

1. INTRODUZIONE

1.1. Scopo del lavoro

In questo lavoro sono stati studiati granuli rivestiti di forma sub-sferica e dimensioni fino a millimetriche provenienti dal Giurassico della Piattaforma di Trento. I granuli analizzati sono risultati essere ooidi e granuli rivestiti di lamine di probabile origine microbiale al di sotto dei 2 mm di diametro, cioè microoncoidi. Lo scopo finale del lavoro può essere riassunto nei seguenti punti:

- Fornire una caratterizzazione petrografica dei granuli sub-sferici del Giurassico della Piattaforma di Trento (cioè, ooidi e altri granuli simili eventualmente presenti).
- Proporre una classificazione morfologica e petrografica dei granuli rivestiti della Piattaforma di Trento, alternativa o integrativa a quella di Scudeler Baccelle (1976).
- Identificare se possibile la mineralogia iniziale dei granuli rivestiti.
- Utilizzare i dati geochimici per identificare, entro la successione giurassica, la posizione dello *shift* tra “mare aragonite” Mississippiano-Giurassico e “mare calcite” Giurassico-Cenozoico con una maggiore precisione cronostratigrafica rispetto a Sandberg (1983).

Il Gruppo dei Calcari Grigi e il Gruppo di San Vigilio costituiscono buona parte della successione stratigrafica della Piattaforma di Trento, e il presente lavoro di tesi verte sull'analisi petrografica e geochimica degli ooidi e microoncoidi contenuti in queste due unità. I campioni provengono dalla porzione occidentale della piattaforma, nello specifico dalle sezioni stratigrafiche di Viote, Tofino, Madonna della Corona, Santa Massenza e dalla località di Segà d'Ala. Le litologie esaminate sono essenzialmente *grainstone*, *packstone* e *wackestone*; non sempre quindi la frazione oolitica è dominante nei campioni, ma risulta comunque rappresentativa.

L'approccio analitico è basato su tecniche quali la microscopia ottica in luce trasmessa e riflessa, la catodoluminescenza, la microscopia elettronica a scansione (SEM) e le analisi geochimiche *in situ* (LA-ICP-MS).

Si è così potuto descrivere in maniera accurata la morfologia degli ooidi e dei microoncooidi, stimare la loro microporosità e ricavare la loro composizione geochimica in termini di elementi maggiori ed in traccia.

1.2. Problema del mare calcite – aragonite

Gli ooidi sono ritenuti un ottimo indicatore paleoambientale e forniscono importanti informazioni sulla chimica degli oceani del passato.

Sandberg (1983) ipotizza che la tessitura e la mineralogia originaria degli ooidi e dei cementi marini fossili siano indicatori di un trend globale nella mineralogia dei carbonati non scheletrici del Fanerozoico.

In particolare vengono teorizzati dei cicli di primo ordine, in linea con i principali cicli eustatico-climatici individuati al tempo. I cicli di Sandberg comprendono (figura 1) due episodi “inibitori della cristallizzazione di aragonite” o “mari di calcite” (dal Cambriano al tardo Mississippiano; dal tardo Triassico o Giurassico inferiore all’inizio / medio Cenozoico) e tre “favorevoli alla cristallizzazione di aragonite” o “mari di aragonite” (dal tardo Precambriano all’inizio del Cambriano; dal tardo Mississippiano al tardo Triassico o Giurassico inferiore, dall’inizio/ medio Cenozoico al presente).

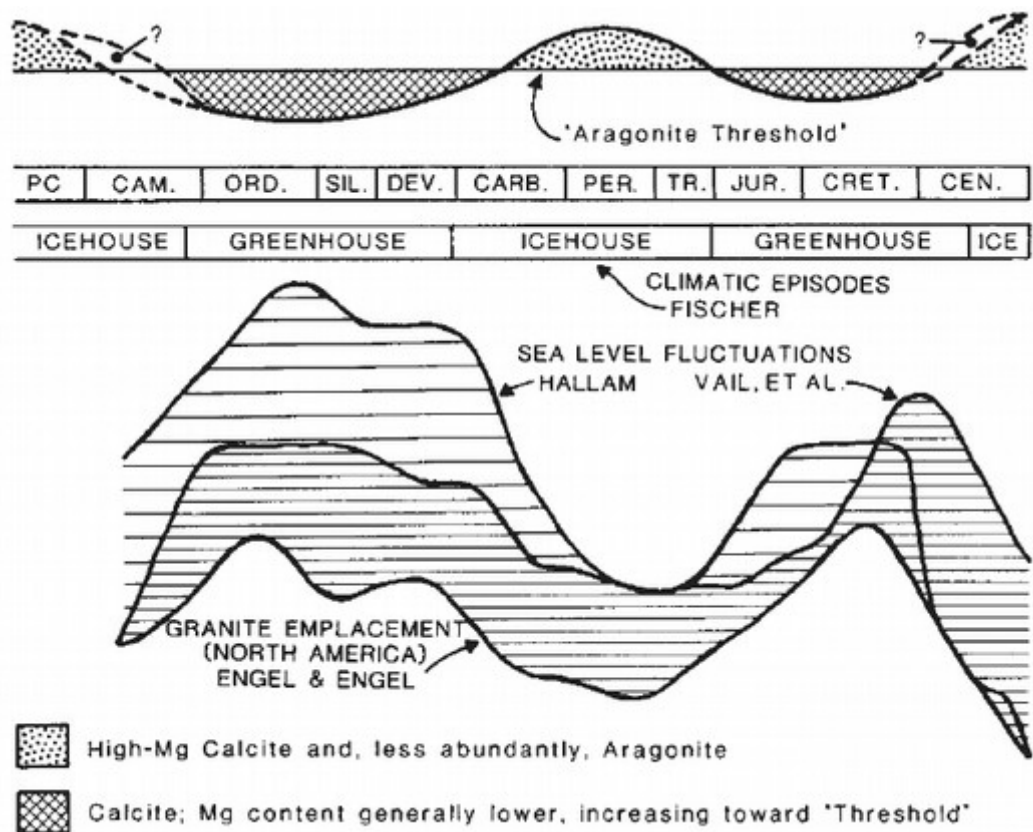


Figura 1: il grafico in alto illustra i cicli di primo ordine dedotti dalla mineralogia dei carbonati non scheletrici, con oscillazioni al di sopra e al di sotto di una cosiddetta "soglia dell'aragonite". Questo grafico viene confrontato con le curve in Fischer (1983) relative al livello del mare, alla messa in posto di corpi granitici ed agli episodi climatici (Sandberg, 1983).

I risultati delle analisi di ooidi e cementi hanno posto un'importante questione. Poiché l'aragonite risulta normalmente instabile e viene spesso sostituita da calcite durante la diagenesi, Sandberg (1983) propone dei criteri per stabilire se i campioni fossero originariamente aragonitici.

-Preservazione dell'aragonite nei campioni.

-Presenza di un mosaico di calcite grossolano che taglia irregolarmente la struttura originaria e contiene dei relitti aragonitici orientati, sotto forma di inclusioni solide (Sandberg, 1975; Sandberg et al., 1973).

-Presenza di un mosaico di calcite, senza relitti di aragonite ma con un contenuto di Sr significativamente più alto di quello della calcite primaria (Mazullo, 1980).

-Presenza di un mosaico di calcite con un contenuto di Sr non elevato come in (3).

I costituenti calcitici a tessitura fine vengono sostituiti parzialmente da calcite più grossolana. Si suppone che la tessitura fine restante subisca pseudomorfismo.

-Presenza di microcavità da dissoluzione, eventualmente riempite di cemento.

-Preservazione della struttura/tessitura fine, intesa come risultato di calcitizzazione pseudomorfica.

Il primo criterio è sicuramente il più affidabile di tutti, a differenza degli ultimi due.

Il criterio 3 si basa sulle concentrazioni di Sr nell'aragonite ricristallizzata in calcite e trova conferma in Steuber & Veizer (2002): il rapporto Sr/Ca nei mari calcite è maggiore di quello nei mari aragonite, poiché lo stronzio viene più facilmente incorporato nell'aragonite rispetto alla calcite.

Sandberg (1983) formula inoltre delle ipotesi sui fattori responsabili della transizione mineralogica tra calcite ed aragonite nel Fanerozoico.

Riprendendo il lavoro di Mackenzie & Pigott (1981), teorizza che l'oscillazione registrata sia principalmente dovuta a cambiamenti della $p\text{CO}_2$ atmosferica, indotti dalla tettonica.

Tale considerazione viene motivata dalla correlazione tra oscillazioni del livello del mare legate all'attività delle dorsali medio-oceaniche (MOR), alternanza mare calcite-mare aragonite e cicli "*icehouse* – *greenhouse*" di Fisher (1981).

Ad un periodo di elevata attività delle MOR corrisponde un innalzamento della $p\text{CO}_2$ atmosferica e del livello del mare (episodio "*greenhouse*"); viceversa, ad un periodo di limitata attività delle MOR si associa un abbassamento del livello del mare e della $p\text{CO}_2$ atmosferica (episodio "*icehouse*").

Studi successivi hanno però evidenziato le numerose criticità di quest'interpretazione.

In Berner (1994) si obietta la scarsa rilevanza del tasso di produzione di crosta oceanica sulla $p\text{CO}_2$ atmosferica.

Secondo l'interpretazione di Sandberg (1983), una $p\text{CO}_2$ elevata stimolerebbe il passaggio al "mare calcite" in condizione di sottosaturazione del sistema rispetto all'aragonite e di contemporanea sovrasaturazione rispetto alla calcite.

Stanley & Hardie (1998) verificano che questo scenario è teoricamente possibile, ma per un range degli stati di saturazione del CaCO_3 estremamente ristretto ($1 < \Omega_{\text{calcite}} < 1,5$ e $0,7 < \Omega_{\text{aragonite}} < 1$), che non viene considerato plausibile per intervalli geologici prolungati.

La $p\text{CO}_2$ è fortemente influenzata da latitudine e profondità, poiché la solubilità dell'anidride carbonica varia con la temperatura e la pressione; ciò non renderebbe dunque possibile il prevalere di uno dei due polimorfi di CaCO_3 negli oceani a livello globale (Ries, 2010).

Un'altra evidenza contraria alla supposizione di Sandberg (1983) riguarda la rapida dissoluzione *post-mortem* dei gusci in aragonite nei mari calcite, a causa dell'elevata $p\text{CO}_2$ che si dovrebbe riscontrare. Si è verificato che ciò non accade nei mari calcite del Tardo Cretaceo e dell'inizio del Cenozoico (Stanley & Hardie, 1998).

A ciò si aggiungono dati sperimentali sulla nucleazione di fasi calcitiche dall'acqua di mare (Burton & Walter, 1991), che provano come da mari calcite sottoposti alle condizioni del modello sostenuto da Sandberg (1983) dovrebbe precipitare calcite alta in Mg, contrariamente a quanto avviene in natura.

In alternativa, Stanley & Hardie (1998) interpretano le oscillazioni mare calcite – mare aragonite come conseguenza delle variazioni del rapporto Mg/Ca e della concentrazione di Ca^{2+} negli oceani, a loro volta causate da cambiamenti nel tasso di apertura del fondale oceanico.

Tale proposta deriva dal modello che Hardie (1996) aveva precedentemente applicato ai carbonati non scheletrici ed alle evaporiti e che Stanley & Hardie (1998) hanno esteso agli organismi marini costruttori di reef e produttori di sedimento.

In Hardie (1996) viene inoltre verificato che, come avviene attualmente, la calcite alta in Mg precipita insieme all'aragonite quando il rapporto Mg/Ca è particolarmente elevato nell'acqua marina. Per definizione la calcite alta in Mg contiene più di 4 moli % di $MgCO_3$, mentre la calcite bassa in Mg un quantitativo minore di 4 moli % di $MgCO_3$.

Il valore di Mg/Ca molare scelto come soglia per la precipitazione di calcite bassa in Mg, piuttosto che dell'associazione aragonite + high-Mg calcite, è stato fissato a 2 (Füchtbauer & Hardie, 1976; 1980).

Morse et al. (1997) sottolinea come le alte temperature, assieme ad un elevato Mg/Ca, favoriscano la precipitazione di aragonite rispetto alla calcite.

Il lavoro di Hardie (1996) prova la sincronia tra i cicli di precipitazione di evaporiti marine di $MgSO_4$ e KCl e le alternanze mare calcite – mare aragonite nel corso del Fanerozoico.

Nello specifico, ai mari aragonite corrispondono evaporiti di $MgSO_4$, mentre ai mari calcite quelle di KCl (Figura 2).

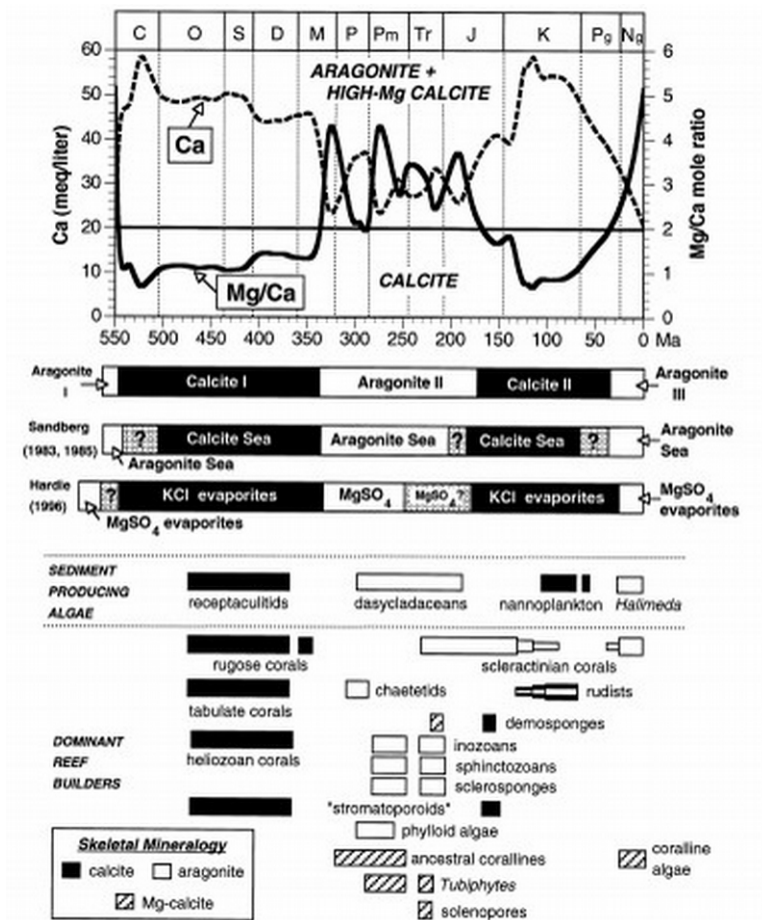


Figura 2: confronto tra la distribuzione temporale dei taxa biocostruttori e produttori di sedimento di Hardie (1996), le distribuzioni di Sandberg (1983) relative ai carbonati non scheletrici e quelle tratte da Hardie (1996) sulle evaporiti marine. Il grafico in alto illustra la variazione di Mg/Ca e Ca^{2+} nel tempo, con il valore-soglia Mg/Ca=2 indicato da una linea orizzontale. Calcite I-II e Aragonite I-II-III fanno riferimento alle suddivisioni mare calcite- mare aragonite di Sandberg (1983).

Nel caso però delle evaporiti, egli ha provato che la pCO_2 atmosferica non ha nessuna influenza sulla loro mineralogia e dunque nemmeno sulla sincronizzazione delle due oscillazioni confrontate.

In quest'interpretazione, le MOR sono pensate come grandi scambiatori ionici presso cui la trasformazione dei basalti in serpentiniti (*greenstone*) rilascia Ca^{2+} in acqua e rimuove Mg^{2+} . Il tasso di produzione di crosta oceanica regolerebbe quindi il rilascio di fluidi idrotermali da parte delle MOR: un innalzamento del tasso abbasserebbe il rapporto Mg/Ca dell'acqua marina, innalzando contemporaneamente la concentrazione di Ca^{2+} .

Come riportato in Spencer & Hardie (1990), ad influenzare la composizione chimica dell'acqua marina attuale sono soprattutto gli apporti fluviali ("river water" o RW) ed appunto i fluidi idrotermali provenienti dalle MOR, insieme alla precipitazione di CaCO_3 e SiO_2 .

Una maggiore produzione di crosta oceanica provoca l'aumento del rapporto MOR/RW, con contemporaneo innalzamento della concentrazione di K^+ e Ca^{2+} e diminuzione di Mg^{2+} ed SO_4^{2-} .

In ultima analisi, la $p\text{CO}_2$ atmosferica non può essere vista come il fattore primario che regola la sincronia tra i cicli legati alla mineralogia dei carbonati e la produzione di crosta oceanica; tuttavia, nel caso in cui Mg/Ca assuma valori prossimi al limite mare calcite – mare aragonite, le fluttuazioni di $p\text{CO}_2$ e la temperatura dell'acqua marina possono avere una certa influenza.

Come detto in precedenza, Stanley & Hardie (1998) estendono il modello di Hardie (1996) a numerosi organismi.

Quest'ultimi appartengono a taxa tipici di acque calde poco profonde, soggetti al fenomeno dell'ipercalcificazione od incapaci di esercitare un controllo significativo sul processo di calcificazione.

Questa scelta deriva dal fatto che l'ipercalcificazione è più efficace in acque calde (Stanley & Hardie, 1998), mentre salinità e temperatura esercitano un controllo significativo sulla mineralogia in relazione alla profondità ed alla temperatura (Ries, 2010).

Al rapporto Mg/Ca ed alla concentrazione di Ca^{2+} negli oceani sono imputati: il ruolo di costruttori di reef da parte di taxa calcitici nel corso dei mari Calcite I e Calcite II; la stessa funzione per i taxa aragonitici nei mari Aragonite II ed Aragonite III; la capacità di formare rocce da parte delle alghe verdi limitatamente ai mari Aragonite II e III e la diffusione del genere *Receptaculites* nel mare Calcite I; il declino dei coralli aragonitici come biocostruttori nel tardo Cretaceo, fenomeno che s'inverterà solo nell'Oligocene per l'aumento di Mg/Ca; la deposizione di gesso massivo in concomitanza con valori più bassi di Mg/Ca (Tardo Cretaceo, inizio del Paleocene) ed il fenomeno inverso in corrispondenza di Mg/Ca elevato (Eocene); l'evoluzione e l'estinzione del nannoplankton calcareo nel corso del Cenozoico; l'oscillazione nella mineralogia delle spugne nel corso del Fanerozoico; la maggiore diffusione di briozoi calcitici nel mare Calcite II rispetto ad Aragonite II, così come la comparsa di briozoi aragonitici a seguito dell'aumento di Mg/Ca nel corso del Cenozoico.

A queste considerazioni possono essere associati gli studi di Dickson (2002; 2004), che individuano negli echinodermi un ulteriore indicatore della variazione del rapporto Mg/Ca in acqua marina.

I modelli geochimici (Wilkinson & Algeo, 1989; Hardie, 1996) e gli studi sulle inclusioni fluide nell'halite primaria marina (Lowenstein et al., 2001; Brennan & Lowenstein, 2002; Horita et al., 2002) hanno stabilito che il suddetto rapporto è oscillato tra 1 e 5 nel Fanerozoico. (Figura 3)

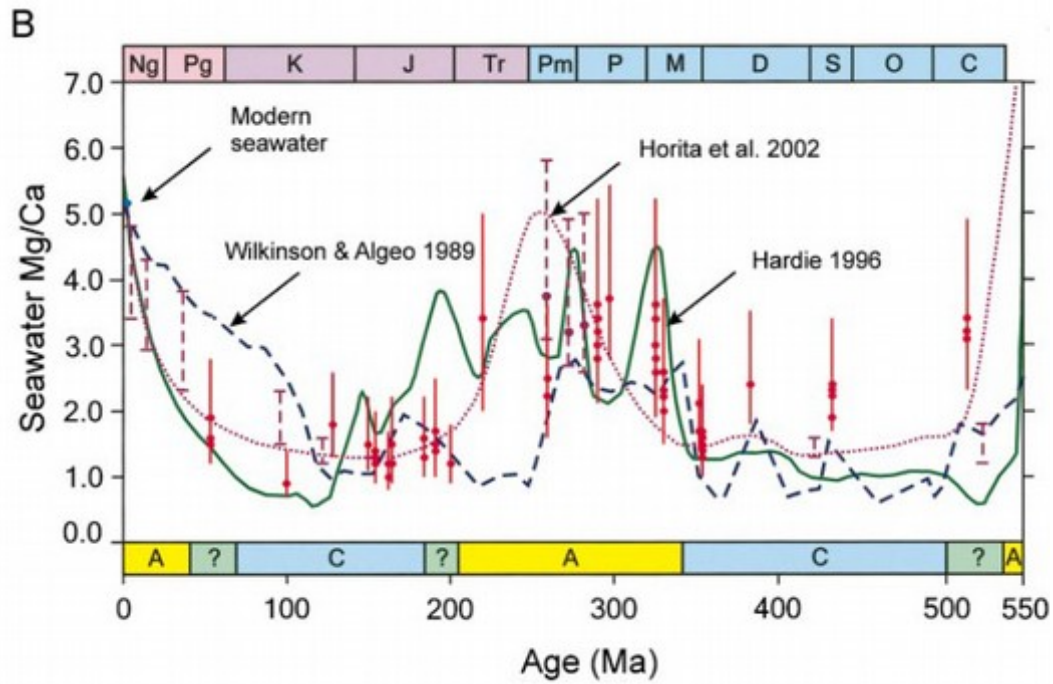


Figura 3: Plot del rapporto molare Mg/Ca vs. tempo (Ma). I dati in rosso sono relativi agli echinodermi e quelli in viola alle inclusioni fluide in halite. La linea tratteggiata blu si riferisce al modello geochimico di Wilkinson & Algeo (1989), mentre la linea verde a quello di Hardie (1996). A e C indicano gli intervalli mare aragonite-mare calcite di Sandberg (1983). (Dickson, 2004)

1.3. GLI OOIDI

1.3.1. Definizione

Poiché il nostro lavoro verte sull'analisi petrografica e geochemica delle ooliti del Gruppo dei Calcari Grigi e dell'Oolite di San Vigilio, diamo ora una definizione di ooide.

Per ooide s'intende un granulo rivestito non scheletrico di forma generalmente sferica od ovoidale, di composizione carbonatica e non.

Taluni ooidi possono legarsi assieme (ooidi composti o complessi) a formare il nucleo di un ooide più grande (poliooide), mentre gli "ooidi multipli" sono il risultato del concrescimento di più ooidi assieme.

