

ABSTRACT

This work deals with the Julican (Carnian) unit so far informally called Dogna "formation". This latter is a terrigenous-carbonate unit that crops out in the Carnian Alps (Italy). It represents environments of inner ramp and lagoon with arenitic/oolitic bars of delta front and tabular bodies of dolomite deposited in an evaporitic-arid setting.

Facies analysis was conducted on the carbonate facies in order to determine the depositional environments and to put forward a formal proposal for the institution of the Member of Dogna.

A study of the paragenesis was carried out on the carbonates of the unit with optical microscopy and in cathodoluminescence, that allowed the identification of various phases of cements and diagenetic alteration processes. The petrographic study was then integrated with carbon and oxygen isotopic data on carbonate.

As the Member of Dogna is coeval with an episode of humid climate called "Carnian Pluvial Event" (CPE), the isotopic analyses were also used to identify a possible isotopic oscillation. However, the isotopic composition of carbonate revealed to be too altered by diagenesis to record any environmental variations of the carbon isotope ratio.

RIASSUNTO

Questo lavoro si occupa dell'unità Julica (Carnico inferiore) finora informalmente definita "formazione" di Dogna. Si tratta di un'unità terrigeno-carbonatica affiorante sulle Alpi Carniche (Italia) deposta in ambiente di rampa interna e laguna con barre arenitiche/oolitiche di fronte delta e corpi tabulari dolomitici peri-sopratidati depositi in ambiente arido-evaporitico.

Il lavoro di analisi di facies è stato condotto sulle facies carbonatiche allo scopo di definire l'ambiente deposizionale e proporre l'istituzione formale del Membro di Dogna.

Si è effettuato uno studio sulla paragenesi dell'unità al microscopio ottico ed in catodoluminescenza che ha permesso di individuare varie fasi di cementi e processi di alterazione diagenetica, integrato poi con dati isotopici riguardanti il carbonio e l'ossigeno sui carbonati.

Essendo il Membro di Dogna coevo con un evento climatico umido chiamato "Carnian Pluvial Event" (CPE), le analisi isotopiche sono state usate anche per verificarne l'eventuale

firma isotopica lasciata sui sedimenti. Si è verificato però che i carbonati sono affetti da diagenesi troppo spinta per registrare fedelmente variazioni ambientali del rapporto isotopico del carbonio.

CAP. 1 INTRODUZIONE

1.1 SCOPI

In questo lavoro si è voluto investigare sotto un profilo sedimentologico e paragenetico la successione carnica (Triassico superiore) terrigeno-carbonatica finora informalmente definita “formazione” di Dogna (Preto et al., 2005; Meneguolo, 2009), affiorante presso Dogna (Udine, Italia) nelle Alpi Carniche.

I motivi principali che rendono interessanti queste successioni sono da ricercarsi innanzitutto nella presenza di alcuni banchi arenitici i cui omologhi sono sfruttati come *reservoir* di idrocarburi in Adriatico e sul fatto che questa unità registra un importante evento climatico di carattere globale: il *Carnian Pluvial Event* (CPE, Simms & Ruffell, 1990; Simms et al., 1997). La deposizione delle areniti della “formazione” di Dogna potrebbe essere in effetti una conseguenza del CPE.

Il CPE si colloca poco sotto al limite Julico/Tuvalico (Carnico inferiore/superiore) ed è riconosciuto come un cambiamento climatico verso condizioni più umide che hanno determinato un significativo *turnover* biologico (Simms & Ruffel, 1989), una crisi della produzione di carbonato nelle piattaforme delle Dolomiti (Preto & Hinnov, 2003; Bosellini et al., 2003; Keim et al., 2006), ed un incremento dell’apporto sedimentario terrigeno grossolano.

La causa principale dell’evento umido carnico è da ricercarsi nell’impostarsi della *Large Igneus Province of Wrangellia* (Furin et al., 2006) che ha innescato una serie di processi climatici determinando un’accelerazione del ciclo idrologico. Associato alla *Large Igneus Province of Wrangellia* vi è il rilascio di grandi quantità in atmosfera (e negli oceani in equilibrio con essa) dell’isotopo leggero del carbonio (^{12}C) e, a scala globale, i sedimenti depositatisi hanno registrato uno *shift* negativo del $\delta^{13}\text{C}$ (Dal Corso et al., 2012). Proprio in merito a quest’ultimo fatto si stanno effettuando degli studi isotopici che richiedono la conoscenza delle sequenze paragenetiche.

Gli scopi fondamentali di questo lavoro sono pertanto:

- Determinare l’ambiente deposizionale della “formazione” di Dogna, come contributo a un analogo di superficie per alcuni *reservoir* adriatici.
- Proporre l’istituzione formale di un’unità litostratigrafica che comprenda le areniti di Dogna.

- Individuare eventi diagenetici e di generazioni di cemento e fornire la loro caratterizzazione isotopica, per stabilire su quali fasi sia opportuno condurre analisi sul rapporto isotopico del carbonio inorganico ($\delta^{13}\text{C}$) e dell'ossigeno ($\delta^{18}\text{O}$) a scopo di ricostruzione paleoclimatica.

1.2 INQUADRAMENTO GEOGRAFICO: RIO PONTUZ

L'abitato di Dogna (Udine, Italia) sorge sul fondo del Canale del Ferro a circa 30 chilometri a sud-ovest di Tarvisio nell'estremo nord-est del Paese, lungo una importante via di comunicazione stradale e ferroviaria con i Paesi Danubiani. Proprio il Canale del Ferro, secondo la SOIUSA (Suddivisione Orografica Internazionale del Sistema Alpino), separa la sezione "Alpi Carniche e della Gail", a ovest, con quella delle "Alpi e Prealpi Giulie", a est. L'attività di campagna vera e propria (ossia quella che ha comportato campionamento e stesura di log) si è svolta esclusivamente sul fondo della vallecola incisa dal Rio Pontuz, un torrente tributario per la destra orografica del Fiume Fella, a circa 1.5 chilometri da Dogna in direzione Tarvisio. Strettamente parlando, quindi, la sezione si trova nelle Alpi Carniche.

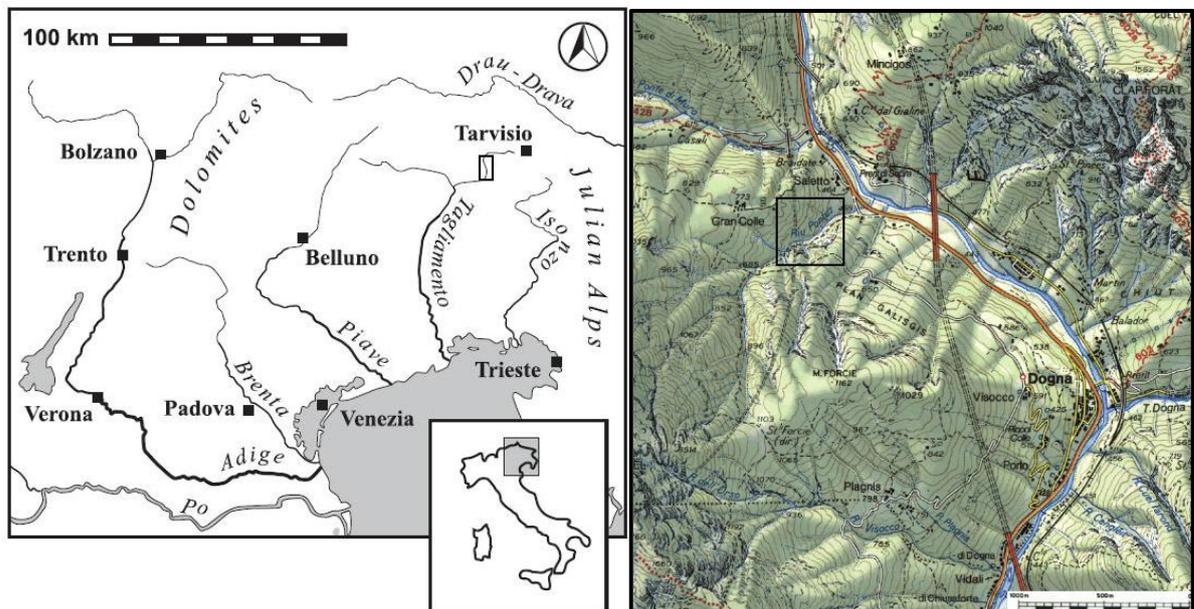


Fig 1: a sinistra il Nord-Est d'Italia con il Canale del Ferro nel riquadro (da: Dal Corso et al., 2011, modificato); a destra l'area di Dogna con il Rio Pontuz nel riquadro (cartografia Tabacco, foglio 18: Alpi Carniche Orientali - Canal del Ferro).

1.3 INQUADRAMENTO GEOLOGICO: IL CARNICO NEL SUDALPINO ORIENTALE

Nella porzione meridionale della catena alpina centro-orientale, a sud del lineamento periadriatico, la successione stratigrafica è rappresentata prevalentemente da rocce di origine sedimentaria e vulcanica appartenenti al margine passivo della placca Africana (Adria) che in seguito all'orogenesi alpina sono andate a costituire il Sudalpino.

Durante tutto il Triassico il margine passivo della placca Africana costituiva il margine meridionale di un ampio bacino sviluppato in senso est-ovest a latitudini equatoriali (circa 15°N): Il mare della Tetide.

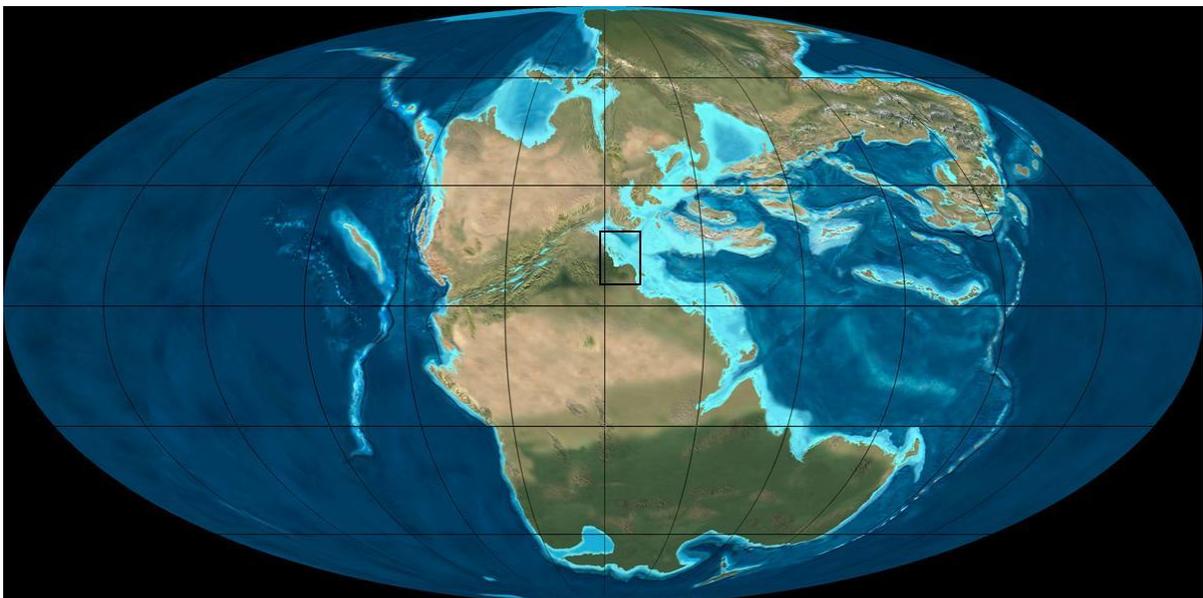


Fig. 2: configurazione paleogeografica del globo terrestre nel Triassico. Tutta la crosta continentale era raggruppata a formare il supercontinente chiamato Pangea, mentre l'oceano costituiva la Pantalassa. Il mare della Tetide è l'ampio golfo disposto longitudinalmente a livello equatoriale. Nel riquadro la posizione approssimativa dell'attuale Sudalpino (da: www.earthscienceworld.org).

