hőmérsékleti maximum véleményünk szerint jól értelmezhető a vulkáni kigázosodás által a légkörbe juttatott CO_2 -dal és annak üvegház hatásával. A triász végi események kapcsán már ismertettük azt a hipotézist, mely szerint az árbazalt vulkanizmus által előidézett fokozatos felmelegedés hatására, a mélyóceáni vízrétegek felmelegedése miatt a tenger

alatti üledékek gázhidrát rezervoárjában hirtelen disszociációs folyamat indulhat meg. A felszabaduló metán pozitív visszacsatolást idéz elő a földi éghajlati rendszerben és katasztrófális további felmelegedést gerjeszt, ami akár közvetlenül is elindíthatja a kihalási hullámot. Ezt a forgatókönyvet alkalmazta Hesselbo *et al.* (2000) a toarci éles negatív $\delta^{13}\text{C}$ kiugrás magyarázatára. A szerzők feltételezik, hogy a könnyű izotóp-összetételű szén a gázhidrát disszociációja útján felszabaduló metánból kerülhetett az óceánba, és egyidejűleg a légkörbe és a bioszférába. Az izotóp anomália tengeri és szárazföldi szervesanyagban egyaránt kimutatható, ami a légköri és óceáni szénrezervoár együttes változását támasztja alá. A gázhidrát felszabadulási modell természetesen nem zárja ki és nem is tagadja az óceáni anoxikus esemény fontosságát, de egy fontos új mechanizmussal gazdagítja a kora jura krízis magyarázatára szolgáló elméleteket.

4.4.4. Földönkívüli égitest becsapódás lehetősége

A szélsőségesnek tekinthető „valamennyi kihalásért extraterresztrikus impakt a felelős” álláspont a kihalások állítólagos periodicitásán és a kréta–paleogén becsapódás és kihalás bizonyítottan tekinthető kapcsolatán alapul. Fontos megemlíteni, hogy a toarci eseménnyel kapcsolatban konkrétan nem merült fel a becsapódás, mint kiváltó tényező lehetősége, legfeljebb a fentiekben általánosított hipotézis részeként került számításba (RAUP & SEPKOSKI 1984). Ennek ellenére a 3.9.5. fejezetben leírtak alapján nem zárható ki a Pucsezs-Katunki-kráterhez kapcsolódó becsapódás hatása. A kráter korát konzervatív hibahatárokkal értelmezve fennállhat egyidejűség a két esemény között, ezért a Pucsezs-Katunki-kráter pontosabb kormeghatározása, illetve az esetleges pliensbachi–toarci impakt nyomok kutatása indokolt kutatási cél lehet még akkor is, ha ez utóbbi esetben a negatív eredmény nem számítana meglepőnek.

5. A triász végi és kora jura események összehasonlító értékelése

5.1. A triász végi és kora jura események hasonlósága és különbsége

Az alábbiakban tömören összefoglalom a tárgyalt két kihalási esemény rokon vonásait és eltérő bélyegeit. Címszavakban vázolom az őslénytani leletanyagból ismert biológiai jellegeket, a rétegtani (egyebek között kemosztratigráfiai) ismereteink alapján rekonstruálható egykorú környezeti változásokat, az egyidejű egyéb jelentős földtörténeti eseményeket, majd ezek összefoglalásaként a lényegesebb ok-okozati modelleket.

5.1.1. Őslénytani jellegek

Nagyságrend: A triász végi esemény az „Öt Nagy” fanerozoós krízis egyike, míg a kora jura kihalás ennél lényegesen kisebb fajpusztulást okozott.

Áldozatok, érintett csoportok: Egyes csoportoknál mindkét krízis egyaránt jelentős (pl. radiolariák, kagylók). Ezzel szemben az ammoniteszek triász végi majdnem teljes kihalásával ellentétben a faunakicserélődés a pliensbachi–toarci határon és a kora toarciban nem haladta meg lényegesen a kora jura átlagot. Hasonló a zátonyok története is: a súlyos triász végi krízishez képest a kora jura esemény nem jelentős. Ugyanez mondható el a szárazföldi növényekről is.

Szelektivitás: A triász végi kihalás szelektivitását nehéz általánosan jellemezni. A toarci esemény a tengeri bentoszt érintette a legsúlyosabban.

Paleobiogeográfia: Mindkét esetben több csoportnál a kihalás az endemizmus és provincialitás lényeges csökkenéséhez vezetett.

Tempó: A két összehasonlított kihalásban közös, hogy egyszerre mutatják “nyomás okozta” és “lökésszerű” esemény bélyegeit, azaz egyes csoportokat elhúzódnó hanyatlás jellemez, míg mások hirtelen krízist szenvedtek el.

Talpraállítás: A triász–jura határt követően a hettangi első része nyomott diverzitású túlélési szakasznak tekinthető. Figyelemre méltó a zátonyok talpraállításának elhúzódnása egészen a pliensbachiig. A toarciban az anoxikus eseményt követően szinte késedelem nélkül megindult az ökoszisztémák újraszerveződése.

5.1.2. Környezeti változások és azok geokémiai indikátorai

Szénizotóp fejlődésment: Mind a triász–jura határon, mind a kora toarciban jelentős (-2–4 ‰) negatív szénizotóp anomália mutatható ki a tengeri karbonátban és a tengeri és szárazföldi eredetű

szervesanyagban egyaránt. Eszerint az óceáni, a légköri és a terresztrikus rezervoárt egyidejű zavaró hatás érte. A kora toarciban ÉNy-Európában és a tethysi területeken markáns pozitív anomália jelentkezik.

Oxigénizotóp fejlődésment: A triász–jura határról nem állnak rendelkezésre megbízható adatok. A toarciban az oxigénizotóp görbe eltolódása felmelegedést jelez.

Paleoklíma: Mindkét vizsgált időszakban a földi éghajlatot üvegház állapot uralta. Paleobotanikai adatok szerint a triász–jura határon ez rövid időre rendkívül magas CO₂ koncentrációval és extrém felmelegedéssel jelezhető „szuper-üvegházba” csapott át.

Stroncium izotóp fejlődésment: A két esemény körül a ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr görbe markáns, de ellentétes előjelű inflexiót mutat. A triász–jura határ előtt az izotóparány maximumot ér el és csökkenni kezd, a trend a pliensbachi–toarci határ körüli minimumnál fordul meg.

5.1.3. Egyidejű földtörténeti események

Tengerszint változás: A triász végén gyors ütemben követte egymást egy jelentős regresszió, majd transzgresszió. A toarci eleje transzgresszív periódus volt.

Anoxia: A triász–jura határ körül (elsősorban az alsó hettangiból) ismertek anoxiára utaló adatok. Ennél markánsabb a toarci elején bekövetkezett óceáni anoxikus esemény, melynek szervesanyag-dús üledékei világszerte elterjedtek.

Égítést becsapódás: A triász–jura határról egyetlen szelvényből közepes irídium anomália ismert; az egyéb impakt nyomokra utaló adatok erősen vitatottak. A pliensbachi–toarci határ környékéről és a kora toarciból nem írtak le becsapódásra utaló közvetlen bizonyítékot.

Árbazalt vulkanizmus: Radiometrikus kormeghatározások alapján a Közép-Atlanti magmás provincia vulkanizmusa egyidejű a triász–jura határral, míg a Karoo-Ferrar provincia képződése a pliensbachi–toarci határ környékére tehető.

5.1.4. Ok-okozati elméletek

A fentiekben összefoglalt ismeretanyag alapján a különböző kutatók véleménye látványosan megoszlik a kiváltó okok kérdésében. A triász–jura határon világszerte számos szelvényben megfigyelt regresszió–transzgresszió párost, amelyhez a hettangiban anoxia is társult, több szerző említi a tengeri kihalás fő kiváltó okai között. Ennél egyértelműbb az óceáni anoxikus esemény szerepe a

toarci eseményben, amely erőteljesen transzgresszív időszakhoz köthető.

Égitest becsapódását gyakran idézik a triász–jura krízis hipotetikus kiváltó okaként. Bár az ezt eredetileg a Manicouagan-kráterhez kötő elméletet új koradatok cáfolják, szörványos egyéb érvek alapján azonban az impakt elmélet egyes körökben továbbra is támogatást élvez. Ezzel ellentétben a toarci eseménnyel kapcsolatban nem merült fel az extraterresztrikus magyarázat.

Az elmúlt években, részben az itt ismertetett eredmények hatására, egyre népszerűbb az az elmélet, mely mindkét kihalás és a kapcsolódó környezetváltozás kiváltó okát egyidejű nagy magmás provinciák (KAMP és Karoo-Ferrar) árbazalt vulkanizmusában látja.

Ez utóbbi elmélet közvetve tartalmazza a klímaváltozást, elsősorban a nagyarányú felmelegedést kiváltó okként felhozó elméleteket is, hiszen a hőmérséklet emelkedésért a vulkáni gázkibocsátás üvegház hatása tehető felelőssé. Az extrém felmelegedés lehetősége elsősorban a triász–jura határon merült fel, ahol a szárazföldi ökoszisztéma komoly krízisének oka lehetett. A toarciban szerepe lehet a tengeri vízkörzés lelassulásában, ami elősegíthette az anoxia kialakulását.

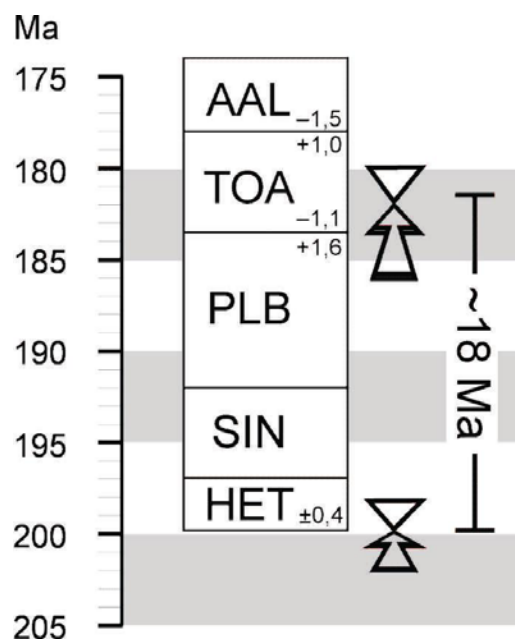
Mindkét eseménnyel kapcsolatban felmerült a gázhidrát disszociációjából származó nagymennyiségű metán felszabadulása. Ez a folyamat összekötő kapocs lehet a vulkanizmus által keltett fokozatos globális felmelegedés és az élővilágra is katasztrofális, gyors lefolyású „elszabadult üvegház” állapot között.

5.2. A triász végi és kora jura események közti időkülönbség és a kihalások periodicitásának kérdése

Mióta ALVAREZ *et al.* (1980) a kréta–paleogén határon bekövetkezett kihalás okaként égitest becsapódását jelölte meg, a többi tömeges kihalás rétegtani szintjét is alaposan vizsgálni kezdték esetleges impakt bizonyítékai után kutatva. A mára jól bizonyított kréta végi becsapódás és kihalás összefüggése, valamint a kihalások vélt periodicitása alapján felvetődött, hogy több, vagy akár valamennyi kihalási esemény háttérben földön kívüli égitest becsapódása áll (RAMPINO & HAGGERTY 1996, RAUP & SEPKOSKI 1984). A triász végi és a kora jura események két egymást követő eseményt képviselnek a feltételezett, 26 millió évenként periodikusan bekövetkező kihalások sorában (RAUP & SEPKOSKI 1984). A periodicitás elméletét sok támadás érte és az egyik leggyakrabban felvetett ellenérv az alapjául szolgáló geológiai időskála megbízhatatlansága (HEISLER & TREMAINE 1989, HOFFMAN 1985). Amikor SEPKOSKI (1996) frissítette a kihalások idősorozat analizését a HARLAND *et al.* (1990)-féle

időskálát alkalmazva, kitűnt, hogy a triász végi és kora jura események nem követik szorosan a 26 millió éves periódusidőt.

Az itt használt, revideált jura időskála felkínálja a lehetőséget a periodicitás kérdésének újbóli elemzésére. A pontosított időskála nem hagy kétséget afelől, hogy a vizsgált két kihalás között eltelt idő valóban lényegesen kevesebb, mint 26 millió év. Elfogadva, hogy a triász–jura határ kora $199,6 \pm 0,4$ Ma, míg a Falciferum Zóna vége, tehát a kora jura kihalási csúcs utáni zónahatár $182,0 + 3,3/- 1,8$ Ma, nyilvánvaló, hogy a két egymást követő kihalás követési ideje nem több, mint 18 millió év (5.1. ábra).



5.1. ábra.. A triász végi és a kora jura kihalási események követési ideje az újrakalibrált jura időskála (PÁLFY *et al.* 2000b) alapján.

5.3. A triász végi és kora jura események összehasonlítása más fanerozoós kihalási eseményekkel

Azt a hipotézist, mely szerint a KAMP és a Karoo-Ferrar vulkanizmusa szerepet játszhatott a triász végi és a kora jura kihalás előidézésében, több más nagy magmás provincia vulkanizmusának és kihalási eseményeknek korábban felismert egyidejűsége is alátámasztja (COURTILLOT 1994, RAMPINO & STOTHERS 1988). Két újkeletű áttekintő tanulmányban WIGNALL (2001) és COURTILLOT és RENNE (2003) azt mutatják ki, hogy a vulkáni és biotikus események új, a korábbiaknál pontosabb radiometrikus kormeghatározása számos esetben megerősítette a korrelációt (5.2. ábra). Ugyanakkor a kiömlési kőzetek összterfoglata, a piroklasztikumok mennyisége, vagy a vulkanizmus időtartama nem

mutat arányosságot a kapcsolódó kihalás intenzitásával. A kihalások és a nagy magmás provinciák kapcsolata tehát erős, de mégis tökéletlen korrelációt mutat (WIGNALL 2001).

Feltűnő trend a magmás provinciákhoz köthető kihalások nagyságrendjének csökkenése a késő jurától kezdve. Elfogadva azt a feltételezést, hogy a legkárosabb hatás a vulkáni CO₂ kibocsátással járó nagymérvű globális felmelegedés, amelyet esetleg az azt követő CH₄ felszabadulás is felerősít, a kihalások csökkenő mértékének egy lehetséges magyarázata a mézsvázú nannoplankton és a plankton foraminiferák késő jurát követő evolúciós fellendülése lehet. Ezek az óceánban mind nagyobb biomasszát kitevő szervezetek olyan visszacsatolási elemet visznek a szénkörforgásba, melynek működése során a megnövekedett légköri szén-dioxidot a plankton opportunistá felvirágzásával járó fokozott CaCO₃ kiválasztás köti le (WIGNALL 2001). Ennek ellenőrzésére az alábbi diszkussziót két, a vizsgált kora mezozoós eseményekhez időben legközelebb álló, perm végi és kora kréta feltételezett árbazalt-kihalás eseménypárra szűkítem.

A perm végi kihalás és a szibériai trap egyidejűsége jól dokumentált (RENNE *et al.* 1995). Számottevő a bizonytalanság azonban a vulkáni provincia kiterjedését és a vulkanitok térfogatát illetően. Korábbi becslések 1 és 4×10^6 km³ között szórtak (WIGNALL *et al.* 2001), legújabban a Nyugat-szibériai-medence aljzatában felismert egykorú bazaltokat is beleértve REICHOW *et al.* (2002) $2,3 \times 10^6$ km³ térfogatot valószínűsít. Ez nagyságrendileg hasonló a KAMP (2×10^6 km³, MARZOLI *et al.* 1999) és a Karoo-Ferrar Provincia ($2,5 \times 10^6$ km³, ENCARNACIÓN *et al.* 1996) térfogatának becsült értékeihez.

A perm végi krízis a fanerozoikum legnagyobb kihalása, jócskán meghaladva a triász végi krízis súlyosságát, míg kettőjük mellett a toarci csupán másodrangú esemény. Az érintett ősmaradvány-csoportok áttekintése hasonlóságokat és különbségeket egyaránt feltár (HALLAM & WIGNALL 1997). Például az ammoniteszek és a zátonylakó szervezetek mind a perm, mind a triász végén súlyos veszteségeket szenvedtek, míg a toarci krízis viszonylag kevésbé érintette őket. Hasonlóképpen a szárazföldi faunákat is megviselte az első két esemény, míg csupán kisebb változásokat mutatnak a kora jura során.