Gran parte degli ooidi singoli non supera i 2 mm di diametro, e le dimensioni massime raggiunte da un ooide (solitamente intorno al millimetro) riflettono il bilancio crescita-erosione (Flügel, 2004).

La taglia del singolo ooide è controllata da criteri quali la disponibilità di nuclei nell'ambiente (Bathurst, 1975), il tasso di crescita (Swett & Knoll, 1989), la mobilizzazione e l'agitazione (Flügel, 2004) e l'abrasione (Medwedeff & Wilkinson, 1983).

Gli ooidi carbonatici sono generalmente di composizione calcitica (calcite, calcite alta in magnesio, calcite bassa in magnesio) o aragonitica, mentre tra i non carbonatici si annoverano quelli a composizione ferrosa ("*iron ooids*") (Flügel, 2004).

Gli ooidi sono costituiti da un nucleo circondato da un cortice esterno laminato. Il nucleo può essere formato da litoclasti, peloidi, granuli scheletrici e minerali (ad esempio quarzo) (Flügel, 2004).

L'orientazione dei cristalli di carbonato nelle lamine produce diversi *microfabric* nei cortici.

In base a questo criterio si distinguono tre categorie principali di ooidi: tangenziali, radiali e micritici.

Gli *ooidi tangenziali* sono formati da lamine concentriche in cui i cristalli si dispongono tangenzialmente, con l'asse lungo parallelo alla superficie della lamina. La mineralogia è aragonitica e l'ambiente deposizionale è di alta energia.

Gli *ooidi radiali* sono costituiti da lamine i cui cristalli sono disposti radialmente, con l'asse lungo perpendicolare alla superficie della lamina. La mineralogia può essere calcitica o aragonitica e l'ambiente deposizionale è spesso considerato di bassa energia.

Gli *ooidi micritici* possono avere lamine assenti, obliterate o composte da minutissimi cristalli di calcite (2-10 μm) disposti casualmente.

La tessitura micritica può riguardare solo alcune lamine o l'intero cortice ed ooidi sia originariamente calcitici che aragonitici; la micritizzazione nei casi più comuni può derivare da processi di ricristallizzazione o dall'attività di organismi perforatori. (Flügel, 2004)

L'ambiente di formazione degli ooidi è sia marino che terrestre.

Gli ooidi marini precipitano da acque marine sature in carbonato, calde e con profondità inferiori ai 5 metri (Siewers, 2003).

Il tipico meccanismo di crescita degli ooidi è a “palla di neve” (Sorby, 1879).

Le condizioni favorevoli alla loro formazione sono: 1) la presenza di un nucleo, 2) acque marine sovrasature in CaCO_3 , soggette a ricambio continuo, 3) acque agitate, che permettano il degassamento della CO_2 (Simone, 1980; Duguid et al., 2010).

I meccanismi di precipitazione del cortice non sono ancora stati del tutto chiariti (Duguid et al., 2010), tuttavia numerosi studi hanno teorizzato la precipitazione diretta dall'acqua marina o la precipitazione mediata da organismi (Davies et al., 1978; Gaffey, 1983; Folk & Lynch, 2001).

Duguid et al. (2010) suggeriscono che i microorganismi non occupino un ruolo primario nella genesi degli ooidi, ma piuttosto ne alterino la composizione chimica e la tessitura dopo la formazione.

In Li et al. (2017) si ipotizza invece che i batteri fotosintetici abbiano un ruolo nella stimolazione della crescita del cortice, attraverso un processo di organomineralizzazione.

1.3.2. Classificazione originale di Scudeler Baccelle (1976)

Scudeler Baccelle (1976) propose una classificazione delle varie tipologie di ooidi giurassici del Gruppo dei Calcari Grigi e dell'Oolite di San Vigilio della Piattaforma di Trento, selezionate lungo la sezione di Madonna della Corona.

Tale classificazione è essenzialmente basata sulla forma, la struttura e l'ultrastruttura degli ooidi.

Scopo del lavoro era stabilire le relazioni tra le strutture attuali dei granuli, la composizione mineralogica (calcite alta in magnesio, calcite bassa in magnesio, aragonite) ed i processi genetici e diagenetici coinvolti, nel tentativo di ipotizzare l'ambiente di formazione ed accumulo degli ooidi.

Scudeler Baccelle individua ooidi di forma subsferica, lobata, deformata e sbucciata (Figura 4); la forma subsferica viene considerata l'unica "canonica", cioè legata direttamente al processo di formazione dell'ooide.

Le altre forme vengono invece imputate ad eventi di deformazione fisici (urti, costipamento, cementazione, fratture di sineresi, etc.) o biologici (perforazioni e micritizzazione provocate da organismi vegetali e/o animali).

Nel dettaglio la *forma lobata* prevede che in sezione il bordo dell'ooide sia interrotto da aree concave scure e micritiche, che continuano verso l'interno disponendosi radialmente (canalicoli). Le lamine dell'ooide sono dislocate o flesse verso l'interno. Si ipotizza il ruolo di alghe perforanti nel processo di deformazione.

Gli *ooidi deformati* (poligonali od ellittici caudali) si presentano in sezione come poligoni irregolari o ellissi e la costipazione degli strati può far sì che i granuli si compenetrino tra loro plasticamente o tramite contatto stilolitico.

Infine le *forme sbucciate* si riscontrano in ooidi con struttura laminare, la cui corteccia risulta rotta, sbucciata e staccata dal resto del granulo.

La sfaldatura avviene in corrispondenza di una lamina più spessa, micritica e ricca di sostanza organica. Tra le falde precipita del cemento limpido di calcite spatica, diverso e successivo al bordo di cemento depositato precocemente attorno al granulo. Le sbucciature vengono attribuite al processo di cementazione in contesto diagenetico precoce.

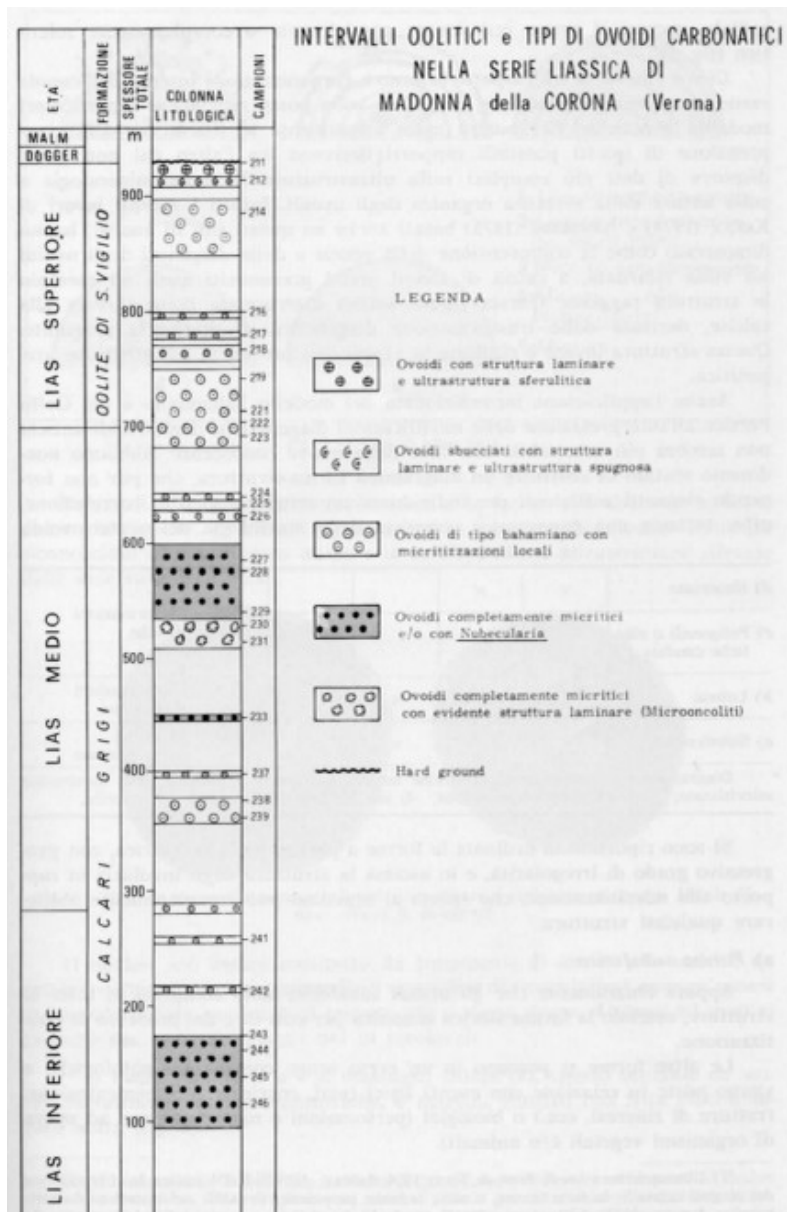


Figura 4: distribuzione e tipologia di ooidi lungo la serie giurassica di Madonna della Corona. (Scudeler Baccelle, 1976)

A ciascuna forma può essere assegnata una particolare struttura interna, intesa secondo le accezioni di Kahle (1974) e Sandberg (1975) e ricavata dalla descrizione della disposizione delle discontinuità nella corteccia oolitica.

A tal proposito, si vedano gli schemi di figura 5 e 6.

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | |
|--|---|---|---|---|---|----------------------------|
| d) Sbucciate . . . | X | X | | | | Deformazioni fisiche |
| c) Poligonali o ellittiche caudate . . . | | X | | | X | |
| b) Lobate | | X | X | | | Deformazioni biologiche |
| a) Subsferiche . . . | X | X | X | X | X | Nessuna deformazione |

Diagramma forma-struttura: 1) lamine larghe, spugnose; 2) lamine fitte, localmente micritizzate; 3) micrite con laminazioni; 4) micrite con *Nubecularia*; 5) micrite.

Figura 5: diagramma che mette in relazione la forma (a, b, c, d) degli ooidi con le strutture associate (1, 2, 3, 4, 5). A destra sono state anche riportate le possibili deformazioni che può subire ciascun ooido (fisica, biologica o inesistente). (Scudeler Baccelle, 1976)

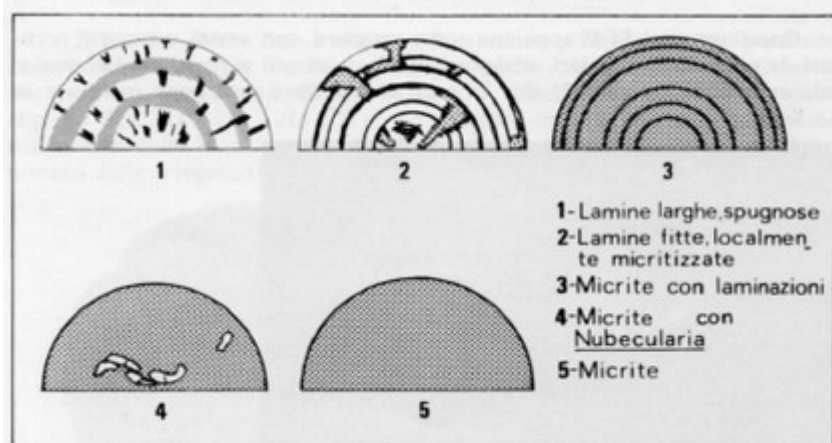


Figura 6: tipi di struttura di un ooido. (Scudeler Baccelle, 1976)

La struttura è stata desunta da osservazioni al microscopio ottico.

Il SEM ha invece permesso d'individuare l'ultrastruttura degli ooidi, intesa come l'insieme di caratteristiche dei cristalli costituenti i cortici, tra cui la loro disposizione e forma. (Shoji & Folk, 1964; Loreau, 1969, 1970, 1972, 1973)

In base quindi alla struttura ed alla ultrastruttura individuate, le cinque categorie di figura 6 sono state così descritte:

-Ooidi con cortici costituiti da poche lamine (tre o quattro) chiare, spesso separate da sottili discontinuità scure, concentriche, o margini sfumati con fitta picchiettatura scura. Gli ooidi appaiono "spugnosi" al SEM, con cavità e vacuoli talora occupati da oggetti circolari (forse coccoliti); la superficie sembra costituita di cristalli di varie dimensioni, disposti caoticamente o localmente a ciuffi radiali. Vengono associati ad una fase di esposizione aerea penecontemporanea alla loro formazione e precedente al seppellimento definitivo.

-Ooidi con lamine chiare, fitte e molto esili, continue o lentiformi, con partiture scure più sottili e nette, con poche discontinuità radiali, esili. Le osservazioni al SEM mostrano tipologie di cristalli diversi.

Alcuni sono piccolissimi, equidimensionali e disposti casualmente; nelle lamine più spesse risultano di forma aciculare e disposti sferuliticamente; viene spesso riscontrato un passaggio graduale tra queste orientazioni dei cristalli e disposizioni del tutto caotiche. Questi ooidi vengono equiparati a quelli di tipo bahamiano.

Entrambe le tipologie di ooidi possono essere attraversate da canalicoli scuri micritici, a salbande quasi parallele o convergenti verso il centro dell'ooide, con andamento casuale e spesso anastomizzati. La presenza dei canalicoli è evidenziata da una struttura caotica granulare che interrompe l'andamento della lamina.

La micritizzazione può anche assumere la forma di plaghe o anelli.

-La terza categoria di ooidi presenta lamine micritiche relativamente chiare di spessore variabile, più o meno continue. A separarle vi sono lamine scure e sottili, di micrite più densa. Sono presenti dei fantasmi di canalicoli, sotto forma di piccole macchie dense disposte radialmente lungo il bordo dell'ooide.

L'ultrastruttura risulta molto fine, parzialmente granulare se riferita ai cristalli più piccoli, oppure radiale concentrica per i cristalli più grandi. Anche qui si era supposta la presenza di coccoliti (piccoli oggetti discoidali). Questi ooidi vengono equiparati a delle microoncoliti di questa tesi.

-Ooidi caratterizzati da una struttura micritica densa contenente logge di *Nubecularia*, occupate da calcite a drusa e delimitate da sottili pareti di micrite più densa. Viene ipotizzato un ruolo del foraminifero nell'aggregazione passiva di micrite preesistente, con conseguenze sulla precipitazione di CaCO_3 .

-L'ultima categoria prevede una struttura completamente micritica senza organizzazione interna, accompagnata da piccole macchie microspartiche. Questi ooidi sono spesso associati alla tipologia 3 e 4 e tendono a fondersi in *lumps* o "ghirlande" di granuli continui.

L'ultrastruttura è irregolare a causa della disposizione casuale di cristalli di varie dimensioni. Sono inoltre presenti cavità con le pareti rivestite di cristalli euedrali.

1.4. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

1.4.1. La Piattaforma di Trento

Per Piattaforma di Trento s'intende una piattaforma carbonatica di tipo bahamiano (Woodfine et al., 2008), che subì una fase di annegamento nel Giurassico inferiore e si evolvette in plateau pelagico a sedimentazione condensata nel corso del tardo Giurassico (Avanzini et al., 2006).

La piattaforma si colloca in un'ampia area nell'Italia nord-orientale ed è delimitata dal Bacino Bellunese ad est e separata ad ovest dal Bacino Lombardo tramite il sistema di faglie "Ballino- Garda" (Winterer & Bosellini, 1981).

La linea Ballino-Garda fu attiva durante il Giurassico ed il Cretaceo (Castellarin et al., 1993).

Nella piattaforma è possibile riconoscere due fasi distinte di sedimentazione, legate all'evoluzione del corpo geologico nel corso del Giurassico.

La prima fase portò nel Giurassico Inferiore alla sedimentazione del Gruppo dei Calcari Grigi in condizioni di mare poco profondo. Una fase successiva in ambiente pelagico condusse alla sedimentazione di successioni condensate quali la Formazione del Rosso Ammonitico Veronese nel Giurassico medio-superiore (dal Bajociano superiore al Titoniano: e.g., Avanzini et al., 2006).

Le due unità stratigrafiche (Calcari Grigi e Rosso Ammonitico Veronese) sono separate da una superficie di *unconformity* che si estende lungo tutto il Plateau di Trento (Masetti et al., 1998).

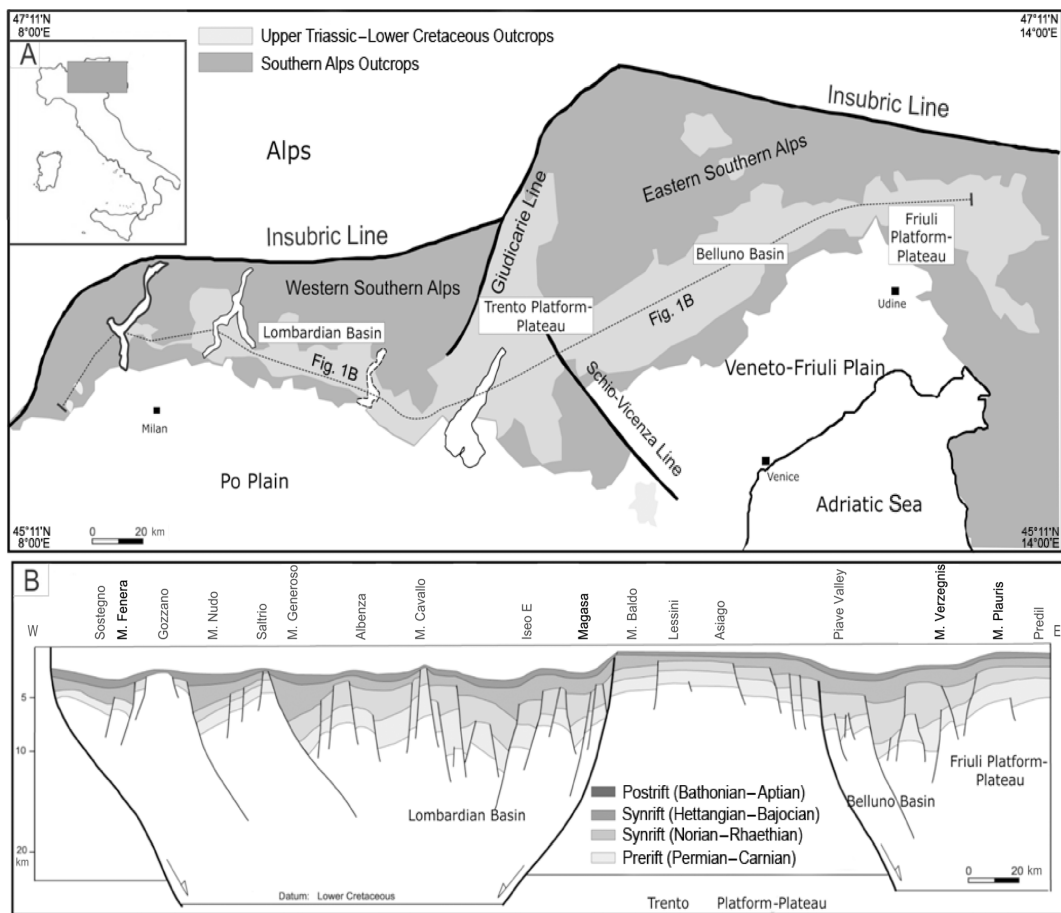


Figura 7: (A) Assetto strutturale mesozoico delle Alpi Meridionali. (B) Sezione attraverso le Alpi Meridionali, che ne mostra l'architettura estensionale alla fine del Cretaceo inferiore. La sezione è stata tracciata lungo la linea puntinata segnata in (A) (Masetti et al., 2012).

1.4.2. Evoluzione geologica della Piattaforma di Trento

Le Alpi Meridionali si estendono per 700 km con orientamento ovest-est lungo la porzione meridionale della catena Alpina. Si sviluppano come un'unità strutturale limitata a nord dal Lineamento Periadriatico e sepolta a sud dai sedimenti alluvionali della Pianura Padana (Avanzini et al., 2006).

Vengono considerate parte di un margine continentale passivo che nel Mesozoico era interessato da tettonica estensionale.

Tali dinamiche furono alla base della frammentazione della Placca Adriatica, (Masetti et al., 2012), rientrando in una più ampia dinamica di frammentazione della Pangea (Cobianchi e Picotti, 2001).

Le prime fasi dell'attività tettonica estensionale si ebbero nel tardo Triassico (Norico), seguite da relativa stasi nel Retico (Masetti et al., 2012).

Nel corso del Giurassico inferiore il fenomeno s'intensificò spostandosi verso l'area Ligure-Piemontese, conducendo alla formazione di crosta oceanica nel Giurassico medio (Bill et al., 2001).

In seguito il fronte delle Alpi Meridionali fu affetto da subsidenza termica *postrift* fino al Cretaceo inferiore (Bertotti et al., 1993; Sarti et al., 1993; Fantoni e Scotti, 2003; Carminati et al., 2010).

Il settore occidentale del margine, compreso nelle attuali Lombardia e Piemonte, annegò già nel Giurassico inferiore. (Avanzini et al., 2006)

Quello orientale continuò invece a svilupparsi lungo tutto il corso del Giurassico, distinguendosi in tre unità paleogeografico-strutturali: La Piattaforma e Plateau di Trento, il Bacino di Belluno e la Piattaforma Friulana (Avanzini et al., 2006).

Il Bacino di Belluno si sviluppò a partire dal Giurassico inferiore, mentre la piattaforma carbonatica friulana si evolse dal Giurassico al Cretaceo (Avanzini et al., 2006).

Si è peraltro stabilita l'isocronia dei maggiori eventi geologici in corrispondenza delle relative unità tettono-stratigrafiche per ciascuno di questi tre settori, considerata l'omogeneità paleogeografica e stratigrafica che li contraddistingue (Masetti et al., 2012).

Recentemente si è comunque riscontrata una certa variabilità nelle successioni giurassiche, anche all'interno di uno stesso settore paleogeografico.

Tale variabilità è ben visibile nel Gruppo dei Calcari Grigi, che presenta una diversa stratigrafia nella Piattaforma di Trento e nella Piattaforma Friulana (Masetti et al., 2012).

1.4.3. I Calcari Grigi

Secondo il Catalogo delle Formazioni della Carta Geologica d'Italia 1:50.000 (Avanzini et al., 2005) i Calcari Grigi (CG) sono un gruppo databile tra l'Hettangiano ed il Domeriano (sottopiano del Pliensbachiano, Giurassico inferiore), estesi tra il Veneto, il Trentino-Alto Adige ed il Friuli-Venezia Giulia (Figura 8).



Figura 8: Distribuzione geografica del Gruppo dei Calcari Grigi (Avanzini et al., 2005).

Sebbene conosciuti fin dal 1700, il termine Calcari Grigi (*Graue Kalke*) venne proposto per la prima volta da Beneke, (1866), riferendosi alle successioni affioranti nei pressi di Rovereto lungo la valle dell'Adige.