Il Triassico del Sudalpino ha avuto un'evoluzione stratigrafica relativamente uniforme solo fino all'inizio dell'Anisico. In seguito, una complessa paleogeografia generata almeno in parte da tettonica sindeposizionale (Bosellini, 1968; Masetti e Neri, 1980) ha determinato una forte differenziazione degli ambienti deposizionali e dei corpi geologici risultanti.

A partire dallo Julico (Carnico inferiore), mentre nelle vicine Dolomiti si ha l'evidenza della coesistenza di piattaforme orlate e bacini profondi (Dolomia Cassiana 1 e 2 vs. Formazione di San Cassiano), nell'area di Dogna predomina una sedimentazione omogenea di rampa carbonatica senza differenziazioni topografiche rappresentata dalla Dolomia di Rio di Terrarossa e dalla Formazione di Rio del Lago.

Già durante lo Julico il decremento della subsidenza porta ad una generale progradazione della linea di costa in area dolomitica. La contrazione dei bacini del Sudalpino raggiungerà un apice all'inizio del Carnico superiore, in corrispondenza di un limite di sequenza di secondo ordine (Gianolla et al., 1998; Gianolla e Jaquin, 1998).

Mentre nelle Dolomiti la paleotopografia ereditata viene colmata solo al termine del Carnico inferiore, dai depositi della parte alta della Formazione di Heiligkreuz (Neri et al., 2007), nell'area di Dogna la paleogeografia era già uniforme approssimativamente a partire dalla base del Carnico, e l'ambiente deposizionale doveva essere quello di una area costiera a basso gradiente o di una rampa terrigeno-carbonatica (Preto et al., 2005; Meneguolo, 2009). Nell'area di Dogna la sedimentazione tempo-equivalente alla Formazione di Heiligkreuz delle Dolomiti continua sempre in ambiente costiero e di rampa, con la deposizione delle unità terrigeno-carbonatiche finora informalmente denominate come "formazione" di Dogna.

Durante il primo Tuvalico (Carnico superiore) la "Dolomia della Portella" e i suoi correlativi chiudono la complessa topografia che ha caratterizzato le piattaforme carbonatiche dall'Anisico al basso Carnico in tutto il Sudalpino (Bosellini et al, 2003). Dopo la deposizione di questa unità, con lo start-up della Dolomia Principale, inizia una nuova fase nella storia delle piattaforme carbonatiche Triassiche (De Zanche et al., 2000; Gianolla et al., 2003).

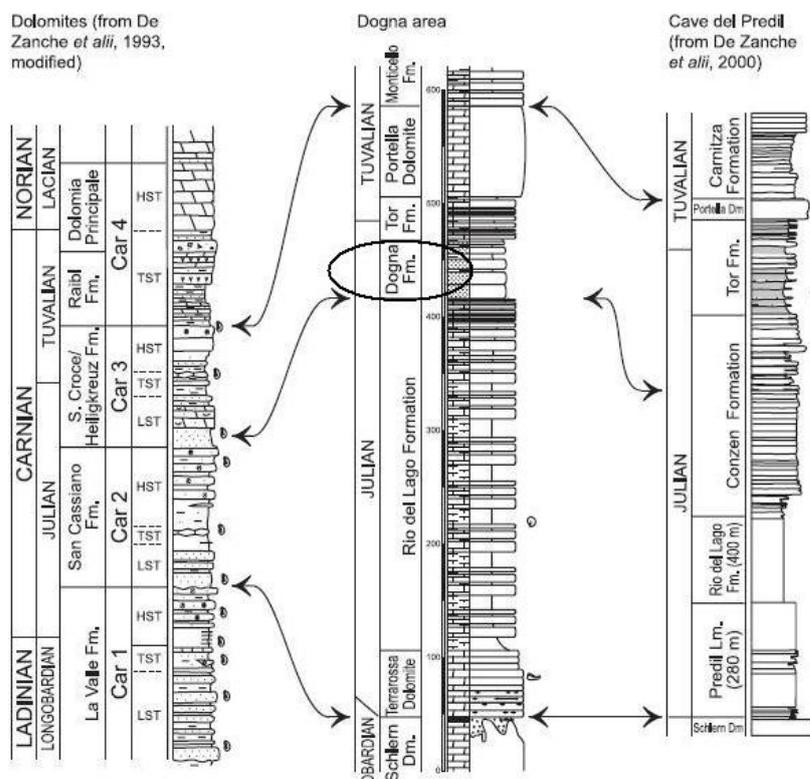


Fig 3: stratigrafia carnica dell'area di Dogna, delle Dolomiti e di Cave del Predil. In evidenza la "formazione" di Dogna: Da Preto et al., 2005, modificato).

-STRATIGRAFIA DEL CARNICO DI DOGNA

Le formazioni Carniche dell'area di Dogna sono comprese tra la Dolomia dello Sciliar/Schlern (Ladinico Superiore - ?Carnico Inferiore) e la Dolomia Principale (Carnico Superiore - Retico) (Preto et al., 2005). In questo intervallo, ancora relativamente poco studiato, una nomenclatura stabile non esiste. Negli studi più recenti (Preto et al., 2005; Meneguolo, 2009) sono state riconosciute 6 unità litostratigrafiche.

-Dolomia di Rio di Terra Rossa

Questa unità litostratigrafica è rappresentata da circa 30 m di dolomite ben stratificata con intercalazioni di marne scure. Nella parte inferiore si distinguono vari cicli peritidali e superfici di esposizione subaerea. La parte superiore invece si presenta leggermente nodulare. La Dolomia di Rio di Terrarossa si sviluppa sopra la Dolomia della Sciliar tramite una superficie erosiva fortemente pedogenizzata e carsificata, localmente associata ad una bauxite.

-Formazione di Rio del Lago

Questa unità, con uno spessore stimato di più di 200 m (Preto et al., 2005; De Zanche et al., 2000), è costituita alla base da 20 m di un grainstone oolitico a bioclasti (membro dell'oolite di Rio Pontuz) seguito da marne argillose scure subtidali con intercalazioni di *wackestone-packstone* da bioturbati a nodulari (R. Meneguolo, 2009).

-“formazione” di Dogna

Il primo lavoro che segnali questa unità è Preto et al. (2005). In Preto et al. (2005), viene indicata una unità di circa 50 m di spessore tra la formazione di Rio del Lago e la formazione di Tor costituita da una successione di banchi di areniti quarzose e litiche ben stratificati con calcari marnosi e dolomie. Sono frequenti intercalazioni di marne argillose scure. Si distinguono due distinte successioni di areniti separate da un intervallo carbonatico-dolomitico (arenite “bassa” e “alta”) (R. Meneguolo, 2009). La descrizione più dettagliata delle facies carbonatiche di questa unità rientra negli scopi di questa tesi, mentre per le facies arenacee si farà riferimento a Meneguolo (2009).

-Formazione di Tor

Le facies sono simili a quelle della parte alta della formazione di Rio del Lago sotto la formazione di Dogna. Nella parte alta si possono trovare calcari laminati e superfici di esposizione subaerea.

-Dolomia della Portella

Questa unità è rappresentata da un singolo banco di dolomite massiva sopra alla formazione di Tor (De Zanche et al., 2000; Preto et al., 2005).

-Formazione di Monticello

È costituita da una successione di più di 100 m di calcari a bioclasti e peloidi, dolomie afanitiche e argille scure. Gli strati carbonatici di questa unità mostrano alcune evidenze di esposizione subaerea, compresi *mud-cracks* e tracce di reptazione terrestre (Roghi & Dalla Vecchia, 1997; Avanzini et al., 2007).

CAP 2 METODI

2.1 ATTIVITA' DI CAMPAGNA

L'attività di campagna si è svolta in più riprese nella primavera/estate dell'anno 2012 ed ha interessato quasi esclusivamente il fianco destro della vallecola del Rio Pontuz. Sulla parte sinistra, dove sul blocco di tetto di una faglia diretta, approssimativamente parallela al corso d'acqua, affiora la Dolomia di Rio di Terra Rossa, sono stati raccolti solo pochi campioni di roccia con vene di calcite, utili allo studio della paragenesi.

Inizialmente si è proceduto a identificare e localizzare sul terreno i log preesistenti (Meneguolo, 2009) e, quindi, si è proceduto a produrre un log stratigrafico della parte bassa dell'affioramento di Rio Pontuz. Il rilevamento completo e continuo della serie è stato possibile grazie ad un recente smottamento della copertura che ha fatto affiorare circa 20 metri di sezione coperti al tempo degli studi precedenti (Jadoul et al., 1995; Preto et al., 2005; Meneguolo, 2009).

Il campionamento si è svolto riservando particolare attenzione alle facies carbonatiche e a quelle che richiedevano lo studio delle microfacies per una interpretazione completa. Inoltre, è stato condotto un campionamento specifico orientato allo studio delle fasi di diagenetiche. A questo scopo sono stati appositamente raccolti campioni con plaghe di cemento di varia natura, grossi bioclasti sostituiti e vene di calcite.

2.2 PREPARAZIONE DEI CAMPIONI

Con i campioni raccolti si sono ottenute delle sezioni sottili standard a 30 micron. Queste sono state mantenute scoperte per lo studio in catodoluminescenza e si è prestata attenzione a recuperare i testimoni e tutti i ritagli di lavorazione per potervi poi campionare polveri per le indagini isotopiche.

2.3 CATODOLUMINESCENZA

Il fenomeno della catodoluminescenza consiste nella capacità che hanno alcuni materiali di emettere luce nel campo del visibile se investiti da un fascio di elettroni. I minerali carbonatici sono particolarmente pronti nell'emettere luminescenza in queste condizioni e ciò fa di questa tecnica una utilissima integrazione alla normale osservazione al microscopio ottico nello studio petrografico dei carbonati (Machel & Burton, 1991).

Lo strumento per l'osservazione delle sezioni sottili in catodoluminescenza è un microscopio da petrografia in cui il piattino rotante è sostituito da una camera a vuoto dove viene posta la sezione da analizzare. La differenza di potenziale indotta in un catodo genera un fascio di elettroni che investe il campione la cui risposta luminosa si può vedere normalmente attraverso gli oculari.



Fig. 4: Il microscopio da catodoluminescenza usato per le osservazioni; in evidenza, sotto gli oculari, la camera a vuoto.

A determinare la risposta visiva della catodoluminescenza nei carbonati sono soprattutto gli ioni Mn^{2+} e Fe^{2+} i quali si comportano rispettivamente da attivatore (conferisce forte luminosità) e da “*quencher*” (tende a spegnere la luminescenza). Quindi, la variazione di intensità della luce emessa dalle varie fasi di cemento dipende principalmente del rapporto Mn^{2+}/Fe^{2+} nel cristallo. Questo rapporto è influenzato da tutti i parametri chimico-fisici dell'acqua di poro e dai meccanismi di precipitazione (Machel, 1985; Machel, 1987; Machel & Burton, 1991).

