

UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI PADOVA

Dipartimento di Geoscienze

Tesi di laurea magistrale in GEOLOGIA E GEOLOGIA TECNICA

**ANALISI GEOCHIMICHE ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) ATTORNO AL LIMITE
NORICO-RETICO DEL BACINO LOMBARDO (ALPI
BERGAMASCHE)**

Relatore: Dr. Manuel Rigo

Correlatore: Dr.ssa Mariachiara Zaffani

Laureando: Marco Michellini

ANNO ACCADEMICO 2015/2016

Indice

<i>Abstract</i>	5
Introduzione.....	6
1 Metodologia.....	7
1.1 Campionamento delle rocce in affioramento.....	7
1.2 Procedura di laboratorio.....	7
2 Il Triassico.....	11
2.1 Panoramica sul Triassico.....	11
2.2. <i>Record</i> isotopico del Triassico in breve.....	13
3 Inquadramento geologico.....	14
4 Biostratigrafia a conodonti e radiolari.....	18
4.1 Conodonti e radiolari tardo triassici.....	18
4.2 Biostratigrafia del bacino Lombardo.....	20
5 Analisi del $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ del bacino Lombardo.....	21
6 Discussione.....	24
6.1 Posizionamento del limite Norico-Retico nella sezione di Brumano....	24
6.2 Correlazione bio-chemostratigrafica del limite Norico-Retico tra la sezione di Brumano-Italcementi e la sezione di Pignola-Abriola (Bacino di Lagonegro, Sud Italia).....	25
6.3 Correlazione bio-chemostratigrafica del limite Norico-Retico tra la sezione Brumano-Italcementi e sezioni extra-tetidee nordamericane.....	26
6.4 Limite Triassico-Giurassico.....	36
6.5 <i>Shift</i> negativo di metà Retico.....	38
7 Interpretazioni sulle possibili cause degli <i>shift</i> negativi del $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, sezione Brumano-Italcementi.....	39
7.1 Limite Triassico-Giurassico.....	40
7.2 Limite Norico-Retico.....	42
7.3 <i>Shift</i> negativo di metà Retico.....	45

7.4 La CAMP come causa degli effetti osservati.....	46
Conclusioni.....	49
Ringraziamenti.....	52
Appendice.....	53
Bibliografia.....	57

Abstract

The stratigraphic successions of Brumano-Italcementi and Malanotte Formation (Bergamasc Alps, northern Italy) were investigated with the aid of chemostratigraphical analyses of $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$. The successions belong to the Lombard Basin with a time-scale ranging between the Norian-Rhaetian (NRB) and the Triassic-Jurassic boundaries (TJB).

The outcoming isotopic curve of $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ shows a prominent isotopic excursion around the Norian-Rhaetian boundary (at the base of the Zu2 Member, minimum of $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}} = -27,86\text{‰}$). In the early Rhaetian the isotopic curve returns to background values ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}} = \text{ca. } -25,75\text{‰}$), but in the middle Rhaetian a strong negative shift within the Zu3a Member (minimum of $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}} = -28,13\text{‰}$) can be noted. Eventually, around the TJB another drop is showed, reaching the minimum value at the Hettangian base (within the base of the Malanotte Formation, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}} = -28,75\text{‰}$).

These three major $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ shifts were correlated with those of other Tethyan sections (Pignola-Abriola section, Lagonegro Basin, southern Italy) and extra-Tethyan sections (Queen Charlotte Islands, British Columbia, Canada). On the basis of these bio-chemostratigraphic correlations, the global occurrence of the three major $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ shifts was demonstrated, therefore a common global cause can be thought.

Negative $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ global excursions are caused by a ^{12}C enrichment in the ocean-atmosphere system, likely related to: primary productivity drops, decrease in organic carbon burial rate, gas hydrates dissociations from ocean bottoms, and volcanogenic CO_2 giant ejections linked to the emplacement of magmatic provinces. We propose the probable emplacement of a huge magmatic province as the cause of these shifts, likely ascribed to the activity of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP).

Introduzione

L'obiettivo di questa tesi è correlare e caratterizzare da un punto di vista geochimico le sezioni di Brumano, Italcementi e la Formazione della Malanotte, nelle Alpi Bergamasche. Le sezioni studiate appartengono al Bacino Lombardo ed hanno età comprese tra il Norico Superiore e l'inizio dell'Hettangiano (Triassico Superiore-Giurassico).

Sono state eseguite misurazioni sulla composizione isotopica del $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ di 188 campioni, tra cui calcari, marne e argille. Questi dati sono stati poi confrontati con altre curve del $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ presenti in letteratura scientifica, riguardanti sezioni Tetidee ed extra-Tetidee, per interpretazioni paleoclimatologiche e paleoambientali. Queste hanno evidenziato una catena di eventi a livello globale scaturita probabilmente dalla messa in posto di una grande provincia magmatica attorno al limite Norico-Retico.

1 Metodologia

1.1 Campionamento delle rocce in affioramento

Per le analisi del carbonio organico sono stati raccolti 88 campioni dalla sezione di Brumano, 75 dalla sezione di Cava Italcementi, e 25 dalla Formazione della Malanotte, per un totale di 188 campioni. I campioni sono stati selezionati evitando il campionamento di porzioni alterate e/o bioturbate. Per evitare ulteriori contaminazioni, durante il campionamento sono stati indossati guanti in lattice.

1.2 Procedura di laboratorio

La preparazione dei campioni in laboratorio prevede diverse fasi:

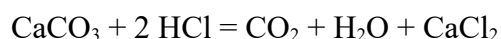
- 1) selezione dei campioni da macinare
- 2) pulizia e lavaggio dei campioni
- 3) essiccazione dei campioni lavati in forno
- 4) macinazione in mortaio d'agata
- 5) acidificazione a freddo con acido cloridrico diluito al 10%
- 6) neutralizzazione
- 7) essiccazione in forno

Ogni campione da macinare viene selezionato accuratamente, scartando eventuali frammenti bioturbati e/o alterati. In seguito i campioni sono lavati in acqua deionizzata ed essiccati in forno per una notte a 40°C.

I campioni essiccati sono macinati in mortaio d'agata fino ad ottenere una polvere impalpabile (taglia cipria). La polvere ottenuta viene trasferita in opportune provette (*falcon*) e boccette siglate.

Il lavaggio accurato in acqua deionizzata, la pulizia degli strumenti utilizzati e l'uso dei guanti in lattice prevengono la possibile contaminazione incrociata dei campioni.

L'acidificazione con acido cloridrico diluito al 10% consente di concentrare la materia organica del campione, eliminando la componente carbonatica inorganica della roccia, secondo la reazione:



Come si vede dalla reazione sopra riportata, il carbonio inorganico contenuto nel carbonato di calcio si trasforma in anidride carbonica e degassa dalla soluzione.

Ogni *falcon* è perciò riempita con ca. 50 ml di acido cloridrico 10% ed è lasciata reagire sotto cappa aspirante per almeno una notte, in maniera da assicurare la completa reazione di acidificazione e garantire così la completa degassazione della componente carbonatica inorganica.

Al termine della reazione di acidificazione i provini sono stati neutralizzati e riportati ad un pH compreso tra 5 e 6. La reazione di neutralizzazione prevede il risciacquo del residuo in acqua deionizzata, che viene ripetuto fino a raggiungere il pH desiderato. Una volta riportati a pH neutro tutti i provini sono stati essiccati in forno a 40°C per 24 ore.



Fig.1.1: Dettaglio del piano di lavoro: box contenente i campioni, mortaio d'agata, box contenente le *falcon*.



Fig.1.2: Cappa aspirante per l'operazione di acidificazione dei campioni

2 Il Triassico

2.1 Panoramica sul Triassico

Durante il periodo Triassico, la Terra era suddivisa in un super-continente, la Pangea, in un super-oceano, la Panthalassa e un golfo oceanico profondo all'interno del supercontinente, la Tetide (Lucas et al., 2010). Il Triassico fu caratterizzato da un contesto climatico di tipo arido o semiarido (Preto et al., 2010; Rigo et al., 2012): estrema continentalità, dalle estati calde e dagli inverni freddi (Robinson, 1973; Kutzbach and Gallimore, 1989).

Le enormi dimensioni della Pangea controllavano la circolazione atmosferica e limitavano l'effetto mitigante della Panthalassa; il forte contrasto tra queste gigantesche masse di terra e di acqua provocò un intenso regime monsonico, specialmente nella regione della Tetide.

Le conseguenze climatiche di questi mega-monsooni si riscontrano in: piogge abbondanti ed estremamente stagionali, concentrate nei periodi estivi nell'emisfero nord; una regione equatoriale relativamente arida rivolta verso la Tetide occidentale e situata nella parte orientale della Pangea (Parrish, 1993).

Durante il Triassico Inferiore venivano mantenute le dure condizioni serra riscontrate nel tardo Permiano, ciò che caratterizzò le associazioni di flora e fauna della base di questo periodo, e che probabilmente causò il primo evento di estinzione di massa (fine Permiano).

Il Triassico medio è caratterizzato da un cambiamento climatico dovuto a fenomeni umidi, come il *Carnian Pluvial Event*: evento di spinte precipitazioni piovose documentate a livello globale. Tra le varie ipotesi formulate per spiegare questi episodi si annoverano le seguenti: la forte attività eruttiva di una grande provincia magmatica; cambiamenti nella circolazione atmosferico-oceanica dovuti ad attività tettonica; e un massimo nella attività monsonica dovuto al culmine

della aggregazione delle placche.

Secondo vari autori (Robinson, 1973; Wang, 2009), il Triassico Superiore fu marcato da una massima espressione del clima monsonico. Associati a questo cambio climatico ci furono una serie di cambiamenti ambientali e di *turnover* biotico (Simms and Ruffel, 1989-1990; Simms et al., 1995). Nella Tetide occidentale ciò coincise con la scomparsa delle piattaforme carbonatiche di tipo "rimmed" e con un eccezionale *input* di materiale silicilcastico grossolano in bacino.

Tra questi episodi di crisi biotica, l'estinzione di fine Triassico (ETE) a 201,4 Ma è considerata una tra le più grandi estinzioni di massa di sempre ed è legata ad una importante escursione negativa del carbonio isotopico. Le gigantesche eruzioni della CAMP (*Central Atlantic Magmatic Province*) sono state imputate come causa della ETE. Whiteside et al. (2010), mostra che gli isotopi del carbonio provenienti da resti di materiali organici rinvenuti in rocce lacustri del Nord America intercalate con i basalti della CAMP presentano caratteristiche simili a campioni di rocce provenienti da St. Audrie's Bay, Inghilterra. Basandosi su questi risultati, l'estinzione di fine Triassico sarebbe incominciata simultaneamente in contesti marini e terrestri appena prima della messa in posto dei più vecchi basalti nordamericani e contemporaneamente con le più antiche eruzioni del Marocco, con il super effetto serra e con la crisi di biocalcificazione marina (van de Schootebrugge et al., 2007).

L'inizio delle eruzioni della CAMP è inoltre segnato da escursioni negative nel *record* del $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (dati provenienti da Newark, Hartford e St. Audrie's Bay) e ciò suggerirebbe un *input* massivo di CO_2 isotopicamente impoverita. L'interpretazione offerta da Whiteside et al. (2010) fornisce un'evidenza diretta sull'ipotesi che l'eruzione di gigantesche province basaltiche causò la catastrofe climatica scatenando così una grande estinzione di massa.

2.2 Record isotopico del Triassico in breve

Il record isotopico del carbonio per il Sistema Triassico è piuttosto complesso e comincia con una escursione negativa al di sotto della base del sistema. I seguenti 4-6 My dell'intervallo Triassico Inferiore sono contrassegnati da instabilità isotopica, con escursioni positive e negative, continuando attraverso la base del Triassico Medio. A differenza del Triassico Inferiore, la maggior parte del Triassico Medio-Superiore mostra un relativa stabilità isotopica, con valori crescenti del $\delta^{13}\text{C}$ che probabilmente riflettono una ripresa ambientale e un crescente immagazzinamento di carbonio organico in ambienti terrestri. La parte sommitale del Triassico è marcata da un'escursione negativa pronunciata vicino al limite superiore del Sistema. Le cause delle varie escursioni sono ancora oggetto di investigazione, in particolare quelle ai limiti di Sistema. Tra i meccanismi suggeriti che perturbarono il ciclo globale del carbonio e che forzarono le estinzioni di massa si annoverano: emissioni di gas durante attività vulcanica, cambiamenti nella produttività, anossia oceanica e fughe di metano dal fondale marino (Lucas, 2010).

La maggior parte del record del Triassico Medio-Superiore è stabile e caratterizzato da un $\delta^{13}\text{C}$ crescente. Ciò riflette probabilmente un aumento nel seppellimento del carbonio organico in ambiente terrestre. Una pronunciata escursione negativa nel Retico superiore potrebbe essere risultata dalla combinazione di un forte degassamento durante le eruzioni della CAMP, dal collasso della produttività primaria, e dal rilascio di clatrati dovuto ad un aumento delle temperature medie degli oceani del Triassico superiore (Lucas, 2010).

3 Inquadramento geologico

Le sezioni di Brumano, Italcementi e Malanotte affiorano a sud delle Alpi Bergamasche, vicino alla località Val Imagna (provincia di Bergamo, Lombardia). Le successioni studiate rappresentano un intervallo di tempo compreso tra la fine del Triassico e l'inizio del Giurassico e appartenevano originariamente al bacino Lombardo, nella Tetide occidentale. La sequenza stratigrafica (spessore 1,5 km circa) testimonia l'evoluzione tettonica del Bacino Lombardo che culminò nell'apertura della Tetide Alpina durante il Giurassico inferiore. La sequenza è caratterizzata da un'associazione di *litofacies* carbonatiche e silicoclastiche sviluppatesi prevalentemente su un sistema deposizionale di rampa, organizzate secondo una ciclicità sedimentaria ben evidente. Le sezioni studiate appartengono alle Formazioni dei Calcari di Zu e di Malanotte.

Il Calcare di Zu inferiore (Membro Zu1) spesso dai 200 ai 500 m, è caratterizzato da un aumento nel contenuto di fossili e da intercalazioni marnose (da 7 a 20 m). Sottili lenti bioclastiche alternano comunemente marne e calcari marnosi: i fossili più comuni sono bivalvi, echinoidi e brachiopodi. Le *microfacies* consistono in *mudstone* bioturbati, *wackestone* e rari *packstone* intrabioclastici con foraminiferi (*Aulotortus* spp., *Agathammina* spp., *Glomospirella* spp., e raramente anche *Trasina* sp.). Nel membro Zu1 di Valle Imagna sono presenti almeno due orizzonti, caratterizzati da carbonati con cavità, pseudomorfi evaporitici (con sostituzioni a calcedonio, celestina e feldspato) e stromatoliti planari. Sono ben sviluppati cicli simmetrici e asimmetrici (dai 3 a oltre 30 m di spessore). *Floatstone* intraclastici con scaglie argillose (con bioturbazione meno comune) marcano il tetto di alcuni cicli. La parte superiore dello Zu1 documenta un

ulteriore aumento di carbonato e un *trend* di tipo *shallowing/shoaling*. Le associazioni palinologiche sono sempre caratterizzate da un'alta proporzione di materia organica continentale (miospore) e da una percentuale medio-bassa di AOM (Jadoul et al., 1994; 2004). Le associazioni di palinoforni, *litofacies* e *microfacies* dello Zu1 identificano ambienti prevalentemente subtidali di bassa energia. I fondali marini erano ben ossigenati e la deposizione di fango carbonatico era ancora associata con l'*input* terrigeno periodico. Il fango carbonatico veniva prodotto *in situ* nella parte medio-esterna della rampa carbonatica ed era asportato verso il bacino durante le progradazioni regionali della piattaforma carbonatica.