Vacek (1903) adottò questa terminologia nella *Geologische Spezialkarte* austriaca, comprendendo nella definizione gli affioramenti del Sudalpino centro-orientale.

Questi vennero raggruppati nella successione giurassica inferiore (*Graue Kalke* o *Graue Kalke Sudtirols*), a sua volta distinta in un'unità inferiore (*Kalke und Oolithe mit Gervilia buchi*) ed un'unità superiore (*Graue Kalke von Noriglio* o *Norigliostufe*).

Nel 1920 il termine venne tradotto per la prima volta in italiano, annoverando soltanto i *Graue Kalke von Noriglio* come parte dei Calcari Grigi (Fabiani, 1925).

Pia (1923) propose una nuova classificazione, che suddivideva i Calcari Grigi in tre unità classiche: *Zugnakalk*, *Liasoolith* e *Noriglioschichten*.

Dopo un periodo di ulteriori rielaborazioni della nomenclatura, Bosellini & Broglio Loriga (1972) ripreso le considerazioni di Pia e ripartirono la successione in tre membri informali: “membro inferiore”, “membro medio” e “membro di Rotzo”.

Il membro inferiore e quello medio sono databili all'Hettangiano-Sinemuriano, mentre il membro di Rotzo corrisponde pressapoco al Pliensbachiano.

Ciascuno di essi presenta buona continuità laterale lungo tutta la Piattaforma di Trento e spessori anche superiori ai 200 metri (Masetti et al., 2012).

Nel 2005 la revisione della stratigrafia operata dal progetto CARG (CARtografia Geologica) del Servizio Geologico d'Italia ha elevato i Calcari Grigi al rango di gruppo ed i membri a quello di formazione.

Le quattro formazioni così stabilite sono riconoscibili in tutto il Sudalpino, comprendendo anche l'Oolite di Massone.

La “Formazione di Monte Zugna” (FMZ) corrisponde al “membro inferiore”. Si tratta di calcari micritici od oolitico bioclastici alternati a calcari stromatolitici, organizzati in una successione prevalentemente peritidale con cicli a scala metrica.

Il “Calcere Oolitico di Loppio” (LOP) corrisponde al “membro medio”. Comprende calcari oolitici grossolani con granuli formati in prevalenza da ooidi e subordinatamente da intraclasti e bioclasti.

La “Formazione di Rotzo” (RTZ) corrisponde al “membro di Rotzo”. Si tratta di *lime mudstone* e *wackestone* bioclastici e calcari marnosi in cicli asimmetrici che passano verso l’alto a biocalcareniti a grandi bivalvi coloniali.

Il “Calcere Oolitico di Massone” (OOM) corrisponde all’ “Oolite di Massone”. Comprende calcari oolitici con stratificazione o laminazione incrociata a piccola scala. Le ooliti e gli oncoidi sono generalmente predominanti rispetto ai bioclasti e spesso esclusivi (Avanzini et al., 2005).

Lo spessore del Gruppo dei Calcari Grigi può superare i 400 m nei settori centro-occidentali della Piattaforma di Trento (zona Folgaria-Asiago, a sud della linea della Valsugana (Avanzini et al., 2005).

Per quanto concerne i rapporti stratigrafici con le unità vicine, il Gruppo dei Calcari Grigi poggia nel settore centrale sulla Dolomia Principale, lungo il margine occidentale sul Calcere di Zu (Retico), nel settore friulano ed in area dolomitica sul Calcere di Dachstein (Retico) (Avanzini et al., 2005).

La Formazione di Rotzo manca in corrispondenza del margine settentrionale della Piattaforma di Trento (Altopiano di Fanes), del margine orientale dell’Altopiano di Asiago e del Vallone bellunese.

Nel caso dell’Altopiano di Fanes verrebbe sostituita dalle *sand waves* dell’”Encrinite di Fanes Piccola” (Delfrati et al., 2000; Masetti & Bottoni, 1978), mentre negli altri due casi da calcari oolitici-bioclastici sostanzialmente inquadrabili come una litofacies oolitica della Formazione di Rotzo (Fugagnoli & Broglio Loriga, 1998).

Al tetto il Gruppo dei Calcari Grigi termina con una superficie di *unconformity* che equivale ad uno *hiatus* temporale, più esteso temporalmente verso est (Masetti et al., 1998).

Lungo il margine occidentale della piattaforma il Gruppo è ricoperto dall’Oolite di San Vigilio o dai calcari selciferi della Formazione del Tofino (Avanzini et al., 2005).

Invece nella parte centrale è il Rosso Ammonitico (Giurassico medio) a sovrapporsi alla Formazione di Rotzo e direttamente alla Formazione di Monte Zugna nella porzione più orientale dell'Altopiano di Asiago (Romano et al., 2005).

La mancata deposizione delle unità pliensbachiane del Gruppo dei Calcari Grigi trova riscontro anche nella parte settentrionale della Piattaforma di Trento, a nord della linea della Valsugana (Masetti & Bottoni, 1978).

Ugualmente nella Piattaforma Friulana si rinvencono la Formazione di Monte Zugna ed il Calcare Oolitico di Loppio, ma la Formazione di Rotzo viene sostituita dall'Encrinite di Fanes Piccola, chiusa al tetto dal Calcare del Vajont (Avanzini et al., 2005).

La *unconformity* che chiude la sequenza dei Calcari Grigi è stata alternativamente interpretata come la conseguenza di una prolungata esposizione subaerea (Sturani, 1971; Zempolich, 1993) o come il prodotto di una scarsa deposizione di sedimento dovuta all'azione delle correnti marine agenti sul plateau pelagico di Trento (Winterer & Bosellini, 1981; Winterer et al., 1991).

Il Gruppo dei Calcari Grigi è caratterizzato da un ricco contenuto fossilifero.

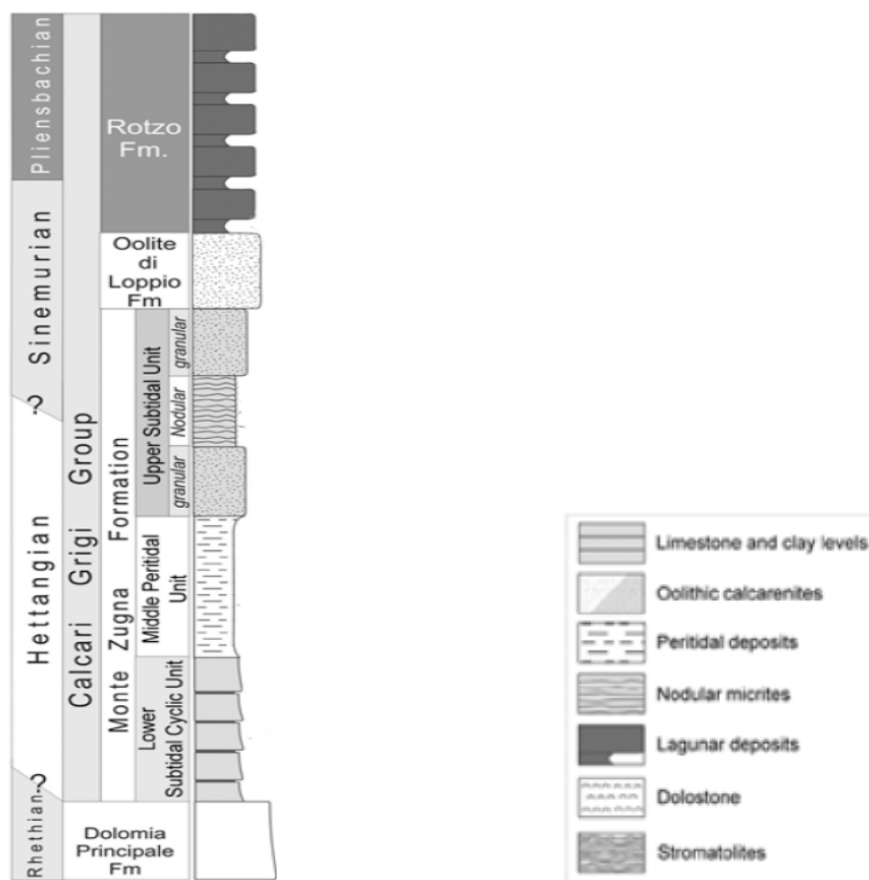


Figura 9: colonnina stratigrafica schematica raffigurante il Gruppo dei Calcarei Grigi. Non viene riportato il Calcare Oolitico di Massone. (Avanzini et al., 2006).

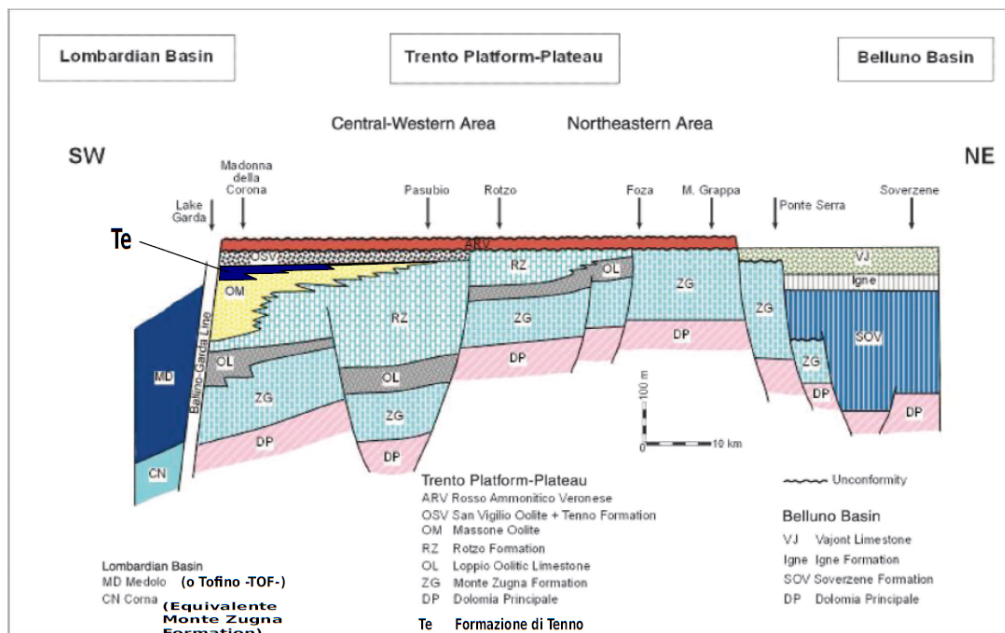


Figura 10: Schema dei rapporti litostratigrafici tra le unità giurassiche della Piattaforma-Plateau di Trento. Te rappresenta la Formazione di Tenno, localmente eteropica con il Calcare Oolitico di Massone (Oolite di Massone). L'unità di Medolo è un'unità bacinale del Bacino Lombardo, equivalente alla Formazione del Tofino. L'unità di Corna è considerata equivalente alla Formazione di Monte Zugna (modificato da Masetti et al., 2012).

1.4.4. Descrizione delle Formazioni

Procediamo ora alla descrizione delle formazioni appartenenti al Gruppo dei Calcarei Grigi.

Formazione di Monte Zugna (da Avanzini et al., 2006): è suddivisa in tre unità informali (unità inferiore ciclica subtidale, unità media peritidale ed unità superiore subtidale).

L'*unità inferiore* è organizzata in cicli alla scala del metro, composti prevalentemente da carbonati micritici e da sottili livelli argillosi.

L'origine dei livelli argillosi è tuttora incerta.

Essi vengono interpretati come prodotto residuale della dissoluzione dei carbonati in seguito ad un periodo di prolungata esposizione (Claps, 1993; Masetti et al., 1998), oppure come deposito detritico accumulatosi in un momento di prolungata interruzione della produzione di carbonato (Claps, 1993).

La natura dei cicli è *shallowing – upward* e la loro ripetizione è imputata ad un modello allociclico, alimentato da fluttuazioni glacioeustatiche ad alta frequenza (Claps, 1993).

A differenza dell'*unità media peritidale*, sono rari i rinvenimenti di strutture legate all'esposizione subaerea (ad esempio stromatoliti, *birdseye* e *mudcracks*). Nelle aree più orientali della Piattaforma di Trento (Altopiano dei Sette Comuni, Valsugana, Massiccio del Monte Grappa) l'*unità inferiore* raggiunge più di 100 metri di spessore e costituisce l'intera Formazione di Monte Zugna. Ad ovest invece è chiusa al tetto dall'*unità peritidale* e raggiunge uno spessore massimo di 50 metri lungo la Val d'Adige (Claps, 1993; Masetti et al., 1998).

L'*unità peritidale* è costituita da successioni cicliche alla scala metrica del tipo *shallowing-upward*.

Ogni ciclo è marcato da un *lag* basale indicatore di trasgressione marina, costituito da materiale proveniente dal tetto del ciclo precedente.

Seguono calcareniti oolitico-bioclastiche a costituire la porzione subtidale del ciclo, presenti talvolta anche come strati di tempesta. Sono abbastanza comuni i ritrovamenti di grandi bivalvi coloniali in posizione di vita o con le valve disarticolate.

Ciascun ciclo termina con dolomie stromatolitiche deposte in ambiente inter-sopratidale, a cui si associano strutture da esposizione subaerea (*sheet cracks*, *crack* poligonali, *tepee*, *birdseye*) oppure cemento stalattitico e altri prodotti della diagenesi vadosa. Verso est le facies sopratidali vengo progressivamente sostituite da micriti subtidali contenenti molluschi, foraminiferi bentonici ed alghe *Dasycladaceae*, alternate a livelli centimetrici di argille verdi.

La Formazione di Monte Zugna si chiude al tetto con l'*unità superiore subtidale*. E' costituita alla base da un corpo granulare sormontato da un'unità nodulare; quest'ultima è un *mudstone-wackestone* di colorazione scura suddiviso in livelli nodulari laminati spessi 10-30 cm. Piccole lenti di argilla giallo-grigiastra s'infittiscono verso l'alto, formando straterelli continui di 5 cm di spessore.

Alla sommità dell'unità prevalgono litologie più granulari come *packstone* e *grainstone*, ad elevato contenuto di ooidi e peloidi.

Il limite inferiore con la Dolomia Principale è graduale se è presente una fascia di dolomitizzazione tra le due unità, altrimenti risulta netto paraconcordante (Avanzini et al., 2010).

Per quanto riguarda il contenuto fossilifero, la Formazione di Monte Zugna non annovera specie significative al contatto con la Dolomia Principale.

Nella porzione inferiore della successione sono presenti una tafocenosi oligotassica a *Thaumatoporella* sp. e piccoli foraminiferi (textularidi e valvulinidi), piccoli bivalvi e gasteropodi, il fusulinide *Aeolisaccus dunningtoni*-Elliot e cianobatteri simili a *Cayeuxia*.

Invece nella parte intermedio-superiore si trovano diverse specie di alghe *Dasycladaceae*, risalenti al Giurassico inferiore ed appartenenti ai taxa *Palaeodasycladus mediterraneus*, *Palaeodasycladus gracilis*, *Sestrosphera liasina*, *Fanesella dolomitica*, *Linoporella* sp., *Thaumatoporella* sp. e *Aeolisaccus dunningtoni*. Ad essi sono associati anche piccoli valvulinidi.

La porzione superiore presenta specie fossili simili, in primo luogo vari taxa di alghe *Dasycladaceae*, sia nelle facies micritiche che in quelle granulari, foraminiferi arenacei (soprattutto valvulinidi), cianobatteri simili a *Cayeuxia* e rari esemplari di foraminifero *Mayncina termieri*.

Tra la palinoflora si annoverano spore e pollini tipiche sia del tardo Triassico che del Giurassico inferiore.

Le analisi biostratigrafiche hanno quindi permesso di datare la formazione all'Hettangiano-Sinemuriano (Avanzini et al., 2010). Il limite Hettangiano-Sinemuriano sembra collocarsi nell'Unità Subtidale Superiore (Avanzini et al., 2006).

Calcare Oolitico di Loppio (da Avanzini et al., 2006): si tratta di bancate oolitiche estese su gran parte della Piattaforma di Trento, spesse anche più di 200 metri in corrispondenza del suo margine occidentale.

In Val d'Adige si segnalano importanti affioramenti, costituiti da strati di *grainstone* oolitici che raggiungono i 20-25 metri di spessore.

La presenza di strutture trattive è rara.

La deposizione di quest'unità è collegata ad un approfondimento generale della Piattaforma di Trento, accompagnato da un processo di basculamento (*tilting*) o collasso del margine occidentale della stessa.

Ciò è riscontrabile in un rapido cambiamento dello spessore degli strati e delle tipologie di fossili associate.

Il limite inferiore con la Formazione di Monte Zugna è graduale rapido. Il tetto è caratterizzato da una *unconformity*. (Avanzini et al., 2010)

Dal punto di vista paleontologico, il Calcare Oolitico di Loppio è caratterizzato da abbondanti frammenti di alghe *Dasycladaceae*, appartenenti ai taxa *Palaeodasycladus gracilis* e *Sestrosphera liasina*. Sono inoltre presenti *Aeolisaccus dunningtoni* Elliot, foraminiferi arenacei, *Mayncina termieri*, cianobatteri simili a *Cayeuxia*, rari coralli e gusci di bivalvi e gasteropodi. L'unità è databile al Sinemuriano.

Formazione di Rotzo: essa rappresenta l'unità più rappresentativa del Gruppo dei Calcari Grigi.

Si è depositata in ambiente prevalentemente subtidale (Clari, 1976; Masetti et al., 1998) ed è organizzata in sequenze asimmetriche del tipo *thickening* e *shallowing upward*, con spessori nell'ordine del metro (Masetti et al., 1998).

Sono individuabili due litofacies sovrapposte, anche se talvolta l'unità basale può essere ridotta o assente (Avanzini et al., 2010).

Nella litofacies inferiore prevalgono litofacies calcareo marnose con strati metrici di *packstone* a peloidi bioturbati, che al tetto del ciclo si sovrappongono ad alternanze calcareo-marnose in strati decimetrici contenenti talvolta selce nerastra in noduli (Avanzini et al., 2010).

La litofacies superiore presenta spesso al tetto dei cicli i cosiddetti banchi a *Lithiotis* (di geometria tabulare o lenticolare -*mound*-), che si sovrappongono alle stesse alternanze calcareo-marnose della litofacies inferiore.

Sono inoltre presenti biocalcareni ruditiche e calcareniti oolitico-intraclastiche in strati e banchi di spessore superiore al metro. A questi livelli s'intercalano anche strati di tempesta, legati ad episodi di elevata energia (Avanzini et al., 2010).

Lo spessore della formazione si aggira attorno ai 150 metri. Il limite inferiore risulta paraconcordante o discordante sul Calcare Oolitico di Loppio o localmente sulla Formazione di Monte Zugna (Avanzini et al., 2010).

Il contenuto paleontologico è estremamente ricco, comprendendo grandi bivalvi aberranti tra cui i famosi *Lithiotis* (Avanzini et al., 2006).

Altri bivalvi frequentemente presenti appartengono ai generi *Cochlearites*, *Lithioperna*, *Mytiloperna*, *Gervilleioperna*, *Pseudopachymytilus*; a questi si affiancano i più rari *Opisoma*, *Protodicerias*, *Gervilleioperna ombonii*, *Pseudopachymytilus mirabilis* ed i megalodontacei *Protodicerias pumilus*, *Pachyrisma (Pachymegalodon) chamaeformis*, *Pachyrisma (Durga) crassa* e *P. (Durga) nicolisi*.

Si trovano anche gasteropodi, brachiopodi, echinodermi talvolta in accumuli tempestivi (Avanzini et al., 2010).

La biostratigrafia della formazione è basata su foraminiferi ed ammoniti.

Per quanto riguarda i foraminiferi, sono state riconosciute una biozona ad *Orbitopsella* ed una a *Lituosepta compressa* (Fugagnoli e Broglio Loriga, 1998; Fugagnoli, 2004). Alle faune di macro- e micro- foraminiferi imperforati si associano anche alghe incrostanti e *Dasycladaceae*.

Una ricca palinoflora è presente nella parte bassa della formazione.

Età della formazione: Sinemuriano-Pliensbachiano (Avanzini et al., 2006).

Calccare Oolitico di Massone (da Avanzini et al., 2010): si tratta di *grainstone* oolitici di colore grigio chiaro-bianco, in strati da centimetrici a metrici.

Sovente è visibile una laminazione ed una stratificazione incrociata a piccola scala.

Il *grainstone* è generalmente oolitico e contiene spesso bioclasti di varia natura ed intraclasti di rocce carbonatiche.

I bioclasti sono di solito rimaneggiati ed arrotondati e comprendono foraminiferi, tra cui *Meandrovoluta asiagoensis*, pochi gusci di bivalvi ed alghe calcaree del genere *Thaumatoporella* e dasycladali.

Le ooidi tendono ad essere micritizzati verso il tetto dell'unità ed il loro nucleo è composto principalmente da articoli di crinoidi. In questa porzione alghe e foraminiferi sono più rari.

Il limite inferiore della formazione è netto; infatti dai *packstone* bioclastici della litofacies a *Lithiotis* della Formazione di Rotzo si passa quasi immediatamente ai *grainstone* oolitici.

Il complesso di barre oolitiche che costituisce il Calcere Oolitico di Massone si assottiglia sempre più passando dal settore occidentale della Piattaforma di Trento a quello orientale; lungo la dorsale del Monte Baldo supera i cento metri di spessore, scomparendo del tutto in corrispondenza del settore centrale degli altopiani di Folgaria-Lavarone, del Pasubio e dei Lessini centrali.

La formazione risale al Domeriano.

1.4.5. L'Oolite di San Vigilio

Secondo il Catalogo delle Formazioni della Carta Geologica d'Italia 1:50.000 (Avanzini & Masetti, 2005) l'Oolite di San Vigilio (OSV) è una formazione databile tra il Toarciano Superiore e l'Aaleniano (Giurassico Inferiore e Medio), estesa tra Veneto e Trentino – Alto Adige (Figura 11).