L'uso della catodoluminescenza per indagare la storia diagenetica di una roccia carbonatica è comunque complesso e soggetto a molte incertezze a causa dei molteplici fattori che governano la risposta luminescente. In questo lavoro la si è usata in primo luogo per ottenere informazioni aggiuntive sulle varie fasi di cementazione presenti nella successione di Rio Pontuz.

Lo strumento per questo studio è un “Citl cold cathode luminescence 8200 mk3” della sezione di Padova dell'istituto di Geoscienze e Georisorse, CNR, installato presso il

Dipartimento di Geoscienze dell'università di Padova. Il microscopio monta una fotocamera digitale reflex Canon modello EOS 600D collegata in *LiveView* a un computer per la registrazione immediata delle immagini.

2.4 ISOTOPI STABILI DEL CARBONIO E DELL'OSSIGENO SU CARBONATO

Sono stati preparati 32 campioni di polveri di carbonato di cui 16 da roccia totale e altri 16 invece, relativi a fasi specifiche di cemento.

Il campionamento delle polveri da analizzare è stato effettuato con un trapano da dentista sul quale sono state innestate delle punte in acciaio o titanio con diametri da 1 a 0,5 mm. Con il trapano regolato a bassa velocità di rotazione, si è proceduto a fare piccoli fori in corrispondenza del materiale da campionare e le polveri così ottenute sono state riposte in provette di plastica. Si è posta attenzione a campionare su superfici di roccia pulita, cioè su frattura fresca o su taglio. I campioni da roccia totale sono stati scelti in porzioni della roccia il più possibile fini, prive per quanto possibile di granuli e non attraversate da fratture o vene di calcite tardiva.

Durante queste operazioni si è posta particolare attenzione nell'evitare di compiere errori che avrebbero potuto alterare il segnale isotopico originario come contaminazioni ambientali e tra campioni.

Dopo ogni campionamento la punta è stata risciacquata accuratamente in acido cloridrico diluito (10%) e poi con acqua deionizzata, in quanto eventuali residui di acido possono dar luogo a frazionamenti isotopici nel campione successivo.

Le polveri così ottenute sono state analizzate con uno spettrometro di massa automatico per isotopi a flusso continuo presso l'università di Innsbruck, calibrato sulla Vienna Pee-Dee Bellemnite (V-PDB) usando gli standard internazionali.

L'incertezza analitica a lungo termine è $\pm 0,07\%$ per il $\delta^{13}\text{C}$ e $\pm 0,08\%$ per il $\delta^{18}\text{O}$.

CAP 3 RISULTATI

3.1 ANALISI DI FACIES DELL'UNITÀ DI DOGNA

3.1.1 Introduzione

Lo studio delle facies costituenti l'unità di Dogna è stato condotto prevalentemente sulle litologie carbonatiche e terrigeno-carbonatiche in quanto le petrofacies dei banchi arenitici sono già state puntualmente indagate e descritte in Meneguolo (2009). Tale lavoro aveva inoltre investigato sotto un profilo sedimentologico e petrografico le successioni carbonatiche della Dolomia di Rio di Terrarossa e della Formazione di Rio del Lago; alcune delle facies ivi identificate (I, J, K) sono state ritrovate anche nella sovrastante unità di Dogna.

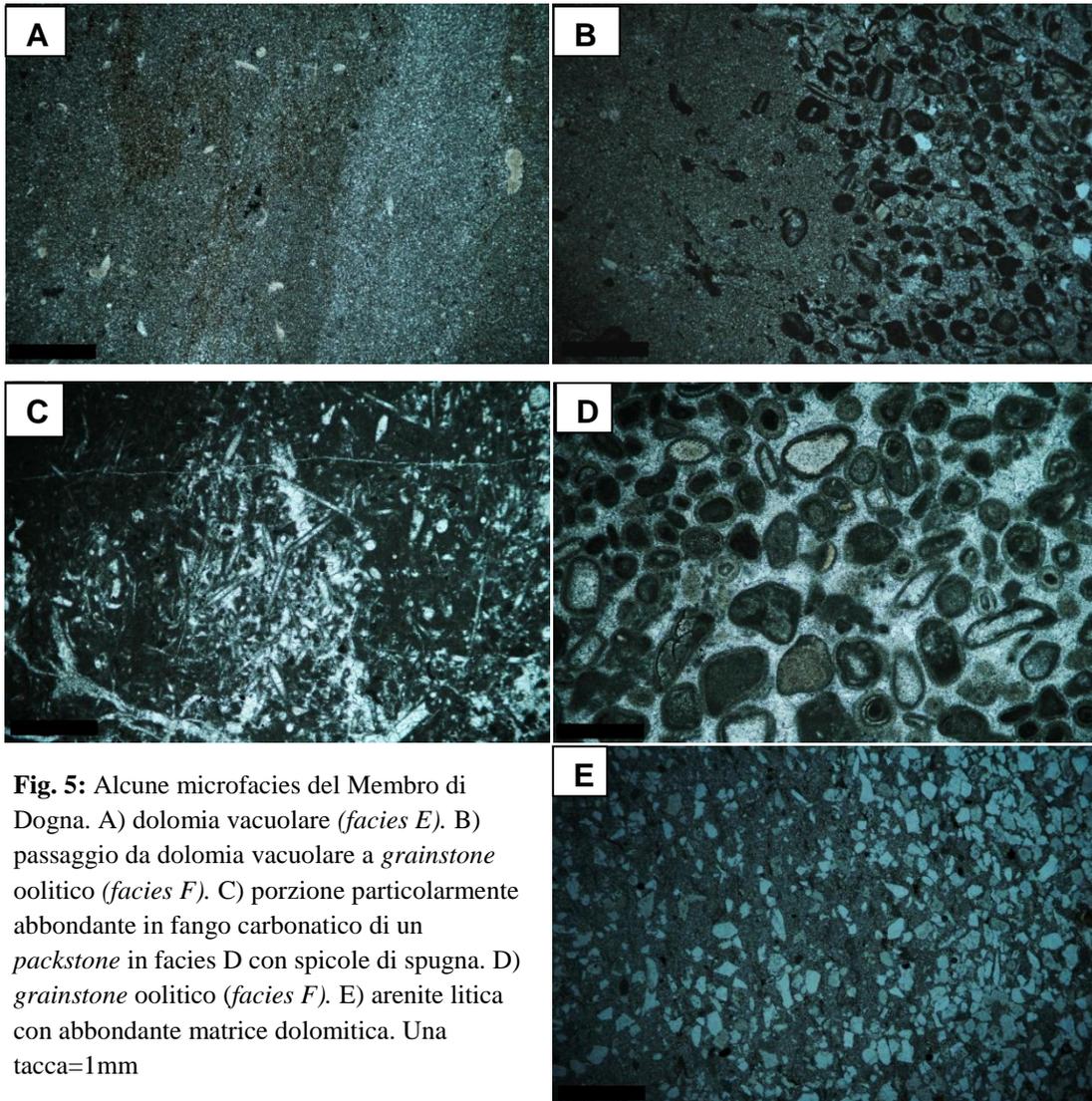
L'integrazione delle facies riconosciute con le litofacies terrigene permette di discriminare i sub-ambienti occorsi durante la deposizione dell'unità di Dogna.

3.1.2 Descrizione delle facies riconosciute

Riguardo alle litologie carbonatiche e terrigeno-carbonatiche sono state riconosciute complessivamente 6 facies.

- Facies A (coincidente con la facies I di Meneguolo, 2009): **Marne siltose**, strati da centimetrici a metrici con limite netto e laminazione piano-parallela. Contenuto fossilifero rappresentato da bivalvi e resti di piante. La stessa facies contiene, nella sottostante formazione di Rio del Lago, anche rari cefalopodi (Preto et al., 2005; Meneguolo, 2009).
- Facies B (coincidente con la facies J di Meneguolo, 2009): **Mudstone/wackestone**, strati centimetrici con base netta o leggermente ondulata, strutture sedimentarie assenti o obliterate da bioturbazione. Contenuto fossilifero rappresentato da foraminiferi, frammenti di alghe verdi e secondariamente da bivalvi.
- Facies C (coincidente con la facies K di Meneguolo, 2009): **Wackestone/packstone**, strati centimetrici con limite netto e base talvolta erosiva, laminazioni piano-parallele, gradazione normale, *shell carpet*, occasionalmente orientazione preferenziale delle valve. Contenuto fossilifero rappresentato da bivalvi, foraminiferi, echinodermata e occasionalmente cefalopodi e resti di piante. (Preto et al., 2005; Meneguolo, 2009).

- Facies D: **Packstone/grainstone**, livelli da decimetrici a metrici, con giunti da ondulati a nodulari, bioturbati, con noduli di selce nera. Contenuto fossilifero rappresentato da ostracodi, spicole di spugne e foraminiferi ialini e aragonitici. I granuli presentano generalmente una forte micritizzazione dei bordi; micritizzazione che talvolta pervade i bioclasti per più della metà del volume. Si osservano altresì granuli costituiti esclusivamente da carbonato microbiale (rari).
- Facies E: **Dolomia vacuolare**, più o meno arenacea, in strati da decimetrici a metrici, limite inferiore netto o con passaggio graduale su arenite, raramente passaggio graduale anche verso l'alto. Tessitura della dolomite (sensu Sibley and Gregg, 1987) da *planar-e* (euedrale) nei casi estremi in cui la dolomia costituisca la matrice di una arenite, a *planar-s* (subedrale) quando la componente terrigena è scarsa o nulla. Contenuto fossilifero rappresentato da rari ostracodi ed echinodermata.
- Facies F: **Grainstone oolitico**, strati da centimetrici a decimetrici con limite da netto a graduale di grainstone oolitico-bioclastico molto arenaceo, strutture sedimentarie assenti o evidenza di laminazione incrociata, ooidi generalmente corticali concentrici (*superficial ooids* sensu Simone L., 1981), nuclei costituiti principalmente da granuli terrigeni e occasionalmente da bioclasti. Contenuto fossilifero rappresentato da frammenti di bivalvi, foraminiferi, echinodermata e ostracodi.
- Facies G: **Marne scure**, colore nero, livelli da centimetrici a decimetrici, limite netto, strutture sedimentarie assenti, contenuto fossilifero assente.



3.1.3 Associazione di facies e sistemi deposizionali

Nella successione dell'unità di Dogna la facies carbonatiche riconosciute sono generalmente alternate alle areniti (in particolare le facies D ed F); inoltre, intervalli cospicui (decametrici) di successione sono costituiti pressoché interamente da corpi arenitici. Nelle associazioni di facies qui elencate vengono riportate anche le facies silicoclastiche riconosciute in Meneguolo (2009) con la relativa interpretazione, utilizzate per determinare i vari sub-ambienti occorsi durante la deposizione dell'unità di Dogna.