Lo Zu2 rappresenta una successione di piattaforma carbonatica, che si diffuse attraverso il bacino Lombardo con *facies* e spessori differenti, per cui risulta utile come *marker* stratigrafico (dai 50 ai 100 m di spessore). Nella Lombardia centro-occidentale l'organizzazione delle *litofacies* documenta l'evoluzione di una piattaforma carbonatica progradante. Il *pattern* di *stacking* delle *litofacies* identifica alcuni tra i maggiori cicli (15-20 m), con *trend* verso l'alto di tipo *shallowing/shoaling*, registrato localmente da *facies* peritidali a *fenestreae*, limestone dolomitizzati, e da *grainstone* stromatolitici e oolitici.

I carbonati sono stati depositati prevalentemente al di sotto della base d'onda e consistono in *wackestone/mudstone* bioturbati subtidali con *framestone* a coralli dispersi (*Rethiophyllia* spp., presente anche in orizzonti marnosi), *packstone* a foraminiferi, *bafflestone* con spugne calcaree e porostromata (Lakew, 1990). Alla base dei cicli sono comuni calcareniti bioclastiche localmente ricche in echinoidi.

Il trend verso l'alto di *shallowing* al top dello Zu2 rappresenta la progradazione del sistema di rampa interna caratterizzato da *facies* dolomitizzate oolitiche e a peloidi, finendo con una *disconformity* al tetto. I due episodi di arricchimento carbonatico rappresentati da Zu1 e Zu2 possono entrambi essere correlati a un *input* terrigeno diminuito e ad una produzione carbonatica accresciuta, probabilmente connessa a fluttuazioni del livello marino.

L'unità Zu3 si presenta in tutte le Alpi bergamasche e registra un nuovo ciclo trasgressivo-regressivo sviluppato lungo una rampa carbonatica medio-interna, caratterizzata da un *input* ciclico di terrigeno fine. Lo spessore del membro Zu3 varia da 120 ad oltre 200 m.

Tre litozone sono state riconosciute, ognuna delle quali rappresenta un diverso *stage* evolutivo del sistema di rampa de posizionale:

- Lo Zu3a consiste in calcari marnosi spessi 7,5-15 m, e in cicli asimmetrici con *trend* verso l'alto di tipo *shallowing/coarsening* che mostrano locali croste di ossidi di ferro al *top* dei banchi carbonatici, e rare *facies* evaporitiche all'interno degli orizzonti marnosi basali;

- Lo Zu3b è rappresentato da marne grigio-verdastre e da *black shale* marnose che sfumano verso calcari marnosi micritici. Le *facies* evaporitiche all'interno della parte mediana dei cicli caratterizzano spesso l'associazione di *facies* di rampa intermedia nelle aree a minor subsidenza (Monte Albenza).

- Lo Zu3c corrisponde alla parte calcarea superiore (40-50 m di spessore) della successione (secondo *marker* di carbonato corallino), registrando la seconda progradazione regionale della piattaforma carbonatica (associazione di *facies* di rampa interna) con *patch-reef* ed evidenze locali di diagenesi metoeroica (Lakew, 1990).

Le *palinofacies* dello Zu3 mostrano un'alta quantità totale di materia organica. La percentuale di detrito organico continentale è alta (miospore). Nella parte superiore del membro Zu3c è registrato un aumento nella quantità di materia organica marina (cisti dinoflagellati, resti di foraminiferi e spore algali). La AOM è generalmente da poco preservata ad assente. La disposizione della *facies* e delle *palinofacies* indica condizioni generali di buona ossigenazione dell'ambiente deposizionale. In tali condizioni il buon tasso di preservazione di particolato organico è indicativo di un alto tasso di sedimentazione. Il rapido aumento delle sporomorfè xerofitiche e la diminuzione della AOM suggeriscono un passaggio verso condizioni climatiche più calde e secche, durante la deposizione della

porzioni superiore del Calcare di Zu (Jadoul et al., 1994; 2004). Il *top* dello Zu3c è marcato da una *paraconformity*, interpretata come una *unconformity* di annegamento regionale al tetto dell'ultima piattaforma progradante di Zu.

La Formazione della Malanotte consiste di 15-30 m di calcari micritici finemente stratificati, poveri in fossili. Rappresenta un *marker* stratigrafico regionale nella Lombardia centrale sviluppatasi tra due unità carbonatiche di acqua bassa (membro Zu3 e Formazione di Albenza – dolomia a *Conchodon Auctorum* – Jadoul and Galli, 2008). Alla base della Formazione, sono presenti bioturbazioni e piccoli *slump* sulle superfici di strato, mentre al tetto sono presenti calcareniti fini oolitiche-bioclastiche alternate con *mudstone* a spicule di spugne, rari radiolari e piccoli noduli di *chert*. L'evoluzione delle *litofacies* documenta una rilevante trasgressione, con associazioni di *facies* di rampa carbonatica esterna alla base e una graduale transizione (spostandoci verso il tetto) verso ambienti di piattaforma più superficiale. La risalita relativa del livello marino e i bassi tassi di sedimentazione hanno controllato la deposizione della Formazione della Malanotte ed hanno creato lo spazio di accomodamento per la progradazione della piattaforma di Albenza. Studi palinologici e sugli isotopi del carbonio hanno reso possibile il posizionamento del limite T/J alla base di questa Formazione (Galli, 2002; Galli et al., 2005; 2007).

4 Biostratigrafia a conodonti e radiolari

4.1 Conodonti e radiolari tardo triassici

I conodonti compaiono nel Paleozoico Medio, e subito si caratterizzano per la loro utilità nel definire possibili *Global Stratotype Section and Points (GGSP)*, tra cui quelli del Triassico. Sebbene non ci siano negazioni per il ruolo cruciale degli ammonoidi negli studi sulla scala temporale del Triassico, i conodonti rappresentano utili strumenti di correlazione grazie alla loro grande abbondanza, alla loro grande distribuzione e alla resistenza alla diagenesi. Dunque, possono spesso fornire un continuo *record* strato su strato, e si ritrovano in una grande varietà di strati rappresentanti *habitat* marini, da ambienti di oceano profondo ad ambienti di piattaforma carbonatica superficiale, così come in rocce metamorfosate fino al grado di scisti verdi. Chiaramente, come molti altri fossili comuni, non offrono alcuna soluzione per fini di datazione e di correlazione riguardanti strati non marini (Orchard et al., 2007).

In particolare, il posizionamento del limite Norico-Retico, oggetto di studio di questa tesi, è basato sull'evoluzione di *Misikella posthernsteini* nella Tetide, assieme a contemporanei cambiamenti rinvenuti con *Epigondolella*, in Nord America. Alcuni autori considerano la comparsa (*FO, First Occurrence*) della specie *Misikella posthernsteini* come *taxa* utile per definire il limite Norico-Retico nelle regioni Tetidee (Krystyn et al. 2007 b). Tuttavia, in America Settentrionale, i conodonti del genere *Misikella* sono rari e *M. posthernsteini* in particolare appare in intervalli stratigrafici più giovani rispetto alle regioni Tetidee. Di conseguenza, questo conodonte non è un buon fossile-guida per correlazioni a scala globale.

Il Norico-Retico è stato studiato da Carter (1990, 1993) nelle Queen Charlotte Islands (Canada) sulla base del contenuto in radiolari. Basandosi su associazioni unitarie, Carter (1993) ha diviso il Retico in due zone: 1) la zona *Proparvicingula moniformis*, che rappresenta il Retico inferiore, e 2) la zona *Globolaxtorum tozeri*, che rappresenta il Retico Superiore. Il cambiamento di specie più distintivo caratterizzante la base del Retico è la base della zona a radiolari *Proparvicingula moniformis* (Carter, 1993). Nelle Queen Charlotte Islands (Canada) questa zona a radiolari è correlata alla comparsa di *Epigondolella mosheri* Morfotipo A, mentre in California *Misikella posthernsteini* compare insieme ai radiolari della zona inferiore a *P. moniformis* (Orchard et al. 2007 d). Ciò quindi implica un'ampia equivalenza per la comparsa di *E. mosheri* e *M. posthernsteini* (Orchard, 2010; Giordano et al., 2010; Rigo et al., 2015).

4.2 Biostratigrafia del Bacino Lombardo

La sezione inferiore di Brumano contiene esemplari di conodonti, quali *Misikella posthernsteini* e *Misikella hernsteini* (Muttoni et al., 2010). Nella parte superiore della sezione di Brumano si può trovare anche *Misikella koessenensis*. La presenza simultanea di *M. posthernsteini* e *M. hernsteini* è caratteristica peculiare della Zona a *Misikella posthernsteini* che rappresenta la parte inferiore del Retico (Kozur and Mock, 1991), (Fig.6.2).

L'intervallo stratigrafico a cavallo tra il Membro Zu3c e le soprastanti sezioni di Italcementi e Formazione di Malanotte, contengono evidenze palinologiche del limite T/J. Il limite è stato posizionato all'interno di un orizzonte marnoso-argilloso alla base della formazione di Malanotte, caratterizzato da un marcata escursione negativa del carbonio isotopico, con valore del $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ pari quasi al -2‰ (Fig.6.1), tra la scomparsa del polline Retico (Triassico) *Rhaetipollis germanicus* (tipico del Membro Zu3c) e l'acme di *Kraeuselisporites reissingeri* associato con diagnostici pollini Hettangiani (Giurassici) tipici della Formazione di Malanotte (vedi Galli et al., 2005, 2007).

Pertanto il Retico si interpone tra il livello di prima comparsa di *Misikella posthernsteini* nella parte inferiore della sezione di Brumano e lo *shift* negativo del carbonio isotopico al limite T/J, nel settore delle Alpi Meridionali che corrisponde ad uno spessore di circa 490 m di ambiente marino superficiale (Muttoni et al., 2010).

5 Analisi del $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ del Bacino Lombardo

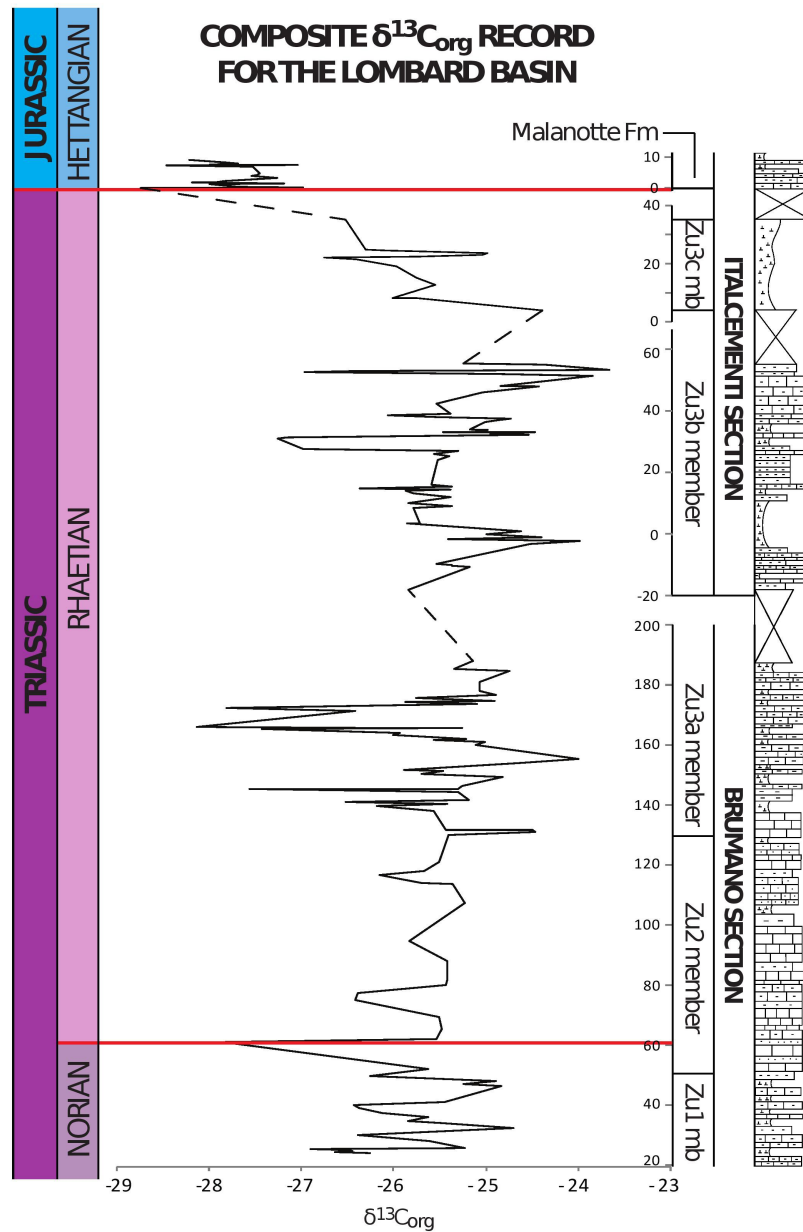


Fig. 5.1: Curva chemostratigrafica del $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$. Le linee rosse indicano i limite Norico-Retico, Triassico-Giurassico. A fianco sulla destra, la colonna stratigrafica semplificata rappresentante le litologie presenti, in particolare: calcari, calcari marnosi con sottili strati di argille e marne.

La sezione di Brumano è ripartita nei tre membri di Zu1 (da 24 m, campione Z158 a 46,3 m, campione Z175), Zu2 (da 47 m, campione Z177 a 130 m, campione Z201) e Zu3a (da 131 m, campione Z202 a 188 m, campione Z245), appartenenti alla Formazione dei Calcari di Zu (vedi tabella A in appendice).

La sezione di Italcementi è composta da due membri della Formazione dei Calcari di Zu: membro Zu3b (da -18,2 m, campione Z1, a 4 m, campione Zu 25-13), e membro Zu3c (da 8 m, campione Zu 21-13, a 24,8 m, campione Zu 4-13).

In ultimo, la Formazione della Malanotte, stratigraficamente più giovane della sezione Italcementi, è compresa tra 35 m (corrispondente al campione J 7-12) e 9,12 m (corrispondente al campione Z124).

La media dei valori di $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ottenuti è pari a -25,84‰, mentre i valori puntuali di ogni singolo campione sono compresi tra un minimo di -28,74‰ (campione Z101, Formazione di Malanotte) e un massimo di -23,67‰ (campione Z52, Membro Zu3b, sezione di Italcementi).

La base del *log* chemostratigrafico, all'interno del Membro Zu1 (Norico superiore) è segnata da un valore $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ iniziale pari a -26,26‰, m.24. A seguire, nell'intervallo tra il m.24 (campione Z158) e il m. 25,3 (campione Z162) i valori di $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ rimangono circa costanti, oscillando attorno ad un valore medio di -26,55‰. In corrispondenza del campione Z181 al m. 61, il segnale precipita drasticamente a -27,86‰, in coincidenza con il limite Norico-Retico, per poi ritornare rapidamente ai valori di *background* al m. 62 (campione Z182) con $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}} = -25,53\text{‰}$.

A partire dalla base del Retico fino al m. 130 (campione Z201, Membro Zu2) i campioni esaminati riflettono un segnale $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ circa costante. Il valore medio che caratterizza tale periodo è pari a -25,65‰ (*background*) per tutto il Membro Zu2. A seguire, si notano due *shift*: il primo, tra i m. 130-140 circa, con $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}} = -27,55\text{‰}$ e il secondo *shift* tra i m. 160 – 170 circa, con $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}} = -28,13\text{‰}$.

Dall'inizio del Membro Zu3b (m. -20) fino al m. 60 circa, la curva affronta un periodo di oscillazioni brusche ed ampie, in particolare si notano due picchi negativi: il primo con $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}} = -27,27\text{‰}$ al m. 31 (campione Z30) e il secondo

$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}} = -26,98\text{‰}$ al m. 52,6 (campione Z50).

A partire dalla base del Membro Zu3c fino alla base della Formazione della Malanotte, la curva del $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ riporta un importante *shift* negativo, passando da $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}} = -26,52\text{‰}$ a $-28,22\text{‰}$.

Dalla base della Malanotte fino al termine della sezione (m. 9,12, campione Z124) il segnale isotopico oscilla attorno ad un valore medio di $-27,77\text{‰}$.