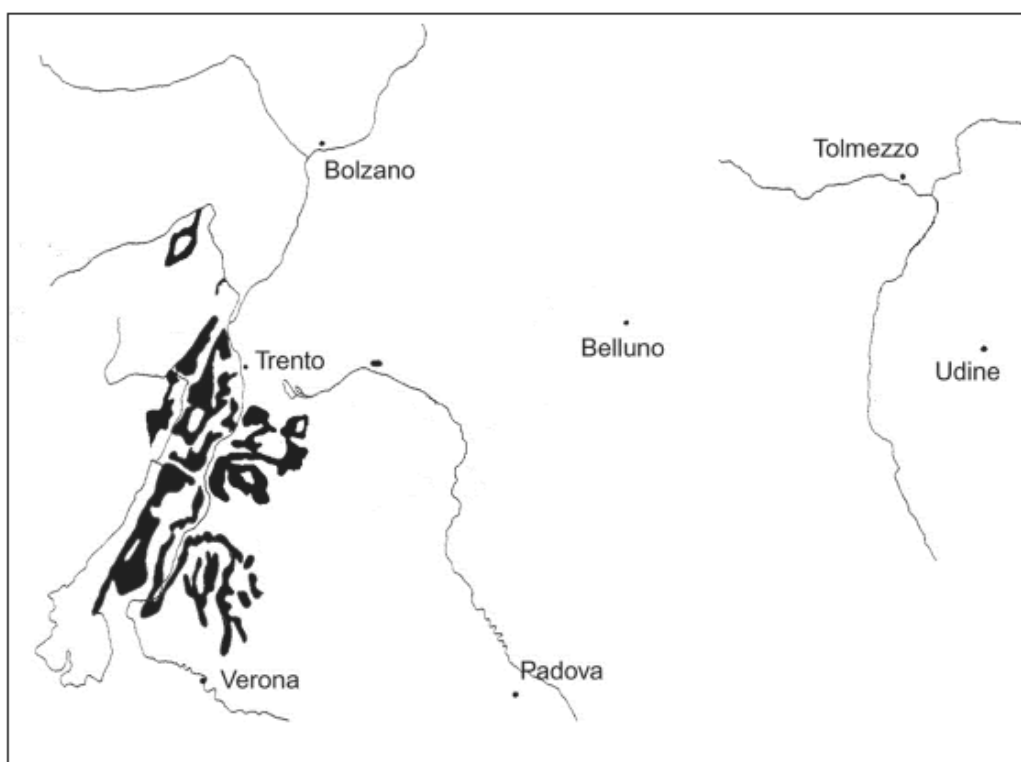


Figura 11: distribuzione geografica dell'Oolite di San Vigilio nelle Alpi Meridionali (Avanzini & Masetti, 2005).

Storicamente il termine “Oolite di Capo San Vigilio” (“*Oolithe mit Ammon. Murchisoniae von Capo San Vigilio am Gardasee*”) venne utilizzato per la prima volta da Beneke (1866).

Successivamente questo stesso termine fu ripreso da Vacek (1886) e riportato nella *Geologische Spezialkarte der Oest. Ung. Monarchie* del 1903 (Vacek, 1903).

Con questo termine si riferiva a quelle unità affioranti nei pressi del Monte Baldo e del Lago di Garda, comprese tra i “calcarei grigi” e la “lumachella a *Posidonia alpina*” o il Rosso Ammonitico Veronese (De Gregorio, 1882; Fucini, 1892).

Per descrivere i medesimi strati vennero utilizzati anche i sinonimi “calcarei oolitici gialli” e “strati a bilobata” (“*gelbe oolithische Kalke* e *bilobata schichten*”) (Blaas, 1907).

Sturani (1964) propose per primo una stratigrafia dettagliata della formazione, suddividendo l’Oolite di San Vigilio in un’unità inferiore (“calcarei oolitici gialli”) ed una superiore (“strati a *bilobata*”), distinte tra loro.

Castellarin (1972) associa l’unità inferiore identificata da Sturani con la “formazione di Tenno”, definendo “Oolite di San Vigilio” solo gli “strati a *bilobata*”.

Per “Formazione di Tenno” si intende attualmente un’unità costituita da *wackestone* e *packstone* ricchi di materia organica, spugne ed oncoidi, a componente marnosa e selciferi; essi si sarebbero depositi in un fondale marino poco profondo, in corrispondenza dell’OAE (*Oceanic Anoxic Event*) Toarciano al tetto della Piattaforma di Trento (Woodfine et al., 2008).

Di “gruppo di San Vigilio” parla invece Barbujani et al. (1986), comprendendo la Formazione di Tenno alla base, l’Oolite di San Vigilio nell’accezione di Castellarin (1972) e i “calcarei gialli a poriferi” al tetto.

Nel contesto dei Monti Lessini, Clari & Marelli (1983) proposero una suddivisione dei “calcarei oolitici di S. Vigilio” in cinque unità, limitandoli alla base dai “calcarei grigi” ed al tetto dal Rosso Ammonitico Veronese.

Le cinque unità si indentano e sovrappongono parzialmente e vennero denominate “litofacies oolitico-bioclastica”, “litofacies di Giallo Reale”, “litofacies micritico – oncolitica”, “litofacies di scogliera” e “litofacies oolitica”.

Barbujani et al. (1986) riassegnarono la “litofacies oolitico-bioclastica” al Gruppo dei Calcari Grigi, chiamandola “Calcare Oolitico di Massone”; tale osservazione venne ripresa anche da Schmidt & Schweigert (1991) e Geyer (1993).

Si è dunque osservata una sovrapposizione dell’Oolite di San Vigilio a differenti litofacies della Formazione di Tenno, sia sui Monti Lessini che nei pressi del Lago di Garda.

Dal punto di vista litologico, l’Oolite di San Vigilio è costituita da un *grainstone* oolitico ed un *grainstone* ad ooidi e frammenti di echinodermi (crinoidi e spine di echinidi).

Gli strati hanno uno spessore medio variabile tra 0,5 e 1 metro (talvolta può raggiungere i 3-4 metri), presentano “stratificazione incrociata” tabulare a grande scala e colorazione che varia da bianco a bruno chiaro, da giallo a rosato al tetto.

La granulometria è da media a grossolana, con selezionamento elevato.

Lo spessore del corpo costituente l’Oolite di San Vigilio raggiunge i 200 metri in corrispondenza della località-tipo di Capo San Vigilio (sponda occidentale del Lago di Garda).

Si estende poi nella catena Baldo-Bondone, sui Monti Lessini e nel gruppo di Brenta in corrispondenza delle Giudicarie, dove è conosciuta anche come “encrinite del Peller”.

A nord-est il limite dell’Oolite di San Vigilio corrisponde all’unità informale “encrinite del M. Agaro”, identificata come la parte alta dell’Oolite di San Vigilio. L’Oolite di San Vigilio non è presente in tutta l’area centro-orientale della piattaforma.

Dal punto di vista stratigrafico risulta delimitata al letto dai calcari toarciani inferiori e medi (come la Formazione di Tenno) o dai Calcari Grigi pliensbachiani; al tetto invece si trova sempre il Rosso Ammonitico Veronese.

Per quanto concerne il contenuto fossilifero, esso annovera principalmente faune ad ammoniti.

Tra le ventotto specie di ammoniti individuate nella sezione-tipo di Capo San Vigilio (località Capitello), se ne distinguono alcune caratteristiche per l'Aaleniano come *Tmetoceras scissum* (indice della Zona a *scissum*), *Erycites fallifax* e *Pseudaptetoceras klimakomphalum*.

Nella parte superiore dell'Oolite di San Vigilio della località-tipo i cosiddetti "strati a *scissum*" descritti da Sturani (1964) rappresentano un livello condensato ad ammoniti, brachiopodi, gasteropodi e bivalvi.

Le faune ad ammoniti e brachiopodi sono state datate al Toarciano superiore e all'Aaleniano da Sturani, (1964), mentre il tetto della formazione e la transizione con le unità soprastanti sono stati attribuiti al limite Aaleniano-Bajociano.

Callomon et al. (1994) hanno inoltre distinto tre unità biostratigrafiche nella parte superiore dell'Oolite di San Vigilio nella località-tipo, dove le prime due fanno riferimento ad orizzonti della Zona a *scissum* (Aaleniano Inferiore) e della Zona a *murchisonae* (Aaleniano Medio-Inferiore). La terza è invece costituita da un livello condensato ad ammoniti, che presenta elementi rimaneggiati databili all'Aaleniano Superiore (Zona a *murchisonae* - Zona a *concauum*).

Alla base del Rosso Ammonitico Veronese si colloca l'unità informale dei "calcarei a *Skyrroceras*", contenenti fossili del Bajociano Inferiore (Figura 12).

L'ambiente deposizionale dell'Oolite di San Vigilio è probabilmente marino marginale, aperto alla circolazione oceanica. Ciò è testimoniato dalla biofacies pelagica dei sedimenti fangosi talvolta intercalata a corpi sabbiosi, senza peraltro fornire riferimenti batimetrici. La scala notevole delle stratificazioni incrociate, con *foreset* di altezza fino a 3-4 metri, è probabile indicatrice di un certo grado di confinamento.

(Tratto da Avanzini & Masetti, 2005)

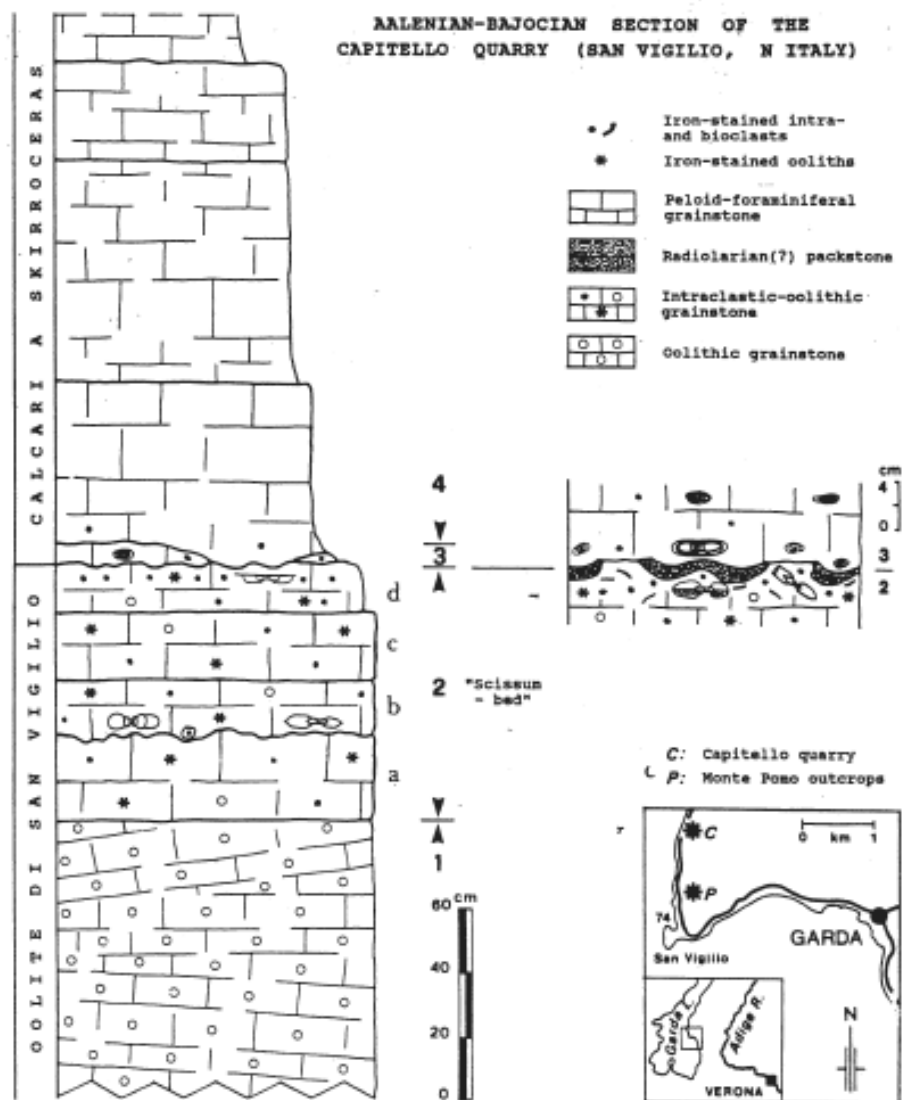


Figura 12: Sezioni dell'Oolite di San Vigilio presso Capitello e Monte Pomo (località San Vigilio). (Callomon et al., 1994)

2. MATERIALI E METODI

I campioni destinati all'analisi sono stati selezionati a partire da materiale proveniente dalle sezioni stratigrafiche analizzate.

2.1. Campioni per sezioni sottili

Dai campioni a mano sono state tagliate fette di roccia di 1 cm di spessore. Tale operazione è stata effettuata con la troncatrice a corona continua con lama diamantata Labotom – 3 (ditta Struers), dotata di lubrificazione ad acqua.

Da ciascuna fetta si è ricavata con la stessa troncatrice una porzione di perimetro rettangolare, corrispondente alle dimensioni di un vetrino portaoggetti (26X76 mm).

A questo punto si è proceduto all'incollaggio delle porzioni su di un vetrino portaoggetti, utilizzando resina epossidica bicomponente (Araldite 2011) in proporzione 1:1 tra resina ed indurente.

Dopo aver asciugato i campioni su piastra riscaldante a 100-120 °C, si è completata la procedura assottigliandoli a 30 micron mediante il macchinario Petrothin della ditta Buehler LTD.

Ciascun vetrino è stato siglato con il nome del campione corrispondente.

2.2. Campioni per microscopia elettronica (SEM)

Dai campioni a mano sono state ricavate delle fette di roccia di 1 cm di spessore. E' stata impiegata la troncatrice a corona continua con lama diamantata Labotom – 3 (ditta Struers), dotata di lubrificazione ad acqua.

Le fette sono state in seguito ulteriormente ridotte in parallelepipedi a base quadrata, con lato di base pari a circa 4-5 mm ed altezza a circa 6-8 mm.

Per questo passaggio ci si è serviti di una microsega diamantata Isomet 1000 della ditta Buehler LTD a corona continua; la corona ha uno spessore di 600 µm e diametro pari a 125 mm.

I parallelepipedi sono stati tranciati a metà con una tenaglia in corrispondenza del lato lungo ed incollati su di un vetrino portaoggetti, con la faccia tranciata rivolta verso l'alto. Il vetrino è stato siglato ed i campioni sono stati posizionati secondo uno schema prefissato.

Si è poi proceduto all'incollaggio con resina epossidica bicomponente (Araldite 2011) in proporzione 1:1 tra resina ed indurente. L'asciugatura è avvenuta su piastra riscaldante a 100-120°C.

2.3. Campioni per analisi d'immagine, catodoluminescenza e LA-ICP-MS

Dai campioni a mano sono state ricavate delle fette di roccia di 1 cm di spessore.

Alla scopo è stata utilizzata la troncatrice a corona continua con lama diamantata Labotom – 3 (ditta Struers), dotata di lubrificazione ad acqua.

Le fette sono state ulteriormente ridotte in piccoli cubi, con lato di base pari a circa 4-5 mm.

Questa fase ha visto l'impiego di una microsega diamantata Isomet 1000 della ditta Buehler LTD a corona continua.

La corona ha uno spessore di 600 μm e diametro pari a 125 mm.

I cubetti sono stati poi lappati una prima volta con SiC di granulometria 800 mesh, diluito con acqua.

I campioni hanno quindi subito una pulizia agli ultrasuoni, sono stati asciugati ed incollati sul vetrino portaoggetti siglato, seguendo una schema prefissato.

L'incollaggio prevedeva l'impiego della resina bicomponente epossidica Kōrapox 439, con una proporzione 2:1 tra resina ed indurente.

Si tratta di una sostanza che non degassa, per cui risulta ideale nelle preparazioni di campioni destinati a strumentazioni che sfruttano il vuoto spinto.

L'indurimento della resina è avvenuto a freddo ed ha richiesto una notte per il completo consolidamento.

Una volta conclusa l'operazione, i campioni sono stati assottigliati a 100 μm con la Petrothin della ditta Buehler LTD e lappati con SiC di granulometria 800 e 1200 mesh, in sospensione acquosa.

La preparazione è quindi proseguita con una lucidatura di 5 minuti con sospensione diamantata da 6 micron ed un'ulteriore lucidatura di 5 minuti con sospensione diamantata da 1 micron.

Le lucidatrici impiegate in questa fase sono le Labopol – 35 della Struers.

Un'ultima fase di pulizia agli ultrasuoni ha completato la procedura.

2.4. Analisi petrografica

Sono state esaminate 96 sezioni sottili, di cui 71 sono risultate contenere granuli rivestiti, con un microscopio petrografico Zeiss in luce trasmessa. Alcune sezioni lucide sono state osservate anche con un microscopio in luce riflessa. Le osservazioni in luce trasmessa sono riportate nel capitolo sulla petrografia in microscopia ottica (capitolo 4, sottocapitolo 4.1), mentre le osservazioni in luce riflessa sono state utilizzate per un tentativo di stima della microporosità.

2.5. Analisi d'immagine: procedura per la segmentazione dei pori e calcolo della microporosità in microscopia in luce riflessa

Allo scopo di analizzare la microporosità presente negli ooidi e nei microoncoidi sono state realizzate delle fotografie in microscopia in luce riflessa di sezioni sottili lucide di campioni selezionati.

L'obiettivo principale di tale procedimento è quello di determinare quantitativamente la microporosità, attribuendone un valore percentuale rispetto all'intero volume dell'ooidi o del microoncoide.

Si è inizialmente osservato che gli ooidi dell'Oolite di San Vigilio sono più porosi degli ooidi e dei microoncoidi del Gruppo dei Calcari Grigi, indipendentemente dal tipo.

Si è pertanto deciso di selezionare due campioni rappresentativi, uno appartenente all'Oolite di San Vigilio (IMDC 2) ed uno al Gruppo dei Calcari Grigi (IMDC 23).

Si è cercata una tecnica di segmentazione (nell'ambito dell'analisi d'immagine) che fosse adeguata al tipo di immagini a disposizione, che mostrano porosità

anche puntiformi e difetti ottici (come una risoluzione limitata e una sensibile aberrazione cromatica) non trascurabili.

Si è proceduto trattando le immagini tramite il software ImageJ.

L'elaborazione è consistita prima di tutto nella separazione dei canali RGB dell'immagine originale a colori con la funzione "*split channels*" di ImageJ e nella selezione del canale più nitido (generalmente il verde), riducendo l'immagine a toni di grigio in 8 bit.

In questo modo si può aggirare la distorsione dell'immagine dovuta all'aberrazione cromatica.

In seguito è stata selezionata una soglia adeguata a segmentare i pori rispetto agli altri elementi della foto.

Per determinare il valore della soglia sono stati utilizzati due metodi distinti.

Entrambe le procedure sono state applicate sia all'immagine intera (figura 13) che ad una selezione di ooidi o microoncoidi ritagliati dall'immagine di partenza (figura 14).

Sin dall'inizio si è preferito escludere il nucleo dei granuli dalla selezione, poiché caratterizzato da un'origine ed una microporosità diverse rispetto al cortice.

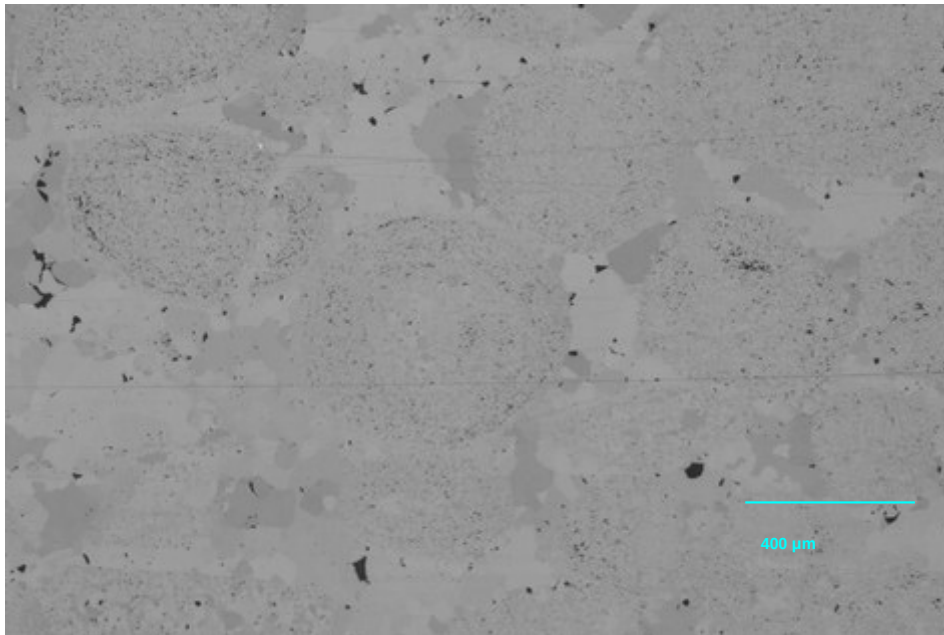


Figura 13: esempio di immagine in microscopia in luce riflessa relativa al campione IMDC 23. Si tratta di un'immagine in 8 bit derivata dalla selezione del canale verde della foto RGB originale. Scala approssimativa.

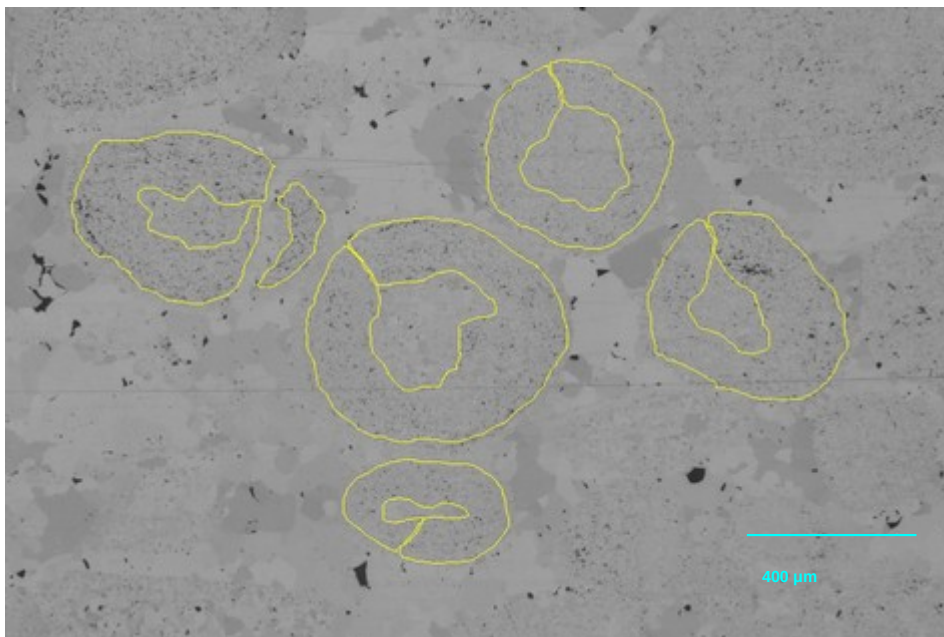


Figura 14: esempio di selezione dell'area occupata da alcuni granuli rivestiti di figura 13 (contorno giallo). Scala approssimativa.

Un primo procedimento è basato su Wong et al. (2006) sulla segmentazione di pori in materiali cementizi, a partire da immagini BSE.