- Associazione di facies 1: Le facies **A**, **B** e **C** costituiscono un'associazione di litologie rappresentate prevalentemente da un'alternanza di *wackestone/packstone* e siltiti marnose. Lo spessore degli strati è da centimetrico a decimetrico, in alcuni casi gli strati sono lenticolari, con base erosiva, gradati normalmente, si osservano isoorientazione delle valve e altri indicatori di trasporto. Il contenuto fossilifero è rappresentato principalmente da

foraminiferi, alghe, bivalvi ed echinodermata; incrostazioni microbiali e bioerosione frequenti negli ultimi metri. INTERPRETAZIONE: rampa mediana con eventi di tempesta in zona fotica; grande abbondanza di nutrienti, acque eutrofiche (Meneguolo, 2009).

- Associazione di facies 2:

La facies **D** è un *packstone/grainstone* nodulare spesso associato alle areniti in facies T, E, B (Meneguolo, 2009) quindi di granulometria da fine a media, massive o leggermente laminate, con base erosiva, *fining-upward*. INTERPRETAZIONE: area subtidale in ambiente di laguna esterna.

- Associazione di facies 3:

La facies **F** (*grainstone* oolitico) si trova intercalata a strati arenitici da centimetrici a metrici (facies Fa, Fb, E sensu Meneguolo, 2009), l'associazione paleontologica è rappresentata soprattutto da ostracodi, foraminiferi e secondariamente echinodermata e bivalvi ma, in genere, appare poco diversificata. Anche quantitativamente la fauna risulta scarsa. Le ooliti corticali per formarsi richiedono un ambiente di alta energia a salinità da normale ad elevata; la nucleazione di gran parte di esse su granuli silicoclastici implica il rimaneggiamento di sedimenti arenacei che quindi hanno avuto un lungo tempo di residenza sul fondale marino. Il passaggio graduale delle facies oolitiche al tetto di barre di foce conferma tale ipotesi. La presenza di strati costituiti da una associazione scheletrica da clasto-sostenuta a matrice-sostenuta rappresentata da un misto di terrigeno medio-fine ed ooidi, talvolta con base erosiva, ed una matrice dolomitica può rappresentare un corpo sedimentario depositato da ventagli di *wash-over*. INTERPRETAZIONE: fascia sub-intertidale, barra di foce/barra oolitica.

- Associazione di facies 4:

L'associazione di facies 4 è caratterizzata dalla presenza delle facies E e G. La dolomia vacuolare si trova intercalata a strati decimetrici di areniti (facies O sensu Meneguolo, 2009) e rari *packstone/grainstone* in facies D centimetrici, nodulari e senza la presenza di selce. INTERPRETAZIONE: piana inter-sopratidale e laguna interna in clima arido a sedimentazione evaporitica (dolomia vacuolare) e secondariamente terrigeno-carbonatica. I frammenti di echinodermata possono provenire dalla laguna esterna che si sviluppa verso mare prima della barriera arenitico/oolitica in quanto la laguna/*sabkha* verso terra costituisce un ambiente a salinità variabile.

.

3.1.4 La successione dell'unità di Dogna: descrizione

Come già accennato nel cap. 2 la “formazione” di Dogna inizia e termina con intervalli prevalentemente arenitici: un'arenite basale (*lower arenites*) e un'arenite terminale (*upper arenites*).

L'arenite basale poggia in continuità deposizionale sulla formazione di Rio del Lago rappresentata da livelli decimetrici di *wackestone/packstone* intercalati a marne siltose, e livelli metrici di *packstone* nodulare (ass. di facies 1). Gli strati più alti della Formazione di Rio del Lago sono caratterizzati da incrostazioni microbiali (Meneguolo, 2009) e da un aumento della componente marnoso-siltosa e pelitica. Sono presenti resti di piante.

Dalla base dell'unità per circa 10 m troviamo areniti in strati da decimetrici a metrici, massivi o con laminazioni incrociate sui livelli più fini, intercalati a livelli carbonatici nodulari con selce e spicole di spugne (facies D), marne siltose (facies A) e *Mudstone/wackestone* della facies B. Nei successivi 11 m diminuisce progressivamente la componente arenitica a favore di marne e calcari (ass. di facies 2). A questo punto compaiono le dolomie vacuolari che caratterizzano i 25 m successivi (facies E).

La parte alta dell'unità vede il riaffermarsi degli apporti terrigeni dapprima blandamente, con circa 21 m di alternanze di dolomie, peliti, areniti, *packstone/grainstone* in facies D, e poi più intensamente con le areniti terminali (30 m). In quest'ultima parte di successione si distinguono due intervalli principali; entrambi sono costituiti di areniti da fini a medie, e non contengono fossili (Meneguolo, 2009). Questi due intervalli prevalentemente arenacei, di circa 10 m ciascuno, sono separati da un intervallo di strati decimetrici di *wackestone/packstone* e marne siltose potente anch'esso una decina di metri (ass. di facies 2).

3.1.5 La successione dell'unità di Dogna: interpretazione

In Preto et al. (2005) e Meneguolo (2009) tutta la successione affiorante nell'area di Dogna viene interpretata come una rampa carbonatica con variabile influsso terrigeno e, in questo contesto, la “formazione” di Dogna rappresenta un trend *shallowing* con un forte impulso silicoclastico.

Sempre in Meneguolo (2009) si riconosce che l'ambiente sedimentario di rampa rappresentato nella successione della Dolomia di Rio di Terrarossa e della Formazione di Rio del Lago localmente comprende lagune, piane tidali e barre oolitiche.

Ora, in riferimento all'evoluzione delle facies osservate all'interno dell'unità di Dogna si possono identificare alcuni cicli trasgressivo-regressivi definiti da trend riconoscibili lungo tutta l'unità.

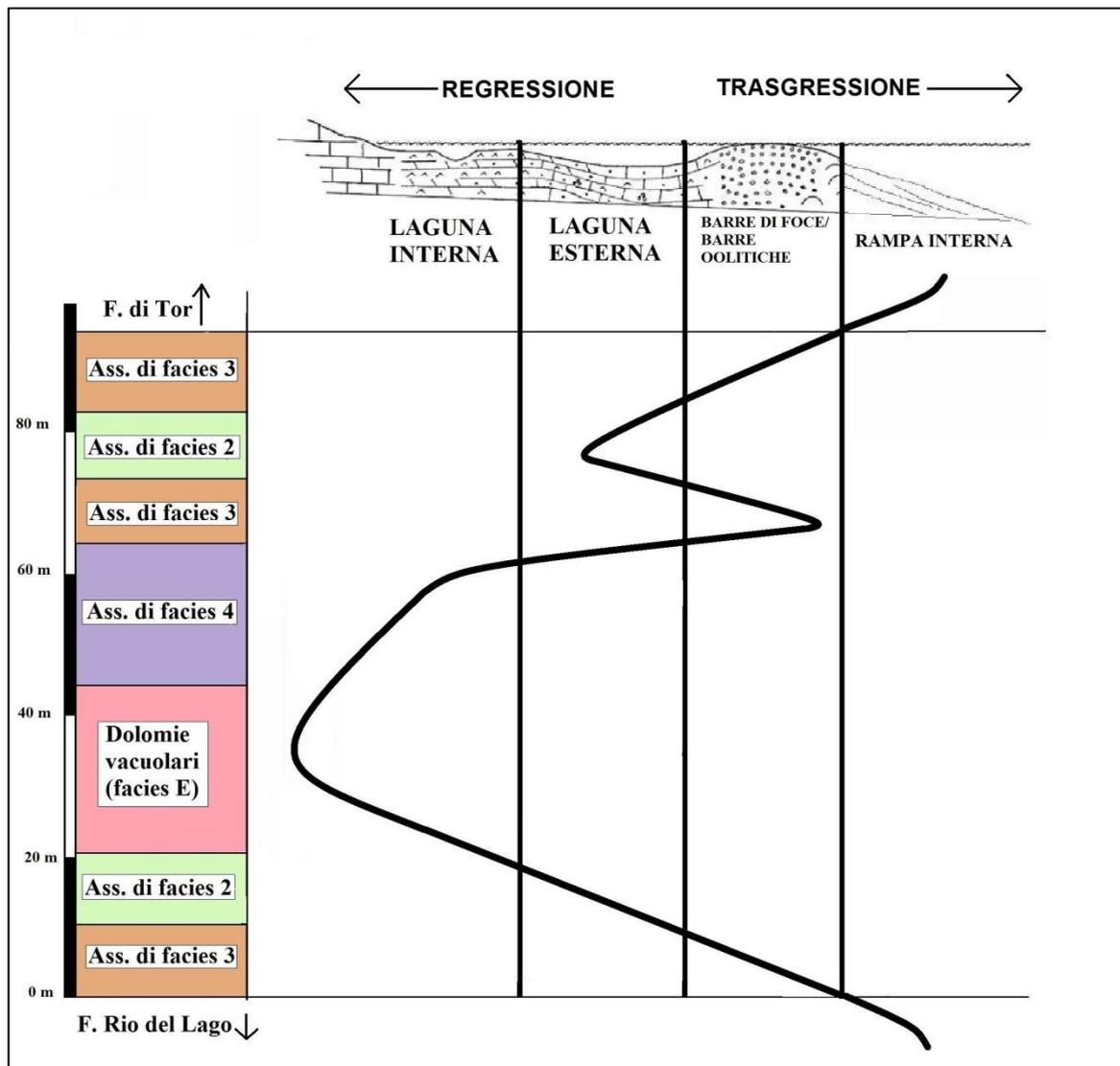


Fig.6: trend trasgressivo-regressivi identificati tramite l'analisi di facies. Se ne rilevano complessivamente due; il secondo è minore.

Nell'unità di Dogna la sedimentazione avviene tra il margine costituito dalle barre di foce/barre oolitiche e una laguna/*sabkha* che si sviluppa verso terra lasciando la rampa interna verso mare.

Nel lavoro di Meneguolo (2009) le arenite basali e terminali vengono indicate come barre di foce e canali distributari con ampia variabilità laterale delle facies ascrivibili ad un ambiente di foce. Secondo l'interpretazione proposta in questa tesi, l'apporto arenitico deve essere avvenuto in un contesto ambientale a forte energia dominato da onde, che rimaneggiano i materiali silicoclastici portati dai fiumi distribuendoli lungo costa. A riprova di questo, i corpi arenitici rimangono spesso sottoalimentati e vengono rimaneggiati in ambiente marino di bassa profondità con formazione di ooliti a nucleo silicoclastico.

3.2 DATI SULLE ANALISI PARAGENETICHE AL MICROSCOPIO OTTICO E IN CATODOLUMINESCENZA

3.2.1 Elenco delle fasi riconosciute

Di seguito vengono elencate le fasi carbonatiche e non carbonatiche precipitate individuate al microscopio ottico ed in catodoluminescenza (CL) nei campioni analizzati. Molte fasi sono riconoscibili solo in CL ma si è comunque voluto descrivere anche il loro aspetto in normale luce trasmessa. Inoltre, nella descrizione vengono inseriti anche processi di alterazione diagenetica che non hanno precipitato cementi (es. formazione di stiloliti, dissoluzione dei granuli carbonatici).