6 Discussione

6.1 Posizionamento del limite Norico-Retico nella sezione di Brumano

Il limite Norico-Retico è stato fissato con il bioevento di comparsa di *Misikella posthernsteini* s.s. nella sezione inferiore di Costa Imagna (Muttoni et al., 2010; Fig. 6.2), all'incirca corrispondente al passaggio litologico tra le Formazioni di Argillite di Riva di Solto e Calcari di Zu. Dopo la revisione filogenetica del genere *Misikella*, in particolare tra le specie *Misikella hernsteini* e *M. posthernsteini* proposta da Giordano et al. (2010), la comparsa di *M. posthernsteini* s.s. è stata spostata più in alto nella successione di Costa Imagna, all'incirca tra i Membri Zu1 e Zu2 della Formazione dei Calcari di Zu (Maron et al., 2015). In Muttoni et al. (2010), infatti, la base del Retico era stata erroneamente fissata con la prima comparsa delle forme di transizione tra *M. hernsteini* e *M. posthernsteini*, e non con la comparsa di *M. posthernsteini* s.s..

Il segnale chemostratigrafico registrato nell'ambito di questa tesi (sezione Brumano) registra un prominente *shift* negativo al m. 61 con $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ pari a -27,86‰, in prossimità della base del Membro Zu2, campione Z181, e quindi verosimilmente in corrispondenza del limite Norico-Retico.

6.2 Correlazione bio-chemostratigrafica del limite Norico-Retico tra la sezione Brumano-Italcementi e la sezione di Pignola-Abriola (Bacino di Lagonegro, Sud Italia)

La sezione Pignola-Abriola è stata studiata nel lavoro Rigo et al. (2015). Nella sezione di Pignola-Abriola, il limite Norico-Retico è proposto al metro 44,4, coincidente con il picco negativo di circa 6‰ del $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$. Questo livello è collocato 50 cm sotto il *First Appearance Datum* del conodonte *Misikella posthernsteini*, alla base della biozona a radiolari *Proparvicingula moniliformis*. Sia lo *shift* negativo del $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ che il FAD di *Misikella posthernsteini* cadono all'interno della magnetozona MPA-5r a circa 205,7 Ma, in accordo con la correlazione magnetostratigrafica con la Newark APTS (*Astronomically calibrated Geomagnetic Polarity Time Scale*; Olsen et al., 2011), (Rigo et al., 2015).

Anche per il Bacino Lombardo è stato possibile identificare un importante *shift* negativo (picco a -27,86‰) di ampiezza pari a 2,33‰ in corrispondenza del limite Norico-Retico, come nella sezione di Pignola-Abriola.

Lo *shift* negativo del $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (in Brumano) è correlabile con lo *shift* isotopico negativo registrato al m. 45 della sezione tetidea di Pignola-Abriola (Bacino di Lagonegro), in corrispondenza dell'evento di comparsa di *Misikella posthernsteini* s.s., situato alla base della biozona a radiolari *Proparvicingula moniliformis*, (Fig.6.3, Maron et al., 2015; Rigo et al., 2015). Gli autori correlano inoltre l'escursione isotopica negativa al limite Norico-Retico con lo *shift* negativo del $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (picco negativo a circa -27.8‰) al m. 48 circa della sezione di Monte Volturino (Bacino di Lagonegro), livello situato alla base della biozona a *Proparvicingula moniliformis*, in un differente contesto deposizionale sotto la CCD (Giordano et al., 2011; Rigo et al., 2015).

6.3 Correlazione bio-chemostratigrafica del limite Norico-Retico tra la sezione Brumano-Italcementi e sezioni extra-tetidee nordamericane

Le correlazioni biostratigrafiche con *M. posthernsteini* s.s. sono piuttosto efficaci nelle regioni tetidee (Balini et al. 2010) ma, nella Panthalassa, questo conodonte risulta essere raro e compare in intervalli stratigrafici più recenti pertanto, per questi motivi, non può essere considerato un buon fossile guida utilizzabile per correlazioni a livello globale (Rigo et al., 2015). A livello chemostratigrafico, nelle sezioni di Lake Williston (Wignall et al. 2007) e Queen Charlotte Islands (Ward et al. 2001, 2004, Whiteside & Ward, 2010), British Columbia, Canada (Fig. 6.5) si notano due prominenti *shift* negativi del $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (circa -32‰ e -31‰ rispettivamente), corrispondenti con gli eventi di scomparsa del bivalve *Monotis* e di comparsa dell'ammonoide *P. amoenum* rispettivamente. Dato che la comparsa di *P. amoenum* in Nord America corrisponde con la comparsa di *M. posthernsteini* s.s. in Tetide, gli *shift* del $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ riconosciuti a Lake Williston e Queen Charlotte Islands sono correlabili sia con gli *shift* negativi riconosciuti nella sezione di Pignola-Abriola e Monte Volturino (Rigo et al., 2015), che con lo *shift* negativo del $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ della sezione Brumano (limite Norico-Retico). Lo *shift* negativo del $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ al limite Norico-Retico appare così un evento a scala globale.

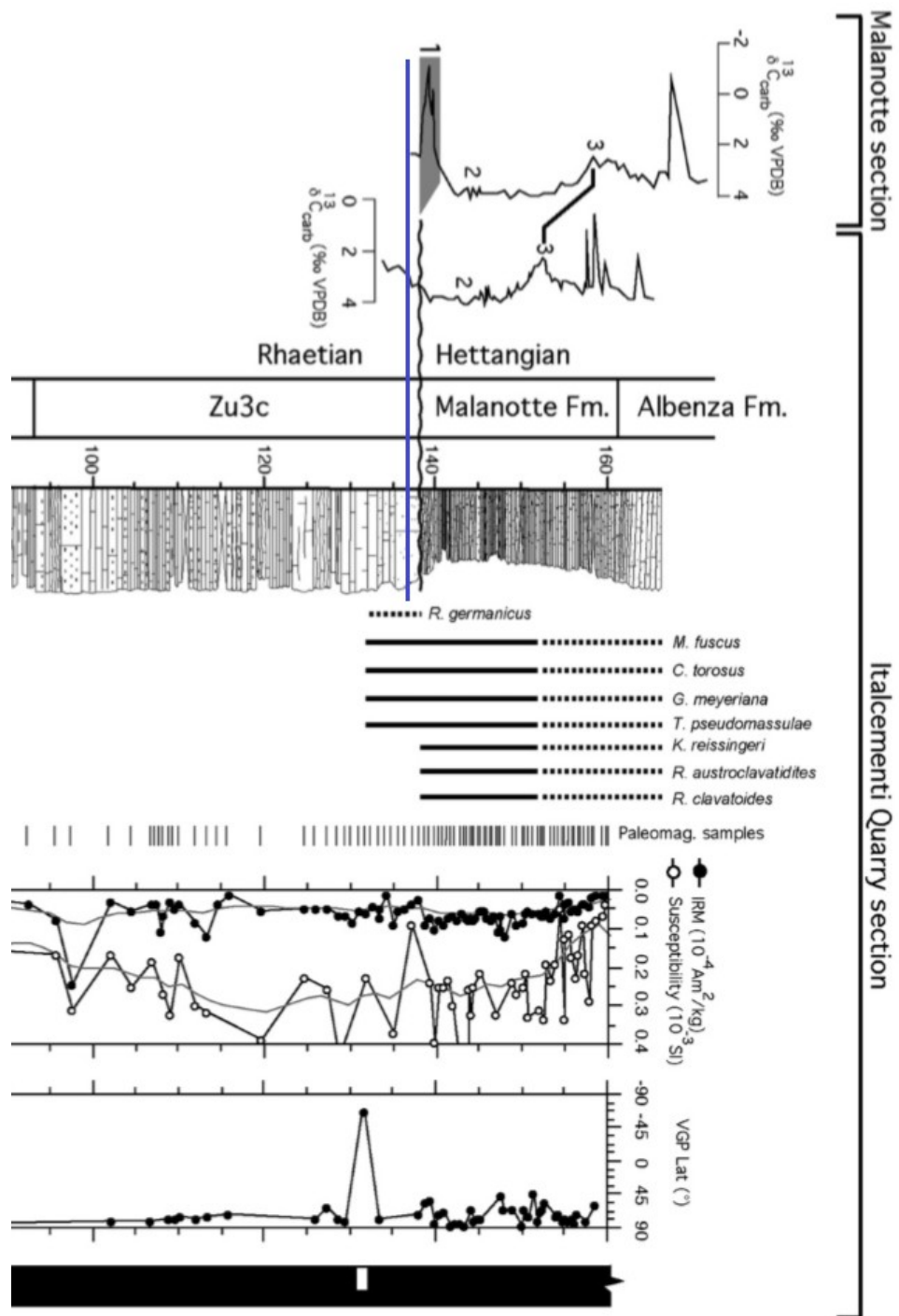


Fig. 6.1: da Muttoni et al., 2010. Corrispondenza tra lo *shift* negativo del $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ ed il limite Retico-Hettangiano.

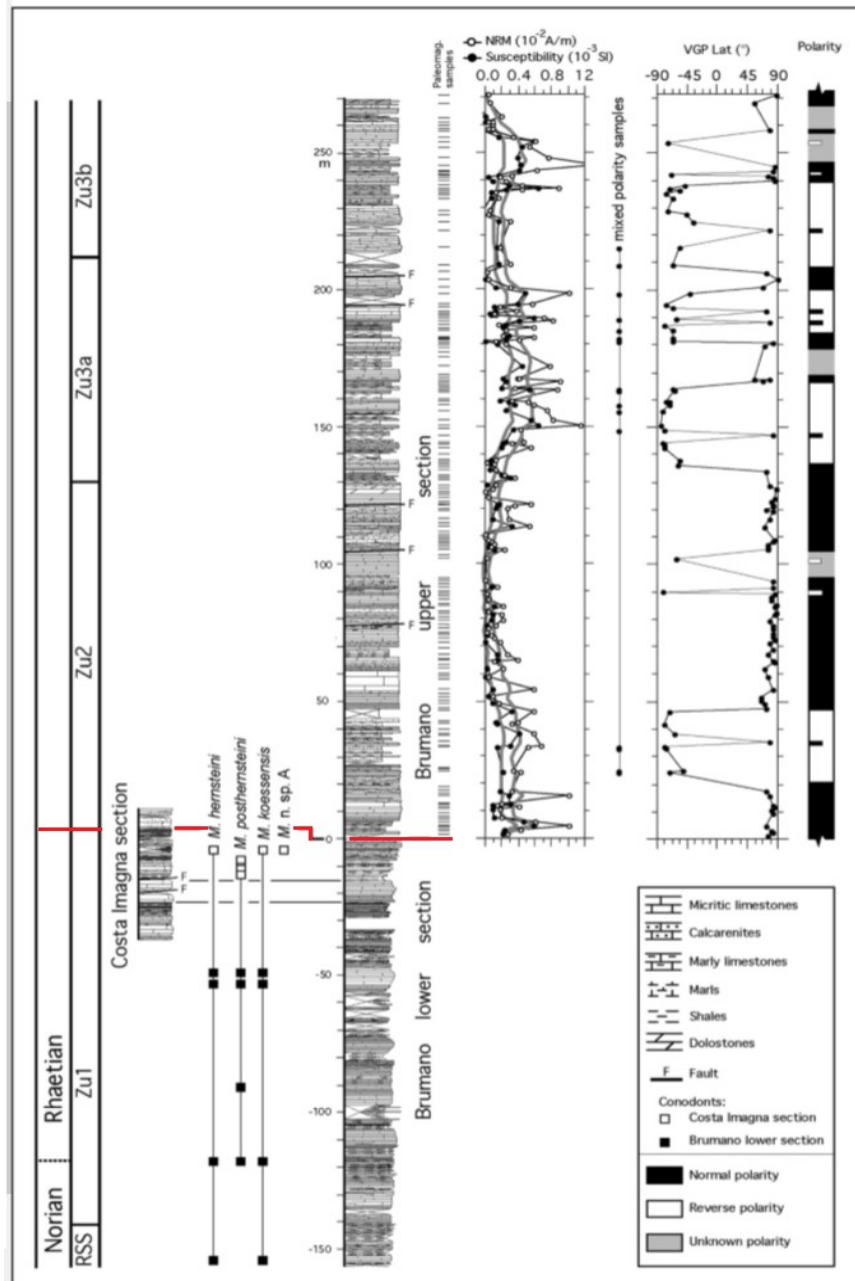


Fig.6.2: Da Muttoni et al., 2010. Correlazione delle sezioni di Brumano (inferiore e superiore) e di Costa Imagna. La sigla RSS denota le Argille di Riva di Solto. La linea rossa indica il posizionamento del limite Norico-Retico con l'evento di comparsa di *Misikella posthernsteini*,

rappresentata dai quadretti bianchi dopo la revisione tassonomica proposta da Giordano et al., (2010), sezione di Costa Imagna. Tale limite corrisponde ora con il passaggio litologico Zu1/Zu2 (Maron et al., 2014).

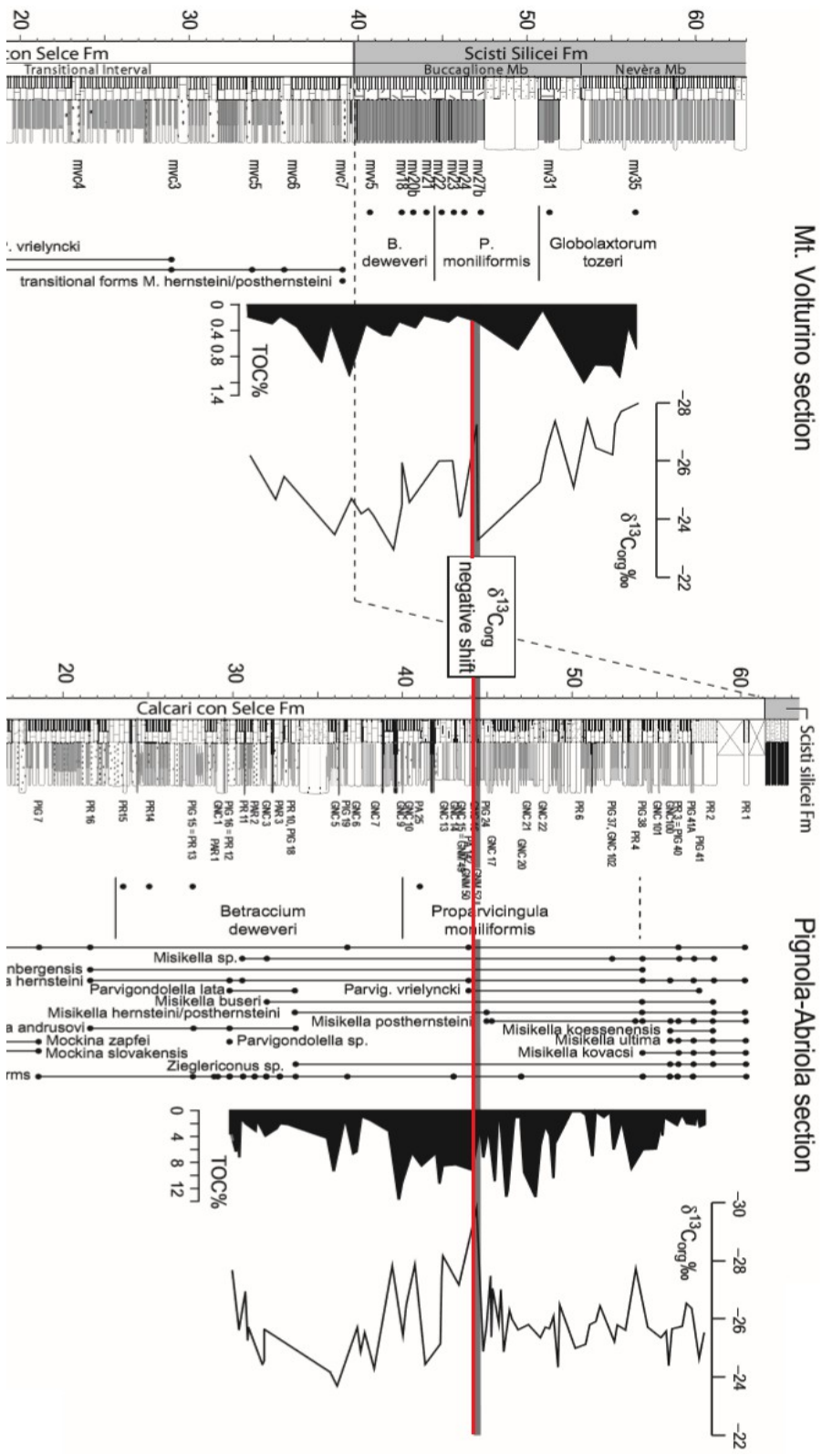


Fig.6.3: log stratigrafico, biostratigrafia a radiolari e a conodonti delle sezioni di Pignola-Abriola e Monte Volturino, da Rigo et al., 2015. La linea rossa indica la correlazione effettuata dagli autori tra gli *shift* negativi del $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ di entrambe le sezioni.