I pori sono oggetti che presentano colorazioni variabili dal nero ai toni del grigio e perciò gli autori propongono di fissare una soglia inferiore (“*lower threshold*”) a zero (corrispondente ai pixel neri) e di determinare una soglia superiore (“*upper threshold*”) nel campo dei pixel grigi.

Tra i vari metodi presentati per l’individuazione della soglia superiore, è stato scelto quello della tangente-pendenza (“*tangent-slope method*”).

Esso consiste nel plottare la frequenza cumulata percentuale del numero di pixel componenti l’immagine (“*total area segmented %*”), rispetto al numero di canali (“*grey value*”) relativi all’immagine in toni di grigio.

La soglia superiore viene considerata l’ascissa del punto di flesso della curva cumulativa percentuale, determinabile dall’intersezione dei due segmenti lineari della curva (figura 15).

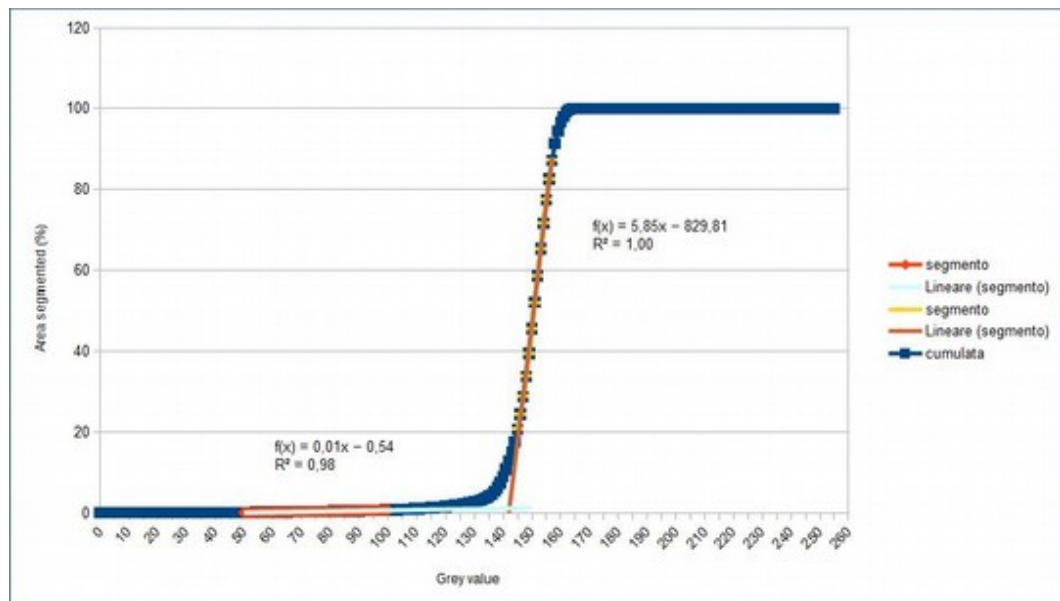


Figura 15: in blu è rappresentata la curva cumulativa percentuale della foto di figura 13. Si notino i due segmenti lineari evidenziati in rosso e giallo e le relative rette di tendenza in azzurro e marrone. Il punto d’intersezione tra le due linee di tendenza ha come ascissa il valore 142, corrispondente alla soglia superiore prescelta.

Il valore di soglia superiore così calcolato presenta però alcune problematiche.

Come peraltro precisato in Wong et al. (2006) il flesso della curva cumulativa percentuale è il cosiddetto “*critical overflow point*”, che corrisponde al limite più esterno del bordo del poro.

Scegliendo una soglia maggiore di quella designata da tale punto, si inizia a selezionare ampie aree al di fuori del poro, ad esso non attribuibili.

La pubblicazione tratta di immagini BSE in cui il bordo dei pori non risulta netto, a causa dell’influenza del materiale presente attorno al punto analizzato.

Dunque la scelta di una soglia che comprenda il limite più esterno di quest’area di transizione risulta ragionevole.

Nella nostra situazione si è invece preferito adottare una soglia più conservativa, che miri a selezionare solo l’area effettiva del poro. Nel caso di un’immagine ottica, infatti, la sfocatura è un difetto dell’ottica e non riguarda l’influenza di regioni esterne al poro.

Per questo si sono considerati grafici che mettono in relazione i canali dell’immagine con il numero di pixel corrispondenti a ciascun tono di grigio, per l’immagine intera o per la selezione di ooidi o microoncoidi.

Considerando il valore in ascissa relativo ai toni di grigio più scuri rilevati nell’immagine, se ne è fatta la media aritmetica con la soglia superiore precedentemente ricavata e si è così ottenuta una stima più conservativa della soglia superiore stessa.

Nell’esempio di figura 16 e 17 il valore di soglia superiore trovato è 96.

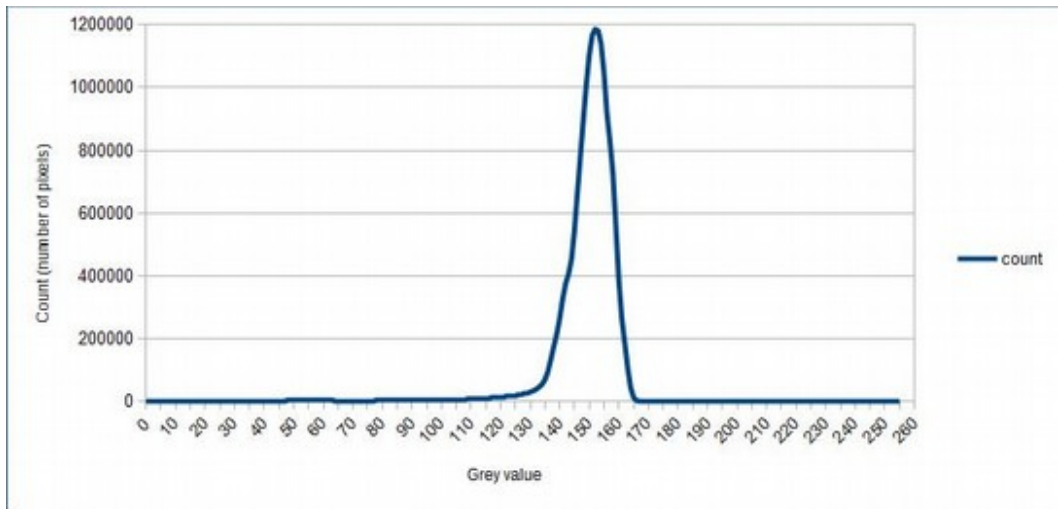


Figura 16: istogramma dell'immagine (canale verde).

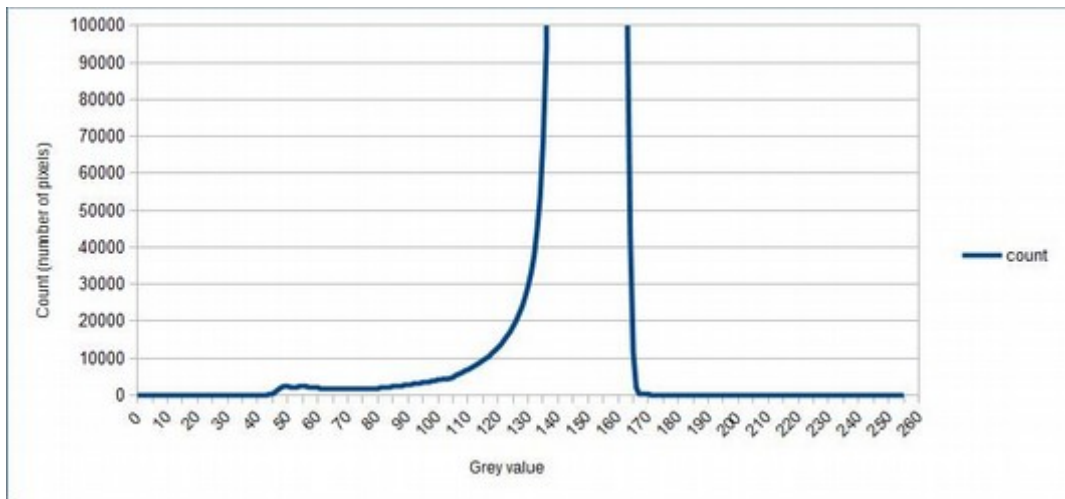


Figura 17: grafico di figura 16 con scala modificata, per mettere in evidenza il picco di toni di grigio più scuri (valore in ascissa 50) e la soglia superiore inizialmente designata (valore in ascissa 142).

Il secondo metodo si basa invece sulla selezione di un certo numero di poricampione per ogni ooide o microoncoide, ad eccezione dell'area occupata dal nucleo. Si è scelto di considerare una decina di pori per granulo rivestito.

Per ognuno si è realizzato un transetto orizzontale per verificare il tono di grigio assunto da ciascun pixel lungo quella linea (figura 18).

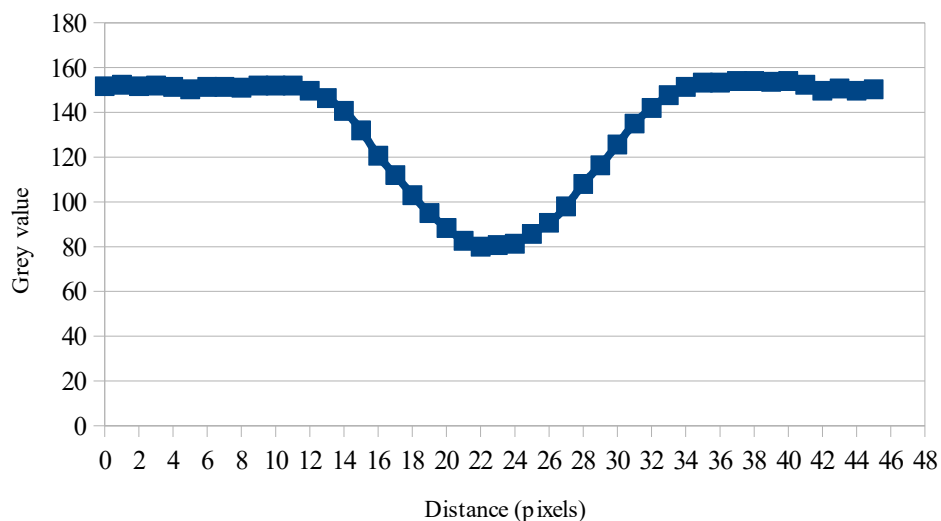


Figura 18: variazione dei toni di grigio lungo un transetto orizzontale riferito ad un poro di un granulo rivestito di figura 13.

Com'è possibile notare dalla figura 18, vi è una differenza di toni di grigio assunti dal fondo e dal bordo del poro.

Si è dunque deciso di considerare la media aritmetica tra questi due valori come la soglia superiore da selezionare.

Nell'esempio di figura 18 il valore di soglia superiore ricavato è circa 115.

A questo punto si procede applicando le due soglie all'immagine.

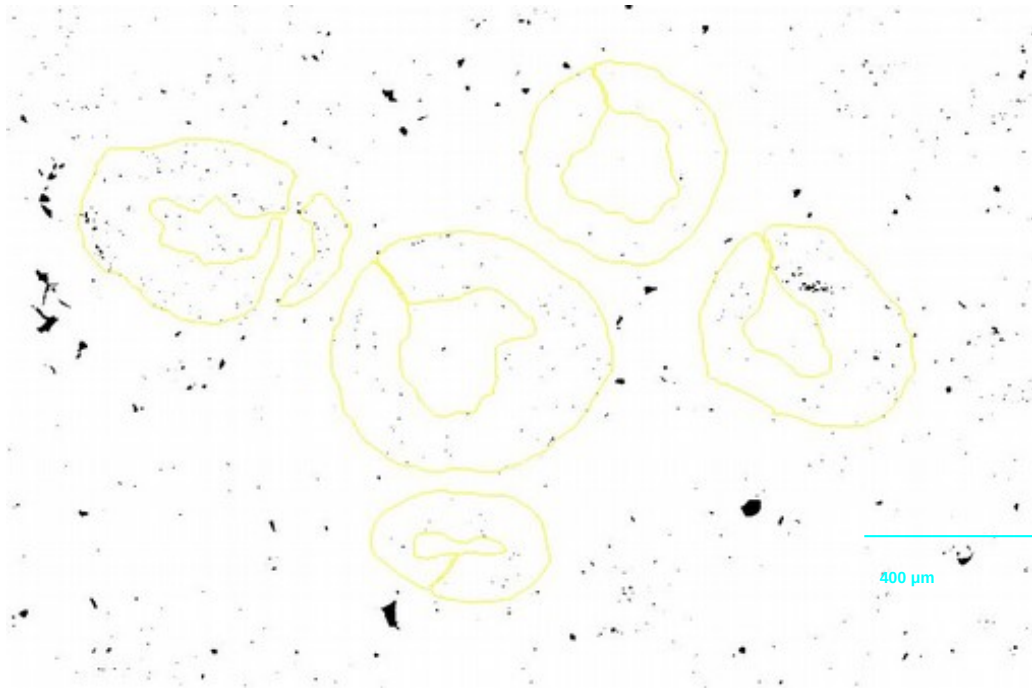


Figura 19: risultato della selezione della gamma di canali 0-96 per l'immagine di figura 13. I punti neri entro le aree delimitate in giallo rappresentano i pori dei granuli rivestiti scelti. Scala approssimativa.

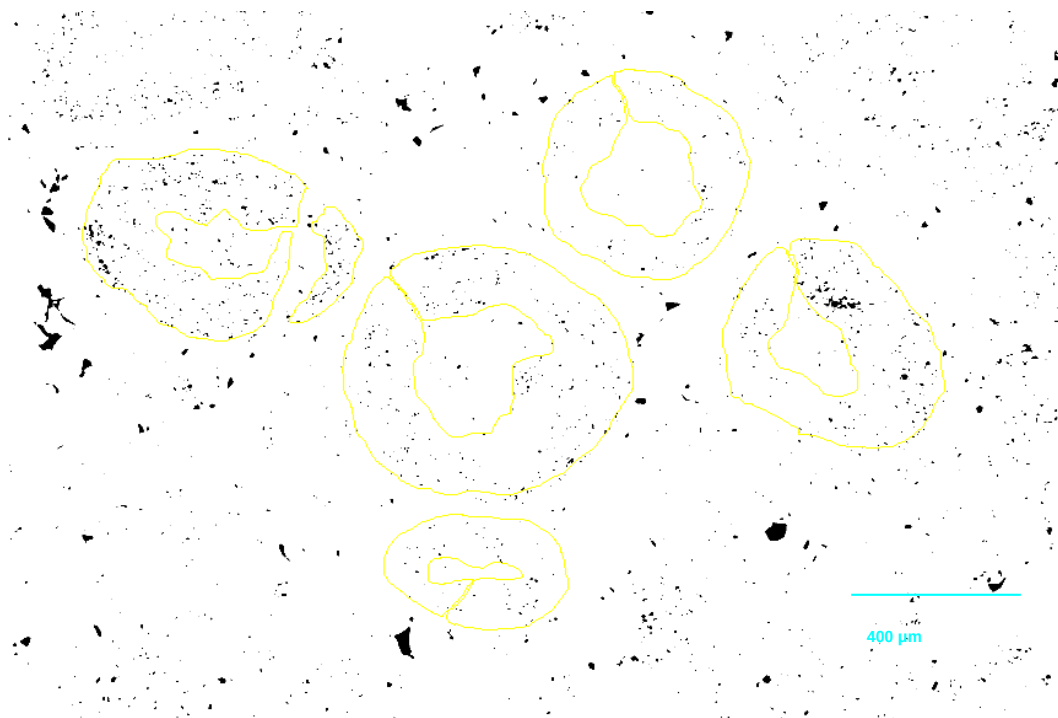


Figura 20: risultato della selezione della gamma di canali 0-115 per l'immagine di figura 13. I punti neri entro le aree delimitate in giallo rappresentano i pori dei granuli rivestiti scelti. Scala approssimativa.

Al termine di quest'operazione si può procedere al calcolo della microporosità degli ooidi e dei microoncoidi.

2.6. Analisi d'immagine: procedura per la segmentazione dei pori e calcolo della microporosità in microscopia elettronica a scansione (SEM)

Un'alternativa a questa procedura è rappresentata dalla possibilità di applicare il metodo di Wong et al. (2006) direttamente a immagini BSE di ooidi e microoncoidi. Questo approccio non ha limitazioni ottiche significative (in particolare, la risoluzione di un'immagine SEM è ordini di grandezza migliore di quella in luce ottica, e non esiste aberrazione cromatica), ma è estremamente più dispendioso sia in termini economici che di tempo.

Si è proceduto componendo un mosaico di foto che rappresentassero un transetto lungo il profilo di due granuli rivestiti rappresentativi, individuati nei campioni IMDC 23 e IMDC 2.

La soglia superiore è stata applicata utilizzando il software GIMP, applicando senza modifiche il criterio di Wong et al. (2006).

I risultati dei diversi approcci alla segmentazione della porosità sono descritti nel sottocapitolo 4.4 del capitolo 4.

2.7. Catodoluminescenza

Con l'analisi microscopica in catodoluminescenza (CL) sono stati esaminati 16 campioni, di cui 4 sono duplicati. Ai campioni giurassici è stato aggiunto il campione carnico DID 102, con ooidi minimamente diagenizzati, e proveniente da una successione dolomitica del Carnico.

La tecnica sfrutta le proprietà luminescenti di rocce e minerali, data la funzione di attivatori (“*activators*”, ad esempio Mn^{2+} nei carbonati) o inibitori (“*quencher*”, ad esempio Fe^{2+} nei carbonati) di determinati elementi in traccia (Machel, 2000). L'emissione di fotoni alla base della luminescenza è generata da un'interazione continua del fascio di elettroni con il campione (Barbin, 2013).

Nel nostro caso, per le osservazioni è stato utilizzato un microscopio ottico Nikon in luce trasmessa, dotato di una fotocamera Canon per l'acquisizione delle immagini e connesso ad un dispositivo per catodoluminescenza a catodo freddo modello CITL CCL 8200 Mk3, collegato ad una pompa per il vuoto.

Sono state impostate una tensione pari a 20 kV ed un'intensità di corrente tra 200 e 300 mA.

Tali valori determinano delle condizioni ideali di funzionamento dello strumento.

Il sistema è connesso ad un computer, per controllare l'inquadratura della fotocamera da remoto.

Una piastra metallica funge da catodo, raggiungendo un potenziale elettrico negativo relativo al supporto del campione tra 5 e 20 kV (Barbin, 2013).

Il campione viene alloggiato in un'apposita camera posta sotto gli obiettivi del microscopio e mantenuto sotto vuoto spinto (0,007 torr).

Tensione e corrente vanno monitorate ed eventualmente corrette, poiché un miglioramento del vuoto nella camera causa un aumento della tensione ed una diminuzione della corrente.

2.8. SEM

Nel presente lavoro il SEM è stato utilizzato per ottenere immagini, piuttosto che per l'analisi chimica.

Il SEM in dotazione al Dipartimento di Geoscienze di Padova è un CamScan MX3000 ed è equipaggiato con uno spettrometro EDS; utilizza come catodo un filamento di LaB₆.

Al SEM sono state realizzate delle foto sfruttando prevalentemente gli elettroni secondari.

La WD (*“Working Distance”*, distanza tra l'ultima lente elettromagnetica ed il campione) ideale è stata individuata tra 15 e 21 mm circa.

Dei 20 campioni osservati, se ne sono selezionati 9 (di cui uno duplicato) rappresentativi di ogni tipo di ooide e dei microoncoidi, isolando in ciascuno sia granuli interi che in sezione.

Ai campioni appartenenti alla sequenza stratigrafica giurassica è stato affiancato il campione carnico DID 102.

Prima di alloggiare il vetrino portacampioni si è provveduto a pulire la superficie tranciata dei blocchetti con un soffiato e a dorarla. Talvolta è stato necessario applicare dell'argento liquido sulle pareti di alcuni campioni, per ovviare al cosiddetto *“effetto charging”*.

Sono stati utilizzati ingrandimenti compresi tra 50X e 200X per studiare la morfologia generale degli ooidi e dei microoncoidi, mentre ingrandimenti tra 400X e 4000X hanno permesso di evidenziare le caratteristiche dei cristalli con maggior dettaglio.

2.9. LA-ICP-MS

Il contenuto in elementi maggiori ed in traccia di ooidi, microoncoidi, cementi e granuli scheletrici è stato analizzato con la tecnica LA-ICP-MS (*laser ablation-inductively coupled plasma- mass spectrometry*) presso il Dipartimento di Geoscienze dell'Università di Brema (Germania).

Dei venti campioni a disposizione, ne sono stati selezionati 14, di cui tre duplicati; ai campioni giurassici è stato aggiunto il campione carnico DID 102.

Per le analisi sono stati impiegati un laser New Wave UP193ss connesso ad uno spettrometro di massa Thermo Element 2.

Dopo essere stati sottoposti ad una pre-ablazione veloce per pulire la superficie, i campioni sono stati ablati con irradianza pari a circa 1 GW/cm^2 , un diametro del raggio variabile da 75 a 100 μm e frequenza di pulsazione (“*pulse rate*”) di 10 Hz. L'elio è stato utilizzato come “*carrier gas*” (circa 0,8 l/min) e l'argon (0,8 l/min) è stato aggiunto come “*make-up gas*”, per una potenza del plasma di 1200 W.

Ogni isotopo è stato analizzato a bassa risoluzione con cinque campioni, in una finestra-massa del 20 % ed in un intervallo di tempo di 25 ms per isotopo; i blank sono stati analizzati nei 20 secondi precedenti l'ablazione.

Per la quantificazione dei dati ci si è serviti del software Cetac GeoPro™, usando NIST610 come standard di calibrazione esterno (Jochum et al., 2010, 2012) e ^{43}Ca come elemento standard interno. Si è considerato il contenuto di Mg, Mn, Fe, Sr come totalmente incluso nei carbonati. Sono stati misurati numerosi elementi, in questo studio sono stati considerati:

Si, Al e Ti per monitorare eventuali contaminazioni da silicati;

Ca e Mg come elementi maggiori del carbonato;

Zn, Ba, Cd, U, Fe, Mn, Sr come elementi in traccia contenuti nel carbonato.

La precisione e l'accuratezza analitica sono state garantite dall'analisi regolare degli standard dell' USGS BHVO2-G e BCR2-G (Jochum et al., 2005) unitamente ai campioni; in questo modo si sono ottenute una precisione ed un'accuratezza relative migliori del 5% per la maggior parte dei campioni.