-FASI DI CEMENTO

- **Matrice microspartita:** aspetto microgranulare omogeneo o talvolta grumoso e peloidale, colore opaco. In CL è arancione luminescente.
- **Micrite:** raramente costituisce una matrice, generalmente è presente su bordi di bioclasti, granuli e ooliti come orlo di micritizzazione, colore opaco più scuro della microspartite. In CL va dall'arancione brillante all'arancione spento.
- **Rombi di dolomite:** cristalli piccoli ($\approx 40 \mu\text{m}$) localizzati in aree specifiche, spesso con ossidi associati, rilievo maggiore della calcite. In CL colore rosso-arancio brillante.
- **Celestina (SrSO_4):** grandi cristalli, a contorno allungato, in riempimento a mosaico di cavità geopetali e grossi gusci di bivalvi sostituiti, generalmente rara, bassi colori di interferenza. In CL non è luminescente.
- **Calcite 0 (C0):** cemento isopaco, in orli sottili ($10/20 \mu\text{m}$) attorno ai granuli carbonatici, primissima fase sintassiale su echinodermata, spesso precede C1 su ooliti e bordi interni di bioclasti. In CL è arancione spento.
- **Calcite 1 (C1):** cristalli a dente di cane o raccolti in aggregati raggiati, oppure cristalli più grandi e idiomorfi se accresciuti entro strutture geopetali. Può sostituire in parte grandi gusci di bivalvi disciolti. Riconosciuto anche come cemento sintassiale su echinodermata e attorno ooliti. Al microscopio ottico non è sempre distinguibile da C0 e dalle fasi successive. In CL è molto luminescente giallo-arancio brillante, e può essere zonato.
- **Calcite 2 (C2):** cristalli grandi a dente di cane, due zonazioni concentriche semplici. Limpido, spesso indistinguibile da C1 e C3. In CL è arancione spento.

- Calcite 3 (C3): cemento di riempimento, viene dopo C2 generalmente solo in grandi cavità (strutture geopetali, grandi gusci di bivalvi) e raramente è seguito da celestina. In rari casi non è preceduto da C2 ma cresce direttamente su C1. Al microscopio ottico appare in grandi cristalli chiari in continuità (epitassiali) su C2, disposti a mosaico o a drusa. In CL è invece non luminescente eccetto alcuni casi dove zonazioni spente concentriche semplici rendono i grandi cristalli ben definiti sebbene molto poco luminescenti.

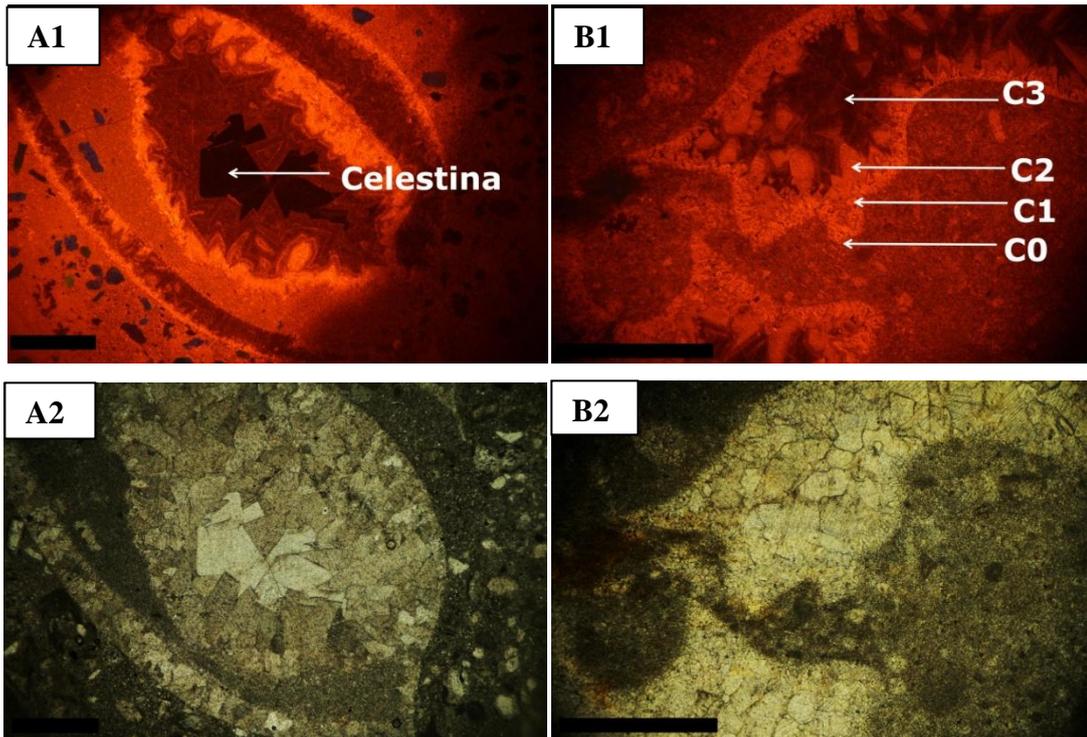


Fig. 7: A1 e A2 sono rispettivamente l'immagine in catodoluminescenza ed in luce ottica di un riempimento geopetale di bivalve con celestina cresciuta su C3; in B1 e B2 vi è invece l'immagine dei cementi di sostituzione di un guscio di bivalve in serie dal C0 al C3. Una tacca=1mm.

-VENE E STIOLITI

- Vene fibrose: sono spesso associate a stiloliti, le bordano generalmente da una parte sola previo cambiare lato al variare delle direzioni delle stesse. Tagliano tutte le altre vene e hanno larghezza costante su tutti i campioni, direzione variabile e contorta. Talvolta, a scala centimetrica, cambiando repentinamente direzione (30°) evolvono in fratture chiuse di *shear*. Cristalli di calcite fibrosa di colore grigio chiaro, le fibre sono spesso ondulate. In CL sono arancioni spente.
- Vene A: tra le generazioni di vene identificate questa presenta un riempimento calcitico di colore leggermente più scuro, cristalli orientati ortogonalmente alla direzione della

vena se allungati, o talvolta a mosaico. In CL il cemento di riempimento è di colore arancione più spento rispetto alle vene B.

- Vene B: le dimensioni di questa famiglia di vene sono molto variabili mentre quelle dei cristalli sono simili a quelle della vena A o minori e non mostrano orientazioni. In luce ottica il cemento è leggermente più chiaro di quello della vena A, mentre in CL è sempre arancione opaco ma più spento.
- Stiloliti orizzontali: rare, parallele alla stratificazione.
- Stiloliti non orizzontali: assai frequenti e variamente orientate.

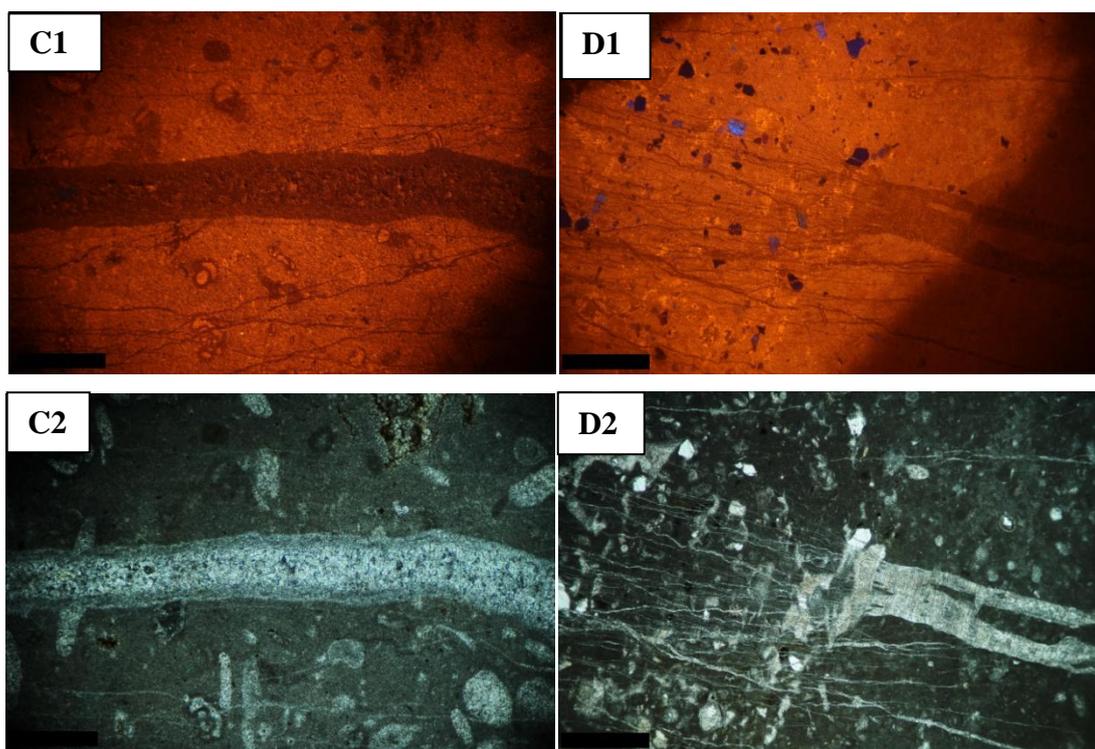


Fig. 8: C1 e C2 sono l'immagine in catodoluminescenza e in luce ottica di una vena Rosa (vedi capitolo successivo). D1 e D2 sono l'immagine in catodoluminescenza e in luce ottica di una Vena B; notare come la vena, compatta nella parte destra dell'immagine, si scinde in un fascio di vene minori quando interessa una porzione originariamente più porosa della sezione roccia. Una tacca=1mm

3.2.2 Gerarchia genetica delle fasi riconosciute

-La **micritizzazione** di bordi di bioclasti, granuli carbonatici e ooliti avviene in un contesto sin-deposizionale o comunque nelle primissime fasi successive alla deposizione.

-La genesi della **microsparite** la si può collocare in una fase molto precoce dei processi diagenetici in quanto avviene per effetto dell'instabilità chimica di piccoli aghi di aragonite sparsi nella matrice che vanno a disciogliersi per trasformarsi in calcite conferendo l'aspetto microsparitico.

-In seguito avviene una litificazione del sedimento e la dissoluzione dei gusci aragonitici (ad esempio quelli dei bivalvi) accompagnata dall'apertura di fenestre. La precipitazione delle prime fasi di cemento precede la dissoluzione dei gusci.

-A questo punto nella roccia è presente un'altissima porosità secondaria che viene via via occlusa dalle fasi **C0**, **C1** e **C2**.

-La deposizione del **C3** è associata all'apertura della famiglia di **vene A** che tagliano tutti i cementi fino al C2 ma non il C3 di cui anzi sono riempite.

-A questo punto è possibile collocare sia l'impostarsi dei **rombi di dolomite** che avviene in aree di maggiore circolazione di fluidi, sia la precipitazione della **celestina** che riempie i pochi vuoti rimasti, soprattutto nelle grosse cavità geopetali.

Non si sono potuti determinare i rapporti gerarchici tra queste due fasi (e per la celestina, invero, neanche con quelle successive) per la mancanza di relazioni fisiche fra esse. Tuttavia queste fasi minerali sono associabili ad uno stesso generico ambiente diagenetico di seppellimento.

-La generazione di **vene B** è probabilmente posteriore alla dolomite in quanto sembra tagliarne i piccoli cristalli.

-Come evento più recente nella paragenesi dei campioni analizzati è stato riconosciuto il formarsi delle **stiloliti** e delle **vene fibrose** a queste spesso associate. L'orientazione spesso non orizzontale delle stiloliti implica la loro formazione a causa di stress deviatori di tipo compressivo.