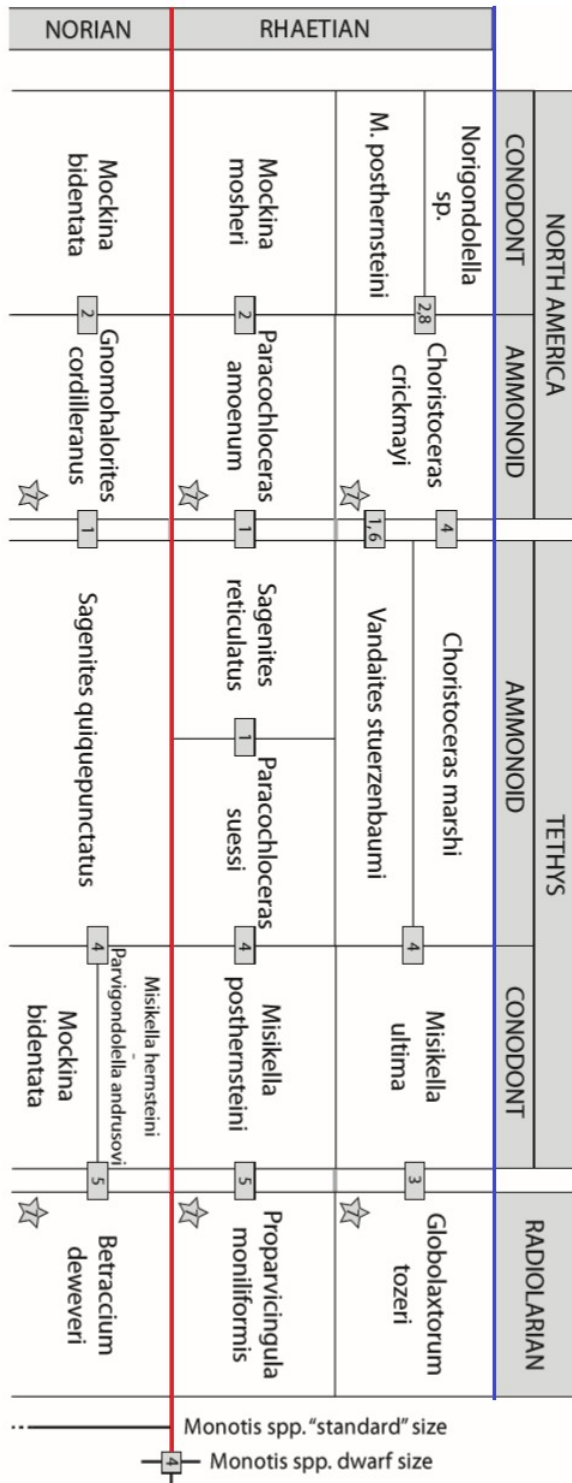


Fig. 6.4: da Rigo et al., 2015. Schema di correlazione biostratigrafica attorno al limite Norico-Retico; la linea rossa corrisponde con la base del Retico, mentre la linea blu corrisponde con il tetto del Retico. Riferimenti: 1. Dagys & Dagys (1994); 2. Orchard (1991); 3. Palfy et al. (2007); 4. McRoberts et al. (2008); 5. Giordano et al. (2010); 6. Whiteside & Ward (2011); 7. Carter (1993); 8. Orchard et al. (2007).

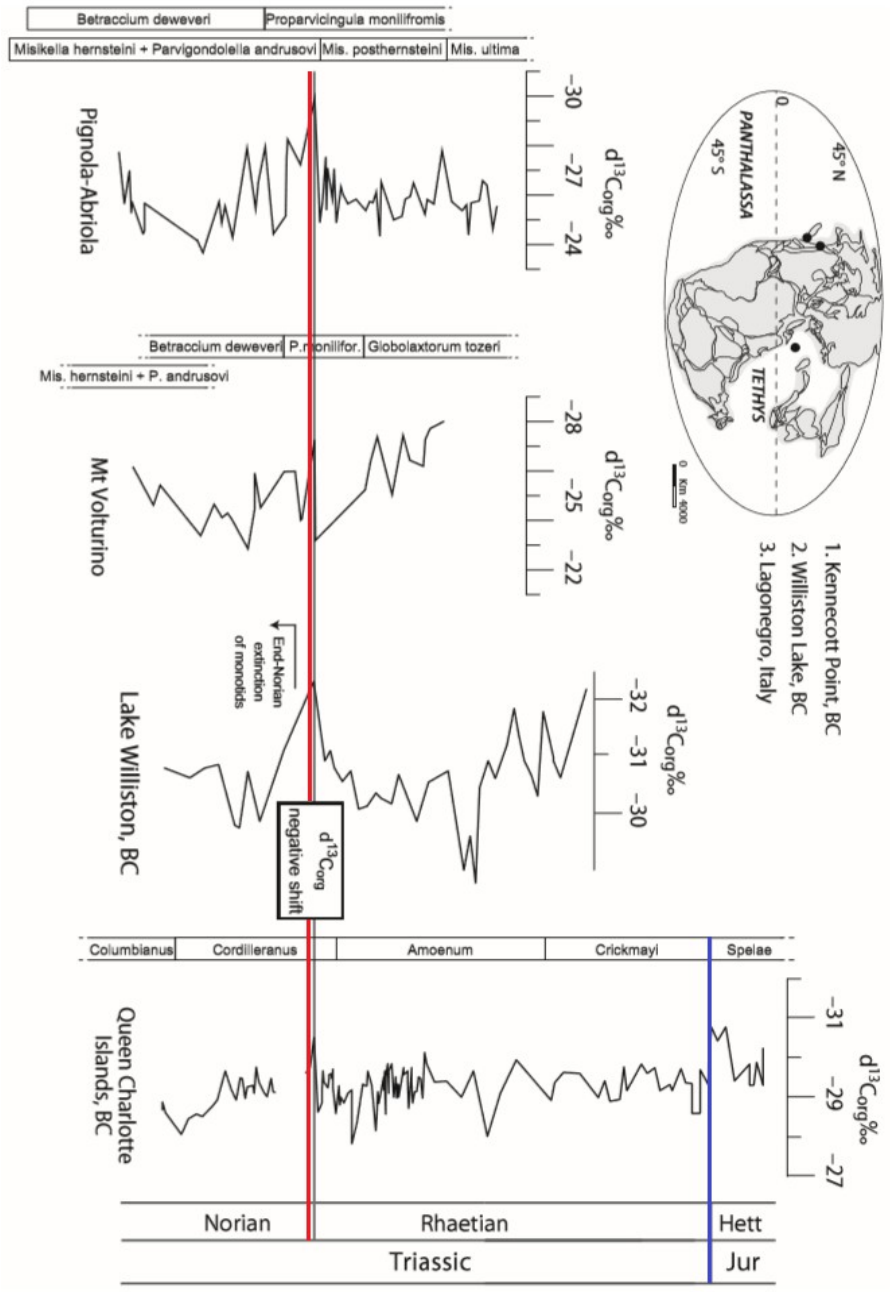


Fig. 6.5: da Rigo et al., 2015 correlazione del prominente picco negativo del $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ considerato come possibile marker per la base del Retico in differenti località nel mondo: sezioni di Pignola-Abriola e Monte Volturino (Sud Italia), Lake Williston e Kennecott Point (British Columbia, Canada) (Ward et al. 2001, 2004; Wignall et al. 2007; Whiteside & Ward 2011). La correlazione al limite Norico-Retico è evidenziata dalla linea rossa, mentre la correlazione al limite Triassico-Giurassico dalla linea blu, evento segnato dalla comparsa dell'ammonoide *Spelae*.

6.4 Limite Triassico-Giurassico

Alla base della Formazione della Malanotte (vedi Fig. 5.1) il segnale chemostratigrafico del $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ precipita al valore di $-28,75\text{‰}$ (valore più basso registrato nell'intera sezione esaminata). Tale *shift* sembrerebbe corrispondere con l'escursione isotopica negativa del carbonio inorganico registrata da Muttoni et al. (2010) nella sezione di Italcementi (linea blu Fig.6.1). Questa escursione inoltre corrisponde ai bioeventi di scomparsa del polline Retico (Triassico) *Rhaetipollis germanicus* (tipico del Membro Zu3c) e l'acme di *Kraeuselisporites reissingeri* associato ai pollini diagnostici Hettangiani (Giurassici) tipici della Formazione di Malanotte. Pertanto gli *shift* negativi correlati di entrambe le sezioni sono da considerarsi appartenenti al limite T/J (vedi Galli et al., 2005, 2007).

Per quanto riguarda regioni extra-tetidee, è possibile correlare lo *shift* negativo del $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ presente alla base della Formazione della Malanotte con il limite Retico-Hettangiano nella sezione nordamericana delle Queen Charlotte Islands (Whiteside & Ward, 2011; linea nera orizzontale in Fig.6.6), in quanto quest'ultima a tale livello presenta uno *shift* negativo del $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ pari a circa -31‰ , oltre a presentare l'evento di comparsa dell'ammonoide *Spelae*, fossile guida che indica la base dell'Hettangiano.

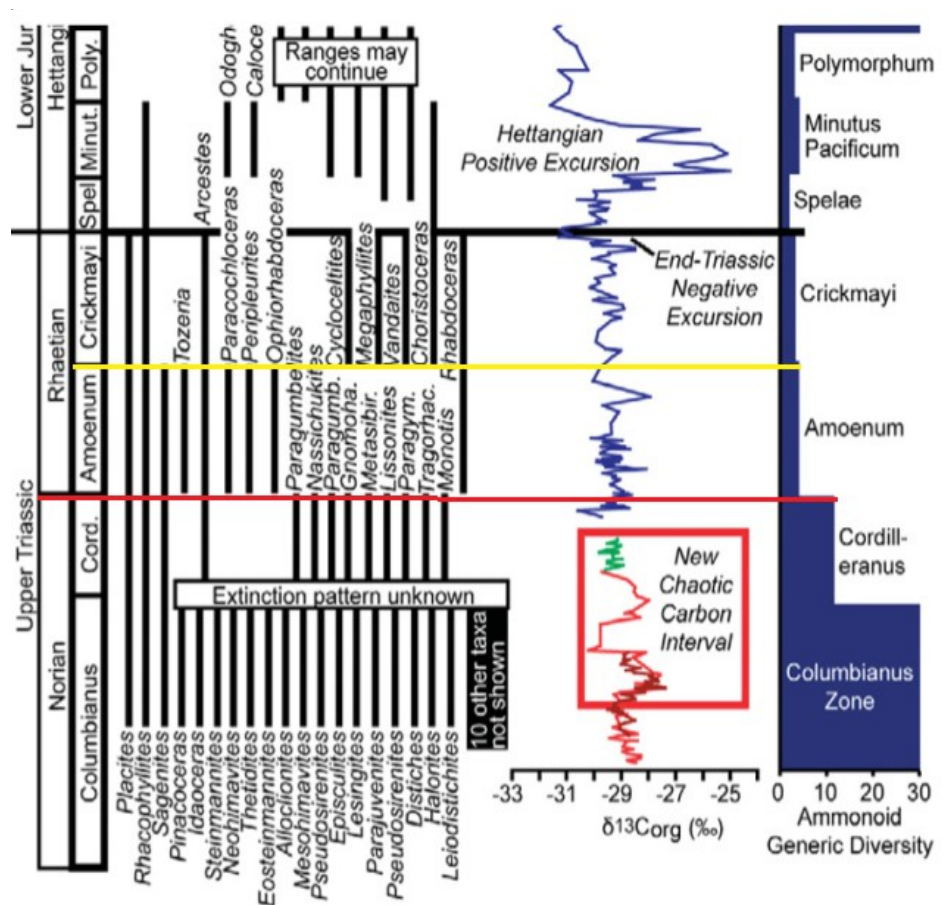


Fig. 6.1: da Whiteside & Ward, 2011. Range degli ammonoidi pacifici plottati contro i valori di $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ da Kennecott Point (Ward et al., 2011), con i dati delle Frederick Islands, Queen Charlotte Islands, British Columbia. La linea nera orizzontale segna il limite T/J. La linea gialla segna la corrispondenza tra il limite delle biozone *Amoenum-Crickmayi* di medio Retico, in prossimità dello shift negativo $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ del sottostante, descritto in seguito nel testo. La linea rossa correla invece il limite Norico-Retico con lo shift negativo a metà Retico e l'evento di scomparsa di *Monotis*. I range degli ammonoidi appartengono interamente al Nord America occidentale.

6.5 *Shift negativo di metà Retico*

Tra i metri 160 e 170 della sezione Brumano è presente un prominente *shift* negativo (vedi curva isotopica, Fig.5.1), situato all'incirca a metà del Retico. Considerando il segnale isotopico della sezione di Pignola-Abriola (Fig. 6.3) al m. 54 circa è presente uno *shift* negativo del $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (circa -28‰), corrispondente con la base della biozona a *Globolaxtorum tozeri* ed all'evento di comparsa di *Misikella ultima* (Rigo et al., 2015), (Fig.6.4). Pertanto si può ipotizzare una correlazione bio-chemostratigrafica tra i due *shift* negativi corrispondenti tra le due sezioni tetidee.

Un simile *shift* negativo si colloca in Nord America in corrispondenza della comparsa dell'ammonoide *Choristoceras crickmayi*, nella sezione di Kennecott Point (Whiteside & Ward, 2011) e coincidente con un picco negativo del $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ pari a -30‰ circa, di età Retica. La base della biozona *Choristoceras crickmayi* corrisponde all'inizio della base della zona a radiolari *Globolaxtorum tozeri* (Carter, 1993). E' stato quindi effettuato un tentativo di correlazione bio-chemostratigrafica anche tra l'escursione negativa di metà Retico nella sezione Brumano e l'escursione negativa appena descritta appartenente alla sezione di Kennecott Point. Si necessitano comunque ulteriori studi biostratigrafici.

7 Interpretazioni sulle possibili cause degli *shift* negativi del $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, sezione Brumano-Italcementi

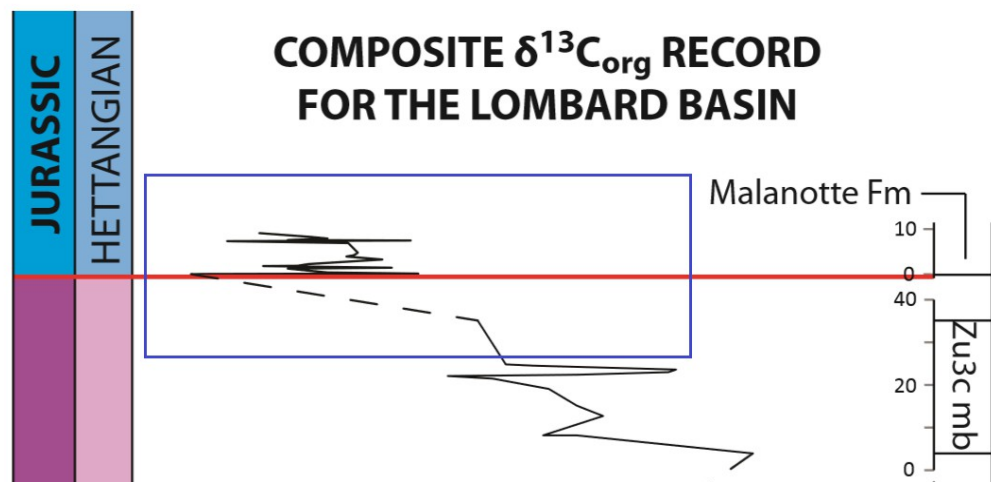


Fig.7.1: Dettaglio dell'escursione negativa del carbonio organico al limite Triassico-Giurassico (riquadro blu). L'escursione corrisponde con la base della Formazione di Malanotte (Hettangiano).