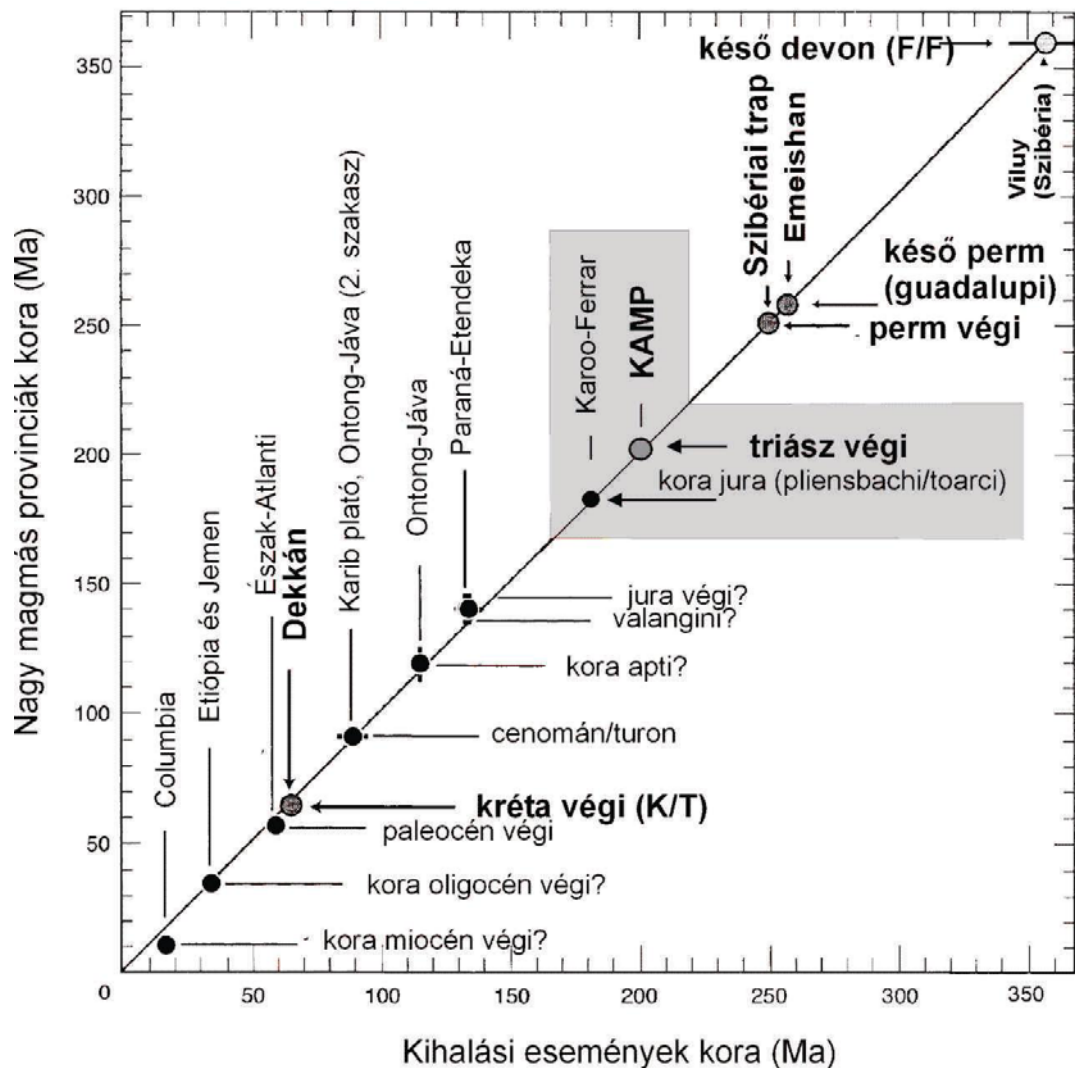
A környezetváltozások „proxi” indikátorai jónéhány közös vonásról árulkodnak. Az anoxikus üledékek a perm–triász határon is igen elterjedtek. Mindhárom esetben jelentős negatív szénizotóp anomália figyelhető meg, a Sr görbén pedig inflexiós pont mutatkozik. A toarciban azonban a negatív $\delta^{13}\text{C}$ anomáliát pozitív kilengés követi, amely óceáni anoxikus eseményhez kapcsolódik. A tengervíz Sr izotóp összetétele a triász–jura határon a másik két eseményhez képest ellentétes előjellel változik, a Sr

görbe maximum elérése után süllyedő szakaszba fordul. Modell számítások szerint a kontinentális trapbazaltok képződése egyrészt az intenzívebbé váló mállás, másrészt a folyóvízi beömlés növekedése útján változtatja meg a tengervíz kémiai összetételét (MARTIN & MACDOUGALL 1995). Elképzelhető, hogy a triász–jura határon megfigyelhető ellentétes irányú változás a KAMP egyenlítői helyzetével függ össze (szemben a Szibériai trap, ill. a Karoo-Ferrar provincia közepes és nagy földrajzi szélességen való fekvésével). Az egyenlítői térségben ugyanis a bazalt közvetlen, intenzív mállása nagyobb hatással van az óceáni Sr háztartásra, és annak izotóp összetételét a kevésbé radiogén értékek felé tolja (TAYLOR & LASAGA 1999). Bár nem értelmezhető egyértelműen, de elképzelhető, hogy a provinciák különböző paleoszélességi helyzete a kihalás mértékét is befolyásolhatta, mérsékelve a déli sarkvidék környéki Karoo-Ferrar vulkanizmus hatását.

A kora jura Karoo-Ferrar kontinentális árbazalt provinciát korban a Paraná-Etendeka trap képződése követte. A Dél-Atlantikum felnyílása után Dél-Amerika és Afrika déli része között megosztott provincia eredeti látatérfogató $2,3 \times 10^6$ km³-re becsülik (GLADCZENKO *et al.* 1997). Igen nagyszámú ⁴⁰Ar/³⁹Ar koradat igazolja, hogy a magmatizmus rövid időre korlátozódott, csúcspontja ~133 Ma-re tehető (COURTILLOT & RENNE 2003). Mivel a Paraná-Etendeka trap nagy hasonlóságot mutat a korábban említett három másik kontinentális árbazalt provincia jellegeivel, joggal merül fel a kérdés, vajon az élővilágra gyakorolt hatása is hasonló nagyságrendű-e. Korábban COURTILLOT (1994) felvetette a jura/kréta határon feltételezett kihalással való egybeesést. A jura végi kihalás azonban valószínűleg még másodrendű eseménynek sem nevezhető, mivel nem sokkal haladja meg a háttérszintet (HALLAM & WIGNALL 1997). Másrészt a Paraná-Etendeka trap 133 Ma kora az újabb időskálák szerint (pl. GRADSTEIN *et al.* 1994) a kora krétába, pontosabban a késő valanginiba tehető, mint arra már RENNE *et al.* (1992) rámutatott. A jura–kréta határ kora az újkalibrált jura időskála alapján is lényegesen idősebb, 141,8 + 2,5/-1,8 Ma (PÁLFY *et al.* 2000b). A valangini/hauterivi határ körül jelentős kihalás nem tapasztalható, figyelemre méltó azonban a mézsvázú nannoplankton körében észlelt változás. BERSEZIO *et al.* (2002) adatai szerint ebben a szintben az oligotróf nannoconidák gyakorisága nagy mértékben lecsökken, helyüket mezotróf és eutróf tápanyag viszonyokra jellemző alakok veszik át. A produktivitás hirtelen növekedésének bizonyítékai a tethysi pelágikus mészkövekbe ékelődő fekete pala horizontok (BERSEZIO *et al.* 2002). Mindezekkel egybeesik a tengeri szénizotóp görbe pozitív anomáliája, amely egyben a zátonyok pusztulásával is korrelál (WEISSERT *et al.* 1998). Joggal feltételezhető tehát, hogy ezeknek az eseményeknek a láncolatát a Paraná-Etendeka vulkanizmusa indította el. A magasabb CO₂

és tápanyagszint a mészvázú nannoplankton opportunista felvirágzásához vezetett, amely negatív visszacsatolással ellensúlyozta a szén-dioxid koncentráció növekedését, megakadályozva az „elszabadult üvegház” állapot létrejöttét. Az eutrofizáció ugyan átrendeződéshez vezetett a tengeri ökoszisztémában, nagy kihalást azonban nem okozott. A mészvázú plankton késő jurát követő robbanásszerű

elterjedése tehát hatékonyan csillapította az árbazalt vulkanizmus környezeti hatását. Figyelemre méltó, hogy az 5.2. ábrán is látható módon a későbbi nagy magmás provinciák közül csak a Dekkán trap esik egybe elsőrendű kihalással, a kréta–paleogén esemény kapcsán azonban nem hagyható figyelmen kívül az egyidejű Chicxulub impakt katasztrófális hatása.



5.2. ábra. A kihalások és nagy magmás provinciák korának korrelációja (COURTILLOT & RENNE 2003 nyomán). Kiemelés jelzi az itt tárgyalt két eseménypárt.

6. Összefoglalás

Az alábbiakban összefoglalom a dolgozatban ismertetett legfontosabb új eredményeket, valamint felsorolom a további kutatások néhány fontosnak és ígéretesnek tartott irányát.

6.1. Eredmények, következtetések

A korábban publikált késő triász és kora jura időskálák pontossága és felbontása nem volt elégséges a triász végi és a kora jura kihalások és az azokat követő biotikus talpraállások dinamikájának elemzéséhez. A triász–jura határ kora a Kunga-sziget (Brit-Kolumbia, Kanada) átmeneti rétegsorának tengeri üledékeibe települő tufaréteg cirkon U-Pb módszerrel történt datálása alapján $199,6 \pm 0,4$ Ma. Mivel a minta közvetlenül a radiolaria faunaváltás és a legfiatalabb konodonta előfordulás alatti rétegből származott, ez az adat a triász–jura határ közvetlen korbecslésének tekinthető. További saját (egy alaszka-i hejtangi szelvényből meghatározott), illetve mások által publikált és ehelyütt összegzett nori–rhaeti és hejtangi, ammonitesz biosztratigráfiával integrált U-Pb koradatok alapján is megerősíthető, hogy a triász időszak kb. 200 millió évvel ezelőtt ért véget. Az időszakhatár kora így több millió évvel fiatalabb, mint azt a korábbi időskálák általában becsülték.

A kontinentális szelvényekből publikált kormeghatározások szerint a szárazföldi növények és gerinces állatok kihalási csúcsa 200,6 Ma-nél korábban következett be. Ezt a tengeri szelvényekből végzett kormeghatározásokkal összevetve felállítható az a hipotézis, mely szerint a triász végi krízis néhány százezer évvel előbb sújtotta a szárazföldi élővilágot, mint a tengerit. Hasonló fáziskésésre utaló megfigyelés korábban más kihalási esemény kapcsán sem volt ismert. A hipotézis elméletileg a szárazföldi élővilág környezetváltozásoknak jobban kitett voltával, illetve a tengeri környezet pufferhatásával lenne magyarázható. Ugyanakkor a radiometrikus koradatok eltérését esetleg laboratóriumok közötti szisztematikus mérési hiba is magyarázhatja. A hipotézis szerepet játszott további kutatások ösztönzésében. Közvetett cáfolatát a későbbi stabil izotóp sztratigráfiai vizsgálatokkal felismert szénizotóp anomália jelentette. Ezáltal független módon igazolható a tengeri és szárazföldi szelvények és a bennük észlelhető kihalások korrelációja.

A rhaeti emelet hossza irodalmi adatok újszerű kombinációja alapján becsülhető. A főként konodonta és ammonitesz biosztratigráfiával datált, tethysi felső triász szelvények magnetosztratigráfia segítségével korrelálhatók a Newark-medence tavi rétegsorával. Ez utóbbi, több szerző által részletesen vizsgált üledéksor Milanković-ciklusosságot mutat, és a ~404 ka hosszú excentricitási ciklusok meghatározása asztronómiai

intervallum korhatározást tett lehetővé. A fenti módszerek együttes alkalmazása útján kimutatható, hogy a rhaeti korszak hossza nem haladta meg a 2 Ma-t. A rövid időtartam alapján valószínű, hogy a triász végi kihalás földtörténeti értelemben gyors esemény volt.

WEEDON & JENKYN (1999), valamint MCARTHUR *et al.* (2000) módszerét továbbfejlesztve megadható egyes kora jura korszak- és biozónahatárok kora, a számításokban a tengervíz Sr izotóp arányának változását a hejtangitól a plienschachi végéig lineárisnak feltételező interpolációt alkalmazva. Az eredmények jól összevethetők a revideált jura időskálával, melyben az emelethatárokat az új radiometrikus adatbázis alapján kronogram módszerrel számítottam.

Összegeztem több szerző közelmúltban publikált radiometrikus (főként $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) kormeghatározásait a Közép-Atlanti magmás provincia (KAMP) bazaltjairól. Ezt összevetve a triász–jura határ korával kimutatható, hogy a triász végi kihalás (~200 Ma) időben egybeesett a KAMP vulkáni paroxizmusával. Bár közvetlen rétegtani bizonyíték a kihalási esemény előtt bekövetkező nagyléptékű lávaömlésre mindezülig nem ismeretes, a provincia hatalmas kiterjedése megengedi a vulkanizmus és kihalás közti ok-okozati összefüggés feltételezését, melynek közvetítője drasztikus környezetváltozás lehetett. Egyes geokémiai adatok (pl. a tengervíz Sr és Os izotóparányának változásai) összhangban állnak a vulkanizmus által elindított globális környezetváltozást a kihalás közvetlen kiváltó okának tekintő modellel.

A magyarországi triász–jura határszelvények között a csővári Vár-hegy a legjelentősebb. A Csővári Mészke rétegsorában a triász–jura határ meglete prognosztizálható volt, hiszen irodalmi adatok alapján a Pokol-völgyi kőfejtőből legfelső triász (rhaeti) ammoniteszek és konodonták, míg a Vár-hegy lejtőjéről kora jura radiolariák előfordulása ismert. Mivel a folyamatos és ősmaradványokat tartalmazó tengeri triász–jura határszelvények világszerte ritkák, indokolt volt a szelvény feltárása és komplex vizsgálata. A Vár-hegy oldalában árkolással folyamatos feltárás jött létre, megteremtve a határ intervallumban az ősmaradványok, mikropaleontológiai, kőzet- és geokémiai minták gyűjtésének lehetőségét. Csaknem 60 m vastagságban feltárt rétegsor került dokumentálásra. A szelvény ammonitesz faunájának begyűjtése, meghatározása és biosztratigráfiai értékelése igazolta a triász–jura határ meglétét. A réteg szerint gyűjtött, rhaeti korú *Choristoceras* spp. utolsó előfordulása fölötti csaknem 10 m-es szakaszból nem került elő makrofosszília. A legelső jura ammoniteszeket alsó hejtangira utaló Phylloceratidák és Psiloceratidák képviselik, míg a

szelvény tetejéről középső hettangit jelző *Waehneroceras* került elő. A triász–jura határ megvonását független konodonta biosztratigráfiai vizsgálatok is alátámasztották.

A triász végi kihaláshoz kapcsolódó stabil izotópos fejlődéstörténet jóval kevésbé volt ismert, mint a többi nagy fanerozoós kihalási eseményé, melyekre igazolták a biológiai krízisek és a globális szénkörforgás zavarának egybeesését. A csővári triász–jura szelvényben közvetlenül a határ alatt, a legfelső triász karbonátrétegek szénizotóp összetételében ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) éles és rövid ideig tartó $-3,5$ ‰-es, egyidejűleg a tengeri szervesanyagban ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) is jelentkező -2 ‰-es kiugrást lehetett kimutatni. Ezzel a világon az elsők között sikerült bizonyítani a triász végi kihalás és egy jelentős geokémiai anomália korrelációját.

A csővári határszelvény geokémiai adatainak értelmezésére többféle magyarázat adható. Elismerve a vulkáni kigázosodás, illetve az elsődleges produktivitás csökkenésének lehetséges hozzájárulását, valószínűsíthető, hogy a negatív szénizotóp anomáliát előidéző legjelentősebb tényező a tengeraljzaton eltemetett gáz-hidrát disszociációjából származó metán felszabadulása lehetett. Ez a közelmúltban több más rendkívüli klimatikus esemény, illetve nagy negatív szénizotóp anomália értelmezésére alkalmazott modell adaptálását jelenti. A hipotézist alátámasztották egy független kutatócsoport szénkörforgási modellszámításai, igazolva a mért adatok és észlelések, illetve a metán felszabadulással számoló forgatókönyv összhangját. Az izotóp anomália időtartama rövidnek, 100 ezer éven belülnek becsülhető.

A KAMP által gerjesztett környezetváltozások, a kezdetben fokozatos, majd a metán esemény által kiváltott hirtelen és rendkívüli felmelegedés modellje tesztelhető az élővilágra gyakorolt várható hatásoknak és a triász–jura határ körüli ősmaradvány leletanyagból megismert tényleges változásoknak az összehasonlításával. Az irodalmi adatok áttekintése azt mutatja, hogy a triász végén számos különféle tengeri és szárazföldi ősmaradványcsoport (pl. radiolariák, korallok, kagylók, szárazföldi növények) szenvedett hirtelen és időben egybeeső kihalást, míg más csoportok (pl. ammoniteszek és konodonták) diverzitása hosszabb időn keresztül folyamatosan csökkent. A kihalást követő kora jura faunák és flórák kozmopolita elterjedésűek. Az élővilág talpraállása kissé késleltetett volt, a hettangi korai szakaszára nagyon alacsony diverzitás jellemző, amelyet az elhúzódó környezeti stressz okozhatott. Összegezve, a KAMP vulkanizmusát a triász végi kihalás fő kiváltó okaként tekintő elmélet jobban magyarázza a rendelkezésre álló őslénytani és geokémiai adatokat, mint más, alternatív elméletek.

Mára a pliensbachi és toarci emeletekből 14, ammonitesz rétegtan segítségével is ismert korú

vulkanit pontos cirkon U-Pb kormeghatározása áll rendelkezésre, részben saját kormeghatározások alapján. A koradatbázis alapján a jurában először sikerült az időskálát legalább e rövid szakaszon biozóna felbontással kalibrálni. Mivel ez az intervallum lefedi a kora jura kihalást, így kimutatható, hogy a pliensbachi–toarci határ kora $183,6 \pm 1,7$ – $1,1$ Ma, és a kora toarci kihalási maximum (Falciferum Zóna) $\sim 182,5$ Ma következett be. LITTLE és BENTON (1995) szerint a családszintű kihalási ráta öt egymásutáni ammonitesz zónán keresztül volt az átlagnál magasabb, ennek időtartama kb. 4 millió év.