3.3 DATI DELLE ANALISI SUI RAPPORTI ISOTOPICI DEL CARBONIO E DELL'OSSIGENO NEL CARBONATO

3.3.1 Risultati analisi in roccia totale

Alcuni campioni per le analisi isotopiche provengono dalla frazione fine di facies carbonatiche con abbondante micrite o microsparite (*wackestone* e *rudstone* con matrice). Queste sono state campionate perché la componente fine dei carbonati ha maggiori probabilità di preservare un segnale isotopico del carbonio prossimo a quello dell'acqua marina (Preto et al., 2009).

I valori di $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ rilevati nei campioni analizzati sono in linea con i valori noti del Triassico superiore (Korte et al., 2005).

In figura si può osservare come ci sia un leggero abbassamento del $\delta^{13}\text{C}$ nei primi metri al disotto del banco arenitico basale. Tale oscillazione però è di ampiezza molto limitata e può probabilmente essere spiegata come un effetto diagenetico locale (vedi discussioni).

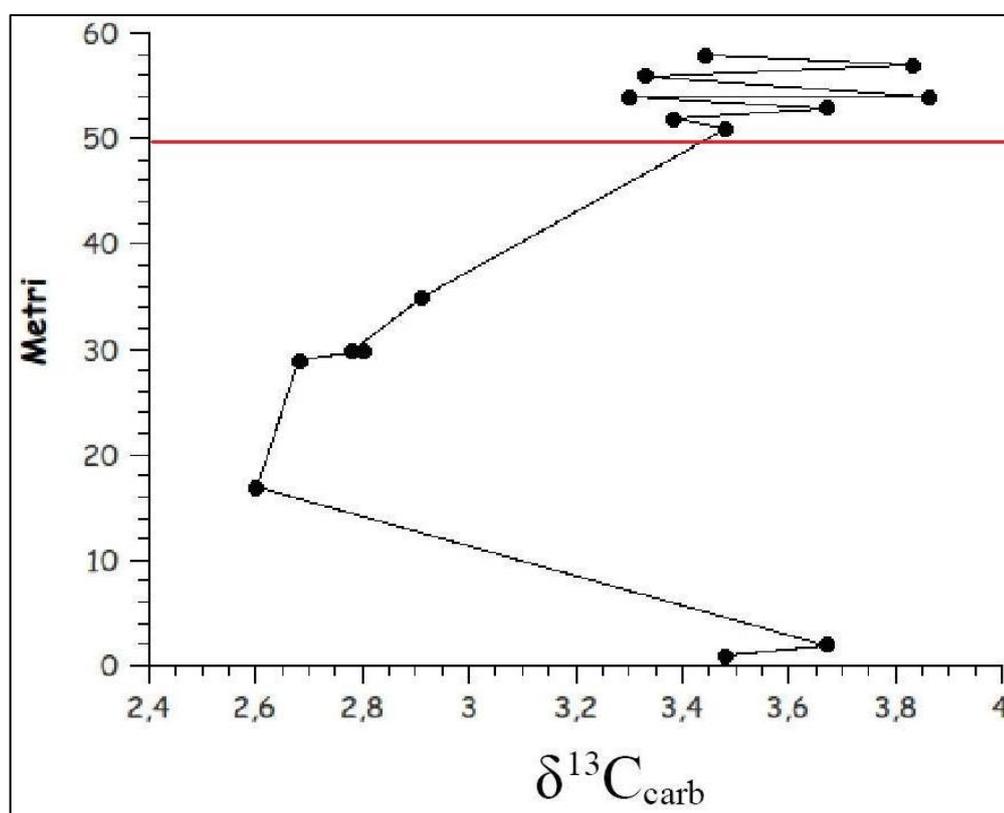


Fig. 9: Il grafico mostra l'andamento dei valori isotopici del $\delta^{13}\text{C}$ in roccia totale misurato sotto e sopra le areniti basali; la linea rossa corrisponde alle areniti basali, base stratigrafica della "formazione" di Dogna.

3.3.2 Risultati analisi puntuali su cementi

Le analisi puntuali hanno interessato i bivalvi più grandi e le fasi riconosciute precedentemente come vene A e vene B.

L'analisi isotopica non ha mancato di riservare sorprese rendendo possibile il riconoscimento di un'altra generazione di vene (Vene Rosa) e di una fase intermedia tra vene A e B: Vene A+

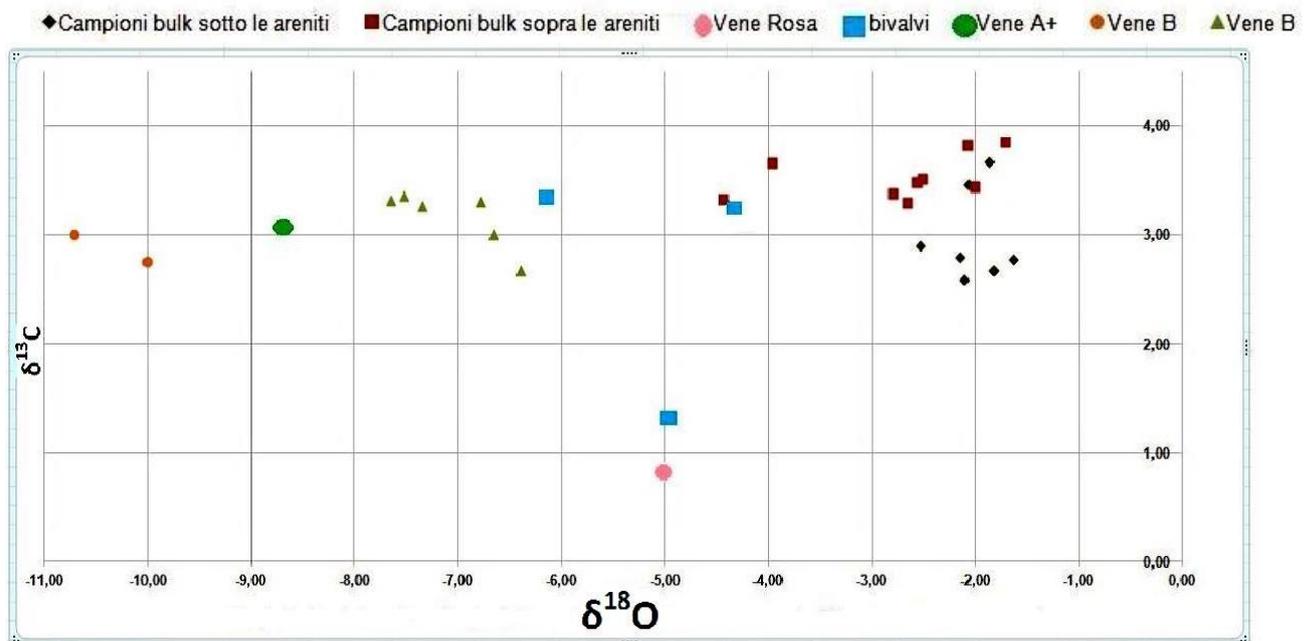


Fig. 10: Rappresentazione di tutti i dati isotopici ottenuti; analisi in roccia totale e puntuali.

CAP 4 DISCUSSIONI

4.1 PROPOSTA DI ISTITUZIONE DEL MEMBRO DI DOGNA

La procedura seguita per la proposta di istituzione del Membro di Dogna è quella indicata nella Guida Stratigrafica dell'ICS (International Commission on Stratigraphy). Si è deciso di assegnare alla successione il rango di membro in osservanza alle disposizioni della stessa.

a) Nome: Membro di Dogna.

b) Stratotipo: La successione affiora in maniera completa per tutto il suo sviluppo e senza consistenti disturbi tettonici nella valle incisa dal Rio Pontuz. Il sito si raggiunge percorrendo la SS13 in direzione Tarvisio, 1,5 km dopo l'abitato di Dogna dove la strada interseca il torrente. Si risale il greto del Rio Pontuz per 200 m; la formazione affiora sulla destra orografica.

c) Descrizione dell'unità allo strato tipo: Vedere cap. 3.1.4

d) Aspetti regionali: L'estensione geografica della Membro di Dogna è piuttosto ridotta e al momento attuale non sono riconosciuti altri affioramenti della stessa al di fuori del territorio di Dogna e dei comuni limitrofi. Lo spessore allo strato tipo (95m) è anche l'unico ad essere misurato in una successione continua; non si conoscono le variazioni di spessore regionali ma, data la complessa paleogeografia che caratterizzava il Trias delle Alpi Meridionali, si possono supporre molto elevate. I criteri da utilizzare per identificare ed estendere l'unità oltre l'area di Dogna sono anzitutto la presenza di banchi arenitici e, secondariamente, le facies di dolomie vacuolari e ooliti corticali.

e) Età geologica: L'associazione paleontologica e in particolare la biostratigrafia a palinomorfi (Roghi & dalla Vecchia, 1997; Preto et al., 2005) collocano quest'unità poco sotto il limite Julico-Tuvalico (Carnico).

f) Correlazione con le altre unità: A est, nel Tarvisiano, sulla successione di Cave del Predil (De Zanche et al., 2000) il Membro di Dogna si correla con la parte alta della Formazione di Conzen (Preto et al., 2005) e con le arenarie presenti alla base della Formazione di Tor (De Zanche et al., 2000). A ovest invece, in area dolomitica, con la parte bassa della Formazione di Heiligkreuz (Preto et al., 2005).

Meneguolo (2009) riconosce una correlazione tra le litozone A-B ed E della Formazione di Heiligkreuz e le areniti basali e terminali del Membro di Dogna.

g) Genesi: L'unità è costituita da rocce generate esclusivamente per processi sedimentari in un ambiente di laguna-fronte delta. La successione è deposta quindi in una porzione molto prossimale del profilo costiero, talora a bassa energia e con sedimentazione mista terrigeno carbonatica.

h) Referenze in letteratura:

- Julian Alps (Italy). *Tesi di Dottorato inedita, Università degli studi di Padova*, pp. 120, Padova. **De Zanche V., Gianolla P., Roghi G.**, 2000 - Carnian Stratigraphy in the Raibl/Cave del Predil area (Julian Alps, Italy), *Ecolage Geol. Helv.*, v. 93, pp. 1-27.
- **Jadoul F., Nicora A., Ortenzi A., Pohar C.**, 2002 - Ladinian stratigraphy and paleogeography of the Southern Val Canale (Pontebbano-Tarvisiano, Southern Alps, Italy), *Memorie della Società Geologica Italiana*, v. 57, pp. 29-43.
- **Meneguolo R.**, 2009 - Stratigraphic and compositional study of mixed shallow-water carbonate-siliciclastic units of Carnian age (late Triassic) in Dolomites and
- **Preto N., Roghi G., Gianolla P.**, 2005 - Carnian stratigraphy of the Dogna area (Julian Alps, northern Italy): tessera of a complex palaeogeography, *Boll. Soc. Geol. It.*, v. 124/1, pp. 269-279.
- **Roghi G.**, 2004 - Palynological investigations in the Carnian of the Cave del Predil area (Julian Alps, NE Italy), *Review of Palaeobotany and Palynology*, v. 132/1-2, pp. 1-35.

Il log completo del Membro di Dogna è in allegato a questo lavoro. Parte del log (parte alta) è stata presa da Meneguolo (2009), la restante, è opera di Bottaro F. e Zaupa N.