Una diminuzione del $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ corrisponde ad un aumento relativo delle concentrazioni dell'isotopo leggero ^{12}C rispetto all'isotopo ^{13}C . Gli *input* di ^{12}C in bacino possono essere dovuti a molteplici fattori, e tra i più accreditati in letteratura sono annoverati: decrementi della produttività primaria, diminuzioni del tasso di seppellimento di carbonio organico, dissociazione dei clatrati, incendi di vasta scala, metamorfismo termico di depositi di carbone, l'eiezione di enormi volumi di CO_2 vulcanogenica, dovuti alla messa in posto di enormi province magmatiche oppure la combinazione di questi fattori (e.g. Rigo et al., 2015; Hesselbo et al. 2000-2002; Jahren et al., 2001; Higgins & Schrag 2006; McElwain et al., 2005; Jenkyns 2010; Tanner 2010; Meyer 2014; Kuroda et al., 2007).

7.1 Limite Triassico-Giurassico

C'è stato un grande dibattito circa l'ipotesi della produttività primaria come causa dello *shift* negativo al limite T/J, specialmente per quanto questo fattore debba essere sostenuto nei tempi geologici per provocare importanti escursioni negative del $\delta^{13}\text{C}$ (Kump and Arthur, 1999). Un aumento della produttività primaria tende a sequestrare ^{12}C come materia organica, pertanto il contenuto di ^{13}C nelle acque oceaniche tende ad aumentare. Un collasso nella produttività produrrebbe esattamente l'effetto contrario, ovvero una diminuzione nei valori isotopici del $\delta^{13}\text{C}$ (ciò che quindi giustificerebbe uno *shift* negativo). Tuttavia, sembrerebbe che un collasso nella produttività primaria non possa essere considerato come causa dello *shift* negativo al limite T/J, in quanto sarebbero richieste scale temporali molto maggiori. Inoltre, Beerling & Berner (2002) e Berner (2002), hanno specificato che la diminuzione di produttività primaria presa singolarmente non può rappresentare lo *shift* isotopico osservato nel Tardo Retico.

Un'ulteriore possibile ipotesi per giustificare un'escursione negativa nel carbonio

isotopico è l'immissione di CO₂ isotopicamente leggera in atmosfera dovuta ad incendi di grandi proporzioni. Tuttavia sembra piuttosto improbabile che si siano potuti verificare incendi su scale così vaste da poter provocare uno *shift* negativo di livello globale. Inoltre, pur ammettendo questa ipotesi, non si può spiegare come mai incendi di vasta scala siano potuti perdurare per tempi geologicamente lunghi durante la fase di intenso clima monsonico che ha caratterizzato le ultime fasi del Triassico.

Come prima accennato, il rilascio di gas idrati è stato proposto per spiegare l'escursione negativa nel Retico Superiore (Wignall 2001; Berner 2002): ciò avrebbe agito come meccanismo per la rapida introduzione di grandi volumi di carbonio isotopicamente leggero ($\delta^{13}\text{C} = -60\text{‰}$ e -65‰) nel sistema oceano-atmosfera (Dickens et al. 1995, 1997). Pálffy et al. (2001) propose l'attività della CAMP come fattore scatenante di tale meccanismo, che condusse all'estinzione biotica al limite di sistema: il riscaldamento atmosferico globale dovuto alle immissioni di gas-serra di origine vulcanogenica avrebbe provocato a sua volta un aumento della temperatura oceanica ed il conseguente rilascio degli idrati di gas intrappolati nei fondali oceanici. Tuttavia, il calcolo del volume di metano richiesto per effettuare uno *shift* isotopico significativo nel *reservoir* di carbonio oceanico fa sorgere domande riguardo al potenziale immagazzinamento di sufficienti quantità di metano nel caldo oceano del Triassico.

È ormai d'opinione comune che la causa che generò il prominente *shift* negativo nel carbonio isotopico al limite T/J e che portò a una delle più importanti estinzioni di massa fu la messa in posto della gigantesca provincia magmatica della CAMP.

In particolare, Whiteside et al. (2010) imputa le gigantesche eruzioni della CAMP come meccanismo che scatenò i grandi cambiamenti climatici, dovuti alle immissioni a lungo termine di CO₂ isotopicamente leggera. Infatti, studi relativamente recenti affermano un passaggio da condizioni di *greenhouse* verso condizioni di un clima di tipo *hot-house*, da cui lo stress climatico che scatenò le

estinzioni (Hesselbo et al., 2002; McElwain et al., 2007). Tali studi imputerebbero le emissioni di CO₂ vulcanogenica come *trigger* del riscaldamento globale, con l'aggravante del rilascio di ingenti quantità di idrati di metano dai fondali oceanici (Pálffy et al., 2001). Le grandi estinzioni di massa (ETE, *End Triassic Extinction*) di fine Triassico che scaturirono da questa fase, sono datate a 201,4 Ma.

7.2 Limite Norico-Retico

Dall'andamento della curva isotopica (Fig.7.2) si può notare che dal metro 46 al metro 61 circa vi è un graduale declino a *step* nei valori di $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, passando da un iniziale valore di -24,83‰ (Z175) al valore raggiunto in corrispondenza del campione Z181, dove il segnale precipita drasticamente a -27,86‰, livello corrispondente con il limite Norico-Retico (si veda il capitolo precedente per correlazioni biostratigrafiche di scala regionale e globale e per il posizionamento del limite N/R).

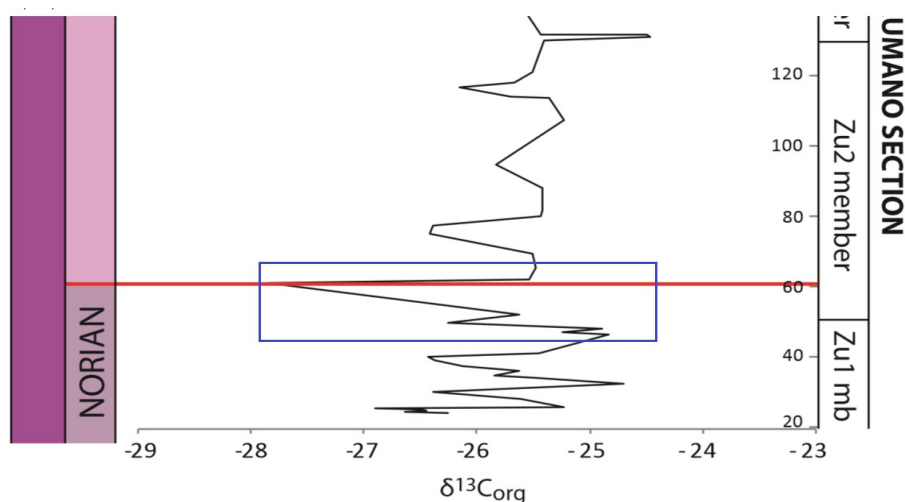


Fig.7.2: Dettaglio sul *trend* negativo a *step*, e sullo *shift* negativo al limite Norico-Retico (parti contenute nel riquadro blu). La linea rossa segna il limite di *stage*. Notare la ripresa isotopica verso valori di background, successivamente all'escursione negativa.

Anche per quanto riguarda il limite Norico-Retico, l'ipotesi più plausibile per giustificare l'escursione negativa del $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ è l'immissione di ingenti volumi di CO_2 vulcanogenica dovuta alla messa in posta di una gigantesca provincia magmatica.

Un'ulteriore prova a favore di questa ipotesi è ricavabile dal particolare *trend* che subisce la curva isotopica verso il limite di *stage*. La caduta distintiva a *step* dei valori $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ che segna il passaggio Norico-Retico nella Sezione di Brumano indica un *input* pulsivo di ^{12}C nel sistema oceano-atmosfera a lungo termine. Pertanto, è plausibile pensare all'attività vulcanica di una provincia magmatica come causa dell'immissione a pulsivi di ^{12}C sottoforma di diossido di carbonio vulcanogenico. I picchi positivi che rappresentano gli *step* di 'ripresa' dei valori $\delta^{13}\text{C}$ durante la fase di declino potrebbero essere dati da un aumento della produttività primaria. L'attività primaria può essere data come conseguenza del vulcanismo, in quanto causa scatenante l'aumento della temperatura del sistema oceano-atmosfera. Da un aumento della temperatura globale ne consegue un aumento delle precipitazioni atmosferiche e perciò anche del *weathering* continentale. Con l'aumento del *weathering* continentale crescono gli apporti di nutrienti in bacino, per cui migliorano le condizioni di proliferazione dei produttori primari. Con una spinta attività primaria aumenterebbe il sequestro di ^{12}C dai produttori, e ciò causerebbe l'aumento relativo di ^{13}C nelle acque oceaniche con effetti a lungo termine (Jenkyns, 2010).

Dopo il prominente *shift* negativo del $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ registrato al limite Norico-Retico, si osserva un ritorno ai valori di *background* ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}} = -25,65\%$) fino al m.130 circa (Fig.7.2).

Questo ritorno a valori più positivi può essere spiegato con il declino dell'attività magmatica, da un *silicate weathering* molto spinto, o da un evento anossico globale.

In particolare, l'evidenza di variazioni significative del $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ associate alla messa in posto di grandi province magmatiche e al conseguente aumento della produttività primaria in bacino è stata definita da Jenkyns (2010) come firma caratteristica e chiave di lettura per il riconoscimento degli eventi anossici oceanici. Gli eventi anossici oceanici sono definibili come discreti intervalli di tempo geologico in cui la *oxygen minimum zone* risulta essere particolarmente espansa ed intensificata. Ciò permette l'accumulo di sedimenti ricchi in sostanza organica, e quindi ricchi in ^{12}C (Jenkyns et al., 2010).

Jenkyns (2010) evidenzia il grande impatto che gli eventi anossici hanno sul ciclo del carbonio, suggerendo così l'uso del $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ e del TOC come criteri per il riconoscimento degli OAE, meglio se associato ad altri *proxy* utili come ad esempio isotopi dello stronzio, molibdeno, osmio o la variazione di REE e in particolare del cerio.

Sfortunatamente, per la sezione di Brumano non è ancora disponibile la curva del TOC, per cui non è possibile fare interpretazioni dettagliate riguardanti eventuali OAE che abbiano influenzato il chimismo delle acque del Bacino Lombardo. Tuttavia, la correlazione tra la curva del $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ di Brumano e quella del $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ di Pignola-Abriola (Maron et al., 2015; Rigo et al., 2015), ci permette di fare delle considerazioni anche sulle variazioni del TOC alla transizione Norico-Retico. Il TOC di Pignola-Abriola, infatti, mostra un netto incremento al limite Norico-Retico, fissato con il FAD di *M. posthernsteini*. Nello stesso intervallo, il $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ registra un prominente *shift* negativo di circa il 6‰, correlabile con quello registrato a Brumano.

7.3 *Shift* negativo di metà Retico

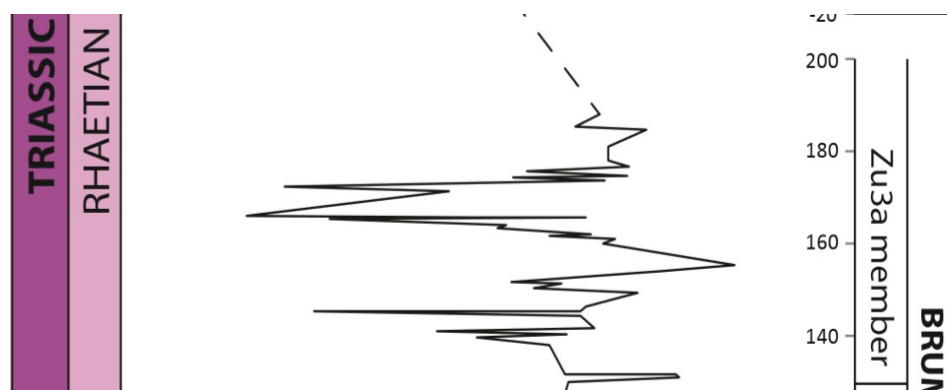


Fig. 7.3: dettaglio sul prominente *shift* negativo tra il m.160 e 170 della Sezione Brumano, il picco più negativo raggiunge il valore $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}} = -28.13\%$. Lo *shift* è posto circa a metà del Piano Retico.

Lo *shift* negativo della sezione Brumano collocato circa a metà del Retico (Fig.7.3) è stato correlato biostratigraficamente con la sezione tetidea di Pignola-Abriola (evento di comparsa di *Misikella ultima*, base della biozona a *Globolaxtorum tozeri*) e con la sezione extra tetidea di Kennecott Point (base della biozona a *Choristoceras crickmayi*). Per ulteriori approfondimenti si riveda il paragrafo dedicato alla correlazione biostratigrafica di questo *shift*.

Come prima accennato, l'attività di una provincia magmatica ha carattere pulsivo, con periodi di attività più intensa e periodi di stasi. Tale escursione isotopica negativa potrebbe segnare una forte ripresa dell'attività magmatico-eruttiva di tale provincia.

7.4 La CAMP come causa degli shift negativi osservati

Un'ulteriore prova a favore della messa in posto di una provincia magmatica come sorgente di ^{12}C al limite Norico-Retico nel Bacino Lombardo è data da Callegaro et al., 2012: gli autori sostengono che l'attività vulcanica della CAMP sia probabilmente iniziata già a partire dal Retico inferiore. La figura 7.4 mostra due importanti *shift* nei rapporti isotopici $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ registrati nello stage Retico.

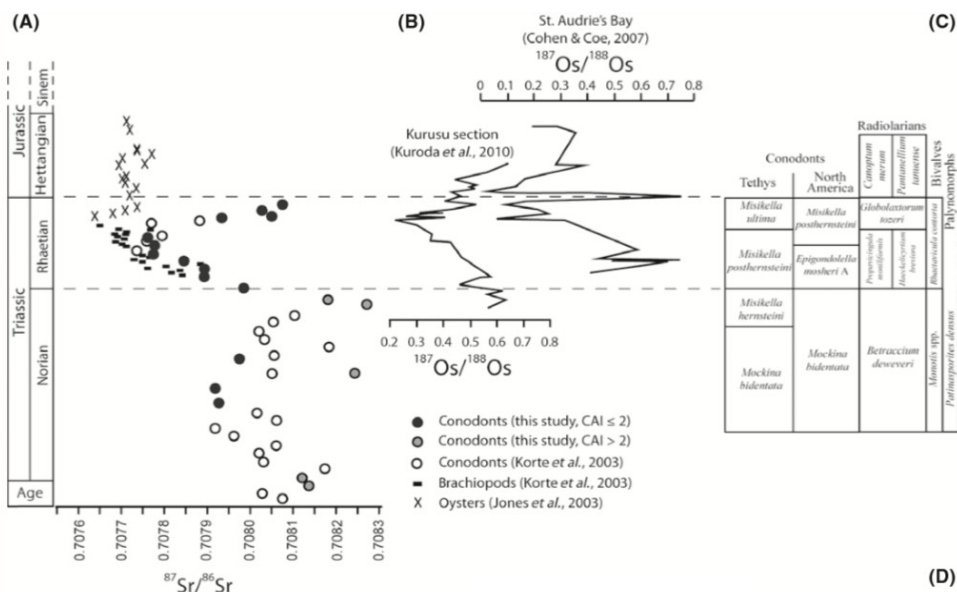


Fig.7.4: da Callegaro et al.,2012. (A) Variazioni isotopiche dello stronzio nei fossili dal Norico all'Hettangiano. Cerchi in grigio scuro: dati riguardanti i rapporti isotopici $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dei conodonti, CAI ≤ 2; cerchi grigi con contorni neri: dati riguardanti i rapporti isotopici $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dei conodonti, CAI > 2; i cerchi bianchi e rettangoli neri rappresentano rispettivamente i conodonti e i brachiopodi di Korte et al. (2003); le croci, da Jones et al. (1994). (B) I rapporti isotopici $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ provengono da studi precedenti (Cohen and Coe, 2002; Kuroda et al., 2010). (C) calibrazioni biostratigrafiche dopo Giordano et al. (2010), Carter (2007) e (Pálffy et al., 2001).