3. SEZIONI E LOCALITÀ ANALIZZATE

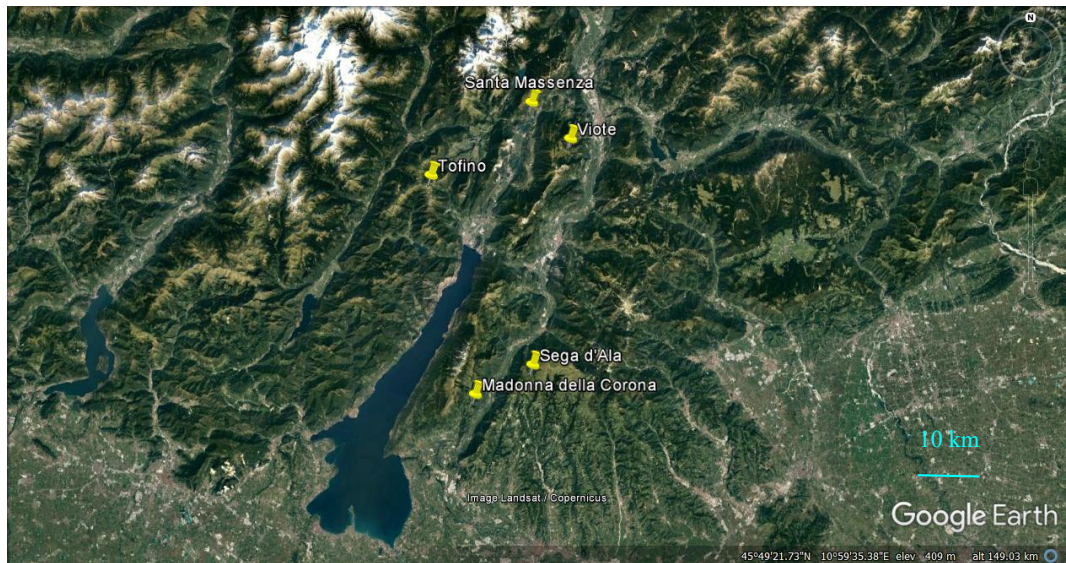


Figura 21: collocazione geografica delle sezioni stratigrafiche considerate.

3.1. Madonna della Corona

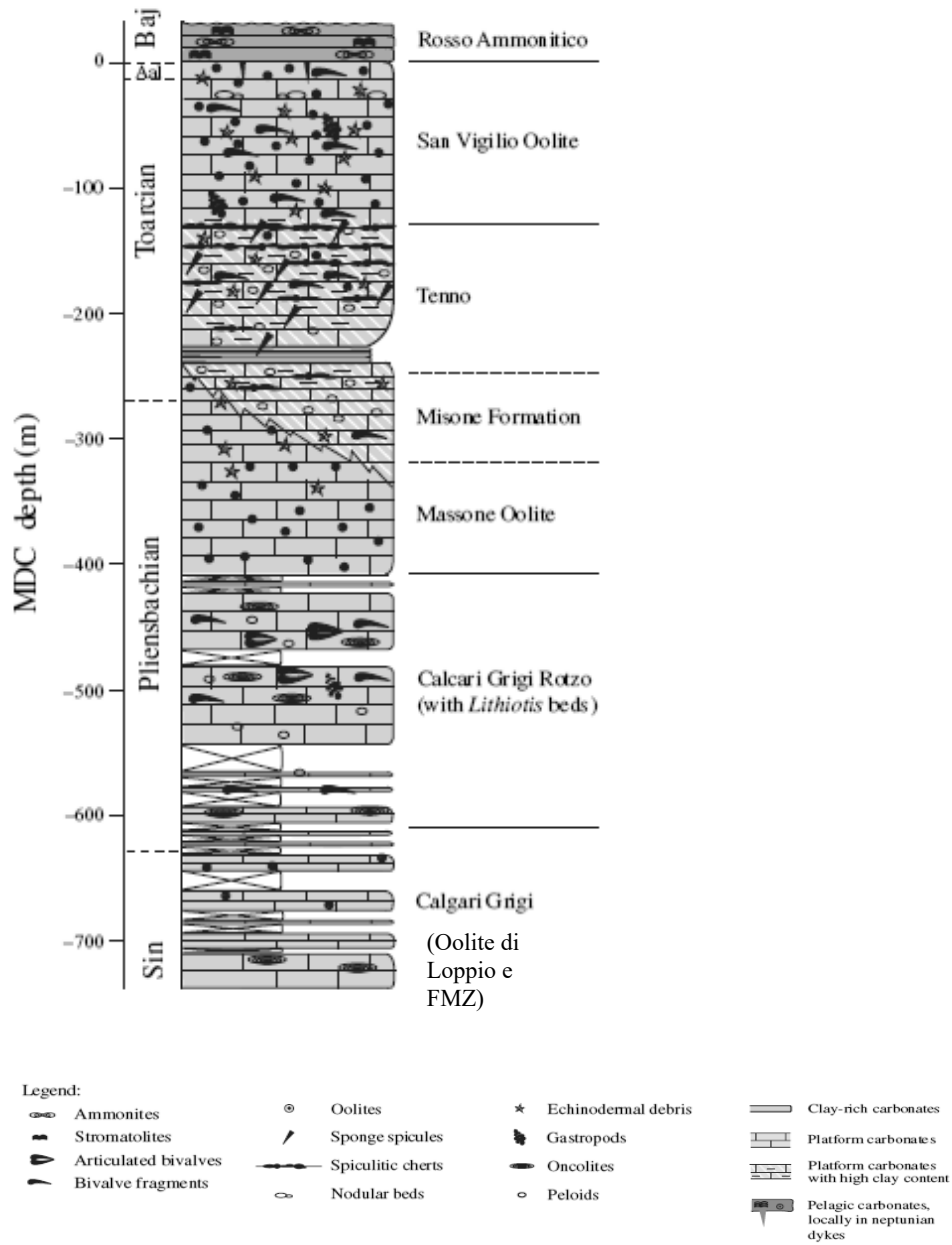


Figura 22: log stratigrafico della Piattaforma di Trento in corrispondenza della sezione di Madonna della Corona. Gli spessori sono indicati come profondità, in riferimento alla quota 0 m fissata al limite tra il Gruppo di San Vigilio e il Rosso Ammonitico Veronese. (Modificato da Woodfine et al., 2008).

La sezione stratigrafica di Madonna della Corona è stata recentemente studiata nel dettaglio da Woodfine et al. (2008) (Figura 22).

E' collocata lungo il margine occidentale della Piattaforma di Trento, tra la sponda orientale del Lago di Garda e la Valle dell'Adige (località Spiazzi - Brentino Belluno, vedi figura 21). Si tratta di una estesa sezione lungo la successione carbonatica della piattaforma, con uno spessore superiore ai 730 metri.

Presso Brentino Belluno affiorano la Formazione di Monte Zugna e quella del Calcere Oolitico di Loppio; quest'ultima è caratterizzata da uno spessore notevole (circa 70 metri), anche se in alcuni punti l'affioramento è discontinuo (vedi figura 22).

Proseguendo lungo il sentiero che conduce a Spiazzi, s'incontra la Formazione di Rotzo, che presenta un contenuto fossilifero più vario (in particolare bivalvi e gasteropodi) e qualche banco a *Lithiotis*. Lo spessore supera i 200 metri.

Al tetto affiora il Calcere Oolitico di Massone, che può essere eteropica con la Formazione di Misone e raggiungere i 160 metri di spessore.

Per Formazione di Misone s'intende una successione calcarea di mare basso ricca di spicole di spugne e noduli di selce, con rari intervalli oolitici ed alcuni livelli a brachiopodi ed ammoniti. Appartiene alle cosiddette facies "Venete Occidentali" della Piattaforma di Trento (Castellarin, 1972).

Il contatto tra Formazione di Rotzo e Calcere Oolitico di Massone non è sempre netto a causa della retrogradazione a cui può essere soggetta la seconda.

Seguono la Formazione di Tenno (100 metri circa di spessore) e l'Oolite di San Vigilio (spessa 120 metri circa). Quest'ultima si presenta come una successione di *grainstone* oolitici ricchi di frammenti di crinoidi. Il Rosso Ammonitico chiude la sequenza al tetto.

Lungo la sezione sono presenti in alcuni tratti faglie trascorrenti, la cui dislocazione però non è significativa o può essere ricostruita in campagna.

3.2. Viote

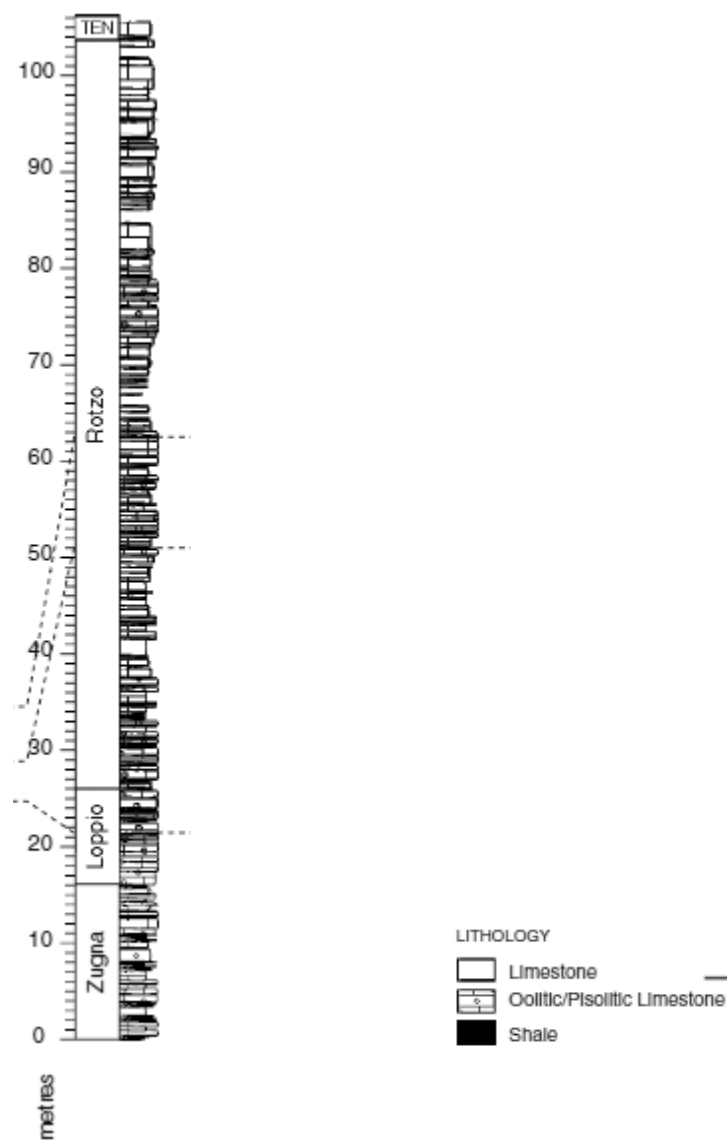


Figura 23: log stratigrafico della sezione di Viote (Franceschi et al., 2014)

In Franceschi et al. (2014) è riportata una descrizione della sezione stratigrafica di Viote (Figura 23).

Si estende per uno spessore complessivo superiore ai 100 metri.

Alla base la Formazione di Monte Zugna si presenta come un'alternanza ciclica di *packstone*, *wackestone* e *grainstone* con contenuto fossilifero vario, che comprende bivalvi, gasteropodi e talvolta coralli. Si rinvengono anche litologie intermedie come *packstone/grainstone* ed in misura minore *wackestone/mudstone*. I *grainstone* possono avere una componente sia oolitica che oncolitica. La formazione è rappresentata solo nella sua parte alta e ha uno spessore affiorante di 15 metri.

Segue il Calcere Oolitico di Loppio, potente circa 10 metri, caratterizzato da successioni di *grainstone* oolitici- bioclastici, che possono talvolta presentare laminazione incrociata. La sequenza può essere intercalata da *packstone* e *wackestone* a bivalvi, oppure da qualche interstrato argilloso.

Nel passaggio da Formazione di Monte Zugna a Formazione di Rotzo i *grainstone* lasciano gradualmente spazio ad alternanze di *mudstone*, *wackestone* e *packstone* bioclastici, con un buon contenuto di articoli di crinoidi e brachiopodi oltre a bivalvi, foraminiferi e gasteropodi. I *grainstone* ospitano raramente accumuli di coralli isolati. *Mudstone* e *wackestone* possono presentare nodularità.

La sequenza risulta coperta in alcuni punti, soprattutto dopo i primi 30 metri.

La fauna a *Lithiotis* si rinviene dopo i primi 25 metri della formazione ed è organizzata in banchi e *mound*. La Formazione di Rotzo raggiunge complessivamente i 75 metri. La sezione stratigrafica termina con la Formazione di Tenno al tetto.

3.3. Tofino

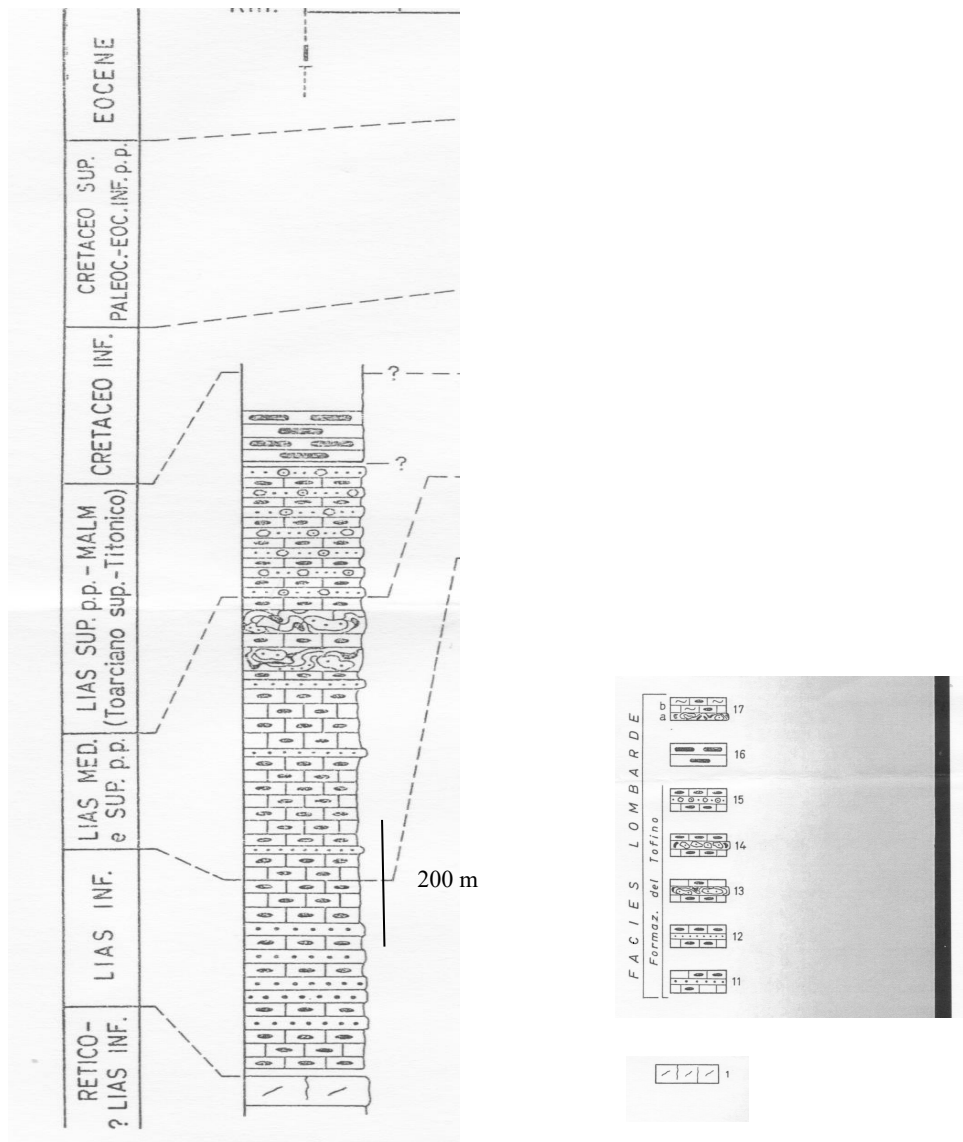


Figura 24: log stratigrafico della sezione stratigrafica di Tofino.

1: Calcari dolomitici e Dolomie del Pichea, Dolomia principale. 11-15: Formazione del Tofino. 16: "Selcifero Lombardo". 17: "Maiolica" (Castellarin, 1972).

La sezione stratigrafica del Monte Tofino (figura 24) costituisce la sezione-tipo della Formazione del Tofino.

Si tratta di successioni bacinali in facies “lombarda” o di “Medolo”, databili tra il Giurassico inferiore ed il Batoniano e deposte ad ovest della linea Ballino-Garda.

La Formazione del Tofino poggia su dolomie e calcari dolomitici o su breccie dolomitiche databili al Retico Superiore o alla base del Giurassico inferiore.

Sul crinale M. Tofino – Dosso della Torta la Formazione del Tofino raggiunge lo spessore di 907 metri. La sezione comprende, secondo Castellarin (1972), dalla base al tetto:

- 60 m di calcari micritici, grigio scuri e nerastri stratificati (15-60 cm) con interstrati micritici marnosi, con rari noduli di selce grigio-chiara.

- 144 m di calcari micritici, grigi, selciferi, lastriformi (10-15 cm), con intercalazioni lenticolari torbiditiche di biocalcareni e biocalcareni ruditiche, oolitiche spesso con gradazioni granulometriche e contro- impronte di fondo (ad esempio di carico, *flute-casts* rudimentali o pronunciati canali di erosione). Le singole unità torbiditiche aumentano di spessore da pochi centimetri a 15,5 m, in corrispondenza di 71,30 m dalla base dell'intervallo.

Sin dalla base dell'intervallo si rinvencono frammenti di alghe *Dasycladaceae* nelle intercalazioni, che ne permettono la datazione al Giurassico inferiore.

- 455 m di calcari micritici con radiolari e spicole di spugne, lastriformi, grigio-cenere localmente fino a grigio-scuri, con interstrati argilloso- silicei verso l'alto e abbondantissime selci in noduli e letti e con rare intercalazioni di biocalcareni ruditiche di trasporto torbido. L'intervallo mostra evidenze di tettonica sindeposizionale come livelli di frana sottomarina. Il rinvenimento di *Arnioceras mendax* Fucini, *Audaxilitoceras audax* (Meneghini) e *Arietoceras* sp. ha permesso di datare l'intervallo al Sinemuriano inferiore- Pliensbachiano superiore.

- 98 m costituiti da alternanze di calcari micritici silicei e di calcareniti con cinque livelli di depositi lenticolari a composizione eterogenea e strutture complesse da franamento sottomarino. Anche in questo intervallo le biocalcareniti ruditiche formano strati e banchi superiori al metro, anche se a prevalere è un'alternanza ritmica di lamine millimetriche e sottili straterelli di biomicriti a radiolari e di biocalcareniti siltitiche, organogene.

Anche quest'intervallo è attribuibile al Giurassico inferiore, data la presenza nelle intercalazioni biocalcarenitiche di fossili di *Orbitopsella* sp. ad esempio *Orbitopsella dubari* Hottinger, *Haurania amiji* Henson, *Haurania deserta* Henson, *Haurania* sp. ad esempio *Haurania Amiji* e *Lituosepta compressa* Hottinger.

- 149 m di calcari micritici fortemente selciferi con intervalli caratterizzati da alternanze ritmiche di lamine millimetriche e straterelli centimetrici di micriti a radiolari e di biocalcareniti/ calcisiltiti di trasporto torbido.

Fin quasi alla sommità si trovano intercalazioni maggiori in strati e banchi superiori al metro di biocalcareniti ruditiche, torbiditiche, sempre con abbondantissimi resti di crinoidi e con più scarsi brachiopodi.

L'attribuzione di quest'intervallo all'Aaleniano- Bajociano è stata possibile in base alla posizione stratigrafica ed alla presenza, a circa 40 metri dal tetto, di risedimenti di *Lumachella a Posidonia alpina*, contenente esemplari di lamellibranchi simili a *Bositra buchi* Römer.

L'intera sezione stratigrafica si chiude a tetto con 70 m circa di calcari selciferi scuri e selci nere e verdastre della formazione del "Selcifero Lombardo". (Tratto da Castellarin, 1972)

3.4. Santa Massenza

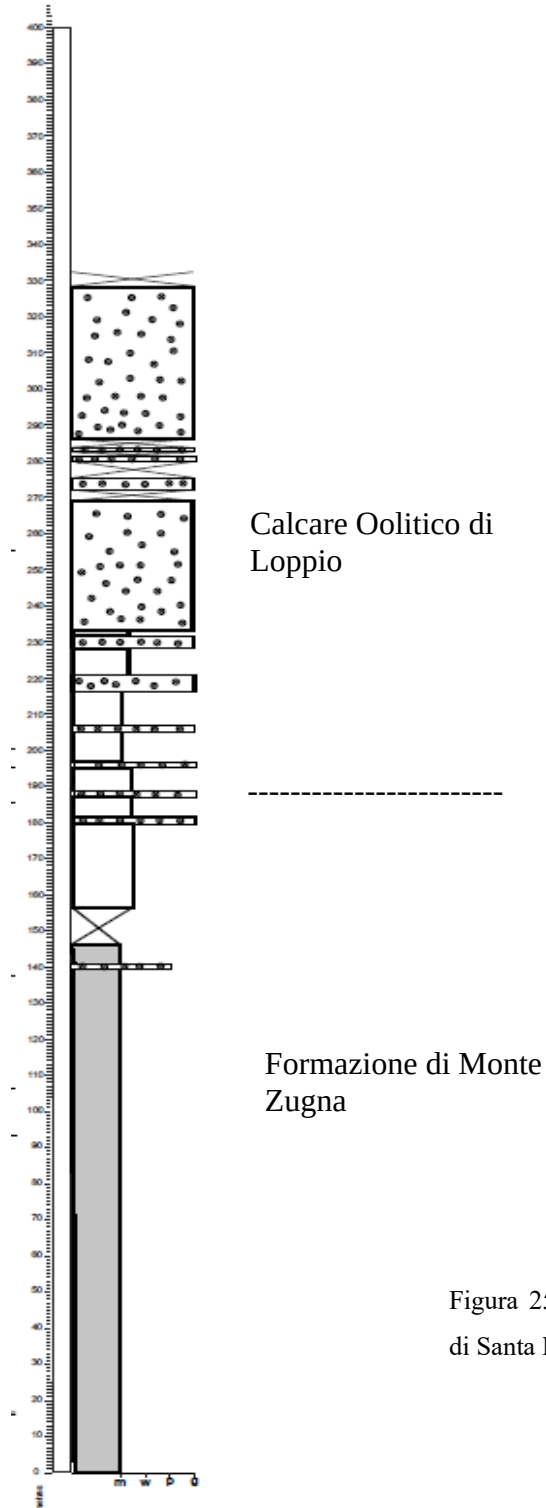


Figura 25: log stratigrafico parziale della sezione di Santa Massenza (Franceschi et al., submitted)

La sezione stratigrafica di Santa Massenza si colloca nel Trentino occidentale a nord del Lago di Garda, prospiciente il lago omonimo (Vedi figura 21).