4.2 GEOCHIMICA ISOTOPICA

4.2.1 Isotopi delle analisi puntuali

Con poche eccezioni, tutti i campioni analizzati hanno valori del $\delta^{13}\text{C}$ simili; pari a $3,3\text{‰} \pm 1,3\text{‰}$. Tali valori riflettono abbastanza bene quelli dell'acqua marina superficiale durante il Carnico ($\approx 3,5\text{‰}$ secondo Korte et al., 2005). La discussione che segue quindi si concentra nello spiegare la variabilità dei valori del $\delta^{18}\text{O}$, che variano da $-4,36$ a $-10,01 \text{‰}$.

Nella diagenesi dei sedimenti carbonatici, all'aumentare del seppellimento normalmente si ha una diminuzione del $\delta^{18}\text{O}$ dei cementi precipitati perché con il procedere dell'approfondimento aumenta anche la temperatura (gradiente geotermico). A temperature

elevate, il carbonato tende a incorporare prevalentemente l'isotopo leggero ^{16}O (frazionamento). Questo trend verso valori più negativi del $\delta^{18}\text{O}$ è ben visibile confrontando la composizione isotopica delle vene A e delle vene B (fig. 10). Le vene A sono precedenti alle vene B in quanto vengono da queste ultime tagliate. Anche la diversa composizione isotopica dei cementi che sostituiscono bioclasti originariamente aragonitici può essere spiegata con lo stesso processo.

I gusci di bivalvi mostrano diversi valori di $\delta^{18}\text{O}$ a seconda della quantità di cemento C3 (che compone anche le vene A) che li sostituisce. Sulla base di osservazioni petrografiche si ritiene che C2, C1 e C0 abbiano valori isotopici molto vicini a quelli dell'acqua marina Carnica, anche se non è possibile essere più precisi al proposito a causa dell'impossibilità di campionare queste fasi separatamente. Il $\delta^{18}\text{O}$ del cemento di sostituzione dei grandi bioclasti, prevalentemente C3, risulta meno negativo (quando il campione è presumibilmente inquinato da C0-C2) o tutt'al più uguale a quello delle vene A. Questo costituisce ulteriore conferma che le vene A sono riempite dalla stessa fase (C3) che sostituisce i nuclei dei bioclasti più grandi.

Un campione proveniente da calcite che sostituisce un bivalve presenta un valore anomalmente basso di $\delta^{13}\text{C}$, pari a 1,2‰. Per questo campione si può invocare ossidazione della materia organica durante il seppellimento (vedi discussione delle analisi in roccia totale).

L'analisi isotopica ha permesso di discriminare due nuove generazioni di vene:

- Le vene Rosa (ascrritte al gruppo delle vene B su base petrografica)
- Le vene A+ (ascrritte al gruppo delle vene A su base petrografica)

La generazione delle vene Rosa per le sue caratteristiche geometriche (taglia tutte le altre fasi) è da collocare molto tardivamente nella storia diagenetica della roccia, La sua particolare firma isotopica, del resto, non è coerente con un cemento precipitato da acqua marina triassica o da un'acqua di poro da essa derivata. I valori isotopici anomali associati a questa generazione di vene, ed in particolare il valore basso del $\delta^{13}\text{C}$ (0,83‰) vengono qui interpretati come derivati da un fluido diagenetico tardivo circolante durante il sollevamento con composizione isotopica diversa dall'acqua di poro triassica.

Le vene A+ si collocano in un campo del grafico compreso tra il gruppo delle vene A e quello delle vene B e si considerano anche geneticamente intermedie a queste. L'aspetto generale della sezione sottile del campione dove sono state identificate le vene e la loro morfologia suggeriscono una litificazione piuttosto tardiva rispetto a ciò che si osserva comunemente nella successione di Rio Pontuz. Questo è evidenziato dall'aspetto nodulare e dalle strutture di carico osservate.

Una possibile interpretazione del dato di $\delta^{18}\text{O}$ di queste vene è che al momento della precipitazione della calcite C3 (successiva o contemporanea alla apertura delle vene A) questo sedimento non fosse ancora litificato; litificazione avvenuta solo in un secondo periodo comunque precedente alle vene B e che, pertanto, in queste fratture vi si sia depositato un cemento successivo a C3 ma ancora precedente alla apertura delle vene B.

4.2.2 Isotopi delle analisi in roccia totale

La porzione micritica delle rocce analizzate mostra caratteristiche di catodoluminescenza tipiche delle calciti C0 e C1. Inoltre, calciti C2 e C3 si osservano crescere su micrite e microsparite già formate. Di conseguenza si è ritenuto come ipotesi di lavoro che la micrite o microsparite potessero aver registrato un segnale isotopico prossimo a quello dell'acqua marina, poco o nulla alterato dalla diagenesi di seppellimento. Questa ipotesi è confermata dai valori medi misurati del $\delta^{13}\text{C}$ (3,3‰) e del $\delta^{18}\text{O}$ (-2,4‰), compatibili con quelli delle acque superficiali carniche ($\delta^{13}\text{C}$, 3,5‰; $\delta^{18}\text{O}$, -3,9 / -0,6‰) secondo Korte et al. (2005).

La debole oscillazione negativa del $\delta^{13}\text{C}$ sotto le areniti basali (fig. 9) può essere spiegata come un effetto diagenetico locale.

Dalle osservazioni di campagna si può supporre che i sedimenti carbonatici sottostanti le prime areniti del Membro di Dogna contengano una maggiore quantità di materia organica. Questo è suggerito dalla minore componente carbonatica delle marne e dal colore più scuro, a volte quasi nero. In sedimento fine, compatto e originariamente ricco di materia organica è possibile che una parte del carbonio precipitato come cemento calcitico non provenga dall'acqua marina (DIC, *Dissolved Inorganic Carbon*) o dalla dissoluzione di carbonato marino che costituisce parte del sedimento, ma provenga dall'abbondante materia organica (CH_2O) presente nel sedimento. I batteri eterotrofi (sempre presenti nei sedimenti) ossidando la materia organica liberano CO_2 ricca in carbonio leggero (^{12}C) e questa, disciolta nell'acqua di poro, va ad abbassare il $\delta^{13}\text{C}$ dei carbonati da essa precipitati.

I bassi valori di $\delta^{18}\text{O}$ riscontrati in due soli campioni possono essere giustificati da una maggiore presenza di cementi tardivi che pervadono la matrice, incorporati nel campione perché non riconosciuti nella fase di produzione della polvere.

4.3 SIGNIFICATO DEI CEMENTI E DELLE FASI DI ALTERAZIONE DIAGENETICA IN FUNZIONE DELLA POROSITÀ

La complessa sequenza paragenetica identificata mediante lo studio in CL, microscopio ottico e l'integrazione dei dati isotopici è schematizzata nel seguente grafico (fig. 11). In questo schema ad ogni cemento o processo di alterazione diagenetica viene associato un ambiente dove questi precipitano o avvengono.

	MARINO FREATICO	SEPP. SUPERFICIALE	SEPP. PROFONDO	ESUMAZIONE
Micritizzazione	—————			
Microsparite		—————		
Dissoluzione		—————		
C0		—————	
C1		—————	
C2			—————	
C3 / Vene A			—————	
Vene A+			—————	
Rombi di Dolomite			—————	———
Celestina			—————	———
Vene B			—————	
Stiloliti "orizzontali"			—————
Stiloliti "verticali"			
Vene Rosa				—————

Fig. 11: sequenza paragenetica delle fasi di cemento e dei processi di alterazione diagenetica rispetto agli ambienti dove questi precipitano o avvengono.

-Nell'ambiente marino freatico l'acqua di poro ha lo stesso chimismo dell'acqua marina e l'aragonite che compone molti bioclasti (soprattutto bivalvi e foraminiferi aragonitici) rimane stabile. Lo spessore dei sedimenti al di sotto della quale avvengono le trasformazioni diagenetiche probabilmente è al massimo di qualche metro. In questa fase la porosità del sedimento è solo primaria e quella efficace è variabile, a seconda della facies, ma generalmente elevata.

-Definiamo, per lo scopo di questo lavoro, l'ambiente di seppellimento superficiale come quella fase del seppellimento in cui la composizione delle acque di poro è modificata, ma il sedimento non ha ancora subito fenomeni di compattazione. L'ambiente diagenetico di seppellimento superficiale comporta probabilmente ancora condizioni ossidanti ma i fluidi di poro sono modificati rispetto all'acqua marina. Gli eventi di dissoluzione, microsparitizzazione e precipitazione dei primi cementi (C0/C1) sono collocabili in questa fase e si possono considerare contemporanei.

Sui campioni esaminati la dissoluzione dei gusci aragonitici è stata completa ed ha determinato una porosità secondaria molto alta al termine della fase diagenetica di seppellimento superficiale; C0 e C1 costituiscono solo un sottile *rim* sul bordo interno dei bioclasti disciolti.

L'ambiente diagenetico di seppellimento superficiale può arrivare anche a 600 – 1000 m di profondità; in questo lavoro, comunque, non si è affrontato il problema del collocamento degli eventi paragenetici nelle loro condizioni P/T, che avrebbe richiesto analisi ulteriori (es. su inclusioni fluide) o la conoscenza della composizione isotopica iniziale dei fluidi da cui il carbonato precipita, necessaria per calcolare temperature di seppellimento dal $\delta^{18}\text{O}$ del carbonato precipitato.

-Proseguendo con l'approfondimento le rocce vanno a trovarsi in condizioni di seppellimento profondo. In questa fase si collocano molti degli eventi paragenetici osservati; dalla precipitazione del C2-C3 all'impostarsi della generazione delle vene B. Anche la genesi delle stiloliti orizzontali, dovute a dissoluzione per pressione sotto il carico della colonna sedimentaria, avviene in questo ambiente diagenetico. L'alta porosità totale ed efficace che caratterizzava la successione prima di questa fase viene via via completamente chiusa (perlomeno nelle facies carbonatiche oggetto di studio).

L'unica facies indagata che presenta una certa porosità è quella delle dolomie vacuolari.

-Alla fase di seppellimento profondo segue una successione di eventi diagenetici che sono stati attribuiti alla fase di esumazione (sollevamento della successione sedimentaria durante le orogenesi Dinarica e Alpina). Gli unici eventi diagenetici riconosciuti sono l'impostarsi della generazione delle vene Rosa e la formazione delle stiloliti da stress deviatorio in contesto compressivo. Il volume e la tipologia della porosità non variano rispetto alla fase precedente.

CAP 5 CONCLUSIONI

- Nel Membro di Dogna la sedimentazione avviene tra il margine costituito dalle barre di foce/barre oolitiche e una laguna-sabkha. Nel complesso della successione Carnica affiorante nell'area di studio il Membro di Dogna si imposta in corrispondenza a una regressione con forte impulso silico-clastico (Meneguolo, 2009). All'interno dell'unità si possono identificare due cicli trasgressivo-regressivi. L'apporto arenitico è avvenuto in un contesto ambientale a forte energia dominato da onde, che rimaneggiano i materiali silicoclastici portati dai fiumi distribuendoli lungo costa. A riprova di questo, i corpi arenitici rimangono spesso sottoalimentati e vengono rimaneggiati con formazione di ooliti corticali a nucleo silicoclastico.
- Con il progredire del seppellimento, nelle facies carbonatiche la diagenesi porta ad una progressiva occlusione della porosità. Esiste tuttavia uno stage durante il seppellimento superficiale in cui si viene a creare una grande porosità secondaria. Le dolomie vacuolari mantengono un'alta porosità.
- Riguardo alla porosità, il Membro di Dogna con la sua alternanza di areniti e dolomie vacuolari nell'ambito di un sistema petrolifero può costituire un valido *carrier* o un *reservoir* di idrocarburi.
- Le analisi isotopiche del $\delta^{13}\text{C}$ inorganico da roccia totale non hanno registrato lo *shift* negativo che ci si poteva aspettare sopra le arenarie basali.
- L'obiettivo di condurre analisi isotopiche su fasi di cementi specifici precipitati da acqua marina non è stato raggiunto. I soli cementi che potevano avere queste caratteristiche (CO e C1) non sono campionabili.
- Considerando l'importanza della successione come possibile *reservoir*, la sua collocazione stratigrafica (contiene il CPE), e la bibliografia pregressa (Meneguolo, 2009; Preto et al., 2005); con la stesura di un log completo e continuo, unitamente alla descrizione puntuale delle facies, vi sono gli estremi per l'istituzione formale del Membro di Dogna. È stato scelto di abbandonare la denominazione "formazione", introdotta da Preto et al. (2005) considerata la limitata estensione geografica dell'unità.