Il primo si verifica appena al di sopra della base del Retico (limite definito da Callegaro et al., 2012 con l'evento di prima comparsa di *Misikella posthernsteini*), ed è marcato da una rapida caduta nei valori isotopici. Tale caduta può essere dovuta al cambiamento nella firma isotopica della sorgente sedimentaria, probabilmente per un'origine magmatica (una spinta attività idrotermale ai *ridge* medio-oceanici) o al *weathering* chimico di basalti juvenili del mantello (Jones and Jenkyns, 2001; Cohen and Coe, 2007). Gli autori, in accordo con studi precedenti effettuati da Cohen and Coe, 2007; Kuroda et al., 2010, propongono l'attribuzione della sorgente di stronzio ed osmio isotopicamente impoveriti (^{86}Sr , ^{187}Os) al *weathering* chimico di basalti juvenili appartenenti all'unico evento vulcanico di rilievo nel Triassico superiore: la messa in posto della CAMP.

Il secondo *shift* inizia nel Retico superiore quando i valori isotopici dello stronzio cominciano ad aumentare (al di sopra della biozona *Misikella ultima*). Questi *trend* trovano conferma nell'andamento della composizione isotopica dell'osmio, registrata da Cohen and Coe (2002) e Kuroda et al. (2010), che hanno documentato un *trend* decrescente alla base del Retico seguito da una fase di stabilità al limite T/J fino all'Hettangiano Superiore. Tale *shift* è stato interpretato come un aumento delle precipitazioni sull'antica crosta continentale (Cohen and Coe, 2007; Kuroda et al., 2010); ciò sarebbe coerente con l'aumento della temperatura globale osservato al limite T/J (e.g. Ruhl et al., 2011). Inoltre, Callegaro et al., 2012 propongono un'ulteriore interpretazione per l'aumento dei valori isotopici nel Retico superiore. Probabilmente questa fase è dovuta alla copertura sedimentaria simultanea che andava formandosi con i flussi di lava della CAMP (come osservato nei bacini del Circum Atlantic Mesozoico del Marocco, America Nord Orientale e in Brasile; e.g. Olsen et al., 2002; Marzoli et al., 2004; Merle et al., 2011); ciò può essere il possibile riflesso di un periodo di stasi eruttiva di questa gigantesca provincia magmatica.

Un'ulteriore dato che si allinea con l'ipotesi della messa in posto di una provincia magmatica attorno al limite Norico-Retico lo si deve a Ekart et al. (1999), Ghosh et al. (2001), Tanner et al. (2001). Gli autori hanno elaborato i loro dati $\delta^{13}\text{C}$ attraverso un modello di reazione-diffusione che ha permesso il calcolo della paleo pCO_2 ; tali calcoli suggeriscono che i livelli di pCO_2 aumentarono durante il Triassico Medio-Superiore, raggiungendo od oltrepassando le 2000 ppm durante il Norico. Inoltre, Cleveland et al. (2008) indica che i livelli di pCO_2 sono variati fortemente da 100 ppm nel Superiore Norico a 3000 ppm nel Retico; l'aumento dei valori di CO_2 atmosferica attorno al limite Norico-Retico potrebbe essere un'ulteriore prova che testimonierebbe l'inizio della CAMP attorno al limite Norico-Retico, anche se i risultati ottenuti dagli autori sopracitati non trovano conferma con altri modelli geochimici relativi a questo intervallo e che suggeriscono invece una relativa stabilità della composizione atmosferica nel Triassico Superiore (Royer et al. 2004).

L'anticipazione dell'inizio della CAMP al limite N/R (anziché al limite T/J), come suggerito dai rapporti isotopici dello stronzio (consistente inoltre con i rapporti isotopici dell'osmio di Kuroda et al., 2010), non va in contrasto con l'idea comune che lega l'attività di questa ingente provincia magmatica con le estinzioni di massa al limite Triassico-Giurassico. Al contrario, suggerisce l'estensione del suo ruolo in quanto fattore scatenante dell'intera crisi biotica di fine Triassico. Ciò enfatizza inoltre la sua coerenza con i modelli che predicano gli effetti ambientali dei basalti della CAMP, e dunque la causa scatenante delle immisioni di CO_2 vulcanogenica in atmosfera (McElwain et al., 1999; Bonis et al., 2010; Ruhl and Kürschner, 2011; Ruhl et al., 2011; Schaller et al., 2011) che condussero poi a un evento di riscaldamento globale (Beerling and Berner, 2002; Ruhl et al., 2011).

Conclusioni

Nell'ambito di questa tesi è stata eseguita la campionatura e l'analisi del $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ delle sezioni Brumano, Italcementi e della Formazione di Malanotte, situate nelle Alpi Bergamasche (Nord Italia). La successione stratigrafica appartiene al Bacino Lombardo, con un range di età che spazia dal limite Norico-Retico al limite Retico-Hettangiano.

Il risultante segnale chemostratigrafico del $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ presenta una forte escursione isotopica negativa verso il limite Norico-Retico (base del Membro Zu2, con $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}} = -27,86\text{‰}$), e questa fase di declino è caratterizzata da valori in controtendenza che ne conferiscono l'andamento 'a step'. Successivamente, entrando nel Retico inferiore, la curva torna ai valori di *background* relativamente più positivi, restando in un periodo di stabilità isotopica. A partire da circa metà Retico il segnale presenta brusche ed ampie variazioni, in particolare, si nota un prominente *shift* negativo che caratterizza il Membro Zu3a ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}} = -28,13\text{‰}$). Questa fase di intensa variabilità del segnale rimane per tutto il Retico superiore fino a quando la curva non subisce un forte declino isotopico arrivando al suo minimo con la base dell'Hettangiano ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}} = -28,75\text{‰}$). L'andamento della curva del $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ è stato correlato con quello di successioni stratigrafiche di altri bacini presenti sia in Italia (sezioni tetidee) che in Nord America (sezioni extra-tetidee, Panthalassa) e, sulla base di confronti bio-chemostratigrafici, è stato possibile correlare i tre principali *shift* negativi (Norico-Retico, metà Retico, Retico-Hettangiano), conferendo così un carattere globale a tali escursioni. Pertanto, si suppone che le cause che generarono tali escursioni nelle sezioni studiate siano state le stesse ad aver generato le escursioni isotopiche negative nelle altre località, agendo a scala globale.

Escursioni isotopiche negative nel $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ sono date da un arricchimento relativo di ^{12}C nel sistema oceano-atmosfera. La probabile causa di tali escursioni valutata in questa tesi è la messa in posto della CAMP, all'incirca in corrispondenza del limite Norico-Retico. Secondo i dati in letteratura scientifica la messa in posto di questa gigantesca provincia magmatica sarebbe iniziata 203 Ma. Tuttavia questo dato non è in accordo con l'età del limite Norico-Retico stimata a 205,7 Ma. Questa discrepanza tra le due età può essere data da diversi motivi: 1) lo *shift* negativo al Norico-Retico non è causato dalla CAMP, ma da un'altra attività magmatica precedente di cui al momento attuale non si hanno conoscenze a livello scientifico; 2) l'inizio attività della CAMP è in realtà più vecchio di quello stimato in letteratura; 3) lo *shift* negativo registrato globalmente al limite N/R non è in realtà dato dalla messa in posto di una provincia magmatica. E' plausibile pensare che quantità di ^{12}C così grandi da poter provocare uno *shift* negativo nei sedimenti oceanici di scala globale siano date dall'attività di un'immensa provincia magmatica che si andava formando. Dal momento che alla fine del Triassico non vi sono evidenze legate all'attività di altre province magmatiche così ingenti, è plausibile pensare alla CAMP come evento-causa dello *shift* negativo al limite Norico-Retico. Tuttavia, sono richieste ulteriori analisi e confronti per stime più precise nelle datazioni di tali *shift* sia per sezioni tetidee, che per sezioni extra-tetidee.

Ringraziamenti

Ringrazio il mio relatore, Manuel Rigo e la mia correlatrice, Mariachiara, per il loro aiuto, presenza, e specialmente per la loro simpatia.

Grazie a tutte le persone che ho conosciuto e che ho potuto frequentare in questi cinque anni di università.

L'opportunità che mi è stata data di iscrivermi all'università dopo il liceo, ha avuto per me un valore inestimabile. Non sarei la persona di adesso se non avessi vissuto questa lunga e coinvolgente esperienza, indipendentemente dalla mia scelta universitaria.

Un ringraziamento speciale alla mia famiglia, e specialmente ai miei genitori che hanno sempre creduto in me e mi hanno sempre sostenuto ed incoraggiato in ogni cosa, non lo dimenticherò mai. Siete grandi per me.

Appendice

metri	CAMPIONE	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}\text{‰}$	Litologia	Formazione/Membro
9,12	Z 124	-28,22	marna chiara	
8,27	Z 123	-27,82	marna chiara	
7,92	Z 122	-27,69	marna chiara	
7,57	Z 121	-28	calcere marnoso chiaro	
7,47	Z 120	-27,05	marna chiara	
7,32	Z 119	-28,46	calcere marnoso chiaro	
6,92	Z 118	-27,53	argillite chiara	
4,77	Z 117	-27,45	marna chiara	
4,22	Z 116	-27,48	argillite chiara	
3,92	Z 115	-27,54	argillite chiara	
3,27	Z 114	-27,26	marna chiara	
2,27	Z 110	-27,84	argillite chiara	MALANOTTE
1,87	Z 109	-27,93	marna chiara	
1,82	Z 108	-28,19	calcere marnoso chiaro	
1,45	Z 107	-27,18	argillite chiara	
1,25	Z 106	-28	calcere marnoso chiaro	
0,4	Z 104	-27,7	calcere marnoso chiaro	
0,15	Z 103	-26,98	argillite chiara	
0,14	Z 102	-27,41	argillite chiara	
0,07	Z 101 bis	-28,6	calcarenite scura	
0	Z 101	-28,75	calcarenite scura	
35	J 7-12	-26,52	marna	
24,8	Zu 4-13	-26,29	marna	
24,5	Zu 5-13	-26,08	marna	
23,5	Zu 9-13	-24,96	marna	
23	Zu 11-13	-25,02	marna	
22,5	Zu 12-13	-25,74	marna	
22	Zu 13-13	-26,75	marna	Zu3c
21,5	Zu 14-13	-26,4	marna	
19	Zu 15b-13	-25,96	marna	Sezione Italcementi
15	Zu 16-13	-25,74	marna	
12,8	J 01-12	-25,53	marna	
8	Zu 21-13 comp	-26	marna	
8	Zu 21-13 soft	-25,74	marna	
4	Zu 25-13	-24,36	marna	
55,4	Z 54	-25,26	argillite chiara	
55	Z 53	-24,39	argillite chiara	
53,3	Z 52	-23,68	argillite chiara	
53	Z 51	-26,41	argillite chiara	
52,6	Z 50	-26,98	calcere marnoso scuro	
52	Z 49	-24,89	argillite chiara	
51,4	Z 48	-23,86	calcere marnoso chiaro	
48,1	Z 47A	-24,86	calcere marnoso chiaro	
48	Z 47	-24,44	argillite chiara	
46	Z 46	-25,05	calcere marnoso chiaro	
42,3	Z 44	-25,54	calcere marnoso chiaro	
39	Z 43	-25,4	argillite chiara	

38,6	Z 42	-26,07	argillite chiara	
38	Z 41	-25,52	calcare marnoso chiaro	
37,5	Z 40	-24,75	calcare marnoso scuro	
37	Z 39	-24,88	argillite chiara	
36,3	Z 38	-25,02	marna chiara	
33,9	Z 37	-25,19	calcare marnoso chiaro	
33,8	Z 36	-25	marna scura	
33,2	Z 35	-25,06	marna chiara	
33	Z 34 bis	-25,48		
33	Z 34	-24,48	argillite chiara	
32,6	Z 33	-24,97	calcare marnoso chiaro	
32,2	Z 32	-24,55	calcare marnoso chiaro	
31,4	Z 31	-27,18	marna scura	
31	Z 30	-27,27	argillite chiara	
27,6	Z 29	-27	marna scura	
27	Z 28	-25,31	argillite chiara	
26	Z 27	-25,58	calcare scuro	
25,2	Z 26	-25,41	black shale	
24	Z 25	-25,53	argillite chiara	
16	Z 23	-25,61	argillite chiara	
15,4	Z 22	-25,39	calcare marnoso chiaro	Zu3b
14,8	Z 21	-26,38	marna chiara	
14,4	Z 20	-25,39	marna chiara	
14	Z 19	-25,88	argillite chiara	Sezione Italcementi
13,2	Z 18	-25,79	argillite chiara	
12	Z 17	-25,39	marna chiara	
10	Z 16	-25,85	marna chiara	
9	Z 15	-25,38	marna chiara	
8,4	Z 14	-25,79	marna chiara	
3,4	Z 13	-25,73	marna chiara	
3,4	Z 13	-25,87	marna chiara	
0,8	Z 12	-24,64	marna chiara	
-0,2	Z 11	-25	marna chiara	
-1,1	Z 10	-24,41	argillite chiara	
-1,7	Z 9	-25,42	argillite chiara	
-2,3	Z 8	-24	calcare marnoso chiaro	
-2,8	Z 7	-24,26	argillite chiara	
-3,3	Z 6	-24,54	calcare marnoso chiaro	
-9,8	Z 5	-25,55	calcare chiaro	
-10,1	Z 4	-25,38	marna chiara	
-10,4	Z 3	-25,39	calcare scuro	
-10,7	Z 2	-25,19	argillite chiara	
-18,2	Z 1	-25,86	argillite chiara	
188	Z 245	-25,14	marna chiara	
185,4	Z 244	-25,35	marna scura	
184,6	Z 243	-24,74	calcare marnoso scuro	
181	Z 241	-25,06	calcare marnoso scuro	
178	Z 240	-25,07	calcare marnoso scuro	
176,8	Z 239	-24,9	marna scura	
175,7	Z 238	-25,76	calcare marnoso scuro	

174,7	Z 237	-24,91	calcare marnoso scuro	
174,3	Z 236	-25,88	calcare marnoso scuro	
173,7	Z 235	-25,1	marna scura	
172,3	Z 234	-27,81	calcare marnoso scuro	
171,5	Z 233	-26,42	calcare marnoso scuro	
166	Z 231	-28,13	calcare marnoso scuro	
165,8	Z 230	-26,24	argillite scura	
165,7	Z 229	-25,27	marna scura	
165,3	Z 228	-27,43	calcare marnoso scuro	
164	Z 227	-25,94	marna scura	
163,5	Z 226	-26	marna scura	
162	Z 225	-25,22	calcare marnoso scuro	
161,8	Z 224	-25,56	marna scura	Zu3a
161	Z 223	-25,02	marna scura	
160	Z 222	-25,11	calcare marnoso scuro	Sezione Brumano
155,4	Z 220	-24	calcare marnoso scuro	
154	Z 219	-24,63	calcare marnoso scuro	
151,7	Z 218	-25,89	marna scura	
151,3	Z 217	-25,47	calcare marnoso scuro	
150,3	Z 216	-25,7	marna scura	
149,3	Z 215	-24,82	marna scura	
146,3	Z 214	-25,26	calcare marnoso scuro	
145,5	Z 213	-25,31	calcare marnoso scuro	
145,3	Z 212	-27,55	calcare silicizzato scuro	
144,3	Z 211	-25,3	argillite chiara	
141,7	Z 210	-25,18	argillite scura	
141	Z 208	-26,52	marna scura	
140,3	Z 206 bis	-25,43		
139,7	Z 206	-26,18	calcare silicizzato scuro	
138	Z 205	-25,57	marna scura	
131,9	Z 204	-25,43	calcare silicizzato scuro	
131,6	Z 203	-24,5	calcare marnoso scuro	
131	Z 202	-24,47	calcare marnoso scuro	
130	Z 201	-25,41	calcare silicizzato scuro	
121	Z 197	-25,5	calcare scuro	
118	Z 196	-25,67	calcare marnoso scuro	
116,7	Z 195	-26,15	argillite scura	
114	Z 194	-25,69	calcarenite scura	
113,7	Z 193	-25,36	calcarenite scura	
107,5	Z 192	-25,23	marna scura	
94,7	Z 190	-25,83	calcare marnoso scuro	
88	Z 189	-25,43	calcare compatto chiaro	
81,7	Z 188	-25,42	argillite chiara	Zu2
80	Z 187	-25,44	calcare compatto scuro	
77,5	Z 186	-26,39	calcare marnoso chiaro	Sezione Brumano
75	Z 185	-26,41	calcare marnoso scuro	
69,3	Z 184	-25,51	calcare compatto chiaro	
65,5	Z 183	-25,48	calcare marnoso scuro	
62	Z 182	-25,53	calcarenite scura	
61	Z 181	-27,86	calcare compatto scuro	