A pliensbachi és a toarci emelet határa körüli kihalást korábban több szerző a kora toarci óceáni anoxikus eseményhez társuló regionális érvényű jelenségnek tekintette. A Karoo és Ferrar platóbazalt területekről a közelmúltban publikált izotópos kormeghatározások kritikai áttekintését elvégezve (kiszűrve az $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ kormeghatározásoknál a különböző laboratóriumokban használt standardok miatti eltéréseket, és a korokot egységes szempontok szerint újraszámítva) a Gondwana déli területein található magmás provinciák vulkanizmusának csúcsa 183 Ma körülnek adódik. Ez korban egybeesik a revideált időskálán a pliensbachi–toarci határral. A nagymértékű bazalt vulkanizmus és az élővilág válságának időbeli korrelációja megengedi az oksági összefüggés feltételezését. Az intenzív vulkáni tevékenység megindulását rögzíti a tengeri $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ görbe meredek emelkedésbe fordulása. Az újabban felismert negatív $\delta^{13}\text{C}$ anomália, amelyet a tengeri üledékekben csapdázódott gáz-hidrát feltételezett hirtelen felszabadulása okozhatott és az azt követő nagy elterjedésű óceáni anoxia arra mutat, hogy ugyanaz a környezetváltozás, amely a kihaláshoz is vezethetett, a globális szénkörforgásban is mélyreható zavarokat okozott.

A kora jura kihalás térbeli és időbeli lefolyásának elemzése során a kagylófaunák eloszlását adatbázisba szervezve kimutatható a kihalás globális jellege, cáfolva azt a korábbi véleményt, mely szerint az Északnyugat-Európára korlátozódó regionális jelenség lenne. Ezt megerősítik más faunacsoportok különböző földrajzi területekről származó friss irodalmi adatai is. Az Oroszországban található, 80 km átmérőjű Pucsezs-Katunki becsapódási kráter az egyetlen olyan a hat legnagyobb fanerozoós impakt kráter közül, amely korábban nem merült fel valamelyik kihalási esemény lehetséges kiváltójaként. Az orosz nyelvű, nyugati tudományos körökben kevésbé ismert szakirodalom a becsapódás korát a bajócira (középső jura) teszi a krátertavi üledékek pollen vizsgálata alapján, de a bajócihoz nem kötődik a háttér szintet meghaladó kihalás. Ugyanakkor az impaktitok korábbi K-Ar kormeghatározásainak eredményét az újrakalibrált jura időskálával összevetve nem zárható ki, hogy akár a triász végi, akár a kora jura (pliensbachi–toarci) kihalás egyidejű lehetett a

Pucsezs-Katunki-kráter keletkezésével. Összegyűjtve a rétegtani és ősmaradványrekordban ezekben a szintekben található, esetlegesen becsapódási eseményre utaló nyomokat, indokolt a Pucsezs-Katunki kráter-korának újraértékelése.

A revideált időskála alapján a triász végi és a kora jura kihalás között ~18 millió év telt el, ami lényegesen kevesebb, mint a több szerző által feltételezett periodikus kihalások 26 millió éves követési ideje. A kihalások látszólagos periodicitása tehát semmi esetre sem tökéletes, és legalább részben a korábbi időskálák pontatlanságára vezethető vissza. Ugyanez mondható el az árbazalt kiterésekről is, amelyeket egyes szerzők szintén periodikus jelenségnek tekintettek.

A triász végi és a kora jura tömeges kihalás leglényegesebb hasonló vonása korrelációjuk egyidejű nagy magmás provinciák vulkanizmusával, a KAMP, illetve a Karoo-Ferrar provincia paroxizmusával. Az árbazalt vulkanizmust a kihalások kiváltó okaként feltüntető elmélet mindkét esetben összhangban áll az őslénytani és geokémiai adatokkal. További hasonlóság a két esemény között a negatív szénizotóp anomália, amely a vulkáni eredetű CO₂ kibocsátás, majd az azt követő globális felmelegedés miatti gáz-hidráttal disszociációból származó metán felszabadulás hatásaként értelmezhető. A tengeri anoxia szerepe a kora jura kihalásban számottevő. A két kihalás mértékének eltérése nem annyira a vulkanizmus nagyságrendjének különbségével, mint inkább a vulkáni területek különböző paleoszélességen fekvő földrajzi helyzetével magyarázható. Bár teljesen meggyőző bizonyítékok nem ismeretesek, mégsem zárható ki, hogy a kréta–paleogén határon történetekhez hasonlóan a vulkanizmus mellett, esetleg annak az élővilágra gyakorolt hatását felülmúlva, égítést becsapódás is történt. Az ismert indikációk alapján ennek valószínűsége a triász végi kihalás esetében a nagyobb.

A két vizsgált példa megerősítését adja annak a több szerző által képviselt elméletnek, mely szerint fontos, bár nem általános érvényű időbeli egybeesés és ok-okozati összefüggés áll fenn a nagy magmás provinciák árbazalt vulkanizmusa és a tömeges kihalások között. A vizsgált eseményeknél korábbi perm végi kihalás és az azzal egykorú szibériai trap e korreláció további kitűnő példája. WIGNALL (2001) ötletét továbbfejlesztve kimutatható, hogy a vizsgált két kihalás azért illeszkedhet szinte utolsóként a jól korreláló események sorába, mert megelőzi a mézsvázú plankton késő jurában kezdődő evolúciós felvirágzását. Azt követően, a krétától kezdve a bioszféra vulkáni eredetű CO₂-t megkötő képessége ugrásszerűen megnőtt, valószínűleg ennek köszönhetően a fiatalabb vulkáni provinciáknak az éghajlatra és az élővilágra gyakorolt hatása mérsékeltebb. Az időben a Karoo-Ferrar után következő Paraná-Etendeka magmás provincia ~133 Ma árbazalt vulkanizmusa legalább 10 Ma-vel a jura–

kréta határ után zajlott, ezért az amúgy is erősen kérdéses nagyságrendű jura–kréta kihalással nem hozható kapcsolatba.

6.2. További kutatási irányok

Az eredmények ellenére a jelen dolgozat ismereteink hézagosságára is rámutat. Még messze vagyunk attól, hogy az élővilág és a földi környezet triász végi és kora jura válságát és változásait minden részletében megértsük, az ok-okozati összefüggéseket minden kétséget kizáróan feltárjuk. A nyitott kérdések tisztázása számos nemzetközi kutatócsoport programjában szerepel. E záró fejezetben mindössze néhány olyan kutatási célt sorolok fel, melyekkel terveim és reményeim szerint a jövőben lehetőségem lesz személyesen, illetve tudományos együttműködések keretében foglalkozni. Ezek között szerepel:

Új őslénytani adatok gyűjtése triász–jura határszélvénnyekből, elsősorban korábban nem, vagy csak kevésbé vizsgált területekről, a faunaváltás mind sokrétűbb dokumentálása érdekében.

A meglévő adatok egységes adatbázisba szervezése, pl. a „Paleobiology Database” kezdeményezés keretében, hogy a bioszféra késő triász–kora jura változásait minél nagyobb időbeli felbontással kvantitatív módszerekkel lehessen elemezni.

További nagy pontosságú U-Pb és ⁴⁰Ar/³⁹Ar kormeghatározásokkal elsősorban a késő triász időskála pontosabb kalibrálása.

További triász–jura határszélvények szénizotóp sztratigráfiai vizsgálata, szervesanyag mintázása esetében lehetőleg vegyület-specifikus módszerekkel, a negatív anomália rétegtani jelentőségének megerősítésére és a szénkörforgásbeli zavarok részletesebb jellemzésére.

Impakt nyomok kutatása a triász–jura határszélvényekben.

A Pucsezs-Katunki becsapódás kormeghatározása, egyrészt az impakt-eredetű kőzetek ⁴⁰Ar/³⁹Ar kormeghatározása, másrészt a legidősebb kráter-kitöltő üledék palinosztratigráfiai újrvizsgálata révén. Szervesanyag-dús üledékek vizsgálata a pliensbachi-toarci határ környékén a Kelet-Pacifikumban, az anoxikus esemény térbeli és időbeli elterjedésének tisztázására.

A bevezetésben a kihalások kutatását detektív munkához hasonlítottam. A dolgozat beszámolt a „tettesek”, azaz a kiváltó okok felkutatásában eddig elért eredményekről. Új adatok és azok újszerű értelmezése azonban minden bizonnyal tovább fogja árnyalni, módosítani a 180–200 millió év homályába vesző földtörténeti eseményekről alkotott képünket.

Appendix

A tudomány kétévi haladása a triász végi és kora jura események kutatásában

A tanulmány fő része a szerző 2003-ban benyújtott MTA doktori értekezésén alapul, annak szerkesztett, de lényegileg nem módosított változata. A nyomdába adásig eltelt további két és fél év alkalmat ad arra, hogy a témában időközben megjelent szakirodalom fényében visszatekintsek a dolgozatban összefoglalt eredményekre, értékelve azok időállóságát vagy cáfolhatóságát. Az alábbi áttekintés egyben tükrözi a vizsgált téma időszerűségét is. Illusztrálja a tudomány gyors fejlődését az intenzíven kutatott résztémákban, bemutatja a továbblépést az egyes konkurrens elméletek pontosabb kidolgozásában. E nem túl hosszú idő alatt is figyelemre méltó mennyiségű új adat került napvilágra, segítve a korábbiakban ismertett elméletek megerősítését vagy cáfolatát.

A1. Legújabb eredmények a triász végi események kutatásában

Tanulmányomban megkülönböztetett figyelmet szenteltem a vizsgált események időbeliségének és a szükséges korrelációt lehetővé tevő időskálának. Említésre méltó a korábbi időskálákat felváltani hivatott új, nagyszabású könyv megjelenése (GRADSTEIN *et al.* 2004). A jurával foglalkozó fejezet (OGG 2004) csak elvétve kínál új kalibrációs pontokat, lényegében átvéve PÁLFY *et al.* (2000b) adatbázisát. Ennek megfelelően a triász–jura határ korára vonatkozó becslésében is az általunk megadott 199,6 Ma-t fogadja el.

Világszerte jónéhány új, illetve eddig kevésbé ismert vagy korszerűen nem vizsgált triász–jura határszelvényről váltak ismertté adatok. Argentínából (RICCARDI *et al.* 2004), Kanada Brit-Kolumbia tartományának északkeleti részéből (HALL & PITARU 2004), és a klasszikusnak számító északi-mészközalpi lelőhelyekről (KRYSTYN *et al.* 2005) is új tanulmányok születtek.

Magyarországon HAAS & TARDY-FILÁ CZ (2004) végezte el a csövéri határszelvény részletes szedimentológiai feldolgozását. Publikálás előtt állnak további új, integrált sztratigráfiai eredmények (PÁLFY *et al.* *in press*), ezeket azonban ehelyütt nem ismertetjük. (A dolgozat több, mint 20 további cikkel együtt a triász–jura határeseményekkel foglalkozó IGCP 458 projekt záró kötetében fog napvilágot látni. Ezeket a még publikálás előtt álló eredményeket itt etikai okokból nem tárgyalom.)

A triász végi kihalás jelentőségét több ősmaradványcsoporttal kapcsolatban ismertett új adatok is dokumentálják. CARTER & HORI (2005) minden eddiginél látványosabban demonstrálják a radiolaria faunákat ért mélyreható változást a triász–

jura határon, illetve ennek a változásnak a globális voltát a keleti és nyugati Csendes-óceáni térség faunaváltásának rendkívüli hasonlósága alapján. A korallak diverzitástörténetét a késő triásztól a középső juráig áttekintve LATHUILIÈRE & MARCHAL (2005) egyértelműen kimutatja a rhaeti kihalás kimagasló nagyságrendjét.

A globális ősmaradványrekord újbóli elemzése nyomán BAMBACH *et al.* (2004) arra a következtetésre jutnak, hogy a triász végi kihalás előidézésében a kétségtelenül megnövekedett kihalási ráta mellett legalább olyan fontos szerepe volt a késő triászban visszaesett megjelenési rátának is. A kihalás taxonómiai mértéke, azaz az elvesztett fajok, nemzetségek, vagy családok százalékaránya mellett MCGHEE *et al.* (2004) az öt legnagyobb kihalást ökológiai hatásuk szerint is sorba állították. A kétféle hatás egymástól függetlenül adódott, a triász végi esemény a taxon veszteségnél nagyobb jelentőségű ökológiai átrendeződést okozott, aminél nagyobb újjászerveződést az élővilágban csak a perm végi és a kréta végi kihalások okoztak. Továbbra is megjelenik azonban az a nézet, amely a triász végi eseményt nem egyetlen nagy kihalásnak, hanem elhúzódó vagy lépcsőzetes lefolyású, kisebb jelentőségű krízisnek tekinti (TANNER *et al.* 2004).

Új stabil izotópos vizsgálatok egyértelműen megerősítették, hogy a triász–jura határon jelentős negatív $\delta^{13}\text{C}$ anomália mutatható ki. WARD *et al.* (2004) a korábbinál nagyobb felbontású adatsort közöl Kennecott-fok (Kanada) szelvényéből. GUEX *et al.* (2004) a nevadai New York-kanyon GSSP-jelölt szelvényéből egy kezdeti negatív csúcsot és egy azt követő hosszabb anomáliát jelez. GALLI *et al.* (2005) déli-alpi karbonátos szelvényekben észlelte a határhoz kapcsolódó negatív izotóp anomáliát. Az új adatok hozzájárulnak annak bizonyításához, hogy a triász–jura határon jelentős zavar lépett fel a szénkörforgásban. A lehetséges magyarázatok között többen számolnak a metán-felszabadulás lehetőségével.

A légkörbe került metán gyorsan CO_2 -dá oxidálódik. A CO_2 koncentráció megugrásának bizonyítékát véli felismerni HAUTMANN (2004) a triász–jura határon több karbonátos rétegsorban mutató üledékhézagban. Az óceán pH eltolódása és a hőmérséklet-emelkedés együttes hatása a biogén mészkiválasztást nehezebbé tette, ez okozhatta a zátonylakó szervezetek mellett többek között a vastaghéjú megalodontida kagylók krízisét is.

A múltbeli klímaváltozások egyre kifinomultabb számítógépes modellek segítségével is rekonstruálhatók. HUYNH & POULSEN (2005) a triász–jura határra adaptált klímamodellje szerint a KAMP

vulkanizmushoz kapcsolódó CO₂ kibocsátás és a feltételezett CH₄ felszabadulás olyan mértékű felmelegedést gerjeszthetett, ami kielégítően magyarázhatja a kihalás nagyságrendjét.

A környezetváltozás kiváltó okaként feltételezett KAMP vulkanizmus pontosabb kormeghatározásához számos új ⁴⁰Ar/³⁹Ar adat járult hozzá, elsősorban Marokkóból. KNIGHT *et al.* (2004) tanulmánya a Magas-Atlaszban feltárt KAMP lávasorozatot négy egységre bontja, melyből a legidősebb képviseli a legnagyobb lávatömeget. Az összes kormeghatározás átlaga 199,9 ± 0,5 Ma, statisztikailag megkülönböztethetetlen a triász–jura határ korától. A fő vulkáni epizód rövid időtartama megerősíti az éghajlatmódosító hatására vonatkozó elméletet. MARZOLI *et al.* (2004) az alsó lávaömlés közvetlen fekvőjéből rhaeti korú pollenegyüttest mutattak ki. Ezzel kulcsfontosságú biosztratigráfiai igazolását adják annak, hogy a KAMP vulkanizmusa már a triász legvégén megkezdődött, így valóban okozhatta a triász–jura határon észlelt krízist. Ezt a geokronológiai és biosztratigráfiai adatokon kívül új paleomágneses eredmények is alátámasztják, ugyanis Marokkóban a triász–jura határra jellemző normál polaritás mellett egyedül a második bazaltláva egységben észleltek fordított polaritást, melyet a Newark-medencében az időszakhatárnak pontosan megfeleltetett rövid fordított magnetokronnal azonosítottak (KNIGHT *et al.* 2004, MARZOLI *et al.* 2004).

A határszelvények magnetosztratigráfiai alapú korrelációját segítik HOUNSLOW *et al.* (2004) új eredményei is, akik az angliai St. Audries-öböl szelvényének részletes vizsgálatát közzölték, és bemutatták a Newark-medencebeli szelvényekkel való párhuzamosítás lehetőségeit. Mindemellett a késő triász magnetosztratigráfia, elsősorban a tethysi szelvények korrelációja a Newark-medencebeliekkel továbbra is vitatott maradt (CHANNEL *et al.* 2003, GALLET *et al.* 2003, MUTTONI *et al.* 2004). Ennek köszönhető, hogy a rhaeti korszak hosszát illetően jelentős különbségek maradtak az egyes szerzők között.

Az egyéb lehetséges forgatókönyvek és kihalási tényezők közül a tengerszintváltozás elemzésére is jó lehetőséget kínál St. Audrie-öböl szelvénye, ahol a tengeri környezet fokozatos térdhódítása igazolható. HESSELBO *et al.* (2004) amellet érvelnek, hogy mindegyik korábban javasolt triász–jura határszint regionálisan is kimutatható transzgresszív szakaszba esik, nem állja tehát meg a helyét az a feltételezés, miszerint erős tengerszintsüllyedés lenne a triász végi kihalás (egyik) kiváltó oka.

A környezetváltozás és kihalás más lehetséges okaként felmerülő esetleges égítést becsapódás bizonyítékait is tovább kutatták. TANNER & KYTE (2005) anomálishan nagy, 31 ng/g Ir koncentrációt észlelt a Newark-medencétől északra fekvő Fundy-medence triász–jura határreégeiben. Ez az Ir gyakoriság azonban messze elmarad a biztosan

becsapódáshoz köthető kréta–paleogén határon mért értékektől. Mivel a rétegsorban szürke agyag mintákból adódtak a megnövekedett Ir koncentráció értékei, nem kizárható a vulkáni eredetű Ir üledékes feldúsulása sem, megfelelő redox viszonyok hatására. A nyugat-kanadai Kenecott-fok szelvényéből becsapódásos eredetűnek vélt fulleréneket mutattak ki (PERRY *et al.* 2004). Ez a közelmúltban felismert impakt bizonyíték azonban mindmáig rendkívül ellentmondásos, a perm–triász határról elsőként leírt fulleréneket (BECKER *et al.* 2001) és azok becsapódáshoz fűződő kapcsolatát eddig nem sikerült megismételni vizsgálatokkal meggyőzően igazolni. Ezért indokolt fenntartással kezelni a legelső hasonló eredményt a triász–jura határról. Impaktra utaló nyomokat keresve a sokoldalúan vizsgált St. Audrie-öbölbeli szelvényben, és Dél-Anglia legfelső triászában regionálisan is jelentkező erősen zavart, konvolút réteget SIMMS (2003) szeizmitként értelmezi, és keletkezését egy feltételezett becsapódás által kiváltott földrengéshez köti.