Come specificato in Castellarin & Sartori (1973), alla base della sezione si rinviene la Formazione di Monte Zugna con uno spessore esposto di 340 metri.

La Formazione di Monte Zugna si compone qui di ciclotemi carbonatici costituiti da alternanze di calcari prevalentemente micritici. Il contenuto fossilifero si fa più frequente nella parte superiore dell'unità e comprende taxa riferibili alla zona (superzona) a *Palaeodasycladus mediterraneus* (*Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri, *Palaeodasycladus mediterraneus* (Pia), *Palaeodasycladus elongatulus* Pratulom, *Cayeuxia moldavica* Frollo, Solenoporaceae). Segue il Calcare Oolitico di Loppio, che presenta uno spessore di 140 metri circa ed è costituito in prevalenza da *grainstone* oolitici.

La classazione migliora procedendo verso il tetto. La porzione sommitale presenta strati non oolitici. Talvolta s'intravede della stratificazione incrociata. Sempre nella parte alta sono comuni i livelli a bioclasti. La bipartizione dell'unità presuppone una successione in *shallowing – upward* (cf. Preto et al., 2017).

Proseguendo verso l'alto si trova la Formazione di Rotzo, spessa circa 310 metri e separata dal Calcare Oolitico di Loppio da una faglia. Lungo la sequenza si alternano biocalcareni ruditiche quasi sempre algali, con abbondante matrice micritica e pelmicritica; calcari oolitici, oncolitici, bioclastici; calcari a *Lithiotis*; ripetuti interstrati ed intercalazioni fino a 10 cm di marne e argille carboniose, grigio-scure o nerastre. Nella porzione medio- superiore dell'intervallo si rinvencono i resti di numerosi taxa quali *Orbitopsella cf. primaeva* Henson, *Orbitopsella praecursor* (Gümbel), *Mayncina termieri* Hottinger, *Haurania amiji* Henson, *Palaeodasycladus mediterraneus* (Pia) e vari lamellibranchi della biofacies a *Lithiotis*. Negli ultimi 30 cm si osservano invece associazioni della zona a *Lituosepta compressa*.

La sezione stratigrafica si chiude con i livelli oolitici e fortemente encrinitici dell'Oolite di san Vigilio.

3.5. Sega d'Ala

Presso la località Sega d'Ala, in sinistra Adige, sono stati prelevati dei campioni di *grainstone* oolitico provenienti dalla porzione superiore del Calcare Oolitico di Loppio. Gli strati sono caratterizzati da stratificazione incrociata o piano-parallelamente/a basso angolo, con spessori nell'ordine dei 10-30 cm.

4. DESCRIZIONE DEI GRANULI RIVESTITI

4.1. Caratteri morfologici degli ooidi e dei microoncoidi al microscopio

Si è proceduto osservando al microscopio ottico in luce trasmessa le sezioni sottili provenienti dalle quattro sezioni stratigrafiche e dalle altre località studiate.

I granuli rivestiti oggetto dell'osservazione si possono essenzialmente raggruppare in quattro categorie morfologiche fondamentali: microoncoidi, ooidi micritizzati parzialmente o completamente, ooidi radiali, ooidi ricristallizzati (forse originariamente aragonitici).

Nell'analisi sono stati anche considerati parametri come il diametro medio degli ooidi e dei microoncoidi, la presenza di matrice e la classazione dei granuli.

Per valutare la classazione sono stati utilizzati degli schemi comparativi tratti da Compton (1962) e Pettijohn et al. (1973).

La distribuzione stratigrafica dei diversi tipi di ooidi e dei microoncoidi individuati è data nelle figure 26-29.

Le abbondanze dei granuli rivestiti riportate negli schemi hanno il seguente significato: "presente" sottolinea il rinvenimento di una determinata tipologia di granulo nella sezione, anche se raro; "abbondante" indica che nell'areale dell'obbiettivo 2,5X è sempre presente almeno un granulo di quel tipo; dominante si riferisce ai granuli che costituiscono almeno il 50% della sezione.

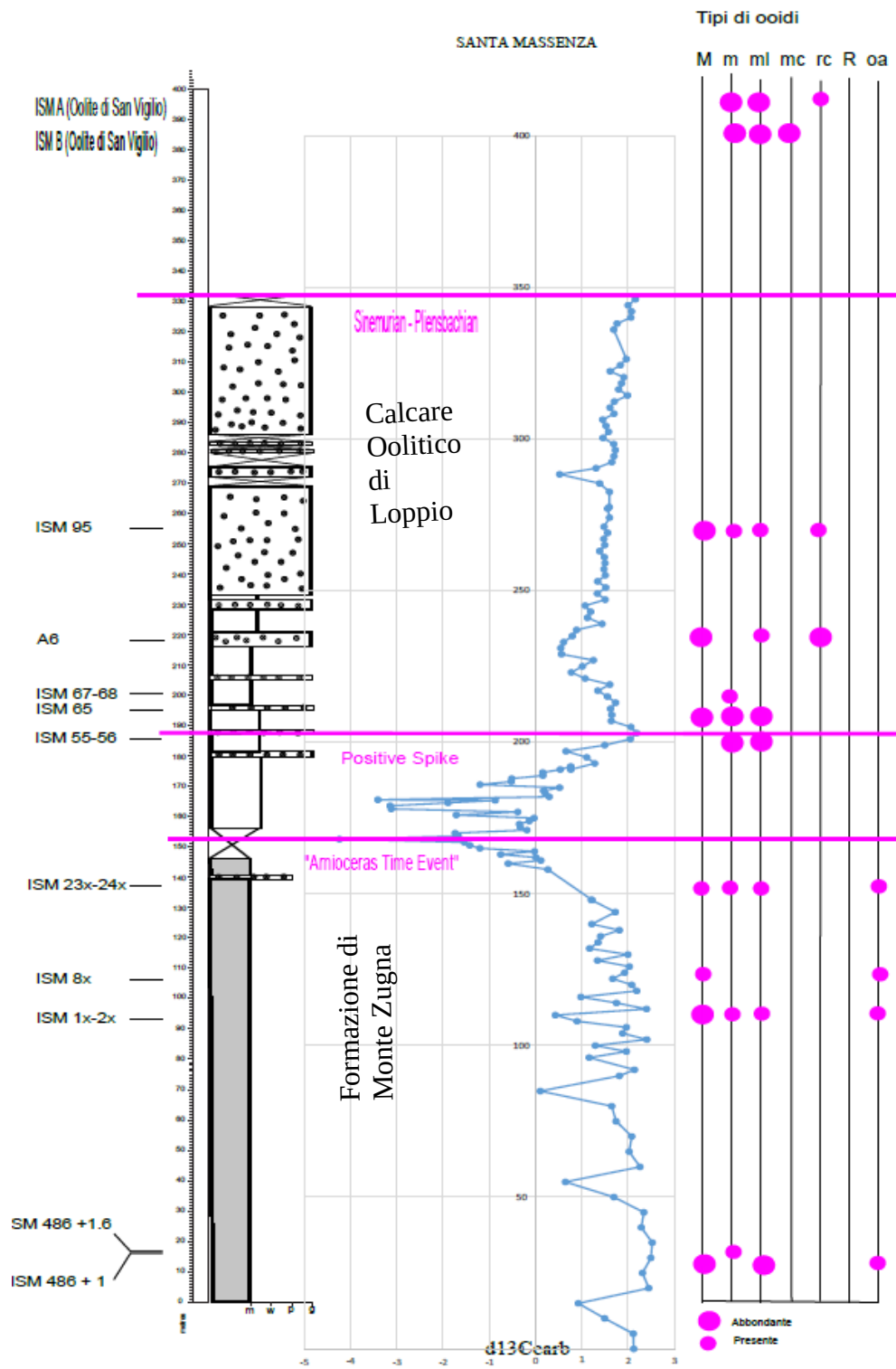


FIGURA 26: distribuzione stratigrafica degli ooidi e dei microoncooidi della sezione di Santa Massenza.

M= microoncooidi; m= ooidi micritizzati completamente; ml= ooidi micritizzati, in cui s' intravede la laminazione originale; mc= ooidi parzialmente micritizzati, in cui non si riesce a stabilire la corretta disposizione dei cristalli; rc= ooidi con cristalli disposti radialmente, che non presentano estinzione a croce; R= ooidi radiali con estinzione a croce; oa= ooidi sostituiti da microsparite.

Sezione stratigrafica semplificata e record degli isotopi stabili del carbonio da Franceschi et al., submitted.

Tofino (TOF)

Tipi di ooidi

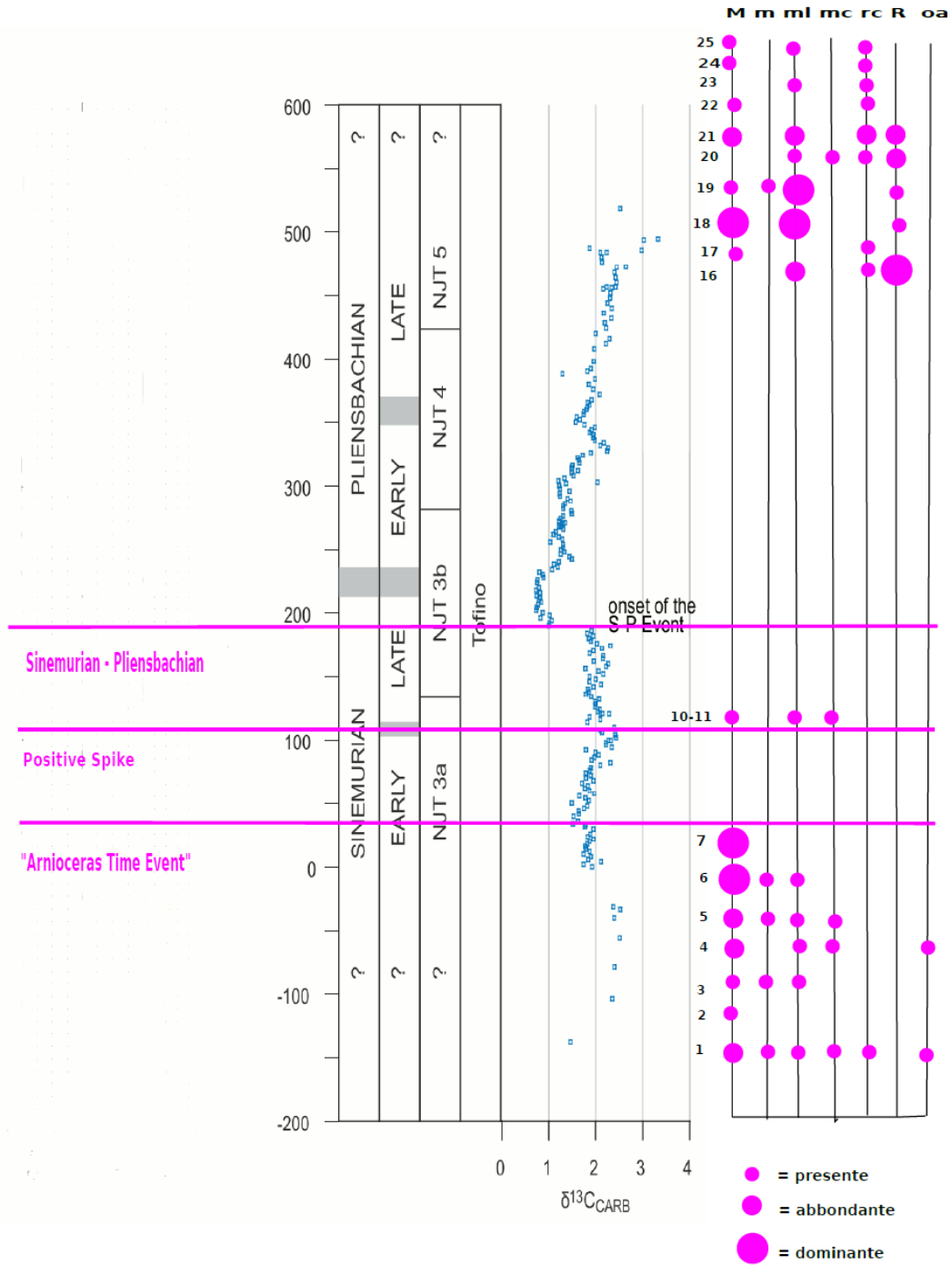


FIGURA 27: distribuzione stratigrafica degli ooidi e dei microoncooidi della sezione di Tofino.

M= microoncooidi; m= ooidi micritizzati completamente; ml= ooidi micritizzati, in cui s' intravede la laminazione originale; mc= ooidi parzialmente micritizzati, in cui non si riesce a stabilire la corretta disposizione dei cristalli; rc= ooidi con cristalli disposti radialmente, che non presentano estinzione a croce; R= ooidi radiali con estinzione a croce; oa= ooidi sostituiti da microsparite.

Sezione stratigrafica semplificata e record degli isotopi stabili del carbonio da Franceschi et al., submitted.

Tipi di ooidi

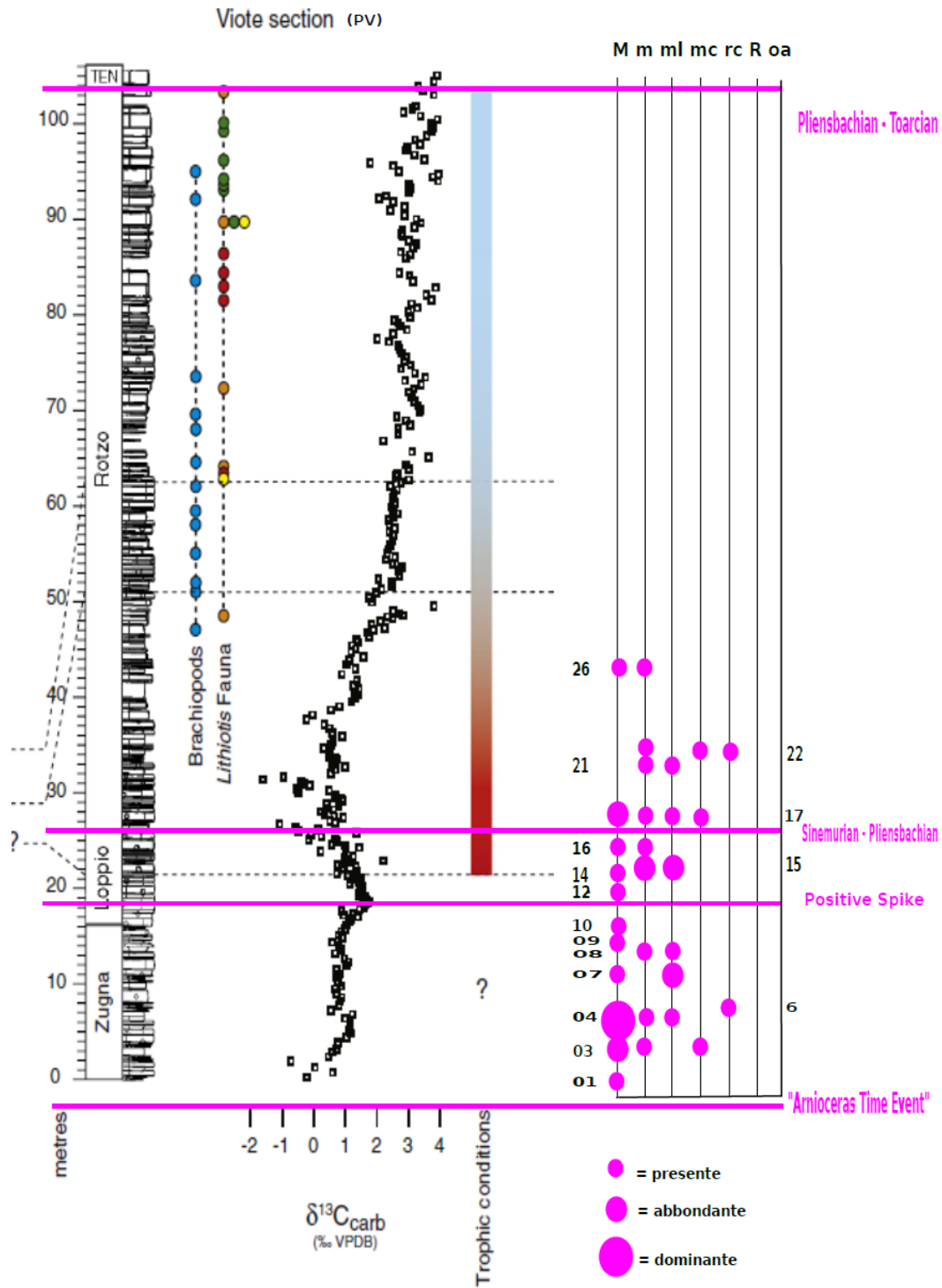


FIGURA 28: distribuzione stratigrafica degli ooidi e dei microoncooidi della sezione di Viote.

M= microoncooidi; m= ooidi micritizzati completamente; ml= ooidi micritizzati, in cui s' intravede la laminazione originale; mc= ooidi parzialmente micritizzati, in cui non si riesce a stabilire la corretta disposizione dei cristalli; rc= ooidi con cristalli disposti radialmente, che non presentano estinzione a croce; R= ooidi radiali con estinzione a croce; oa= ooidi sostituiti da microsparite.

Sezione stratigrafica e record degli isotopi stabili del carbonio da Franceschi et al. (2014).

Madonna Della Corona

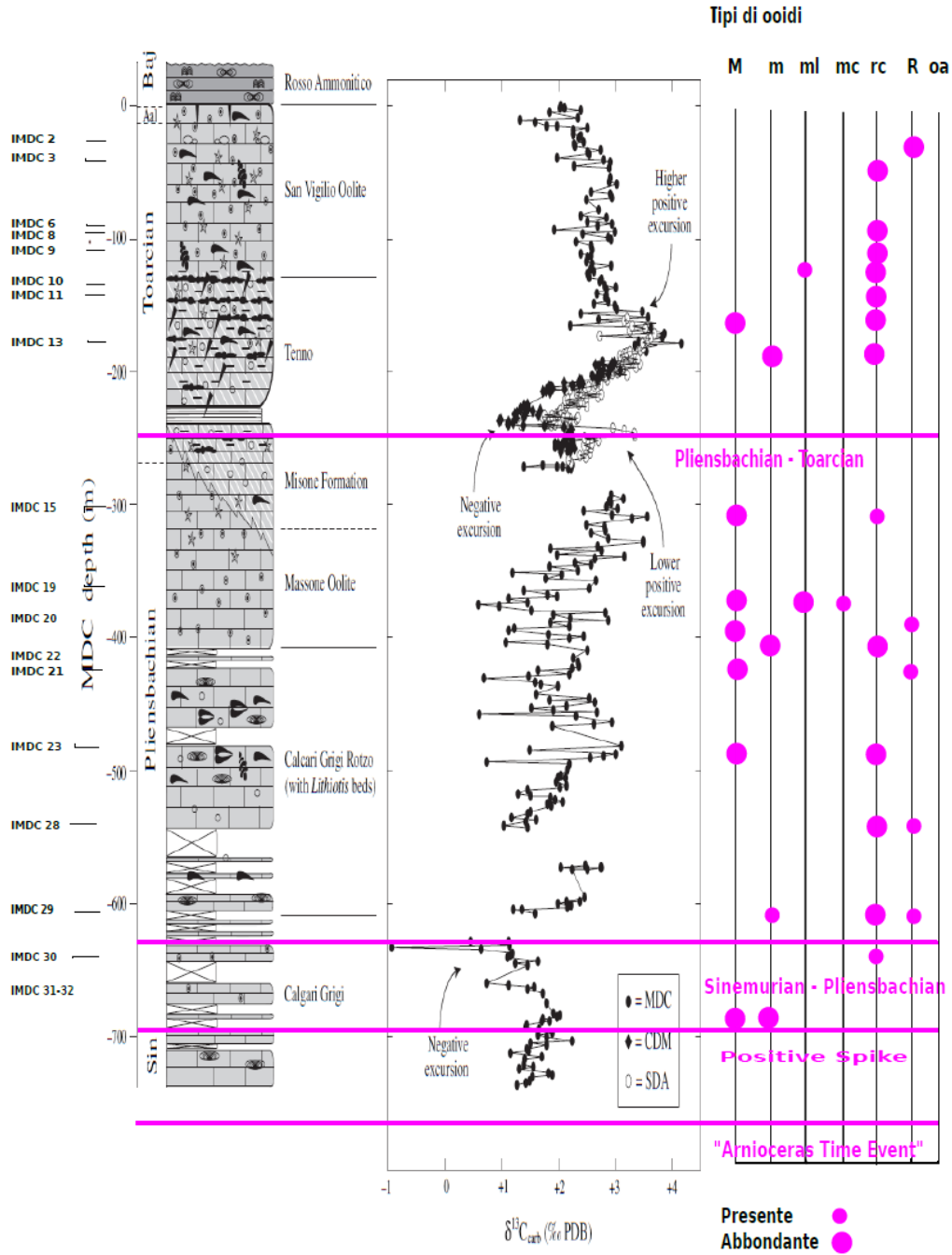


FIGURA 29: distribuzione stratigrafica degli ooidi e dei microoncooidi della sezione di Madonna della Corona.

M= microoncooidi; m= ooidi micritizzati completamente; ml= ooidi micritizzati, in cui s' intravede la laminazione originale; mc= ooidi parzialmente micritizzati, in cui non si riesce a stabilire la corretta disposizione dei cristalli; rc= ooidi con cristalli disposti radialmente, che non presentano estinzione a croce; R= ooidi radiali con estinzione a croce; oa= ooidi sostituiti da microsparite.

Sezione stratigrafica e record degli isotopi stabili del carbonio da Woodfine et al., (2008).

I campioni provenienti dalla località di Sega d'Ala appartengono tutti al Calcare Oolitico di Loppio e contengono ooidi con distribuzione granulometrica spesso bimodale. Il tipo di ooidi è quindi riportato in funzione delle dimensioni:

-Campione ISA1

Ooidi piccoli: m, mc e rc.

Ooidi grandi: ml e rc.

-Campione ISA 2

m, ml e rc.

-Campione ISA 3

Ooidi piccoli: m e rc.

Ooidi grandi: m.

-Campione ISA 4

Ooidi piccoli: m e rc.

Ooidi grandi: m e ml.