52	Z 180	-25,62	calcarenite scura	
49,7	Z 179	-26,26	calcare compatto chiaro	
48	Z 178	-24,89	argillite chiara	
47	Z 177	-25,24	argillite chiara	
46,3	Z 175	-24,83	argillite chiara	
41	Z 174	-25,45	marna chiara	
40	Z 173	-26,44	calcare marnoso scuro	
39	Z 172	-26,37	marna chiara	
37,3	Z 171	-26,13	marna scura	
36	Z 169	-25,63	calcare marnoso scuro	
34,8	Z 168	-25,84	calcare marnoso scuro	
34	Z 167	-25,48	argillite scura	
32,5	Z 166	-24,7	argillite scura	Zu1
30,17	Z 165	-26,39	calcare marnoso scuro	
28,17	Z 164	-25,61	calcare marnoso scuro	Sezione Brumano
25,6	Z 163	-25,22	marna scura	
25,3	Z 162	-26,9	calcare marnoso scuro	
25	Z 161	-26,48	marna scura	
24,71	Z 160	-26,45	calcare marnoso chiaro	
24,37	Z 159	-26,64	marna scura	
24	Z 158	-26,26	calcare marnoso scuro	

TABELLA A: Tabella dati delle misurazioni isotopiche eseguite sui campioni provenienti dal Bacino Lombardo. Da sinistra a destra, metratura, sigla dei campioni, valori (in rosso) $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ espressi in ‰, litologia e membro o formazione di appartenenza.

Bibliografia

Balini, M., Lucas, S.G., Jenks, J.F. & Spielmann, J.A. 2010: *Triassic ammonoid biostratigraphy: an overview*. In Lucas, S.G. (ed.): *The Triassic Timescale*. Geological Society, London, Special Publications 334, 221–262.

Beerling, D.J., Berner, R.A., 2002. *Biogeochemical constraints on the Triassic-Jurassic boundary carbon cycle event*. *Global Biogeochemical Cycles*. Doi: 10.1029/2001GB0011637.

Berra, F. & Jadoul, F., 1996. *Norian Serpulids and Microbial Bioconstructions: Implication of the Platform Evolution in the Lombardy Basin (Southern Alps, Italy)*. *Facies*, 35, 143-162.

Blome, C. D., Reed, K. M. & TAILLEUR, I. L. 1988. *Radiolarian biostratigraphy of the Otuk Formation in and near the National Petroleum Reserve in Alaska*. In: GRYC, G. (ed.) *Geology and exploration of the National Petroleum Reserve in Alaska, 1974 to 1982*.

Blome, C. D. & Reed, K. M. 1992. *Permian and Early Triassic radiolarian faunas from the Grindstone Terrane, central Oregon*. *Journal of Paleontology*, 66, 351–383.

Callegaro S., Rigo M., Chairaida M., Marzoli A. (2012), *Latest Triassic marine Sr isotopic variations, possible causes and implications*, *Terra Nova*, vol. 24, pp. 130-135.

Carter, E. S. 1990. *New biostratigraphic elements for dating Upper Norian strata from the Sandilands Formation, Queen Charlotte Island, British Columbia, Canada*. *Marine Micropaleontology*, 15, 313–328.

Carter, E. S. 1993. *Biochronology and paleontology of uppermost Triassic (Rhaetian) radiolarians, Queen Charlotte Islands, British Columbia, Canada*. *Memoires de Geologie (Lausanne)*, 11, 1–175.

Carter, E. S. & Guex, J. 1999. *Phyletic trends in uppermost Triassic (Rhaetian) Radiolaria: two examples from Queen Charlotte Islands, British Columbia, Canada*. *Micropaleontology*, 45, 183–200.

Cleveland, D. M., Nordt, L. C., Dworkin, S. I. & Atchley, S. C. 2008. *Pedogenic carbonate isotopes as evidence for extreme climatic events preceding the Triassic–Jurassic boundary: implications for the biotic crisis?* *Geological Society of America Bulletin*, 120, 1408–1415.

Cohen, A. S., A. L. Coe, and D. B. Kemp (2007), *The Late Palaeocene–Early Eocene and Toarcian (Early Jurassic) carbon isotope excursions: A comparison of their time scales, associated environmental changes, causes and consequences*, *J. Geol. Soc.*, 164, 1093–1108, doi:10.1144/0016-76492006123.

Cohen, A.S. and 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.

Cordey, F. 1998. *Radiolaires des complexes d'accrion de la Cordillere Canadienne (Colombie–Britannique)*. *Geological Survey of Canada, Bulletin*, 509, 1–209.

De Wever, P., Dumitrica, P., Caulet, J. P. & Caridroit, M. 2001. *Radiolarians in*

the sedimentary record. GBS Publishers, Amsterdam.

Dickens G. R., Castillo M. M., Walker J.C.G. (1997), *A blast of gas in the latest Paleocene: Simulating first-order effects of massive dissociation of methane hydrate*, *Geology*, vol. 25, pp. 259–262 .

Dickens G. R., 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*, vol. 10, pp. 965–971.

Ekart, D. D., Cerling, T. E., Montanez, I. P. & Tabor, N. J. 1999. *A 400 million year carbon isotope record of pedogenic carbonate: implications for paleoatmospheric carbon dioxide*. *American Journal of Science*, 299, 805–827.

Falkowski, P., 2003. *Biogeochemistry of primary productoin in the sea*. *Treatise on Geochemistry* 8, 185-213.

Galli, M.T., 2002. *Il limite Triassico-Giurassico nelle Prealpi Bergamasche: un approccio stratigrafico integrato*: Ph. D. Thesis, Milano, 99 pp.

Galli, M.T., 2005, Jadoul F., Bernasconi S.M. & Weissert H., 2005. *Anomalies in normal carbon cycling at the Triassic/Jurassic boundary: evidence from marine C-isotope record*. *Paleogeogr., Paleoclim., Paleoecol.*, 216, 203-214.

Galli, M.T., 2005, Jadoul F., Bernasconi S.M., Cirilli S., & Weissert, H. 2007. *Stratigraphy and paleoenvironmental analysis of the Triassic-Jurassic transition in the Western Southern Alps (Northern Italy)*. *Paleogeogr., Paleoclim., Paleoecol.*, 244, 52-70.

Ghosh, P., Ghosh, P. & Bhattacharya, S. K. 2001. *CO₂ levels in the Late*

Palaeozoic and Mesozoic atmosphere from soil carbonate and organic matter, Satpura basin, Central India. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 170, 219–236.

Giordano N., Rigo M., Ciarapica G, Bertinelli A. (2010), *New biostratigraphical constraints for the Norian/Rhaetian boundary: data from Lagonegro Basin, Southern Apennines, Italy*, Lethaia, vol. 43, pp. 573-58.

Guex, J. 1993. *Simplifications geometriques liees au stress ecologique chez certains protistes.* Bulletin de la Societe vaudoise des Science naturelle, 324, 357–368.

Guex, J. 2001. *Environmental stress and atavism in ammonoid evolution.* Eclogae geologicae Helvetiae, 94, 321–328

Hermoso, M., L. Le Callonnec, F. Minoletti, M. Renard, and S. P. Hesselbo (2009b), *Expression of the Early Toarcian negative carbon-isotope excursion in separated carbonate microfrazctions (Jurassic, Paris Basin)*, Earth Planet. Sci. Lett., 277, 194–203, doi:10.1016/j.epsl.2008.10.013.

Hesselbo, S.P., Robinson, S.A., Surlyk, F. & Piasecki, S. 2002: *Terrestrial and marine extinction at the Triassic-Jurassic boundary synchronized with major carbon- cycle perturbation: a link to initiation of massive volcanism?* Geology 30, 251–254.

Higgins, J.A. & Schrag, D.P. 2006: *Beyond methane: towards a theory for the Paleocene–Eocene thermal maximum.* Earth Planetary Science Letters 245, 523–537.

Houghton, R.A., 2007. *Balancing the global carbon budget*. Annual Review of Earth and Planetary Science 35, 313-347.

Igo, H. & Nishimura, H. 1984. *The Late Triassic and Early Jurassic radiolarian biostratigraphy in the Karasawa, Kuzuu Town, Tochigi Prefecture (preliminary report)*. Bulletin of the Tokyo Gakugei University Section 4, 4, 173–193.

Jadoul, F., Berra, F., Frisia, S., 1992a. *Stratigraphic and paleogeographic evolution of a carbonate platform in an extensional tectonic regime: the example of the Dolomia Principale in Lombardy (Italy)*. Riv. Ital. Paleont. Stratigr., 98, 29-44.

Jadoul, F., Berra F., Frisia, S., Ricciuto, T., Ronchi, P., 1992b. Stratigraphy, paleogeography and genetic model of the Late Carnian carbonate breccias (Castro Formation, Southern Alps of Lombardy, Italy). Riv. Ital. Paleont. Stratigr., 97, 355-392.

Jadoul, F., Bailo, F., Pezzotta, F., 1993. Note su manifestazioni a fluorite, barite e celestina nelle successioni del Norico Superiore delle Alpi Bergamasche. Boll. Soc. Geol. It., 112, pp. 219-233.

Jadoul, F., Masetti, D., Cirilli, S., Berra, F., Claps M. & Frisia S., 1994. Norian-Rhaetian stratigraphy and paleogeographic evolution of the Lombardy Basin (Bergamasc Alps): Excursion B1, 15th IAS Regional Meeting, 5-38.

Jadoul, F., 1985. Stratigrafia e paleogeografia del Norico nelle Prealpi Bergamasche occidentali. Riv. It. Paleont. Strat., 91, 479-512.

Jadoul, F., Galli, M. T., Berra F., Cirilli, S., Ronchi P. & Pagagnoni A., 2004. The Late Triassic – Early Jurassic of the Lombardy Basin: stratigraphy,

paleogeography and paleontology. 32nd International Geological Congress, Field Trip Guide Book. P68 – Vol.6, 36 pp.

Jadoul F. & Galli M.T., 2008. The Hettangina shallow water carbonates after the Triassic/Jurassic biocalcification crisis in the Western Southern Alps: the Albenza Formation. *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, 114, 453-470.

Jenkyns, H. C., and C. J. Clayton (1997), *Lower Jurassic epicontinental carbonates and mudstones from England and Wales: Chemostratigraphic signals and the early Toarcian anoxic event*, *Sedimentology*, 44, 687–706, doi:10.1046/j.1365-3091.1997.d01-43.x.

Jenkyns, H.C., and C.J. Clayton (1986), *Black shale sand carbon isotopes from the Tethyan Lower Jurassic*, *Sedimentology*, 33, 87–106, doi:10.1111/j.1365-3091.1986.tb00746.x.

Jenkyns, H. C., D. R. Gröcke, and S. P. Hesselbo (2001), *Nitrogen isotope evidence for water mass denitrification during the early Toarcian oceanic anoxic event*, *Paleoceanography*, 16, 593–603, doi:10.1029/2000PA000558.

Jenkyns, H.C. 2010: *Geochemistry of oceanic anoxic events*. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 11,1–30.

Jenkyns, H. C., and P. A. Wilson (1999), *Stratigraphy, paleoceanography, and evolution of Cretaceous Pacific guyots: Relics from a greenhouse Earth*, *Am. J. Sci.*, 299, 341–392, doi:10.2475/ajs.299.5.341.

Jahren A.H., Arens N.C., Sarmiento G., Guerrero J. and Amundson R. (2001), *Terrestrial record of methane hydrate dissociation in the Early Cretaceous*, *Geology*, vol. 29, pp. 159–162.

Jones, C.E. and Jenkyns, H.C., 2001. *Seawater strontium isotopes, oceanic anoxic events, and seafloor hydrothermal activity in the Jurassic and Cretaceous*. *Am. J. Sci.*, 301, 112–149.

Kishida, Y. & Hisada, K. 1986. *Radiolarian assemblages of the Sambosan Belt in the western part of the Kanto Mountains, central Japan*. *News of Osaka Micropaleontologists*, special volume, 7, 25–34.

Kishida, Y. & Sugano, K. 1982. *Radiolarian zonation of Triassic and Jurassic in outer side of southwest Japan*. *News of Osaka Micropaleontologists*, special volume, 5, 271–300.

Kozur, H. & Mostler, H. 1994. *Anisian to middle Carnian radiolarian zonation and description of some stratigraphically important radiolarians*. *Geologisch–Palaontologische Mitteilungen Innsbruck, Sonderband*, 3, 39–255.

Kozur, H. 1995. *The position of the Anisian–Ladinian boundary and the development of the radiolarian faunas in this level*. *First Croatian Geological Congress, Proceedings*, 1, 311–314.

Kozur, H. W. 1998. *Some aspects of the Permian–Triassic boundary (PTB) and of the possible causes for the biotic crisis around this boundary*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 143, 227–272.

Krystyn, L., Bouquerel, H., Kuerschner, W., Richoz, S., Gallet, Y., 2007b. *Proposal for a candidate GSSP for the base of the Rhaetian Stage*. In: Lucas, S.G., Spielmann, J.A. (Eds.), *The Global Triassic*. *New Mexico Museum of Natural History and Science Bulletin*, pp. 189–199.

Krystyn, L., Richoz, S., Gallet, Y., Bouquerel, H., Kurscher, W.M., Spotl, C., 2007a. *Updated bio- and magnetostratigraphy from Steinbergkogel (Austria), candidate GSSP for the base of the Rhaetian stage*. *Albertiana* 36, 164-172.

Kump, L.R., Arthur M.A., 1999. *Interpreting carbon-isotope excursions: Carbonates and organic matter*. *Chemical Geology* 161,181-198.

Kuroda, J., Hori, R.S., Suzuki, K., Grocke, D.R. & Ohkouchi, N. 2010: *Marine osmium isotope record across the Triassic-Jurassic boundary from a Pacific pelagic site*. *Geology* 38, 1095– 1098.

Lakew, T., 1990. *Microfacies and cyclic sedimentation of the Upper Triassic (Rhaetian) Zu Limestone (Southern Alps)*. *Facies*, 22, 187-232.

Lucas, S.G., 2010. *The Triassic Timescale*. The Geological Society of London. Books Editorial Committee. Geological Society Special Publication 334. pp. 103-119.

Maron, M., Rigo, M., Bertinelli, A., Katz, M.E., Godfrey, L., Zaffani, M. & Muttoni, G. 2015: *Magnetostratigraphy, biostratigraphy and chemostratigraphy of the Pignola-Abriola section: new constraints for the Norian/Rhaetian boundary*. *Geological Society of America Bulletin* doi: 10.1130/B31106.1.