Ezek az eredmények azonban továbbra sem szolgáltatnak egyértelmű bizonyítékot az égítést becsapódási elmélet számára. Másfelől viszont a KAMP vulkanizmus és a triász–jura krízis egyidejűsége egyre több oldalról nyer megerősítést és ok-okozati kapcsolatuk egyre inkább megalapozott. Tágabb értelemben a triász–jura határeseemény fontos esettanulmánya marad az árbazalt vulkanizmus és/vagy égítést becsapódás valamint a globális környezetváltozás és tömeges kihalás általános összefüggéseit vizsgáló kutatásoknak (MORGAN *et al.* 2004, GLIKSON 2005, KELLER 2005, WHITE & SAUNDERS 2005).

A2. Legújabb eredmények a kora jura események kutatásában

Számos ősmaradványcsoport vizsgálata nyújtott új adatokat a toarci környezetváltozások és a kihalás jobb megértéséhez. A nannoplankton fejlődéstörténetében egyszerre tükröződnek a szerves produktivitást és a mészkiválasztást befolyásoló tényezők (MATTIOLI *et al.* 2004, VAN DE SCHOOTBRUGGE *et al.* 2005a). Új kutatások arra a felismerésre vezettek, hogy bár a toarci során nannoplankton diverzitása és gyakorisága nőtt, a fajlagosan legnagyobb mértékben mészkiválasztó schizosphaerellidák csoportja látványos krízisen ment keresztül (ERBA 2004, TREMOLADA *et al.* 2005). Az új adatok tehát egyrészt az óceáni anoxikus esemény alatti produktivitási csúcsot, másrészt a toarciban az óceánvíz kémiai tulajdonságainak (pH) megváltozását is alátámasztják.

A kora jurában a triász végi krízis után a zátonyok ritkák és elterjedésük behatárolt. A zátonyalkotók között a korallok helyett specializált kagylók veszik át a főszerepet, jellegzetes képviselőik a *Lithiotis*-félék.

Ennek az igen vastag házú csoportnak a hanyatlása a toarci eseménnyel esik egybe, és hőmérsékleti stresszel, valamint a mészelválasztás nehezebbé válásával hozható kapcsolatba (FRASER *et al.* 2004).

ABERHAN & BAUMILLER (2003) a plienschachi végén és a kora toarciban a kagylók körében rendkívül jól dokumentált kihálás szelektivitását vizsgálta. A kora jura kihálás lényegesen súlyosabban érintette a beásódó, mint az üledékfelszínen élő kagylókat. Ez az észlelés jól magyarázható az anoxikus fenékviszonyokkal.

Az ammoniteszek között két kihálási eseményt különít el CECCA & MACCHIONI (2004): a plienschachi–toarci határon felismerhető első esemény a provincialitás hirtelen csökkenésének tudható be, amit meginduló globális felmelegedés és ehhez kapcsolódóan az óceáni áramlási rendszerek átrendeződése idézhetett elő. A második hullám egyértelműen a kora toarci anoxikus eseményhez köthető.

A toarci stabilizotóp fejlődéstörténetét számos kutató vizsgálta. Pontos biosztratigráfiai tagolású szelvényekből gyűjtött belemnitesz vázak O izotóparánya a paleohőmérséklet nagyfelbontású vizsgálatát teszi lehetővé. Ezzel a módszerrel ROSALES *et al.* (2004) a plienschachi–toarci határon rövid hideg periódust, majd a toarci elején erőteljes felmelegedést jeleznek. A jól ismert pozitív és az azt megelőző, nemrég felismert jelentős negatív szénizotóp-anomáliát több kutatócsoport vizsgálta. Minden korábbinál nagyobb felbontású mintavétellel vizsgálták KEMP *et al.* (2005) a klasszikus toarci szelvényt Yorkshire-ban. A -6 ‰-es negatív csúcs ismételt kimutatásán túl felismerték, hogy az ezt kiváltó, izotóposan könnyű ^{12}C dúsulás három lépcsőben történt. A hirtelen szénizotóp-összetételbeli ugrások az üledék karbonáttartalmában kimutatható precessziós ciklusokhoz igazodnak, azaz követési idejük 20 ka körüli. A negatív anomáliák felléptének gyorsasága és kapcsolatuk a felmelegedési klímacyklusokkal erős érvelt szolgálat a továbbfejlesztett CH_4 felszabadulási elmélet számára, mely szerint a tengerfenéki üledék gáz-hidráta a Karoo-Ferrar vulkanizmus gerjesztette lassú üvegház felmelegedés hatására, de a Milankovič-ciklusok által vezérelt hullámokban válhatott termikusan instabillá.

Mivel a légkörbe került CH_4 rövid idő alatt CO_2 -dá alakul, a toarci során a légköri CO_2 koncentrációban kiugró csúcsot várhatunk. Ezt paleobotanikai módszerrel, fosszilis levelek sztomasűrűség-vizsgálatával McELWAIN *et al.* (2005) igazolták. Adataikból azonban olyan nagymértékű koncentráció-növekedést számítottak, aminek forrásaként nem tartják elégségesnek a tengeralatti metán-hidrátból felszabaduló gáz mennyiségét. Ehelyett inkább a Gondwana kiterjedt kőszéntelepeiből a Karoo-Ferrar magmatizmushoz kapcsolódó, sekély szubvulkáni

telérek termális hatására képződő metán szerepét valószínűsítik. A negatív izotópeltolódást egyaránt kimutatták már tengeri és szárazföldi szervesanyagban és tengeri karbonátban, ahogyan azt megjósolja a metán-felszabadulási modell. Ugyanakkor VAN DE SCHOOTBRUGGE *et al.* (2005b) vizsgálatai megismétlik azokat a korábbi eredményeket, melyek nem találtak negatív szénizotóp-anomáliát a kora toarci belemnitesz vázak karbonátjában, rávilágítva ezzel egy nehezen feloldható ellentmondásra.

A toarci eseményhez kötődő nagymértékű felmelegedés és klímaváltozás az eddig említettektől független módszerrel, Os izotóparányok vizsgálatával is igazolható (COHEN *et al.* 2004). Az $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ izotóparány nagy és hirtelen pozitív eltolódása a radiogén Os izotóp jelentősen megnövekedett beszállítódását rögzíti az egykori tengervízben, pontosan a szénizotóp-anomáliával egyidőben. Ennek magyarázata a számítások szerint négy-nyolcszorosára növekedett mállási intenzitás, melyet viszont a rövidtávon megugró légköri CO_2 koncentráció tesz lehetővé. A kémiai mállás felerősödése végső soron a CO_2 kivonására, azaz a szénizotóp-anomália lecsengésére és a szélsőségesen meleggé vált éghajlat lehűlésére is magyarázatot ad a szénkörforgásban megjelenő negatív visszacsatolási folyamat alapján.

A modellek és forgatókönyvek sarkalatos kérdése a Karoo-Ferrar provincia kora, melyről új geokronológiai adatok állnak rendelkezésre. Meglepő és ellentmond számos korábbi eredménynek a JOURDAN *et al.* (2005) által közölt 38 új $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ kormeghatározás a Karoo provincia lávaiból és telérközeteiből. A mások által rövid időtartamúnak tartott vulkanizmus fő tömegét e szerzők 6 Ma-n keresztül elnyúlónak tartják. Megjegyzendő, hogy a fő epizód kezdete azonban így is a toarci elejére esik, sőt az $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ módszernek a bomlási állandó nem megfelelő ismeretéből adódó szisztematikus hibáját korrigálva a koreloszlás gyakorisági maximuma is egybeeshet a toarci anoxikus, izotópos és kihálási események korával. A megbízhatóbb U-Pb módszert alkalmazva RILEY *et al.* (2004) mérései lényegesen szűkebb, 2 Ma éves időtartományba esnek és szintén átfedésben vannak a toarci események korával.

Az Appendixben összefoglalt legújabb eredmények legalább két tanulsággal szolgálnak. Egyfelől megerősítik azt az általános következtetést, hogy mind a triász végi, mind a toarci események kapcsán az egyidejű nagy magmás provinciák vulkanizmusa indíthatta el azt a globális környezetváltozási folyamatsort, amely az élővilágban kiháláshoz vezetett. Másrészt rámutatnak a további kutatások szükségszerűségére és lehetőségeire, melyek segítségével árnyaltabban és megbízhatóbban rekonstruálhatók a 180–200 millió évvel ezelőtti események.

Köszönetnyilvánítás

Kötelességem megismételni az Előszóban már említett ténytet: a jelen értekezés több olyan dolgozaton is alapul, melyek nem készülhettek volna el szerzőtársaim lelkes és hozzáértő együttműködése nélkül. Ismételen köszönetet mondok e kutatói csapatok alább felsorolt tagjainak az itt bemutatott eredmények eléréséhez nyújtott hozzájárulásukért: ELIZABETH S. CARTER (University of Portland, radiolaria vizsgálatok), DEMÉNY ATTILA (MTA Geokémiai Kutatóintézet, stabil izotóp geokémia), néhai Dosztály Lajos (MÁFI, radiolaria vizsgálatok), RICHARD M. FRIEDMAN (University of British Columbia, geokronológia), HAAS JÁNOS (MTA-ELTE Geológiai Kutatócsoport, szedimentológia), HETÉNYI MAGDOLNA (Szegedi Egyetem, szerves geokémia), JAMES K. MORTENSEN (University of British Columbia, geokronológia), MICHAEL J. ORCHARD (Geological Survey of Canada, konodonta vizsgálatok), PAUL L. SMITH (University of British Columbia, ammonites vizsgálatok), HOWARD W. TIPPER (Geological Survey of Canada, ammonites vizsgálatok), és VETŐ ISTVÁN (MÁFI, szerves geokémia).

Az értekezés alapjául szolgáló, nyomtatásban már megjelent közleményeim és könyvem szakmai lektorai és szerkesztői észrevételeikkel sokat javítottak a kéziratokon, segítettek a gondolatok pontos és világos megfogalmazásában. Köszönet ezért a következő kollégáknak: M. F. COFFIN (Austin, TX), DÜRR J. (Budapest), GÉCZY B. (Budapest), A. HALLAM (Birmingham), W. E. HAMES (Auburn, AL), S. P. HESSELBO (Oxford), D. KENT (Lamont, NY), K. G. MACLEOD (Columbia, MO), C. A. MCROBERTS (Cortland, NY), P. E. OLSEN (Palisades, NY), P. R. RENNE (Berkeley, CA), S. D. SAMSON (Syracuse, NY), D. G. TAYLOR (Portland, OR), G. WARRINGTON (Keyworth) és P. B. WIGNALL (Leeds), valamint további két, névtelenséget kérő lektor.

Egyes cikkek megírását érlelő diszkuszióikért, illetve a korai kézirat változatok kritikai átolvasásáért hálás vagyok a következő kollégáknak: M. ABERHAN (Berlin), D. BEERLING (Sheffield), A. COHEN (Milton Keynes), V. COURTILOT (Paris), S. FEIST-BURKHARDT (London), S. P. HESSELBO (Oxford), A. VON HILLEBRANDT (Berlin), W. KIESSLING (Berlin), V. MASAITIS (Szentpétervár), J. MCARTHUR (London), E. MORETTINI (Lausanne), P. E. OLSEN (Palisades, NY), M. J. ORCHARD (Vancouver, BC), R. R. PARRISH (Keyworth), P. R. RENNE (Berkeley, CA), és VÖRÖS A. (Budapest).

Kutatásaim anyagi támogatásáért köszönettel tartozom az OTKA-nak (elsősorban az F23451 és T42802, kisebb részben T29965 témán keresztül, melyeknek témavezetője voltam) és az NSERC-nek (Kanadai Természettudományos és Műszaki Kutatói Tanács; P. L. SMITH és J. K. MORTENSEN által

vezetett témákon keresztül). Kutatói pályám posztdoktori szakaszában időrendben a következő ösztöndíjak támogatását élveztem: Fialat kutatói ösztöndíj (Junior Fellowship, Collegium Budapest), Alexander von Humboldt Alapítvány (Bonn) kutatói ösztöndíja (melynek támogatásával a berlini Museum für Naturkunde (Humboldt Universität) őslénytani intézetében dolgozhattam egy évig), és az MTA Bolyai János Kutatói Ösztöndíja. Az IGCP 458 sz. projekt (Triász–jura határesemények) támogatásával hasznos terepi konferenciákon vehettem részt. További fontos szakmai konferenciákon történő részvételemet tették lehetővé az OMFB, az OM, az OTKA, a Soros Alapítvány, és az ESF (Európai Tudományos Alapítvány) Impact programjának utazási pályázati támogatásai.

Munkámat az elmúlt években több kutatóhelyen végeztem. Köszönettel tartozom az alábbi intézmények vezetésének és kutatói kollektívájának a támogatásért, a munkafeltételekért, és az ösztönző intellektuális környezetért: Magyar Természettudományi Múzeum Föld- és Őslénytára, MTA-MTM Paleontológiai Kutatócsoportja, Collegium Budapest, Museum für Naturkunde (Humboldt Universität zu Berlin), és Department of Earth and Ocean Sciences, University of British Columbia.

A kutatásaimhoz valódi ösztönzést jelentett az IGCP 458 sz. projektben (Triász–jura határesemények) közreműködő kollégák és projektvezető-társaim, S. HESSELBO (Oxford) és C. MCROBERTS (Cortland, NY) lelkesedése, tudása, és a téma iránti érdeklődése.

A terepi munkákban, a csöväri szelvényben sok segítséget nyújtott NÉHAI DOSZTÁLY LAJOS, HAAS JÁNOS, PÁLFI KRISZTIÁN, és SOLT PÉTER. Nevek felsorolása nélkül köszönöm mindazok munkáját, akik más terepi gyűjtésekben, minták feldolgozásában, preparálásban, fényképezésben, laboratóriumi munkában, könyvtári kutatómunkában, számítógépes adatbevitelben, ábrák szerkesztésében segítségemre voltak.

Megkülönböztetett köszönettel tartozom néhány tanáromnak és kollégámnak, akik az évek során rendkívüli hatással voltak szakmai pályafutásomra. VÖRÖS ATTILA segített a legelső fajhatározásomtól kezdve, és máig öröködik, hogy egyensúlyt tartsak „földhözragadt” és „elrugaszkodott” tudomány között. GALÁCZ ANDRÁS példáját adta, hogy a témavezető egyszerre és egyformán tiszteli és szereti tanítványait és a vizsgált ősmaradványokat. GÉCZY BARNABÁS személyesítette meg az iskolateremtő professzort, aki megtanított a naprakész szakirodalmi jártasság fontosságára és arra, hogy munkámban mindig legyen valami „pláne”. PAUL SMITH nyitotta tágasra számomra a világot, és mellesleg elmondta, milyen érdekes a kihalások „sztorija”. HOWARD TIPPER

mutatta meg, hogy paleontológiát és geológiát igazán csak bőséges terepi vizsgálatra és gyűjtésre alapozva érdemes művelni. JIM MORTENSEN türelemmel vezetett be egy paleontológust az izotópos kormeghatározás műhelytitkaiba, és tanított meg arra, hogy az adatokat túlértelmezni vagy nem eléggé értelmezni egyformán hiba. KURT GRIMM láttatta meg velem Gaia szépségét és hitette el, hogy a legapróbb megfigyelésnek is van holisztikus jelentése.

Szeretettel mondok köszönetet családomnak, akik háttérrel biztosítottak az elmélyült és időigényes munkához. Feleségem, MAYER MÁRIA, és gyermekeim nemcsak elviselték távolléteimet, míg a terepen, a laborban, a könyvtárban, külföldi

konferenciákon, és a számítógép előtt dolgoztam, de megértően és odaadóan támogattak – enélkül nem születhetett volna meg ez az értekezés.

Az MTA doktori eljárásában kijelölt opponenseim, CSÁSZÁR GÉZA (MÁFI), GALÁCZ ANDRÁS (ELTE Őslénytani Tanszék) és VICZIÁN ISTVÁN (MÁFI) e kötet lektoráivá is váltak, hálás vagyok segítő szándékú kritikai észrevételeikért.

A kéziratból nyomtatott mű a Hantken Kiadó segítségével lett, amiért mindenképp KÁZMÉR MIKLÓST (ELTE Őslénytani Tanszék) illeti köszönet, aki a kiadás ötletét ebben a formában felvetette és a művet a megjelenésig gondozta. A kiadás költségeit az OTKA T042802 téma biztosította.