BIBLIOGRAFIA

Avanzini M., Dalla Vecchia F., Mietto P., Piubelli D., Preto N., Rigo M., Roghi G., 2007, A vertebrate nesting site in northeastern Italy reveals unexpectedly complex behavior for late Carnian reptiles, *Palaios*, v. 22, pp. 465–475.

Bosellini A., 1968, Paleogeologia pre-anisica delle Dolomiti centrosettentrionali, *Atti Accademia Nazionale dei Lincei, Rendiconti Cl. Sc. Fis. Mat. Nat.*, ser. 8, v. 9, n. 1, pp. 3-33, Roma.

Bosellini, A., Gianolla, P. and Stefani, M., 2003, The Triassic carbonate platforms of the Dolomites (northern Italy): their evolution and stratigraphic framework, *Mem. Sci. Geol.*, v. 54, pp. 111-114.

Breda A., Preto N., Roghi G., Furin S., Meneguolo R., Ragazzi E., Fedele P., Gianolla P., 2009, The Carnian Pluvial Event in the Tofane Area (Cortina D'Ampezzo, Dolomites, Italy), *Geo.Alp*, v. 6, pp 80-115.

Breda e Preto, 2011, Anatomy of an Upper Triassic continental to marginal marine system; the mixed siliciclastic-carbonate Travenanzes Formation (Dolomites, Northern Italy), *Sedimentology*, v. 58, pp 1613-1647.

Dal Corso J., Mietto P., Newton R.J. Et al., 2012, Discovery of a major negative ^{13}C spike in the Carnian (Late Triassic) linked to the eruption of Wrangellia flood basalts, *Geology*, v. 40, pp 79-82.

Demico, R. V., and Hardie, L. A., 1994, Sedimentary structures and early diagenetic features of shallow marine carbonate deposits. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Atlas Series* v. 1, pp 255.

De Zanche V., Gianolla P., Roghi G., 2000, Carnian Stratigraphy in the Raibl/Cave del Predil area (Julian Alps, Italy). *Eclodge Geol. Helv.*, v. 93, pp. 1-27.

Dharlymple R. W. & Choi K., 2007, Morphologic and facies trends through the fluvial–marine transition in tide-dominated depositional systems: A schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation, *Earth- Science Review*, v. 81, pp. 135-274.

Dunham R.J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture. AAPG Memoirs, v. 1, pp. 108-121.

Flügel E., 1996, Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application., Springer-Verlag, 976 pp., Berlin.

Gianolla P., Jacquin T., 1998, Triassic sequence stratigraphic framework of western European basins. In: De Graciansky P.C., Hardenbol J., Jacquin T. and Vail P.R. (Eds.), Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European basins, SEPM Special Publication v. 60, pp. 643-650.

Gianolla P., Ragazzi E., Roghi G., 1998b, Upper Triassic amber from the Dolomites (Northern Italy). A paleoclimatic indicator?, *Rivista italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, v. 104, pp. 381-390.

Gianolla P., De Zanche V., Roghi G., 2003, An Upper Tuvanian (Triassic) platform-basin system in the Julian Alps: the start-up of the Dolomia Principale (Southern Alps, Italy), *Facies*, v. 49, pp. 135-150.

Gianolla P., 2009, The Carnian Pluvial Event in the Tofane Area (Cortina D'Ampezzo, Dolomites, Italy), *Geo.Alp*, v. 6, pp 80-115.

Jadoul F., Nicora A. & Ortenzi A. 1995, Il Ladinico superiore-Carnico in Val D'Aupa e Alpi Giulie: prospettive di studio per il limite Ladinico-Carnico, *Ann. Univ. Ferrara*, v. 5 (suppl.), pp 85-90.

Jadoul F., Nicora A., Ortenzi A., Pohar C., 2002, Ladinian stratigraphy and paleogeography of the Southern Val Canale (Pontebbano-Tarvisiano, Southern Alps, Italy), *Memorie della Società Geologica Italiana*, v. 57, pp. 29-43.

Keim, L., Spötl, C., Brandner, R., 2006, The aftermath of the Carnian carbonate platform demise: a basinal perspective (Dolomites, Southern Alps), *Sedimentology* v. 53, pp. 361–386.

Korte, C., Kozur, H., Veizer, J., 2005, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of Triassic brachiopods and carbonate rocks as proxies for coeval seawater and palaeotemperature., *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 226, pp 287–306.

Longhitano S. G., Sabato L., Tropeano M. & Gallicchio S., 2010, A mixed bioclastic-siliciclastic flood-tidal delta in a micro tidal setting: depositional architectures and hierarchical internal organization (Pliocene, Southern Apennine, Italy), *Journal of Sedimentary Research*, v. 80 pp 36-53.

Longhitano S. G., 2011, The record of tidal cycles in mixed silici-bioclastic deposits: examples from small Plio-Pleistocene peripheral basins of the microtidal Central Mediterranean Sea, *Sedimentology* v. 58, pp 691-719.

Machel H. G., 1985, Cathodoluminescence in Calcite and Dolomite and Its Chemical Interpretation, *Geoscience Canada* V. 12, No. 4, pp 139-140.

Machel H. G., 1987, Cathodoluminescence activation and zonation in carbonate rocks: an experimental approach, *Geologie en Mijnbouw* v. 66, pp 67-74.

Machel H. G., Mason R. A., Mariano A. N. & Mucci A., 1991, Causes and emission of luminescence in calcite and dolomite, *Luminescence microscopy and spectroscopy: qualitative and quantitative applications*, SEPM, pp 9-31.

Machel H. G. & Burton E. A., 1991, Factors governing cathodoluminescence in calcite and dolomite, and their implications for studies of carbonate diagenesis, *Luminescence microscopy and spectroscopy: qualitative and quantitative applications*, SEPM, pp 37-57.

Masetti D., Neri C., 1980, L'Anisico della Val di Fassa (Dolomiti Occidentali): sedimentologia e paleogeografia, *Annali dell'Università di Ferrara*, n.s., sez. 9, v. 7, pp. 1-19, Ferrara.

Meneguolo R., 2009, Stratigraphic and compositional study of mixed shallow-water carbonate-siliciclastic units of Carnian age (late Triassic) in Dolomites and Julian Alps (Italy). Tesi di dottorato inedita, Università degli studi di Padova, pp. 120, Padova.

Mount, J.F., 1984, Mixing of siliciclastic and carbonate sediments in shallow-shelf environments. *Geology (Boulder)*, v. 12/7, pp. 432-435.

Mutti M., Weissert H., 1995, Triassic monsoonal climate and its signature in Ladinian-Carnian carbonate platforms (Southern Alps, Italy). *Jour. Sed. Res., B*, v. 65/3, pp. 357-367.

- Neri, C., Gianolla, P., Furlanis, S., Caputo, R. and Bosellini, A.,** 2007, Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50000, foglio 29 Cortina d'Ampezzo, and Note illustrative, APAT, pp. 200, Roma.
- Preto N., Hinnov L.,** 2003, Unravelling the origin of carbonate platform cyclothems in the Upper Triassic Dürrestein Formation (Dolomites, Italy), *Jour. Sed. Res.*, v. 79, pp. 774-789.
- Preto N., Roghi G., Gianolla P.,** 2005, Carnian stratigraphy of the Dogna area (Julian Alps, northern Italy): tessera of a complex palaeogeography, *Boll. Soc. Geol. It.*, v. 124/1, pp. 269-279.
- Preto, N., Spötl, C., Guaiumi, C.,** 2009, Evaluation of bulk carbonate $\delta^{13}\text{C}$ data from Triassic hemipelagites and the initial composition of carbonate mud, *Sedimentology*. v. 56, pp. 1329–1345.
- Preto et al.,** 2010, Triassic climates – state of the art and perspectives, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 290, pp. 1-10.
- 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*, v. 246, pp 188-205.
- Roghi G.,** 2004, Palynological investigations in the Carnian of the Cave del Predil area (Julian Alps, NE Italy), *Review of Palaeobotany and Palynology*, v. 132/1-2, pp. 1-35.
- Roghi G., Ragazzi E. & Gianolla P.,** 2006, Triassic Amber of the Southern Alps (Italy), *Palaios*, v. 21, pp. 143-154.
- Sibley D. F., Gregg J. M.,** 1987, Classification of dolomitic rock textures, *J. Sed. Petrol.*, v. 57, pp. 957-965.
- Simms M. J. & Ruffel A. H.,** 1989, Synchronicity of climatic change and extinctions in the Late Triassic, *Geology*, v. 17, pp 265-268.
- Simms M.J., and Ruffell A.H.,** 1990, Climatic and biotic change in the late Triassic: *Geological Society of London (Journal)*, v. 147, pp. 321-327.

Simms M. J., Ruffell A.H., Johnson-Andrew L.A., 1997, Biotic and climatic changes in the Carnian (Triassic) of Europe and adjacent areas, In: Fraser N. C. e Sues H. D. (Eds.), In the shadow of the dinosaurs; early Mesozoic tetrapods, pp. 352-365.

Simone L., 1981: Ooids: a review, *Earth Sci. Rev.*, v. 16, pp. 319–355.

Stefani M., Furin S., Gianolla P., 2010, The changing climate framework and depositional dynamics of Triassic carbonate platforms from the Dolomites, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 290, pp. 43-57.

RINGRAZIAMENTI

Questa tesi non sarebbe stata decisamente possibile senza la presenza di due persone:

- Nereo, ovviamente, il mio relatore; le conoscenze impresse in questi fogli non sono che una piccola, e forse neanche tanto importante parte, di quello che mi ha passato.

- e Fabio, il miglior compagno di campagna che si possa avere, un Amico, uno che se non ci fosse stato in quest'ultimo periodo, le immagini di questa tesi sarebbero decisamente meno.

Però desidero utilizzare questo spazio anche e soprattutto per dare un sincero abbraccio a tutte quelle persone che ho avuto il piacere di incontrare in questi due anni di corsi universitari: Steps e Fabio (ancora) prima di tutti, poi i miei compagni di corso padovani e quelli della Casona; mi ritengo molto fortunato ad avervi incontrato, e sono veramente felice di potervi chiamare amici.

Ovviamente ci sono anche altre persone che hanno in qualche modo concorso a farmi arrivare fin qui, cari genitori, ma questa è un'altra storia, troppo grande per poter trovare spazio in questa piccola tesi, Grazie.