Marzoli, A., Renne, P.R., Piccirillo, E.M., Ernesto, M., Bellieni, G. and 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., Youbi, N., Martini, R., Allenbach, K., Neuwerth, R., Rapaille, C., Zaninetti, L. and Bellieni, G., 2004. *Synchrony of the Central*

Atlantic magmatic province and the Triassic-Jurassic boundary climatic and biotic crisis. *Geology*, 32, 973–976.

Marzoli, A., Jourdan, F., Puffer, J.H., Cuppone, T., Tanner, L.H., Weems, R.E., Bertrand, H., Cirilli, S., Bellieni, G. and De Min, A., 2011. *Timing and duration of the Central Atlantic magmatic province in the Newark and Culpeper basins, eastern U.S.A.* *Lithos*, 122, 175–188.

Maslin, M.A., Thomas, E., 2003. *Balancing the glacial global carbon budget: The hydrate factor*. *Quaternary Science Reviews* 22, 1729-1736.

McElwain J.C., Wade-Murphy J. and Hesselbo S.P. (2005), *Changes in carbon dioxide during an oceanic anoxic event linked to intrusion into Gondwanan coals*, *Nature*, vol. 435, pp. 479–482.

McElwain, J.C., Popa, M.E., Hesselbo, S.P., Haworth, M., Surlyk, F., 2007. *Macroecological response of terrestrial vegetation to climate and atmospheric change across the Triassic/Jurassic boundary in the East Greenland*. *Paleobiology* 33, 547-573.

McRoberts, C.A., Krystyn, L. & Shea, A. 2008: *Rhaetian (Late Triassic) Monotis (Bivalvia: Pectinoidea) from the eastern Northern Calcareous Alps (Austria) and the end-Norian crisis in pelagic faunas*. *Palaeontology* 51, 721–735.

Menegatti, A. P., H. Weissert, R. S. Brown, R. V. Tyson, P. Farrimond, A. Strasser, and M. Caron (1998), *High resolution $d^{13}C$ stratigraphy through the early Aptian “Livello Selli” of the Alpine Tethys*, *Paleoceanography*, 13,530–545, doi:10.1029/98PA01793.

Merle, R., Marzoli, A., Bertrand, H., Reisberg, L., Verati, C., Zimmermann, C., Chiaradia, M., Bellieni, G. and Ernesto, M., 2011. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and Sr-Nd-Pb-Os geochemistry of CAMP tholeiites from Western Maranhão basin (NE Brazil). *Lithos*, 122, 137–151.

Meyer, P.A. 2014: *Why are the $d^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values in the Phanerozoic black shales more negative than in modern marine organic matter?* *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 15, 3085–3106.

Muttoni, G., Kent, D.V., Olsen, P.E., Di Stefano, P., Lowrie, W., Bernasconi, S.M. & Hernandez, 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.

Muttoni, G., Kent, D.V., Jadoul, F., Olsen, P.E., Rigo, M., Galli, M.T. & Nicora, A. 2010: *Rhaetian magneto-biostratigraphy from the Southern Alps (Italy): constraints on Triassic chronology.* *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 285,1

Nakaseko, K. & Nishimura, A. 1979. *Upper Triassic Radiolaria from southwest Japan.* *Science Reports, College of General Education Osaka University*, 28, 61–109.

Nishizono, Y. & Murata, M. 1983. *Preliminary studies on the sedimentary facies and radiolarian biostratigraphy of Paleozoic and Mesozoic sediments, exposed along the mid-stream of the Kuma River, Kyushu, Japan.* *Kumamoto Journal of Science, Geology*, 12, 1–40.

Nishizono, Y. 1996. *Mesozoic convergent process of the Southern Chichibu*

Terrane in West Kyushu, Japan, on the basis of Triassic to Early Cretaceous radiolarian biostratigraphy. Kumamoto Journal of Science (Earth Sciences), 14, 45–226.

O’dogherty, L., Carter, E. S. Et Al. 2009a. *Catalogue of Mesozoic radiolarian genera. Part 1: Triassic.* Geodiversitas, 31, 213–270.

O’dogherty, L., Carter, E. S. Et Al. 2009b. *Catalogue of Mesozoic radiolarian genera. Part 2: Jurassic–Cretaceous.* Geodiversitas, 31, 271–356.

Olsen, P.E., Kent, D.V., Sues, H.D., Koeberl, C., Huber, H., Montanari, A., Rainforth, E.C., Fowell, S.J., Szajna, M.J. and Hartline, B.W., 2002. *Ascent of dinosaurs linked to an iridium anomaly at the Triassic-Jurassic boundary.* Science, 296, 1305–1307.

Olsen, P.E., Kent, D.V., Whiteside, J.H., 2011. *Implications of the Newark Supergroup-based astrochronology and geomagnetic polarity time scale (Newark-APTS) for the tempo and mode of the early diversification of the Dinosauria.* Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh, 101, 201–229.

Orchard, m. J. 2007a. *A proposed Carnian–Norian Boundary GSSP at Black Bear Ridge, northeast British Columbia, and a new conodont framework for the boundary interval.* Albertiana, 36, 130–141.

Orchard, m. J. 2007b. *Conodont diversity and evolution through the latest Permian and Early Triassic upheavals.* Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 252(1–2), 93–117.

Orchard, m. J. 2007c. *New conodonts and zonation, Ladinian–Carnian boundary*

beds, British Columbia, Canada. New Mexico Museum of Natural History and Science, Bulletin, 41, 321–330.

Orchard, m. J. 2007d. *Conodont lineages from the Carnian–Norian Boundary at Black Bear Ridge, northeast British Columbia.* New Mexico Museum of Natural History and Science, Bulletin, 41, 331–332.

Orchard, m. J. 2007e. Report on 2007 conodont collections from Mud, Spiti. *Albertiana*, 36, 46–49.

Pálffy, J., Demeny, A., Haas, J., Carter, E.S., Gorog, A., Halasz, D., Oravecz-Scheffer, A., Hetenyi, M., Marton, E., Orchard, M.J., Ozsvart, P., Veto, I. & Zaizon, N. 2007: *Triassic-Jurassic boundary events inferred from integrated stratigraphy of the Csovar section, Hungary.* *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 224, 11

Parrish, J.T., Ziegler, A.M., Scotese C.R., 1982. *Rainfall patterns of the distribution of coals and evaporites in the Mesozoic and Cenozoic.* *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology* 40, 67-101.

Parrish J.T., 1993. *Climate of the supercontinent Pangea.* *Journal of Geology* 101. 215-233.

Pessagno, E. A. Jr, & Newport, R. L. 1972. *A technique for extracting Radiolaria from radiolarian cherts.* *Micropaleontology*, 18, 231–234.

Pinna, G., 1986, On *Drepanosaurus unguicaudatus* an Upper Triassic Lepidosaurian from the Italian Alps. *J. Pal.*, 60, 1127-1132.

Preto, N., 2010. Kustatscher E., Wignall P.B. (2010), *Triassic climates – state of*

the art and perspectives. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, vol. 290, pp. 1-10.

Ramovs, A. & Gorican, S. 1995. *Late Anisian–Early Ladinian radiolarians and conodonts from Smarna Gora near Ljubljana, Slovenia*. Razprave IV Razreda SAZU, 36, 179–221.

Ravizza, G.E., Zachos, J.C., 2003. *Records of Cenozoic Ocean Chemistry*. Treatise on Geochemistry (Elsevier) 6, 551-581.

Rigo M., De Zanche V., Gianolla P., Mietto P., Preto N., Roghi G. (2005), *Correlation of Upper Triassic sections throughout the Lagonegro Basin*, Bollettino Società Geologica Italiana, vol. 124, pp. 293-300

Rigo M., Preto N., Roghi G., Tateo F., Mietto P. (2007), *A rise in the Carbonate Compensation Depth of western Tethys in the Carnian (Late Triassic): Deep-water evidence for the Carnian Pluvial Event*, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, vol. 287, pp. 188-205

Rigo M., Joachimski MM (2010), *Palaeoecology of Late Triassic conodonts: Constraints from oxygen isotopes in biogenic apatite*, Acta Palaeontologica Polonica, vol. 55 (3), pp. 471–478.

Rigo M., Preto N., Franceschi M., Guaiumi C. (2012), *Stratigraphy of the CarnianNorian Calcari con Selce Formation in the Lagonegro Basin, Southern Apennines*, Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, vol. 118, pp. 134-154.

Rigo, M., Bertinelli, A., Concheri, G., Gattolin, G., Godfrey, L., 2015. *The Pignola-Abriola section (southern Apennines, Italy): a new GSSP candidate for the base of the Rhaetian Stage*. Lethaia, 10.1111/let.12145.

Robinson, P.L., 1973. Paleoclimatology and continental drift. In: Tarling, D.H., Runcorn, S.K. (Eds.), *Implications of continental drifts on the Earth Sciences*. Academic Press, London, pp. 449-476.

Royer, D.L., Berner, R.A., Montañez, I. P., Tabor, N. J. & Beerling, D. J. 2004. *CO₂ as a primary driver of Phanerozoic climate*. *GSA Today*, 14(3), 4–10.

Ruhl, M. and Kurschner, W.M., 2011. *Multiple phases of carbon cycle disturbance from large igneous province formation at the Triassic-Jurassic transition*. *Geology*, 39, 431–434.

Ruhl, M. and Kurschner, W.M., 2011. *Multiple phases of carbon cycle disturbance from large igneous province formation at the Triassic-Jurassic transition*. *Geology*, 39, 431–434.

Ruhl, M., Bonis, N.R., Reichert, G.-J., Sinningh-Damste', J.S. and Kurschner, W.M., 2011. *Atmospheric carbon injection linked to end-Triassic mass extinction*. *Science*, 333, 430–434.

Sabatino, N., Neri, A., Bellanca, H. C., Jenkyns, F., Baudin, G., Parisi, and D. Masetti (2009), *Carbon-isotope records of the early Jurassic (Toarcian) oceanic anoxic event from the Valdorbia (Umbria–Marche Apennines and Monte Mangart (Julian Alps) sections: Palaeoceanographic and stratigraphic implications*, *Sedimentology*, 56, 1307–1328, doi:10.1111/j.1365-3091.2008.01035.x.

Sarmiento, J.L., Gruber, N., 2006. *Ocean Biogeochemical Dynamics*. Princeton University Press, Princeton NJ (USA), pp. 503.

Sashida, K., Nishimura, H., Igo, H., Kazama, S. & Kamata, Y. 1993. *Triassic radiolarian faunas from Kiso-fukushima, Kiso Mountains, central Japan*. Science Reports of the Institute of Geoscience, University of Tsukuba, Section B: Geological Sciences, 14, 77–97.

Sato, T., Murata, M. & Yoshida, H. 1986. *Triassic to Jurassic radiolarian biostratigraphy in the southern part of Chichibu terrain of Kyushu, Japan*. News of Osaka Micropaleontologists, special volume, 7, 9–23.

Schaltegger, U., Guex, J., Bartolini, A. and Ovtcharova, M., 2008. *Precise U-Pb age constraints for end-Triassic mass extinction, its correlation to volcanism and Hettangian post-extinction recovery*. Earth Planet. Sci. Lett., 267, 266–275.

Schoene, B., Guex, J., Bartolini, A., Schaltegger, U. and Blackburn, T.J., 2010. *Correlating the end-Triassic mass extinction and flood basalt volcanism at the 100 ka level*. Geology, 38, 387–390.

Shackleton, N.J., 1987. *The carbon isotope record of the Cenozoic: History of organic carbon burial and of oxygen in the ocean and atmosphere*. In: Brooks, J., Fleet, A.J. (Eds.), *Marine Petroleum Source Rocks*, Geological Society Special Publication 26: London, pp. 423-434.

Shackleton, N.J., Hall, M.A., 1984. *Carbon isotope data from Leg 74 sediments. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 74*, 613-619.

Simms M.J., Ruffell A.H. (1989), *Synchronicity of climatic change and extinctions in the Late Triassic*, Geology, pp. 265-268

Simms M.J., Ruffel, A.H., Johnson, L.A., 1995. *Biotic and climate changes in the Carnian (Triassic) of Europe and adjacent areas*. In: Fraser N.C., Sues, H.- D.

(Eds.), *In the Shadow of the Dinosaurs: Early Mesozoic Tetrapods*. Cambridge University Press, pp. 352-365.

Sugiyama, K. 1997. *Triassic and Lower Jurassic radiolarian biostratigraphy in the siliceous claystone and bedded chert units of the southeastern Mino Terrane, Central Japan*. Bulletin of the Mizunami Fossil Museum, 24, 79–193.

Sundquist, E.T., Visser, K., 2004. *The Geologic History of the Carbon Cycle*. Treatise on Geochemistry 8, 425-472.

Tanner, L.H. 2010: *The Triassic isotope record*. In Lucas, S.G. (ed.): *The Triassic Timescale*. Geological Society, London, Special Publications 334, 103–118.

Van de Schootebrugge, B., Tremolada F., Rosenthal, Y., Bailey T.R., Feist-Burkhardt, S., Brinkhuis, H., Pross, J., Kent, D.V., Falkovski, P.G., 2007. *End-Triassic calcification crisis and blooms of organic walled "disaster-species"*. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology 244, 126-141.

Wang, P.X., 2009. *Global monsoon in a geological perspective*. Chinese Science Bulletin, 54, 1113-1136.

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 Planetary Science Letters 224, 589–600.

Whiteside, J. & Ward, P.D. 2011: *Ammonoid diversity and disparity track episodes of chaotic carbon cycling during the early Mesozoic*. *Geology* 39, 99-102.

Whiteside, J.H., Olsen, P.E., Kent, D.V., Fowell, S.J., Et-Touhami, M., 2007. *Synchrony between the Central Atlantic magmatic province and the Triassic-Jurassic mass extinction event?* *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 244, 345-367.

Whiteside, J.H., Olsen, P.E., Eglinton, T., 2010. *Compound-specific carbon isotopes from Earth's largest flood basalt eruptions directly linked to the end-Triassic mass extinction*. *PNAS*, vol. 107, no.15.

Whiteside, J. & Ward, P.D. 2011: *Ammonoid diversity and disparity track episodes of chaotic carbon cycling during the early Mesozoic*. *Geology* 39, 99.

Wignall, P.B., Zonneveld, J.-P., Newton, R.J., Amor, K., Sephton, M.A. & Hartley, S. 2007: *The end Triassic mass extinction record of Williston Lake, British Columbia*. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Paleoecol.* 253, 385–406.

Wild R., 1989. *Aetosaurus* (Reptilia: Thecodontia) from the Upper Triassic of Cene (Bergamo, Italy), with revision of the genus. *Riv. Mus. Civ. Sc. Nat. Caffi*, 14, 1-24.

Wright, V.P., 1986. Facies sequences on a carbonate ramp: Carboniferous Limestone of South Wales. *Sedimentology*, 33, 21-241.

Yao, A. 1982. *Middle Triassic to Early Jurassic radiolarians from the Inuyama area, central Japan*. *Journal of Geosciences, Osaka City University*, 25, 53–70.

Yao, A. 1990. *Triassic and Jurassic radiolarians*. In: Ichikawa, K., Mizutani, S., Hara, I., Hada, S. & Yao, A. (eds) *Pre-Cretaceous Terranes of Japan*. Publication of IGCP Project No. 224: Pre-Jurassic Evolution of Eastern Asia, 329–345.

Yao, A., Matsuda, T. & Isozaki, Y. 1980a. *Triassic and Jurassic radiolarians from the Inuyama Area, Central Japan*. *Journal of Geoscience, Osaka City University*, 23, 135–154.

Yao, A., Matsuda, T. & Isozaki, Y. 1980b. *Triassic and Jurassic radiolarians in Inuyama of the Mino Belt*; Abstract Program, Annual Meeting Geological Society of Japan, 221.

Yeh, K. Y. 1989. *Studies of Radiolaria from Fields Creek Formation, east-central Oregon, U.S.A.* *Bulletin of the National Museum of Natural Science, Taiwan*, 1, 43–109.

Yoshida, H. 1986. *Upper Triassic to Lower Jurassic radiolarian biostratigraphy in Kagamigahara City, Gifu Prefecture, central Japan*. *Journal of Earth Sciences Nagoya University*, 34, 1–21.