Irodalom

- ABERHAN, M. 1998. Early Jurassic Bivalvia of western Canada. Part I. Subclasses Palaeotaxodonta, Pteriomorpha, and Isofilibranchia. *Beringeria*, 21: 57-150.
- ABERHAN, M. & BAUMILLER, T. K. 2003. Selective extinction among Early Jurassic bivalves: A consequence of anoxia. *Geology*, 31: 1077-1080.
- ABERHAN, M. & FÜRSICH, F. T. 1996. Diversity analysis of Lower Jurassic bivalves of the Andean Basin and the Pliensbachian–Toarcian mass extinction. *Lethaia*, 29: 181-195.
- ABERHAN, M., HRUDKA, M. & POULTON, T. P. 1998. Lower Jurassic and Aalenian bivalve ranges of western and northern Canada. In: P. A. JOHNSTON & J. W. HAGGART (szerk.), *Bivalves: An Eon of Evolution*. University of Calgary Press, Calgary, pp. 47-50.
- ALROY, J., MARSHALL, C. R., BAMBACH, R. K., BEZUSKOE, K., FOOT, M., FÜRSICH, F. T., HANSEN, T. A., HOLLAND, S. M., IVANY, L. C., JABLONSKI, D., JACOBS, D. K., JONES, D. C., KOSNIK, M. A., LIDGARD, S., LOW, S., MILLER, A. I., NOVACK-GOTTSHALLE, P. M., OLSZEWSKI, T. D., PATZKOWSKY, M. E., RAUP, D. M., ROY, K., SEPKOSKI, J. J. J., SOMMERS, M. G., WAGNER, P. J. & WEBBER, A. 2001. Effects of sampling standardization on estimates of Phanerozoic marine diversification. *Proceedings of the National Academy of Sciences, USA*, 98: 6261-6266.
- ALVAREZ, L., ALVAREZ, W., ASARO, F. & MICHEL, H. 1980. Extraterrestrial cause for the Cretaceous–Tertiary extinction. *Science*, 208: 1095-1108.
- ASH, S. 1986. Fossil plants and the Triassic–Jurassic boundary. In: K. PADIAN (szerk.), *The beginning of the age of the dinosaurs, faunal change across the Triassic–Jurassic boundary*. Cambridge University Press, New York, pp. 21-30.
- BADJUKOV, D. D., LOBITZER, H. & NAZAROV, M. A. 1987. Quartz grains with planar features in the Triassic–Jurassic boundary sediments from the Northern Calcareous Alps, Austria. *Lunar and Planetary Science Letters*, 18: 38.
- BAILEY, T. R., ROSENTHAL, Y., MCARTHUR, J. M., VAN DE SCHOOTBRUGGE, B. & THIRLWALL, M. F. 2003. Paleooceanographic changes of the Late Pliensbachian–Early Toarcian interval: a possible link to the genesis of an Oceanic Anoxic Event. *Earth and Planetary Science Letters*, 212: 307-320.
- BAKSI, A. K. 2003. Evaluation of radiometric ages for the Central Atlantic magmatic province: timing, duration, and possible migration of magmatic centers. In: W. E. HAMES, J. G. MCHONE, P. RENNE & C. RUPPEL (szerk.), *The Central Atlantic Magmatic Province*. AGU Geophysical Monograph 136, pp. 103-118.
- BAMBACH, R. K., KNOLL, A. H. & WANG, S. C. 2004. Origination, extinction, and mass depletions of marine diversity. *Paleobiology*, 30: 522-542.
- BAUD, A., MAGARITZ, M. & HOLSER, W. T. 1989. Permian–Triassic of the Tethys: carbon isotope studies. *Geologische Rundschau*, 78: 649-677.
- BECKER, L., POREDA, R.J., HUNT, A.G., BUNCH, T.E. & RAMPINO, M., 2001. Impact event at the Permian–Triassic boundary: Evidence from extraterrestrial noble gases in fullerenes. *Science*, 291: 1530-1533.
- BEERLING, D. J. & BERNER, R. A. 2002. Biogeochemical constraints on the Triassic–Jurassic boundary carbon cycle event. *Global Biogeochemical Cycles*, 16(3): art. no.-1036.
- BENKŐ, K. & FODOR, L. 2002. Csővár környékének szerkezetföldtana (Structural geology near Csővár, Hungary). *Földtani Közlöny*, 132: 223-246.
- BENTON, M. J. 1991. What really happened in the Late Triassic? *Historical Biology*, 5: 263-278.
- BENTON, M. J. (szerk.) 1993. *The Fossil Record 2*. Chapman and Hall, London.
- BENTON, M. J. 1994. Late Triassic to Middle Jurassic extinctions among continental tetrapods: testing the pattern. In: N. C. FRASER & H.-D. SUES (szerk.), *In the shadow of the dinosaurs*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 366-397.
- BENTON, M. J. 1995. Diversification and extinction in the history of life. *Science*, 268: 52-58.
- BERSEZIO, R., ERBA, E., GORZA, M. & RIVA, A. 2002. Berriasian–Aptian black shales of the Maiolica formation (Lombardian Basin, Southern Alps, Northern Italy): local to global events. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 180: 253-275.
- BICE, D. M., NEWTON, C. R., MCCAULEY, S., REINERS, P. W. & MCROBERTS, C. A. 1992. Shocked quartz at the Triassic–Jurassic boundary in Italy. *Science*, 255: 443-446.
- BLOOS, G. 1990. Eustatic sea-level changes in the Upper Keuper and in the Lower Lias of Central Europe. *Les Cahiers de l'Université Catholique de Lyon, Série Sciences*, 3: 5-16.
- BOTTOMLEY, R., GRIEVE, R. & MASAITIS, V. 1997. The age of the Popigai impact event and its relation to events at the Eocene/Oligocene boundary. *Nature*, 388: 365-368.
- BOWN, P. R. 1996. Recent advances in Jurassic calcareous nannofossil research. In: A. C. RICCARDI (szerk.), *Advances in Jurassic Research*. GeoResearch Forum. Transtec Publications, Zürich, pp. 55-66.

- BOWRING, S. A., ERWIN, D. H., JIN, Z. G., MARTIN, M. W., DAVIDEK, K. & WANG, W. 1998. U/Pb zircon geochronology and tempo of the end-Permian mass extinction. *Science*, 280: 1039-1045.
- BROCHWICZ-LEWINSKI, W., GASIEWICZ, A., SUFFCZYNSKI, S., SZATKOWSKI, K. & ZBIK, M. 1984. Lacunes et condensation a la limite Jurassique moyen-supérieur dans le sud de la Pologne: manifestation d'un phénomène mondial? *Comptes rendus de l'Académie des sciences, Series II*, 299: 1359-1362.
- BROCHWICZ-LEWINSKI, W., GASIEWICZ, A., KRUMBEIN, W. E., MELENDEZ, G., SEQUEIROS, L., SUFFCZYNSKI, S., SZATKOWSKI, K., TARKOWSKI, R. & ZBIK, M. 1986. Anomalia irdowa na granicy jury srodkowej i gornej. *Przegląd Geologiczny*, 33: 83-88.
- CAMERON, B. E. B. & TIPPER, H. W. 1985. Jurassic stratigraphy of the Queen Charlotte Islands, British Columbia. *Geological Survey of Canada Bulletin* 365, 49 p.
- CAPLAN, M. L., BUSTIN, R. M. & GRIMM, K. A. 1996. Demise of a Devonian-Carboniferous carbonate ramp by eutrophication. *Geology*, 24: 715-718.
- CARTER, E. S. 1993. Biochronology and paleontology of uppermost Triassic (Rhaetian) radiolarians, Queen Charlotte Islands, British Columbia, Canada *Mémoires de Géologie (Lausanne)* 11, 175 p.
- CARTER, E. S. 1994. Evolutionary trends in latest Norian through Hettangian radiolarians from the Queen Charlotte Islands, British Columbia. *Géobios, Mémoire Spécial*, 17: 111-119.
- CARTER, E. S. & HORI, R. S. 2005. Global correlation of the radiolarian faunal change across the Triassic-Jurassic boundary. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 42: 777-790.
- CARTER, E. S., WHALEN, P. A. & GUEX, J. 1998. Biochronology and paleontology of Lower Jurassic (Hettangian and Sinemurian) radiolarians, Queen Charlotte Islands, British Columbia. *Geological Survey of Canada Bulletin*, 496: 1-162.
- CATHLES, L. M. & HALLAM, A. 1991. Stress-induced changes in plate density, Vail sequences, epeirogeny and short-lived global sea-level fluctuations. *Tectonics*, 10: 659-671.
- CECCA, F. & MACCHIONI, F. 2004. The two Early Toarcian (Early Jurassic) extinction events in ammonoids. *Lethaia*, 37: 35-56.
- CLARK, D. L. 1983. Extinction of conodonts. *Journal of Paleontology*, 57: 652-661.
- CLARK, D. L. 1987. Conodonts: the final fifty million years. In: R. J. ALDRIDGE (szerk.), *Paleobiology of conodonts*. British Micropalaeontological Society. Ellis Horwood, Chichester, pp. 165-174.
- CLELAND, C. E. 2001. Historical science, experimental science, and the scientific method. *Geology*, 29: 987-990.
- COALE, K. H. & 18 társszerző 1996. A massive phytoplankton bloom induced by an ecosystem-scale iron fertilization experiment in the equatorial Pacific Ocean. *Nature*, 383: 495-501.
- COFFIN, M. F. & ELDHOLM, O. 1994. Large igneous provinces: Crustal structure, dimensions and external consequences. *Reviews of Geophysics*, 32: 1-36.
- COHEN, A. S. & COE, A. L. 2002. New geochemical evidence for the onset of volcanism in the Central Atlantic magmatic province and environmental change at the Triassic-Jurassic boundary. *Geology*, 30: 267-270.
- COHEN, A. S., COE, A. L., HARDING, S. M. & SCHWARK, L. 2004. Osmium isotope evidence for the regulation of atmospheric CO₂ by continental weathering. *Geology*, 32: 157-160.
- COURTILLOT, V. 1994. Mass extinctions in the last 300 million years: One impact and seven flood basalts? *Israel Journal of Earth Sciences*, 43: 255-266.
- COURTILLOT, E., V. & RENNE, P. 2003. On the ages of flood basalt events. *Comptes Rendus Geoscience*, 335: 113-140.
- DAGYS, A. S. & DAGYS, A. A. 1994. Global correlation of the terminal Triassic. In: J. GUEX & A. BAUD (szerk.), *Recent Developments on Triassic Stratigraphy*. Mémoires de Géologie (Lausanne), Lausanne, pp. 25-34.
- DARWIN, C. 1859. On the Origin of Species by Means of Natural Selection, or the Preservation of Favoured Races in the Struggle for Life. John Murray, London.
- DE RIENZI, M., BUDUROV, K. & SUDAR, M. 1996. The extinction of conodonts – in terms of discrete elements – at the Triassic-Jurassic boundary. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 20: 347-364.
- DECKART, K., FÉRAUD, G. & BERTRAND, H. 1997. Age of Jurassic continental tholeiites of French Guyana, Surinam and Guinea: Implications for the initial opening of the Central Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 150: 205-220.
- DESROCHERS, A. & ORCHARD, M. J. 1991. Stratigraphic revisions and carbonate sedimentology of the Kunga Group (Upper Triassic-Lower Jurassic), Queen Charlotte Islands, British Columbia. In: G. WOODSWORTH (szerk.), *Evolution and hydrocarbon potential of the Queen Charlotte Basin, British Columbia*. Geological Survey of Canada Paper 90-10, pp. 163-172.
- DETRE, C., DOSZTÁLY, L. & HERMANN, V. 1988. A csövári felső-nori, sevati fauna (The Upper Norian (Sevatian) fauna of Csövár). *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1986. évről*: 53-67.
- DEUTSCH, A. & SCHÄRER 1994. Dating terrestrial impact events. *Meteoritics*, 29: 301-322.

- DICKENS, R. G., O'NEIL, J. R., REA, D. K. & OWEN, R. M. 1995. Dissociation of oceanic methane hydrate as a cause of the carbon isotope excursion at the end of the Paleocene. *Paleoceanography*, 10: 965-971.
- DOMMERGUES, J.-L., LAURIN, B. & MEISTER, C. 2001. The recovery and radiation of Early Jurassic ammonoids: morphologic versus palaeobiogeographical patterns. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 165: 195-213.
- DULAI, A. 1998. Early Jurassic brachiopods from the basal layers of the Pisznice Limestone of Lábatlan (Gerecse Mts, Hungary). *Annales Historico-Naturales Musei Nationalis Hungarici*, 90: 35-55.
- DULAI, A., SUBA, Z. & SZARKA, A. 1992. Toarci (alsójura) szervesanyagdús fekete pala a mecseki Réka-völgyben (Toarcian (Lower Jurassic) organic-rich black shale in the Réka Valley (Mecsek Hills, Hungary)). *Földtani Közlöny*, 122: 67-87.
- DUNCAN, R. A., HOOPER, P. R., REHACEK, J., MARSH, J. S. & DUNCAN, A. R. 1997. The timing and duration of the Karoo igneous event, southern Gondwana. *Journal of Geophysical Research*, B, 102: 18127-18138.
- DUNNING, G. R. & HODYCH, J. P. 1990. U/Pb zircon and baddeleyite ages for the Palisades and Gettysburg sills of the northeastern United States: Implications for the age of the Triassic/Jurassic boundary. *Geology*, 18: 795-798.
- ENCARNACIÓN, J., FLEMING, J. A., ELLIOT, D. H. & EALES, H. 1996. Synchronous emplacement of Ferrar and Karoo dolerites and the early breakup of Gondwana. *Geology*, 24: 535-538.
- ERBA, E. 2004. Calcareous nannofossils and Mesozoic oceanic anoxic events. *Marine Micropaleontology*, 52: 85-106.
- ERNST, R. E. & BUCHAN, K. L. 2003. Recognizing mantle plumes in the geological record. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, 31: 469-523.
- ERWIN, D. H. 1993. *The Great Paleozoic Crisis: Life and Death in the Permian*. Columbia University Press, New York, 327 p.
- ERWIN, D. H. 1998. The end and the beginning: recoveries from mass extinctions. *Trends in Ecology & Evolution*, 13: 344-349.
- FITCH, F. J. & MILLER, J. A. 1984. Dating Karoo igneous rocks by the conventional K/Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectrum methods. In: A. J. ERLANK (szerk.), *Petrogenesis of the Volcanic Rocks of the Karoo Province*. Geological Society of Africa Special Publication 13, pp. 247-266.
- FOLAND, K. A., FLEMING, T. H., HEIMANN, A. & ELLIOT, D. H. 1993. Potassium-argon dating of fine-grained basalts with massive Ar-loss: Application of the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ technique to plagioclase and glass from the Kirkpatrick Basalt, Antarctica. *Chemical Geology*, 107: 173-190.
- FOWELL, S. J. & OLSEN, P. E. 1993. Time calibration of Triassic/Jurassic microfloral turnover, eastern North America. *Tectonophysics*, 222: 361-369.
- FOWELL, S. J., CORNET, B. & OLSEN, P. E. 1994. Geologically rapid Late Triassic extinctions: Palynological evidence from the Newark Supergroup. In: G. D. KLEIN (szerk.), *Pangea: Paleoclimate, Tectonics, and Sedimentation During Accretion, Zenith, and Breakup of a Supercontinent*. Geological Society of America Special Paper 288, pp. 197-206.
- FRASER, N. M., BOTTJER, D. J. & FISCHER, A. G. 2004. Dissecting "Lithiotis" bivalves: Implications for the Early Jurassic reef eclipse. *Palaios*, 19: 51-67.
- FROGNER, P., GÍSLASON, S. R. & OSKARSSON, N. 2001. Fertilizing potential of volcanic ash in ocean surface water. *Geology*, 29: 487-490.
- GALLET, Y., BESSE, J., KRYSSTYN, L., THEVENIAUT, H. & MARCOUX, J. 1993. Magnetostratigraphy of the Kavur Tepe Section (Southwestern Turkey) - A Magnetic Polarity Time-Scale for the Norian. *Earth and Planetary Science Letters*, 117: 443-456.
- GALLET, Y., BESSE, J., KRYSSTYN, L. & MARCOUX, J. 1996. Norian Magnetostratigraphy from the Scheiblkogel Section, Austria - Constraint on the Origin of the Antalya Nappes, Turkey. *Earth and Planetary Science Letters*, 140: 113-122.
- GALLET, Y., BESSE, J., KRYSSTYN, L., MARCOUX, J., GUEX, J. & THEVENIAUT, H. 2000. Magnetostratigraphy of the Kavaalani Section (Southwestern Turkey) - Consequence for the Origin of the Antalya Calcareous Nappes (Turkey) and for the Norian (Late Triassic) Magnetic Polarity Timescale. *Geophysical Research Letters*, 27: 2033-2036.
- GALLET, Y., KRYSSTYN, L., BESSE, J. & MARCOUX, J. 2003. Improving the Upper Triassic numerical time scale from cross-correlation between Tethyan marine sections and the continental Newark basin sequence. *Earth and Planetary Science Letters*, 212: 255-261.
- GALLI, M. T., JADOUL, F., BERNASCONI, S. M. & WEISSERT, H. 2005. Anomalies in global carbon cycling and extinction at the Triassic/Jurassic boundary: evidence from a marine C-isotope record. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 216: 203-214.
- GLADCZENKO, T. P., HINZ, K., ELDHOLM, O., MEYER, H., NEBEN, S. & SKOGSEID, J. 1997. South Atlantic volcanic margins. *Journal of the Geological Society, London*, 154: 465-470.
- GLIKSON, A. 2005. Asteroid/comet impact clusters, flood basalts and mass extinctions: Significance of isotopic age overlaps. *Earth and Planetary Science Letters*, 236: 933-937.
- GRADSTEIN, F. M., AGTERBERG, F. P., OGG, J. G., HARDENBOL, J., VAN VEEN, P., THIERRY, J. &

- HUANG, Z. 1994. A Mesozoic time scale. *Journal of Geophysical Research*, B, 99: 24,051-24,074.
- GRADSTEIN, F. M., AGTERBERG, F. P., OGG, J. G., HARDENBOL, J., VAN VEEN, P., THIERRY, J. & HUANG, Z. 1995. A Triassic, Jurassic, and Cretaceous time scale. In: W. A. BERGGREN, D. V. KENT, M.-P. AUBRY & J. HARDENBOL (szerk.), *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation*. SEPM Special Publication 54, pp. 95-126.
- GRADSTEIN, F. M., OGG, J. G. & SMITH, A. B. 2004. *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press, Cambridge, 589 p.
- GREIG, C. J. & GEHRELS, G. E. 1995. U-Pb zircon geochronology of Lower Jurassic and Paleozoic Stikinian strata and Tertiary intrusions, northwestern British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 33: 1155-1171.
- GREIG, C. J., MCNICOLL, V. J., ANDERSON, R. G., DAUBENY, P. H., HARAKAL, J. E. & RUNKLE, D. 1995. New K-Ar and U-Pb dates for the Cambria Icefield area, northwestern British Columbia, Geological Survey of Canada Paper 95-1A, pp. 97-103.
- GRIEVE, R. A. F. 1997. Extraterrestrial impact events: The record in the rocks and the stratigraphic column. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 132: 5-23.
- GRIEVE, R. A. F. 2001. Impact Crater website. (<http://www.unb.ca/passc/ImpactDatabase>)
- GRIEVE, R., RUPERT, J., SMITH, J. & THERRIAULT, A. 1995. The record of terrestrial impact cratering. *GSA Today*, 5: 189-196.
- GRÖTSCH, J., BILLING, I. & VAHRENKAMP, V. 1998. Carbon-isotope stratigraphy in shallow-water carbonates: implications for Cretaceous black-shale deposition. *Sedimentology*, 45: 623-634.
- GUÉX, J. 1995. Ammonites hettangiennes de la Gabbs Valley Range (Nevada, USA). *Mémoires de Géologie (Lausanne)*, 27, 131 p.
- GUÉX, J., BARTOLINI, A., ATUDOREI, V. & TAYLOR, D. 2004. High-resolution ammonite and carbon isotope stratigraphy across the Triassic-Jurassic boundary at New York Canyon (Nevada). *Earth and Planetary Science Letters*, 225: 29-41.
- HAAS, J. (szerk.) 1993. *Magyarország litosztrati-gráfiai alapegységei. Triász*. MÁFI, 278 p.
- HAAS, J. & HÁMOR, G. 2001. Geological garden in the neighborhood of Budapest, Hungary. *Episodes*, 24: 257-261.
- HAAS, J. & TARDY-FILÁ CZ, E. 2004. Facies changes in the Triassic-Jurassic boundary interval in an intraplatform basin succession at Csóvár (Transdanubian Range, Hungary). *Sedimentary Geology*, 168: 19-48.
- HAAS, J., TARDY-FILÁ CZ, E., ORAVECZ-SCHEFFER, A., GÓCZÁN, F. & DOSZTÁLY, L. 1997. Stratigraphy and sedimentology of an Upper Triassic toe-of-slope and basin succession at Csóvár, Hungary. *Acta Geologica Hungarica*, 40: 111-177.
- HALÁSZ, D., MÁRTON, E., HAAS, J. & PÁLFY, J. 2000. Paleomagnetism of a Triassic-Jurassic boundary section: Csóvár, Hungary. *Geologica Carpathica*, 51: 171-172.
- HALL, R. & PITARU, S. 2004. New Hettangian ammonite faunas and a Triassic Jurassic boundary succession, Fernie Formation, Williston Lake, British Columbia. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 110: 53-60.
- HALLAM, A. 1961. Cyclothems, transgressions and faunal change in the Lias of north west Europe. *Transactions of the Edinburgh Geological Society*, 18: 132-174.
- HALLAM, A. 1981. The end-Triassic bivalve extinction event. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 35: 1-44.
- HALLAM, A. 1986. The Pliensbachian and Tithonian extinction events. *Nature*, 319: 765-768.
- HALLAM, A. 1990. The end-Triassic mass extinction event. In: V. L. SHARPTON & P. D. WARD (szerk.), *Global catastrophes in Earth history; An interdisciplinary conference on impacts, volcanism, and mass mortality*. Geological Society of America Special Paper 247, pp. 577-583.
- HALLAM, A. 1995. Oxygen-restricted facies of the basal Jurassic of northwest Europe. *Historical Biology*, 10: 247-57.
- HALLAM, A. 1996a. Major bio-events in the Triassic and Jurassic. In: O. H. WALLISER (szerk.), *Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic*. Springer, Berlin, pp. 265-283.
- HALLAM, A. 1996b. Recovery of the marine fauna in Europe after the end-Triassic and early Toarcian mass extinctions. In: M. B. HART (szerk.), *Biotic Recovery from Mass Extinction Events*. Geological Society of London Special Publication 102, pp. 231-236.
- HALLAM, A. 1997. Estimates of the amount and rate of sea-level change across the Rhaetian-Hettangian and Pliensbachian-Toarcian boundaries (latest Triassic to early Jurassic). *Journal of the Geological Society, London*, 154: 773-779.
- HALLAM, A. 2002. How catastrophic was the end-Triassic mass extinction? *Lethaia*, 35: 147-157.
- HALLAM, A. & GOODFELLOW, W. D. 1990. Facies and geochemical evidence bearing on the end-Triassic disappearance of the Alpine reef ecosystem. *Historical Biology*, 4: 131-138.
- HALLAM, A. & WIGNALL, P. B. 1997. *Mass Extinctions and Their Aftermath*. Oxford University Press, Oxford, 320 p.
- HALLAM, A. & WIGNALL, P. B. 1999. Mass extinctions and sea-level changes. *Earth-Science Reviews*, 48: 217-250.
- HAMES, W. E., RENNE, P. R. & RUPPEL, C. 2000. New evidence for geologically instantaneous

- emplacement of earliest Jurassic Central Atlantic magmatic province basalts on the North American margin. *Geology*, 28: 859-862.
- HAQ, B. U., HARDENBOL, J. & VAIL, P. R. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235: 1156-1167.
- HARGRAVES, R. B., REHACEK, J. & HOOPER, P. R. 1997. Paleomagnetism of the Karoo igneous rocks in South Africa. *South African Journal of Geology*, 100: 195-212.
- HARLAND, W. B., COX, A. V., LLEWELLYN, P. G., PICKTON, C. A. G., SMITH, A. G. & WALTERS, R. 1982. *A Geologic Time Scale*. Cambridge University Press, Cambridge, 131 p.
- HARLAND, W. B., ARMSTRONG, R. L., COX, A. V., CRAIG, L. E., SMITH, A. G. & SMITH, D. G. 1990. *A Geologic Time Scale 1989*. Cambridge University Press, Cambridge, 263 p.
- HARRIES, P. J. & LITTLE, C. T. S. 1999. The early Toarcian (Early Jurassic) and the Cenomanian-Turonian (Late Cretaceous) mass extinctions: similarities and contrasts. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 154: 39-66.
- HARRIES, P. J., KAUFMANN, E. G. & HANSEN, T. A. 1996. Models for biotic survival following mass extinction. In: M. B. HART (szerk.), *Biotic Recovery from Mass Extinction Events*. Geological Society (London) Special Publication 102, pp. 41-60.
- HARRIS, T. M. 1937. The fossil flora of Scoresby Sound East Greenland. Part 5: Stratigraphic relations of the plant beds. *Meddelelser om Groenland*, 112, 114 p.
- HAUTMANN, M. 2004. Effect of end-Triassic CO₂ maximum on carbonate sedimentation and marine mass extinction. *Facies*, 50: 257-261.
- HEIMANN, A., FLEMING, T. H., ELLIOT, D. H. & FOLAND, K. A. 1994. A short interval of Jurassic continental flood basalt volcanism in Antarctica as demonstrated by ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 121: 19-41.
- HEISLER, J. & TREMAINE, S. 1989. How dating uncertainties affect the detection of periodicity in extinctions and craters. *Ikarus*, 77: 213-219.
- HESELBO, S. P., GRÖCKE, D. R., JENKYN, H. C., BJERRUM, C. J., FARRIMOND, P., MORGANS BELL, H. S. & GREEN, O. R. 2000. Massive dissociation of gas hydrate during a Jurassic oceanic anoxic event. *Nature*, 406: 392-395.
- HESELBO, S., MORGANS-BELL, H., MCELWAIN, J., REES, P. M. & STUART, R. 2001. A major carbon-cycle perturbation in the Middle Jurassic and accompanying climatic change adduced from the land plant record, EUG XI, Strasbourg, Abstracts, <http://www.campublic.co.uk/EUGXI/CC03.pdf>
- HESELBO, S. P., ROBINSON, S. A., SURLYK, F. & PIASECKI, S. 2002. Terrestrial and marine mass extinction at the Triassic-Jurassic boundary synchronized with major carbon-cycle perturbation: A link to initiation of massive volcanism? *Geology*, 30: 251-254.
- HESELBO, S. P., ROBINSON, S. A. & SURLYK, F. 2004. Sea-level change and facies development across potential Triassic-Jurassic boundary horizons, SW Britain. *Journal of the Geological Society, London*, 161: 365-379.
- HILLEBRANDT, A. v. 1994. The Triassic/Jurassic boundary and Hettangian biostratigraphy in the area of the Utcubamba Valley (northern Peru). *Géobios Mémoire Spécial*, 17: 297-307.
- HINNOV, L. A. & PARK, J. J. 1999. Strategies for Assessing Early-Middle (Pliensbachian-Aalenian) Jurassic Cyclochronologies. *Philosophical Transaction of the Royal Society, London, A*, 357(1757): 1831-1859.
- HINNOV, L., PARK, J. & ERBA, E. 2000. Lower-Middle Jurassic rhythmites from the Lombard Basin, Italy: a record of orbitally forced carbonate cycles modulated by secular environmental changes in West Tethys. In: R. L. HALL & P. L. SMITH (szerk.), *Advances in Jurassic Research 2000*. GeoResearch Forum. TransTech Publications, Zurich, pp. 105-117.
- HODELL, D. A. & WOODRUFF, F. 1994. Variations in the strontium isotopic ratio of seawater during the Miocene: Stratigraphic and geochemical implications. *Paleoceanography*, 9: 405-426.
- HODYCH, J. P. & DUNNING, G. R. 1992. Did the Manicouagan impact trigger end-of-Triassic mass extinction? *Geology*, 20: 51-54.
- HOFFMAN, A. 1985. Patterns of family extinction: dependence on definition and geologic time scale. *Nature*, 315: 659-662.
- HOLSER, W. T., MAGARITZ, M. & RIPPERDAN, R. L. 1996. Global isotopic events. In: O. H. Walliser (szerk.), *Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic*. Springer, Berlin, pp. 63-88.
- HORI, R. S. 1992. Radiolarian biostratigraphy at the Triassic/Jurassic period boundary in bedded cherts from the Inuyama Area, Central Japan. *Journal of Geosciences Osaka City University*, 35: 53-66.
- HORI, R. S. 1993. Toarcian oceanic event in deep-sea sediments. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, 44: 555-570.
- HORI, R. S. 1997. The Toarcian radiolarian event in bedded cherts from southwestern Japan. *Marine Micropaleontology*, 30: 159-169.
- HOUNSLOW, M. W., POSEN, P. E. & WARRINGTON, G. 2004. Magnetostratigraphy and biostratigraphy of the Upper Triassic and lowermost Jurassic succession, St. Audrie's Bay, UK. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 213: 331-358.
- HUYNH, T. T. & POULSEN, C. J. 2005. Rising atmospheric CO₂ as a possible trigger for the end-Triassic mass extinction. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 217: 223-242.

- HYLTON, M. & HART, M. B. 2000. Benthic foraminiferal response to Pliensbachian-Toarcian (Lower Jurassic) sea-level change and oceanic anoxia in NW Europe. *In*: R. L. HALL & P. L. SMITH (szerk.), *Advances in Jurassic Research 2000*. GeoResearch Forum. TransTech Publications, Zurich, pp. 455-462.
- JAKOBS, G. K., SMITH, P. L. & TIPPER, H. W. 1994. An ammonite zonation for the Toarcian (Lower Jurassic) of the North American Cordillera. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 31: 919-942.
- JANSA, L. F. 1993. Cometary impacts into ocean: their recognition and the threshold constraint for biological extinctions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 104: 271-286.
- JÉHANNO, C., BOCLET, D., BONTÉ, P., CASTELLARIN, A. & ROCCHIA, R. 1988. Identification of two populations of extra-terrestrial particles in a Jurassic hardground of the southern Alps. *Proceedings of Lunar and Planetary Science Conference*, 18: 623-630.
- JENKYN, H. C. 1988. The early Toarcian (Jurassic) anoxic event: Stratigraphic, sedimentary, and geochemical evidence. *American Journal of Science*, 288: 101-151.
- JENKYN, H. C. 1997. Mesozoic anoxic events and palaeoclimate. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, 1: 943-949.
- JENKYN, H. & CLAYTON, C. 1997. Lower Jurassic epicontinental carbonates and mudstones from England and Wales: chemostratigraphic signals and the early Toarcian anoxic event. *Sedimentology*, 44: 687-706.
- JENKYN, H. C., GÉCZY, B. & MARSHALL, J. D. 1991. Jurassic manganese carbonates of Central Europe and the Early Toarcian anoxic event. *Journal of Geology*, 99: 137-149.
- JENKYN, H. C., JONES, C. E., GRÖCKE, D. R., HESSELBO, S. P. & PARKINSON, D. N. 2002. Chemostratigraphy of the Jurassic System: applications, limitations, and implications for paleoceanography. *Journal of the Geological Society, London*, 159: 351-378.
- JIMENEZ, A. P., JIMENEZ DE CISNEROS, C., RIVAS, P. & VERA, J. A. 1996. The early Toarcian anoxic event in the westernmost Tethys (Subbetic); paleogeographic and paleobiogeographic significance. *Journal of Geology*, 104: 399-416.
- JONES, C. E. & JENKYN, H. C. 2001. Seawater strontium isotopes, oceanic anoxic events, and seafloor hydrothermal activity in the Jurassic and Cretaceous. *American Journal of Science*, 301: 112-149.
- JONES, C. E., JENKYN, H. C., COE, A. L. & HESSELBO, S. P. 1994a. Strontium isotopic variations in Jurassic and Cretaceous seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58: 3061-3074.
- JONES, C. E., JENKYN, H. C. & HESSELBO, S. P. 1994b. Strontium isotopes in Early Jurassic seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58: 1285-1301.
- JOURDAN, F., FERAUD, G., BERTRAND, H., KAMPUNZU, A. B., TSHOSO, G., WATKEYS, M. K. & LE GALL, B. 2005. Karoo large igneous province: Brevity, origin, and relation to mass extinction questioned by new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age data. *Geology*, 33: 745-748.
- KELLER, G. 2005. Impacts, volcanism and mass extinction: random coincidence or cause and effect? *Australian Journal of Earth Sciences*, 52: 725-757.
- KEMP, D. B., COE, A. L., COHEN, A. S. & SCHWARK, L. 2005. Astronomical pacing of methane release in the Early Jurassic period. *Nature*, 437: 396-399.
- KENT, D. V. & OLSEN, P. E. 1999. Astronomically tuned geomagnetic polarity timescale for the Late Triassic. *Journal of Geophysical Research, B*, 104: 12831-12841.
- KENT, D. V., OLSEN, P. E. & WITTE, W. K. 1995. Late Triassic-earliest Jurassic geomagnetic polarity sequence and paleolatitudes from drill cores in the Newark rift basin, eastern North America. *Journal of Geophysical Research, B*, 100: 14,965-14,998.
- KIESSLING, W. 2001. Paleoclimatic significance of Phanerozoic reefs. *Geology*, 29: 751-754.
- KIESSLING, W., FLÜGEL, E. & GOLONKA, J. 1999. Paleoreef maps: Evaluation of a comprehensive database on Phanerozoic reefs. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 83: 1552-1587.
- KNIGHT, K. B., NOMADE, S., RENNE, P. R., MARZOLI, A., BERTRAND, H. & YOUNI, N. 2004. The Central Atlantic Magmatic Province at the Triassic-Jurassic boundary: paleomagnetic and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence from Morocco for brief, episodic volcanism. *Earth and Planetary Science Letters*, 228: 143-160.
- KOEBERL, C., ARMSTRONG, R. A. & REIMOLD, W. U. 1997. Morokweng, South-Africa – a large impact structure of Jurassic-Cretaceous boundary age. *Geology*, 25: 731-734.
- KORTE, C. 1999. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -evolution des triassischen Meerwassers: geochemische und stratigraphische Untersuchungen an Conodonten und Brachiopoden. *Bochumer Geologische und Geotechnische Arbeiten*, 52: 1-171.
- KORTE, C., KOZUR, H. W., BRUCKSCHEN, P. & VEIZER, J. 2003. Strontium isotope evolution of Late Permian and Triassic seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67: 47-62.
- KOZUR, H. 1993. First evidence of Liassic in the vicinity of Csóvár (Hungary), and its paleogeographic and paleotectonic significance. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 136: 89-98.
- KOZUR, H. & MOCK, R. 1991. New Middle Carnian and Rhaetian conodonts from Hungary and the Alps. Stratigraphic importance and tectonic implications for the Buda Mountains and adjacent

- areas. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 134: 271-297.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. 1973. Mikrofaunistische Untersuchungen der Triassschollen im Raume Csövár, Ungarn. *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, 1973: 291-325.
- KRULL, E. S. & RETALLACK, G. J. 2000. $\delta^{13}\text{C}$ depth profiles from paleosols across the Permian-Triassic boundary: Evidence for methane release. *Geological Society of America Bulletin*, 112: 1459-1472.
- KRYMHOLTS, G. Y., MESEZHNIKOV, M. S. & WESTERMANN, G. E. G. 1988. *The Jurassic ammonite zones of the Soviet Union*. Geological Society of America Special Paper 223, 116 p.
- KRYSTYN, L. 1987. Zur Rhät-Stratigraphie in den Zlambach-Schichten (vorläufiger Bericht). *Sitzungsberichte der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, Abteilung. I*, 196: 21-36.
- KRYSTYN, L., BÖHM, F., KÜRSCHNER, W. & DELECAT, S. 2005. The Triassic –Jurassic boundary in the Northern Calcareous Alps. In: J. PÁLFY & P. OZSVÁRT (szerk.), *Program, Abstracts and Field Guide. 5th Field Workshop of IGCP 458 Project (Tata and Hallein)*, pp. A1-A14.
- KUMP, L. R. 1991. Interpreting carbon-isotope excursions: Strangelove oceans. *Geology*, 19: 299-302.
- KUMP, L. R. & ARTHUR, M. A. 1999. Interpreting carbon-isotope excursions: carbonates and organic matter. *Chemical Geology*, 161: 181-198.
- LACHKAR, G., BÓNA, J. & PAVILLON, M. J. 1984. The Liassic Gresten facies: palynological data and paleogeographical significance. *Acta Geologica Hungarica*, 27: 409-416.
- LATHUILIÈRE, B. & MARCHAL, D. 2005. Crise de diversité des coraux du Trias au Dogger. In: M. HANZO (szerk.), *The Hettangian in Hettange, from science to geological heritage*. Université Henri Poincaré, Nancy, Hettange-Grande, pp. 27-32.
- LEWAN, M. D. 1986. Stable carbon isotopes of amorphous kerogens from Phanerozoic sedimentary rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50: 1583-1591.
- LITTLE, C. T. S. 1996. The Pliensbachian-Toarcian (Lower Jurassic) extinction event. In: G. Ryder, D. FASTOVSKY & S. GARTNER (szerk.), *The Cretaceous-Tertiary Event and Other Catastrophes in Earth History*. Geological Society of America Special Paper 307, pp. 505-512.
- LITTLE, C. T. S. & BENTON, M. J. 1995. Early Jurassic mass extinction: A global long-term event. *Geology*, 23: 495-498.
- LYELL, C. 1830-1833. *Principles of Geology* (v. 1-3). John Murray, London.
- MACCHIONI, F. 2002. Myths and legends in the correlation between the Boreal and Tethyan Realms. Implications on the dating of the Early Toarcian mass extinctions and the Oceanic Anoxic Event. *Geobios Mémoire Spécial*, 24: 150-164.
- MACCHIONI, F. & CECCA, F. 2002. Biodiversity and biogeography of middle-late liassic ammonoids: Implications for the Early Toarcian mass extinction. *Geobios Mémoire Spécial*, 24: 165-175.
- MARSHALL, J. D. 1992. Climatic and oceanographic isotopic signals from the carbonate rock record and their preservation. *Geological Magazine*, 129: 143-160.
- MARTIN, E. E. & MACDOUGALL, J. D. 1995. Sr and Nd isotopes at the Permian/Triassic boundary: a record of climate change. *Chemical Geology*, 125: 73-100.
- MARZOLI, A., RENNE, P. R., PICCIRILLO, E. M., ERNESTO, M., BELLINI, G. & DE MIN, A. 1999. Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science*, 284: 616-618.
- MARZOLI, A., BERTRAND, H., KNIGHT, K. B., CIRILLI, S., BURATTI, N., VERATI, C., NOMADE, S., RENNE, P. R., YOUNG, N., MARTINI, R., ALLENBACH, K., NEUWERTH, R., RAPAILLE, C., ZANINETTI, L. & BELLINI, G. 2004. Synchrony of the Central Atlantic magmatic province and the Triassic-Jurassic boundary climatic and biotic crisis. *Geology*, 32: 973-976.
- MASAITIS, V. L. & PEVZNER, L. A. 1999. *Deep Drilling in the Puchezh-Katunki Impact Structure*. VSEGEI Press, Saint-Petersburg, 392 p.
- MASAITIS, V. L., MASHCHAK, M. S. & NAUMOV, M. V. 1996. The Puchezh-Katunki astrobleme: A structural model of a giant impact crater. *Solar System Research*, 30: 3-10.
- MATTIOLI, E., PITTET, B., PALLIANI, R. B., ROHL, H. J., SCHMID-ROHL, A. & MORETTINI, E. 2004. Phytoplankton evidence for the timing and correlation of palaeoceanographical changes during the early Toarcian oceanic anoxic event (Early Jurassic). *Journal of the Geological Society*, 161: 685-693.
- MCCARTHUR, J. M., DONOVAN, D. T., THIRLWALL, M. F., FOUKE, B. W. & MATTEY, D. 2000. Strontium isotope profile of the Early Toarcian (Jurassic) Oceanic Anoxic Event, the duration of ammonite biozones, and belemnite paleotemperatures. *Earth and Planetary Science Letters*, 179: 269-285.
- MCCARTHUR, J. M., HOWARTH, R. J. & BAILEY, T. R. 2001. Strontium isotope stratigraphy: LOWESS version 3: Best fit to the marine Sr-isotope curve for 0-509 Ma and accompanying look-up table for deriving numerical age. *Journal of Geology*, 109: 155-170.
- MCELWAIN, J. C., BEERLING, D. J. & WOODWARD, F. I. 1999. Fossil plants and global warming at the Triassic-Jurassic Boundary. *Science*, 285: 1386-1390.

- MC ELWAIN, J. C., WADE-MURPHY, J. & HESSELBO, S. P. 2005. Changes in carbon dioxide during an oceanic anoxic event linked to intrusion into Gondwana coals. *Nature*, 435: 479-482.
- MCGHEE, J., GEORGE R., SHEEHAN, P. M., BOTTJER, D. J. & DROSER, M. L. 2004. Ecological ranking of Phanerozoic biodiversity crises: ecological and taxonomic severities are decoupled. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 211: 289-297.
- MCHONE, J. G. 2003. Volatile emissions of Central Atlantic Magmatic Province basalts: Mass assumptions and environmental consequences. In: W. E. HAMES, J. G. MCHONE, P. RENNE & C. RUPPEL (szerk.), *The Central Atlantic Magmatic Province*. AGU Geophysical Monograph, v. 136, pp. 241-254.
- MCRROBERTS, C. A. 2001. Triassic bivalves and the initial marine Mesozoic revolution: A role for predators? *Geology*, 29: 359-362.
- MCRROBERTS, C. A. & NEWTON, C. R. 1995. Selective extinction among end-Triassic European bivalves. *Geology*, 23: 102-104.
- MCRROBERTS, C. A., NEWTON, C. R. & ALISSANAZ, A. 1995. End-Triassic bivalve extinction: Lombardian Alps, Italy. *Historical Biology*, 9: 297-317.
- MCRROBERTS, C. A., FURRER, H. & JONES, D. S. 1997. Palaeoenvironmental interpretation of a Triassic-Jurassic boundary section from Western Austria based on palaeoecological and geochemical data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 136: 79-95.
- MINOR, D. R. & MUKASA, S. B. 1997. Zircon U-Pb and hornblende ^{40}Ar - ^{39}Ar ages for the Dufek layered mafic intrusion, Antarctica: Implications for the age of the Ferrar large igneous province. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61: 2497-2504.
- MORANTE, R. & HALLAM, A. 1996. Organic carbon isotopic record across the Triassic-Jurassic boundary in Austria and its bearing on the cause of the mass extinction. *Geology*, 24: 391-394.
- MORETTINI, E. 1999. Lower Jurassic carbon and oxygen isotope stratigraphy in the Umbria-Marche Basin (northern Apennines, central Italy). PhD Thesis, Université de Lausanne, Lausanne.
- MORETTINI, E., SANTANTONIO, M., BARTOLINI, A., CECCA, F., BAUMGARTNER, P. O. & HUNZIKER, J. C. 2002. Carbon isotope stratigraphy and carbonate production during the Early-Middle Jurassic: examples from the Umbria-Marche-Sabina Apennines (central Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 184: 251-273.
- MORGAN, J. P., RESTON, T. J. & RANERO, C. R. 2004. Contemporaneous mass extinctions, continental flood basalts, and 'impact signals': are mantle plume-induced lithospheric gas explosions the causal link? *Earth and Planetary Science Letters*, 217: 263-284.
- MORTENSEN, J. K., GHOSH, D. K. & FERRI, F. 1995. U-Pb geochronology of intrusive rocks associated with copper-gold porphyry deposits in the Canadian Cordillera. In: T. G. SCHROETER (szerk.), *Porphyry Deposits of the Northwestern Cordillera of North America*. Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum Special Volume 46, pp. 142-158.
- MOSSMAN, D. J., GRANTHAM, R. G. & LANGENHORST, F. 1998. A search for shocked quartz at the Triassic-Jurassic boundary in the Fundy and Newark basins of the Newark Supergroup. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 35: 101-109.
- MUNDIL, R., BRACK, P., MEIER, M., RIEBER, H. & OBERLI, F. 1996. High resolution U-Pb dating of Middle Triassic volcanics: Time-scale calibration and verification of tuning parameters for carbonate sedimentation. *Earth and Planetary Science Letters*, 141: 137-151.
- MUTTONI, G., KENT, D. V., DI STEFANO, P., GULLO, M., NICORA, A., TAIT, J. & LOWRIE, W. 2001. Magnetostratigraphy and biostratigraphy of the Carnian/Norian boundary interval from the Pizzo Mondello section (Sicani Mountains, Sicily). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 166: 383-399.
- MUTTONI, G., KENT, D. V., OLSEN, P. E., DI STEFANO, P., LOWRIE, W., BERNASCONI, S. M. & HERNÁNDEZ, F. M. 2004. Tethyan magnetostratigraphy from Pizzo Mondello (Sicily) and correlation to the Late Triassic Newark astrochronological polarity time scale. *Geological Society of America Bulletin*, 116: 1043-1058.
- NEWELL, N. D. 1967. Revolutions in the history of life. *Geological Society of America Special Paper*, 89: 63-91.
- ODIN, G. S. 1994. Geological time scale. *Comptes rendus de l'Académie des sciences, Série II*, 318: 59-71.
- OGG, J. G. 2004. The Jurassic Period. In: F. M. GRADSTEIN, J. G. OGG & A. B. SMITH (szerk.), *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 307-343.
- OLSEN, P. E. 1999. Giant lava flows, mass extinctions, and mantle plumes. *Science*, 284: 604-605.
- OLSEN, P. E. & KENT, D. V. 1999. Long-period Milankovitch cycles from the Late Triassic and Early Jurassic of eastern North America and their implications for the calibration of the early Mesozoic time scale and the long-term behavior of the planets. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, A*, 357: 1761-1786.
- OLSEN, P. E., SHUBIN, N. H. & ANDERS, M. H. 1987. New Early Jurassic tetrapod assemblages constrain Triassic-Jurassic tetrapod extinction event. *Science*, 237: 1025-1029.

- OLSEN, P. E., SCHLISCHE, R. W. & FEDOSH, M. S. 1996. 580 ky duration of the Early Jurassic flood basalt event in eastern North America estimated using Milankovitch cyclostratigraphy. *In: M. MORALES (szerk.), The Continental Jurassic*. Museum of Northern Arizona Bulletin 60, pp. 11-22.
- OLSEN, P. E., KENT, D. V., SUES, H.-D., KOEBERL, C., HUBER, H., MONTANARI, A., RAINFORTH, E. C., FOWELL, S. J., SZAJNA, M. J. & HARTLINE, B. W. 2002a. Ascent of dinosaurs linked to an iridium anomaly at the Triassic-Jurassic boundary. *Science*, 296: 1305-1307.
- OLSEN, P. E., KOEBERL, C., HUBER, H., MONTANARI, A., FOWELL, S. J., ET-TOUHAMI, M. & KENT, D. V. 2002b. Continental Triassic-Jurassic boundary in central Pangea: Recent progress and discussion of an Ir anomaly. *In: C. KOEBERL & K. G. MACLEOD (szerk.), Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impacts and Beyond*. Geological Society of America Special Paper 356, pp. 505-522.
- ORCHARD, M. J. 1991. Late Triassic conodont biochronology and biostratigraphy of the Kunga Group, Queen Charlotte Islands, British Columbia. *In: G. J. WOODSWORTH (szerk.), Evolution and hydrocarbon potential of the Queen Charlotte Basin, British Columbia*. Geological Survey of Canada Paper 90-10, pp. 173-194.
- ORCHARD, M. J. & TOZER, E. T. 1997. Triassic conodont biochronology, its calibration with the ammonoid standard, and a biostratigraphic summary for the Western Canada Sedimentary Basin. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 45: 675-692.
- ORCHARD, M. J., ZONNEVELD, J. P., JOHNS, M. J., MCROBERTS, C. A., SANDY, M. R., TOZER, E. T. & CARRELLI, G. G. 2001. Fossil succession and sequence stratigraphy of the Upper Triassic of Black Bear Ridge, northeast British Columbia, a GSSP prospect for the Carnian-Norian boundary. *Albertiana*, 25: 10-22.
- PADIAN, K. 1994. What were the tempo and mode of evolutionary change in the Late Triassic to Middle Jurassic? *In: N. C. FRASER & H.-D. SUES (szerk.), In the shadow of the dinosaurs: Early Mesozoic tetrapods*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 401-407.
- PAGE, K. N. 1993. Mollusca: Cephalopoda (Ammonoidea: Phylloceratina, Lytoceratina, Ammonitina and Ancyloceratina). *In: M. J. BENTON (szerk.), The Fossil Record 2*. Chapman and Hall, London, pp. 213-227.
- PÁLFY, J. 1995. Development of the Jurassic geochronologic scale. *Hantkeniana*, 1: 13-25.
- PÁLFY, J. 2000. *Kihaltak és túlélők*. Tudomány-Egyetem. Vince Kiadó, Budapest, 222 p.
- PÁLFY, J. 2003. Volcanism of the Central Atlantic Magmatic Province as a potential driving force in the end-Triassic mass extinction. *In: W. E. HAMES, J. G. MCHONE, P. R. RENNE & C. RUPPEL (szerk.), The Central Atlantic Magmatic Province: Insights from fragments of Pangea*. AGU Geophysical Monograph Series, v. 136, pp. 255-267.
- PÁLFY, J. 2004. Did the Pucchez-Katunki impact trigger an extinction? *In: H. DYPVIK, M. J. BURCHELL & P. CLAEYS (szerk.), Cratering in Marine Environments and on Ice. Submarine craters and ejecta-crater correlation*. Impact Studies Series. Springer, Berlin, pp. 135-148.
- PÁLFY, J. & DOSZTÁLY, L. 2000. A new marine Triassic-Jurassic boundary section in Hungary: preliminary results. *In: R. L. HALL & P. L. SMITH (szerk.), Advances in Jurassic Research 2000*. GeoResearch Forum. TransTech Publications, Zurich, pp. 173-179.
- PÁLFY, J. & SMITH, P. L. 2000. Synchrony between Early Jurassic extinction, oceanic anoxic event, and the Karoo-Ferrar flood basalt volcanism. *Geology*, 28: 747-750.
- PÁLFY, J., SMITH, P. L. & TIPPER, H. W. 1994. Sinemurian (Lower Jurassic) ammonoid biostratigraphy of the Queen Charlotte Islands, western Canada. *Géobios Mémoire Spécial*, 17: 385-393.
- PÁLFY, J., PARRISH, R. R. & SMITH, P. L. 1997. A U-Pb age from the Toarcian (Lower Jurassic) and its use for time scale calibration through error analysis of biochronologic dating. *Earth and Planetary Science Letters*, 146: 659-675.
- PÁLFY, J., SMITH, P. L., MORTENSEN, J. K. & FRIEDMAN, R. M. 1999. Integrated ammonite biochronology and U-Pb geochronometry from a basal Jurassic section in Alaska. *Geological Society of America Bulletin*, 111: 1537-1549.
- PÁLFY, J., MORTENSEN, J. K., CARTER, E. S., SMITH, P. L., FRIEDMAN, R. M. & TIPPER, H. W. 2000a. Timing the end-Triassic mass extinction: First on land, then in the sea? *Geology*, 28: 39-42.
- PÁLFY, J., SMITH, P. L. & MORTENSEN, J. K. 2000b. A U-Pb and ⁴⁰Ar/³⁹Ar time scale for the Jurassic. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 37: 923-944.
- PÁLFY, J., DEMÉNY, A., HAAS, J., HETÉNYI, M., ORCHARD, M. & VETŐ, I. 2001. Carbon isotope anomaly and other geochemical changes at the Triassic-Jurassic boundary from a marine section in Hungary. *Geology*, 29: 1047-1050.
- PÁLFY, J., SMITH, P. L. & MORTENSEN, J. K. 2002. Dating the end-Triassic and Early Jurassic mass extinctions, correlative large igneous provinces, and isotopic events. *In: C. KOEBERL & K. G. MACLEOD (szerk.), Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impacts and Beyond*. Geological Society of America Special Paper 356, pp. 523-532.
- PÁLFY, J., DEMÉNY, A., HAAS, J., CARTER, E. S., GÖRÖG, Á., HALÁSZ, D., ORAVECZ-SCHEFFER, A., HETÉNYI, M., MÁRTON, E., ORCHARD, M. J.,

- OZSVÁRT, P., VETŐ, I., & ZAJZON, N. (*in press*) Triassic/Jurassic boundary events inferred from integrated stratigraphy of the Csővár section, Hungary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*.
- PALMER, A. R. 1983. The Decade of the North American Geology 1983 geologic time scale. *Geology*, 11: 503-504.
- PERRY, R. S., HAGGART, J. W. & WARD, P. D. 2004. Preliminary identification of fullerenes in the lowermost Jurassic strata, Queen Charlotte Islands, British Columbia. In: R. B. HOOVER & A. Y. ROZANOV (szerk.), *Instruments, Methods, and Missions for Astrobiology VII; SPIE (International Society for Optical Engineering), Proceedings*, pp. 62-71.
- PHILLIPS, J. 1860. *Life on the Earth. Its origins and succession*. Macmillan, Cambridge, UK.
- PLOTNICK, R. E. & SEPKOSKI, J. J. J. 2001. A multiplicative multifractal model for originations and extinctions. *Paleobiology*, 27: 126-139.
- POAG, C. W. 1997. Roadblocks on the kill curve: Testing the Raup hypothesis. *Palaaios*, 12: 582-590.
- POLGÁRI, M. 1993. A Mn geokémiája a feketepala képződés és a diagenetikus folyamatok tükrében). Magyar Állami Földtani Intézet Alkalmi Kiadványa, Budapest, 211 p.
- RAMPINO, M. R. & HAGGERTY, B. M. 1996. Impact crises and mass extinction: A working hypothesis. In: G. RYDER, D. FASTOVSKY & S. GARTNER (szerk.), *The Cretaceous-Tertiary Event and Other Catastrophes in Earth History*. Geological Society of America Special Paper 307, pp. 11-30.
- RAMPINO, M. R. & STOTHERS, R. B. 1988. Flood basalt volcanism during the last 250 million years. *Science*, 241: 663-667.
- RATCLIFFE, N. M. 1988. Reinterpretation of the relationships of the western extension of the Palisades sill to the lava flows at Ladentown, New York, based on new core data. In: A. J. FROELICH & G. R. ROBINSON (szerk.), *Studies of the early Mesozoic basins of the eastern United States*. U.S. Geological Survey Bulletin 1776, pp. 113-135.
- RAUP, D. M. 1991. *Extinction: Bad Genes or Bad Luck?* W.W: Norton & Co., New York.
- RAUP, D. M. 1992. Large-body impact and extinction in the Phanerozoic. *Paleobiology*, 18: 80-88.
- RAUP, D. M. & SEPKOSKI, J. J., Jr. 1982. Mass extinctions in the marine fossil record. *Science*, 215: 1501-1503.
- RAUP, D. M. & SEPKOSKI, J. J., Jr. 1984. Periodicity of extinctions in the geologic past. *Proceedings of the National Academy of Science*, 81: 801-805.
- REICHOW, M. K., SAUNDERS, A. D., WHITE, R. V., PRINGLE, M. S., AL'MUKHAMEDOV, A. I., MEDVEDEV, A. I. & KIRDA, N. P. 2002. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Dates from the West Siberian Basin: Siberian Flood Basalt Province Doubled. *Science*, 296: 1846-1849.
- RENNE, P. R., ERNESTO, M., PACCA, I. G., COE, R. S., GLEN, J. M., PREVOT, M. & PERRIN, M. 1992. The age of Parana flood basalt volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous boundary. *Science*, 258: 975-979.
- RENNE, P. R., ZICHAO, Z., RICHARDS, M. A., BLACK, M. T. & BASU, A. R. 1995. Synchrony and causal relations between Permian-Triassic boundary crises and Siberian flood volcanism. *Science*, 269: 1413-1416.
- RENNE, P. R., SWISHER, C. C., DEINO, A. L., KARNER, D. B., OWENS, T. L. & DEPAOLO, D. J. 1998. Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. *Chemical Geology*, 145: 117-152.
- RHYS, D. A., SIEB, M., FROSTAD, S. R., SWANSON, C. L., PREFONTAINE, M. A., MORTENSEN, J. K. & SMIT, H. Q. 1995. Geology and setting of the Red Mountain gold-silver deposits, northwestern British Columbia. In: T. G. SCHROETER (szerk.), *Porphyry Deposits of the Northwestern Cordillera of North America*. Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum Special Volume 46, pp. 811-828.
- RICCARDI, A. C., DAMBORENEA, S. E., MANCENIDO, M. O. & IGLESIA LLANOS, M. P. 2004. The Triassic/Jurassic boundary in the Andes of Argentina. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 110: 69-96.
- RILEY, T. R., MILLAR, I. L., WATKEYS, M. K., CURTIS, M. L., LEAT, P. T., KLAUSEN, M. B. & FANNING, C. M. 2004. U-Pb zircon (SHRIMP) ages for the Lebombo rhyolites, South Africa: refining the duration of Karoo volcanism. *Journal of the Geological Society*, 161: 547-550.
- ROSALES, I., QUESADA, S. & ROBLES, S. 2004. Paleotemperature variations of Early Jurassic seawater recorded in geochemical trends of belemnites from the Basque-Cantabrian basin, northern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 203: 253-275.
- SCHMID-RÖHL, A., RÖHL, H.-J., OSCHMANN, W., FRIMMEL, A. & SCHWARK, L. 2001. The Posidonia Shale (Lower Toarcian) of SW Germany: an oxygen-depleted ecosystem controlled by sea level and paleoclimate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 165: 27-52.
- SCHMID-RÖHL, A., RÖHL, H.-J., OSCHMANN, W., FRIMMEL, A. & SCHWARK, L. 2002. Palaeoenvironmental reconstruction of Lower Toarcian epicontinental black shales (Posidonia Shale, SW Germany): global versus regional control. *Geobios*, 35: 13-20.
- SEPKOSKI, J. J., Jr. 1982. A compendium of fossil marine families. *Milwaukee Public Museum Contributions in Biology and Geology*, 51: 1-125.

- SEPKOSKI, J. J., Jr. 1993. Ten years in the library: new data confirm paleontological patterns. *Paleobiology*, 19: 43-51.
- SEPKOSKI, J. J., Jr. 1996. Patterns of Phanerozoic extinction: a perspective from global data bases. In: O. H. WALLISER (szerk.), *Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic*. Springer, Berlin, pp. 35-51.
- SHUBIN, N. H. & SUES, H.-D. 1991. Biogeography of early Mesozoic continental tetrapods. *Paleobiology*, 17: 214-230.
- SIGNOR, P. W. & LIPPS, J. H. 1982. Sampling bias, gradual extinction patterns and catastrophes in the fossil record. In: L. T. SILVER & P. H. SCHULTZ (szerk.), *Geological Implications of Impacts of Large Asteroids and Comets on the Earth*. Geological Society of America Special Paper 190, pp. 291-296.
- SILVESTRI, S. M. & SZAJNA, M. J. 1993. Biostratigraphy of vertebrate footprints in the Late Triassic section of the Newark basin, Pennsylvania: Reassessment of stratigraphic ranges. In: S. G. LUCAS & M. MORALES (szerk.), *The Nonmarine Triassic*. New Mexico Museum of Natural History and Science Bulletin 3, pp. 439-445.
- SIMMS, M. J. 2003. Uniquely extensive seismite from the latest Triassic of the United Kingdom: Evidence for bolide impact? *Geology*, 31: 557-560.
- SMITH, P. L., TIPPER, H. W., TAYLOR, D. G. & GUEX, J. 1988. An ammonite zonation for the Lower Jurassic of Canada and the United States: the Pliensbachian. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 25: 1503-1523.
- SMITH, P. L., BEYERS, J. M., CARTER, E. S., JAKOBS, G. K., PÁLFY, J., PESSAGNO, E. & TIPPER, H. W. 1994. North America, Lower Jurassic. In: G. E. G. WESTERMANN & A. C. RICCARDI (szerk.), *Jurassic taxa ranges and correlation charts for the Circum Pacific*. *Newsletters on Stratigraphy*, 31: 33-70.
- STACEY, J. S. & KRAMERS, J. D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26: 207-221.
- STANLEY, G. D. 1988. The history of early Mesozoic reef communities: a three step process. *Palaios*, 3: 170-183.
- STOTHERS, R. B. 1993. Flood basalts and extinction events. *Geophysical Research Letters*, 20: 1399-1402.
- SWIFT, A. 1989. First record of conodonts from the late Triassic of Britain. *Palaeontology*, 32: 325-334.
- SWISHER, C. C., GRAJALES-NISHIMURA, J. M., MONTANARI, A., MARGOLIS, S. V., CLAEYS, P., ALVAREZ, W., RENNE, P., CEDILLO-PARDO, E., MUARASSEE, F., CURTIS, G. H., SMIT, J. & MCWILLIAMS, M. O. 1992. Coeval $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of 65.0 Million years ago from Chicxulub Crater melt rock and Cretaceous-Tertiary boundary tektites. *Science*, 257: 954-958.
- SZABÓ, J. 1860. Geologische Detailkarte des Grenzgebietes des Nograder und Pesther Comitates. *Jahrbuch des kaiserlich-königlichen geologischen Reichsanstalt, Sitzungsberichte* (Sitzung am 10. Jänner 1860): 41-44.
- TANNER, L. H. AND KYTE, F. T. 2005. Anomalous iridium enrichment at the Triassic-Jurassic boundary, Blomidon Formation, Fundy basin, Canada. *Earth and Planetary Science Letters*, 240: 634-641.
- TANNER, L. H., LUCAS, S. G. & CHAPMAN, M. G. 2004. Assessing the record and causes of Late Triassic extinctions. *Earth-Science Reviews*, 65: 103-139.
- TAYLOR, A. S. & LASAGA, A. C. 1999. The role of basalt weathering in the Sr isotope budget of the oceans. *Chemical Geology*, 161: 199-214.
- TAYLOR, D. G., BOELLING, K., HOLSER, W. T., MAGARITZ, M. & GUEX, J. 1992. Ammonite biostratigraphy and geochemistry of latest Triassic and earliest Jurassic strata from the Gabbs and Sunrise Formations, Nevada. *Geological Society of America Abstracts and Programs*, 24: 85.
- TEKIN, U. K. 1999. Biostratigraphy and systematics of late Middle to Late Triassic radiolarians from the Taurus Mountains and Ankara region, Turkey. *Geologisch-Paläontologisch Mitteilungen Innsbruck, Sonderband*, 5: 1-296.
- THORKELOSON, D. J., MORTENSEN, J. K., MARSDEN, H. & TAYLOR, R. P. 1995. Age and tectonic setting of Early Jurassic episodic volcanism along the northeastern margin of the Hazelton Trough, northern British Columbia. In: D. M. MILLER & C. BUSBY (szerk.), *Jurassic Magmatism and Tectonics of the North American Cordillera*. Geological Society of America Special Paper 299, pp. 83-94.
- TIPPER, H. W. & GUEX, J. 1994. Preliminary remarks on the Hettangian ammonite succession in Queen Charlotte Islands, British Columbia. *Geobios Mémoire Spécial*, 17: 477-483.
- TIPPER, H. W., CARTER, E. S., ORCHARD, M. J. & TOZER, E. T. 1994. The Triassic-Jurassic (T-J) boundary in Queen Charlotte Islands, British Columbia defined by ammonites, conodonts and radiolarians. *Geobios Mémoire Spécial*, 17: 485-492.
- TOZER, E. T. 1971. One, two or three connecting links between Triassic and Jurassic ammonoids? *Nature*, 232: 565-566.
- TOZER, E. T. 1980. Latest Triassic (Upper Norian) ammonoid and Monotis faunas and correlations. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 85: 843-846.
- TOZER, E. T. 1981. Triassic Ammonoidea: Classification, evolution, and relationship with

- Permian and Jurassic forms. In: M. R. HOUSE & J. R. SENIOR (szerk.), *The Ammonoidea*. Systematics Association Special Publication 18, pp. 46-100.
- TREMOLADA, F., VAN DE SCHOOTBRUGGE, B. & ERBA, E. 2005. Early Jurassic schizosphaerellid crisis in Cantabria, Spain: Implications for calcification rates and phytoplankton evolution across the Toarcian oceanic anoxic event. *Paleoceanography*, 20: Art. No. PA2011.
- VADÁSZ, E. 1910. A Duna-balparti idősebb rögök őslénytani és földtani viszonyai. *Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve*, 18: 101-171.
- VAN DE SCHOOTBRUGGE, B., BAILEY, T. R., ROSENTHAL, Y., KATZ, M. E., WRIGHT, J. D., MILLER, K. G., FEIST-BURKHARDT, S. & FALKOWSKI, P. G. 2005a. Early Jurassic climate change and the radiation of organic-walled phytoplankton in the Tethys Ocean. *Paleobiology*, 31: 73-97.
- VAN DE SCHOOTBRUGGE, B., MCARTHUR, J. M. AND BAILEY, T. R. 2005b. Toarcian oceanic anoxic event: An assessment of global causes using belemnite C isotope records. *Paleoceanography*, 20: Art. No. PA3008
- VETŐ, I., DEMÉNY, A., HERTELENDI, E. & HETÉNYI, M. 1997. Estimation of primary productivity in the Toarcian Tethys – A novel approach based on TOC, reduced sulphur and manganese contents. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 132: 355-371.
- VISSCHER, H. & BRUGMAN, W. A. 1981. Ranges of selected palynomorphs in the Alpine Triassic of Europe. *Reviews of Palaeobotany and Palynology*, 34: 115-128.
- VÖRÖS, A. 1993. Jurassic brachiopods from the Bakony Mts. (Hungary): Global and local effects on changing diversity. In: J. PÁLFY & A. VÖRÖS (szerk.), *Mesozoic Brachiopods of Alpine Europe*. Hungarian Geological Society, Budapest, pp. 179-187.
- VÖRÖS, A. 2002. Victims of the Early Toarcian anoxic event: the radiation and extinction of Jurassic Koninckinidae (Brachiopoda). *Lethaia*, 35: 345-357.
- WALKDEN, G., PARKER, J. & KELLEY, S. 2002. A Late Triassic impact ejecta layer in southwestern Britain. *Science*, 298: 2185-2188.
- WARD, P. D., HAGGART, J. W., CARTER, E. S., WILBUR, D., TIPPER, H. W. & EVANS, T. 2001. Sudden productivity collapse associated with the Triassic-Jurassic boundary mass extinction. *Science*, 292: 1148-1151.
- WARD, P. D., GARRISON, G. H., HAGGART, J. W., KRING, D. A. & BEATTIE, M. J. 2004. Isotopic evidence bearing on Late Triassic extinction events, Queen Charlotte Islands, British Columbia, and implications for the duration and cause of the Triassic/Jurassic mass extinction. *Earth and Planetary Science Letters*, 224: 589-600.
- WEEDON, G. P. & JENKYN, H. C. 1999. Cyclostratigraphy and the Early Jurassic timescale: Data from the Belemnite Marls, Dorset, southern England. *Geological Society of America Bulletin*, 111: 1823-1840.
- WEEDON, G. P., JENKYN, H. C., COE, A. L. & HESSELBO, S. P. 1999. Astronomical calibration of the Jurassic time-scale from cyclostratigraphy in British mudrock formations. *Philosophical Transaction of the Royal Society, London, A*, 357(1757): 1787-1813.
- WEISSERT, H., LINI, A., FÖLLMI, K. B. & KUHN, O. 1998. Correlation of Early Cretaceous carbon isotope stratigraphy and platform drowning events: a possible link? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 137: 189-203.
- WHITE, R. V. & SAUNDERS, A. D. 2005. Volcanism, impact and mass extinctions: incredible or credible coincidences? *Lithos*, 79: 299-316.
- WIGNALL, P. B. 2001. Large igneous provinces and mass extinctions. *Earth-Science Reviews*, 53: 1-33.
- ZACHOS, J. C., ARTHUR, M. A. & DEAN, W. E. 1989. Geochemical evidence for suppression of pelagic marine productivity at the Cretaceous/Tertiary boundary. *Nature*, 337: 61-64.
- ZIEGLER, P. A. 1990. *Geological atlas of western and central Europe*. Shell International Petroleum, The Hague.



Pálffy József (44) geológus és paleontológus, saját meghatározása szerint földtörténész. A Magyar Tudományos Akadémia és a Magyar Természettudományi Múzeum Paleontológiai Kutatócsoportjának tudományos főmunkatársa. Tanulmányai és munkássága megoszlanak Magyarország és Kanada között. A triász és jura időszi őslénytani kutatásaiból kiindulva érdeklődése mindinkább a Föld és az élet történetének összefonódó, kulcsfontosságú eseményei, a múltbeli környezeti krízisek és tömeges kihalások felé irányul. Az összetett kérdések sokoldalú válaszokat igényelnek, amihez az őslénytani vizsgálatok mellett együttműködő geokronológus és geokémikus munkatársaitól kölcsönöz módszereket. A triász végi eseményeket vizsgáló hazai és nemzetközi kutatási projektek vezetője.

A triász végi és a kora jura tömeges kihalás az Általános Földtani Szemle Könyvtára monográfia-sorozat indító kötete. A szerző sikerrel megvédett MTA doktori értekezésének szerkesztett változatában a mezozoikum földtörténetének két izgalmas epizódját mutatja be. Saját kutatási eredményeit ötvözi a nemzetközi szakirodalomban megjelent adatokkal és elméletekkel. Áttekintést ad a két kihalási esemény időbeli keretéről, a legfontosabb ősmaradványcsoportok fejlődéstörténetéről és a változatos módszerekkel nyomon követhető környezeti változásokról. Léptékében az egyes szelvények vizsgálatától a globális adatbázisokon alapuló következtetésekig jut el. A triász végi és a kora jura események oknyomozása során több, egymással versengő elméletet ütköztet. Mai ismereteink alapján mindkét krízis környezeti és élővilágbeli eseménysorát legvalószínűbben egyidejű, rendkívüli mértékű vulkáni tevékenység idézhette elő. A kötetet a földtörténet iránt érdeklődő geológus és biológus szakemberek és egyetemi hallgatók számára ajánljuk, mint a téma magyar nyelven újszerű összefoglalását.



Hantken Kiadó
Budapest, 2006

ISBN 963 87015 1 X



968 963 870 151 0