4.1.1. Microoncoidi

Per microoncoidi s'intendono granuli sferici o sub-sferici rivestiti di un *coating* micritico biogenico. La micrite è in massima parte da imputare all'attività di biofilm, ed è quindi una forma di microbialite, e in misura minore a foraminiferi. Resti fossili sono visibili nel rivestimento di alcuni microoncoidi.

I microoncoidi sono distinguibili dagli ooidi micritizzati per la forma non perfettamente sferica data dal *coating* biogenico (Tav 1, figg. 1, 4 e 6) e la presenza nel cortice di cavità indicanti i resti microbiali in sezione (Tav. 1, fig. 5). Il *coating* può essere laminato e in questo caso le lamine hanno spessore irregolare e non uniforme (Tav. 1, fig. 1). In ogni caso la micrite ha densità non uniforme (Tav. 1, figg. 2 e 3). Inoltre nei campioni contenenti ooidi radiali, l'associazione più comune è tra quest'ultimi e gli ooidi micritizzati piuttosto che con gli ooidi micritici; ciò si spiega grazie all'originale natura radiale degli ooidi micritizzati.

La distinzione tra oncoidi e microoncoidi si basa principalmente sulle dimensioni. Gli oncoidi presentano tipicamente diametri superiori a 2 mm e possono avere forme irregolari. I microoncoidi hanno un diametro di media inferiore ai 2 mm, e sono stati spesso descritti in letteratura come ooidi micritici o micritizzati.

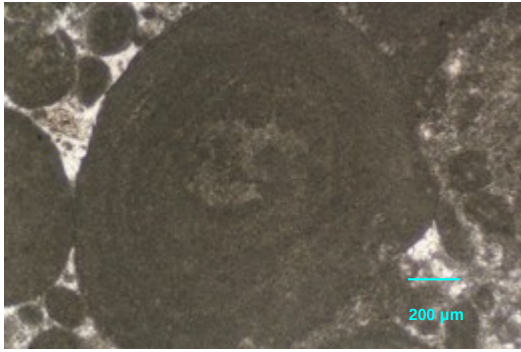
I campioni contenenti microoncoidi sono da non selezionati a moderatamente selezionati, con alcune eccezioni nel caso in cui si osservino porzioni costituite da soli granuli rivestiti non immersi in matrice (Tav. 2, fig. 2).

La maggior parte dei campioni presenta comunque matrice (Tav. 2, fig. 1).

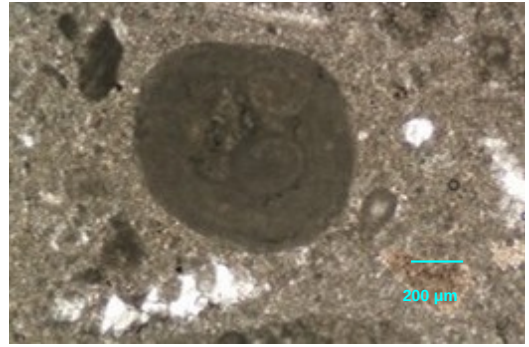
Questa tipologia di granuli è riscontrabile nelle sezioni di Viote, Madonna della Corona, Santa Massenza e Tofino.

Le rocce di appartenenza sono classificate nella maggior parte dei casi come *packstone* e *grainstone*, ma anche *wackestone*, *wackestone/packstone*, *grainstone/packstone* e *floatstone*.

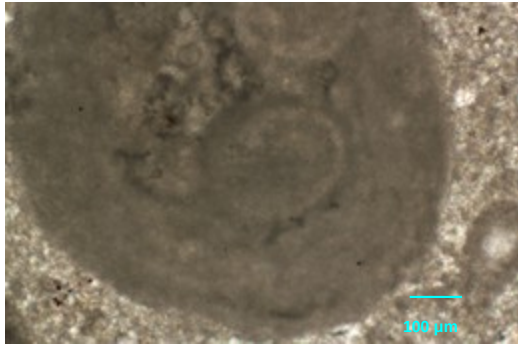
Le figure di tavola 1 e 2 illustrano i casi appena citati.



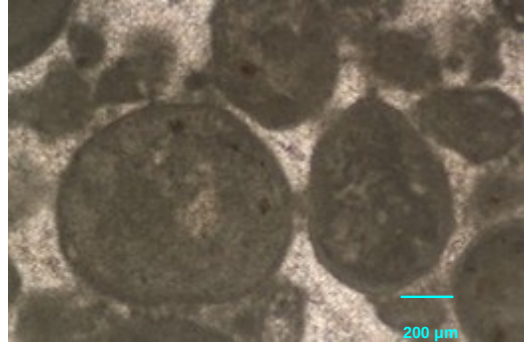
1



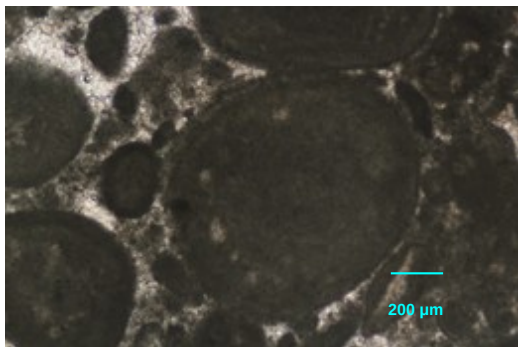
2



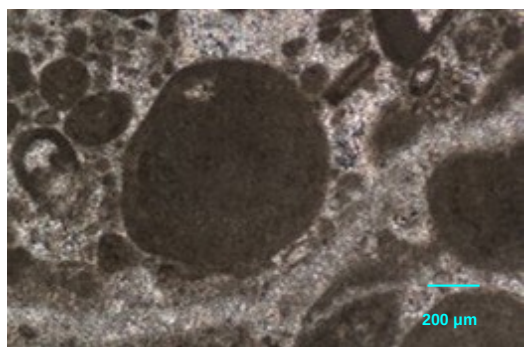
3



4

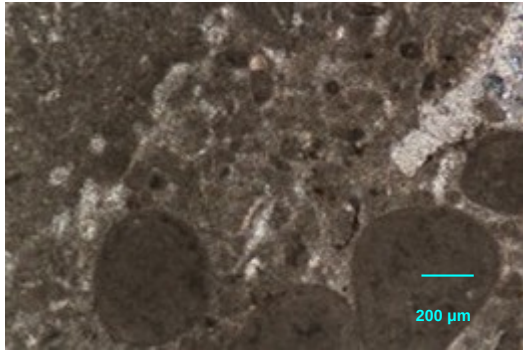


5

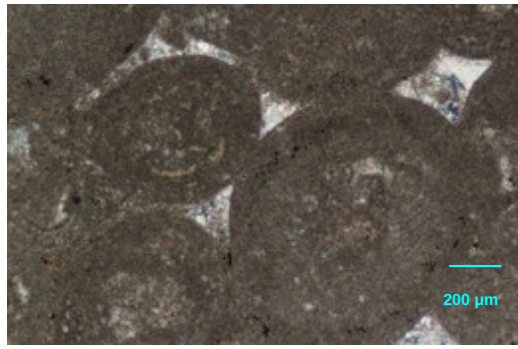


6

TAVOLA 1



1



2

TAVOLA 2

Tavola 1

1: microoncoide di forma irregolare. Campione PV 04 (sezione di Viote, Formazione di Monte Zugna), nicols paralleli.

2: poliooide (ooide il cui nucleo è costituito da ooidi più piccoli, legati assieme tra loro) con rivestimento biogenico. Campione PV 07 (sezione di Viote, Formazione di Monte Zugna), nicols paralleli.

3: dettaglio del poliooide di figura 2, in cui si apprezza la struttura del *coating* microbiale. Campione PV 07 (sezione di Viote, Formazione di Monte Zugna), nicols paralleli.

4: microoncoidi di forma irregolare. Campione ISM 486+1 (sezione di Santa Massenza, Formazione di Monte Zugna), nicols paralleli.

5: microoncoide con cavità nel rivestimento biogenico, riempite di cemento. Campione IMDC 15 (sezione di Madonna della Corona, Calcarea Oolitica di Massone), nicols paralleli.

6: microoncoide di forma irregolare. Campione ISM 65 (sezione di Santa Massenza, Calcarea Oolitica di Loppio), nicols incrociati.

Tavola 2:

1: esempio di microoncoidi in microfacies con matrice. Campione ISM 65 (sezione di Santa Massenza, Calcarea Oolitica di Loppio), *packstone*, nicols incrociati.

2: esempio di microoncoidi e cemento calcitico. Il campione in questione risulta ben selezionato nelle porzioni prive di matrice. Campione TOF 18 (sezione di Tofino, successioni pliensbachiane), *grainstone/packstone*, nicols incrociati.

La tabella 1 riassume le caratteristiche dei microoncoidi.

| Sezioni stratigrafiche / località | Caratteristiche generali | Dimensioni (diametro) | Selezionamento | Presenza matrice | Litologia associata |
|---|--|-----------------------|---|---|--|
| Viote, Madonna della Corona, Santa Massenza, Tofino | Forma irregolare data dal <i>coating</i> biogenico; cavità nel cortice (resti microbiali); micrite con densità non uniforme; <i>coating</i> laminato con lamine dallo spessore irregolare e non uniforme | < 2 mm | Da non a moderatamente; bene o molto bene nelle porzioni di sezione contenenti solo granuli rivestiti | Si; assente o presente in piccolissime quantità nei <i>grainstone</i> | <i>Packstone, grainstone, wackestone, wackestone/pack stone, Grainstone/pack stone, floatstone</i> |

Tabella 1: caratteristiche dei microoncoidi analizzati.

4.1.2. Ooidi micritizzati

Gli ooidi appartenenti alla seconda tipologia sono definibili come micritizzati. Il grado di micritizzazione è variabile e presuppone l'intervento di organismi endolitici in una fase successiva alla formazione dei cortici degli ooidi.

All'interno di questo raggruppamento si possono individuare ooidi completamente micritizzati, ooidi in cui si distingue ancora la laminazione originale ed ooidi con alcune lamine cristalline preservate dalla micritizzazione, nelle quali non si riesce a stabilire l'orientazione dei cristalli che le compongono.

Il diametro dei granuli varia da un minimo di 200 µm fino ad un massimo di 1000 µm. Il selezionamento in ooliti con ooidi micritizzati è estremamente vario e comprende tutte le gradazioni da non selezionato a molto ben selezionato.

I campioni possono contenere matrice o meno.

Sono variamente presenti in tutte e quattro le sezioni e nella località di Segà d'Ala. Nella sezione di Viote compaiono in tutte le formazioni campionate (Formazione di Monte Zugna, Calcere Oolitico di Loppio e parte bassa della Formazione di Rotzo), con campioni da non a moderatamente selezionati ed immersi in matrice micritica, tranne nei casi di PV 15 (quasi totale assenza di matrice) e PV 22 (campione ben selezionato) (Tav. 3, fig. 4).

Le litologie associate variano da *grainstone*, *packstone*, *wackestone*, *mudstone* *packstone/wackestone*, *grainstone/packstone* e *floatstone*.

Nella sezione di Tofino questa tipologia di ooidi si rinviene in tutti gli intervalli considerati (corrispondenti al Sinemuriano-Pliensbachiano). Il livello di selezione è da nullo a moderato nella porzione inferiore della successione (Tav. 4, fig. 1), per poi passare a bene o molto ben selezionato nella parte superiore, quasi sempre limitatamente alle porzioni di campione in cui ci sono solo granuli rivestiti (da TOF 16 in su) (Tav. 3, fig. 6).

I campioni sono riconducibili a litologie quali *grainstone*, *packstone*, *grainstone/packstone* e *rudstone*.

Nella sezione di Madonna della Corona questa categoria compare lungo tutta la successione campionata, dal Calcare Oolitico di Loppio fino all'Oolite di San Vigilio. Si tratta in maggioranza di ooidi completamente micritizzati (Tav. 4, figg. 3 e 5), con diametri da inferiori ai 300 μm fino anche ad 1 mm.

In due casi (IMDC 9 e IMDC 19) su 19 campioni considerati sono presenti ooidi micritizzati di cui si riesce ad intravedere la laminazione originale (Tav. 4, fig. 2), in un solo caso invece si rinvencono ooidi parzialmente micritizzati in cui non è possibile stabilire l'orientazione dei cristalli nelle lamine non intaccate dalla micritizzazione (IMDC 19). I campioni relativi sono ben selezionati, tranne in due casi in cui la classazione è moderata (IMDC 22 dal tetto della Formazione di Rotzo e IMDC 13 dalla Formazione di Tenno) (Tav. 4, figg. 3, 4).

Gli ooidi non sono immersi in matrice, tranne in due casi specifici (IMDC 31 dal Calcare Oolitico di Loppio e IMDC 22 dal tetto della Formazione di Rotzo) (Tav. 4, fig. 3, 5). Le rocce da cui provengono i campioni sono classificabili come *packstone* e *grainstone*.

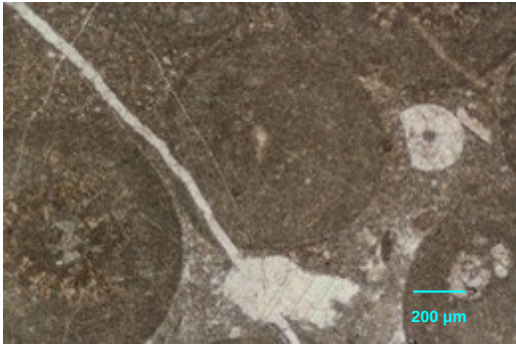
Nella sezione di Santa Massenza gli ooidi micritizzati sono distribuiti nell'intervallo che si estende dalla Formazione di Monte Zugna al Calcare Oolitico di Loppio ed anche nell'Oolite di San Vigilio.

Si tratta generalmente di ooidi completamente micritizzati (Tav. 5, fig. 2) o micritizzati di cui si riesce ad intravedere la laminazione originale (Tav. 5, fig. 4); un solo campione su dodici totali contiene anche ooidi parzialmente micritizzati in cui non è possibile stabilire l'orientazione dei cristalli nelle lamine non intaccate dalla micritizzazione (ISM B; Tav. 4, fig. 6; Tav. 5, fig. 1).

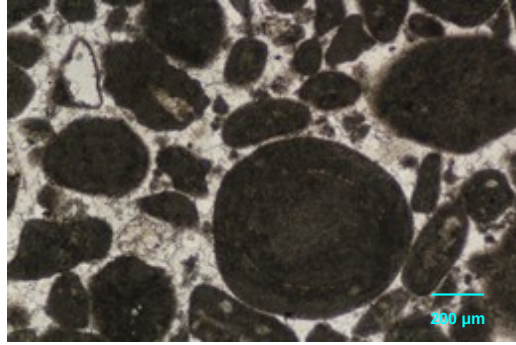
Il selezionamento dei campioni varia da non a moderatamente selezionato tra la Formazione di Monte Zugna e la parte bassa del Calcare Oolitico di Loppio (Tav. 5, fig. 3), a selezionato/molto ben selezionato in corrispondenza dell'Oolite di San Vigilio e della porzione superiore del Calcare Oolitico di Loppio (Tav. 5, fig. 4). Fa eccezione un campione della Formazione di Monte Zugna, definito come ben selezionato (ISM 486 +1; Tav. 5, fig. 2). Le litologie associate ai campioni comprendono *packstone*, *grainstone* e *floatstone*.

Nella località di Segà d'Ala gli ooidi completamente micritizzati o in cui s'intravede la laminazione originale (Tav. 5, fig. 6) sono presenti nei quattro campioni esaminati e sono prevalentemente di grandi dimensioni (fino ad 800-1000 μm di diametro). In misura minore lo sono anche ooidi più piccoli (100-250 μm di diametro circa), che risultano completamente o parzialmente micritizzati (categorie m e mc) (Tav. 5, fig. 5). I campioni non presentano matrice, essendo *grainstone*. Gli ooidi si dispongono in bande a seconda delle dimensioni: ciascuna di queste bande risulta classata diversamente dalle altre, da moderatamente a molto bene.

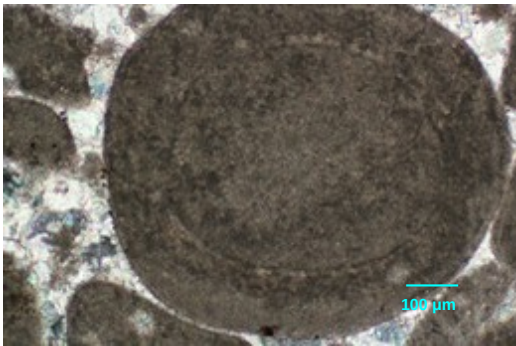
Le immagini delle tavole 3, 4 e 5 illustrano i casi appena citati.



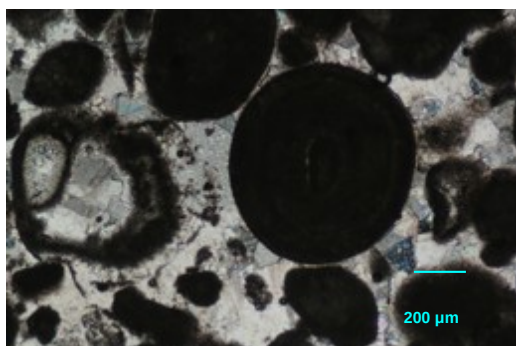
1



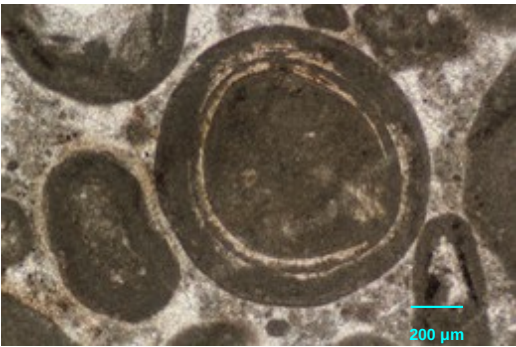
2



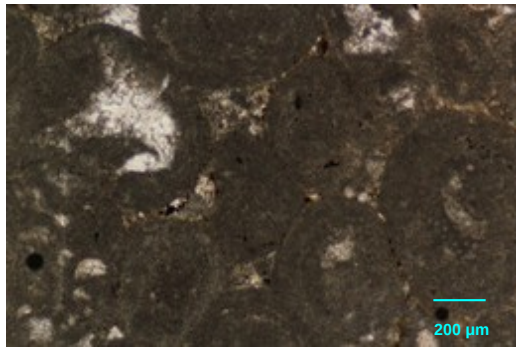
3



4

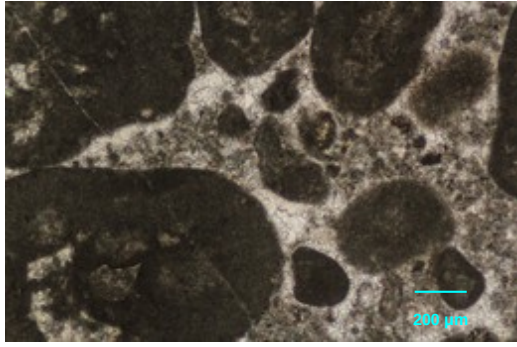


5

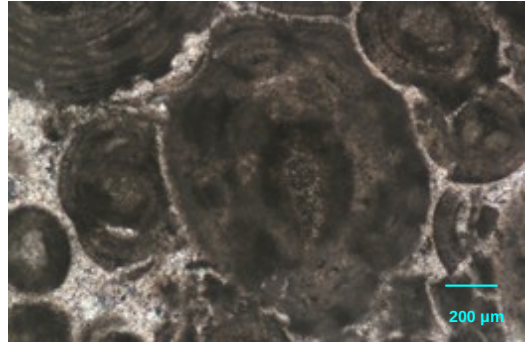


6

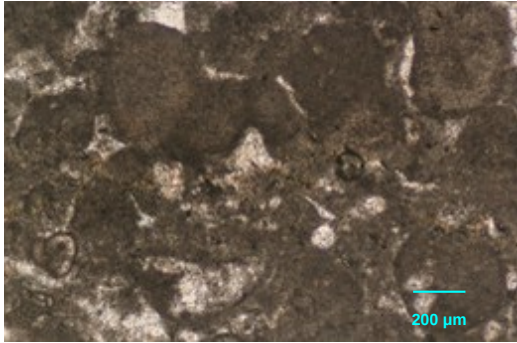
TAVOLA 3



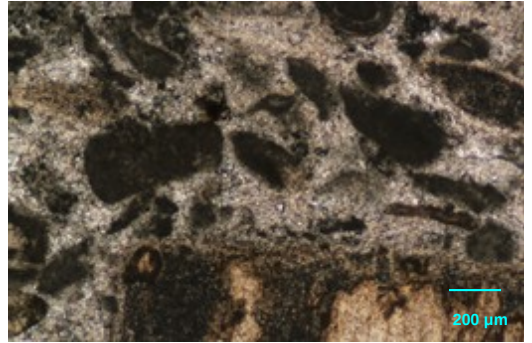
1



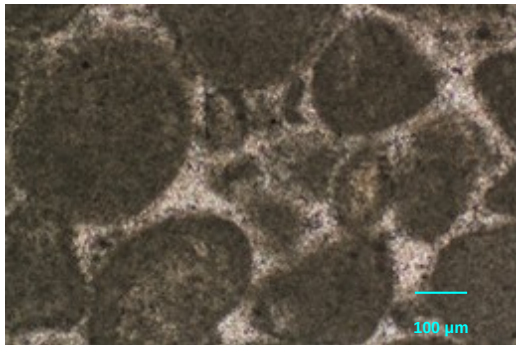
2



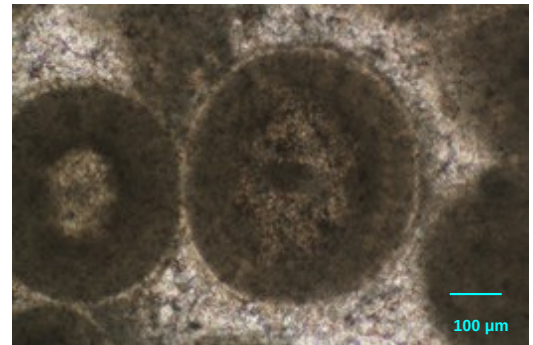
3



4

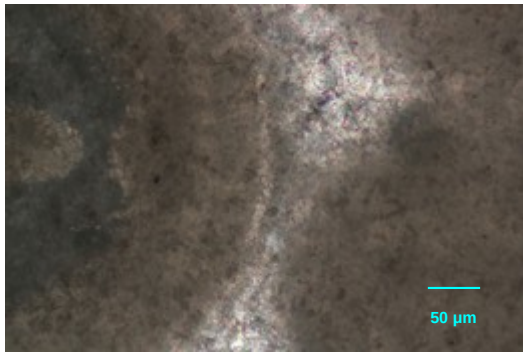


5

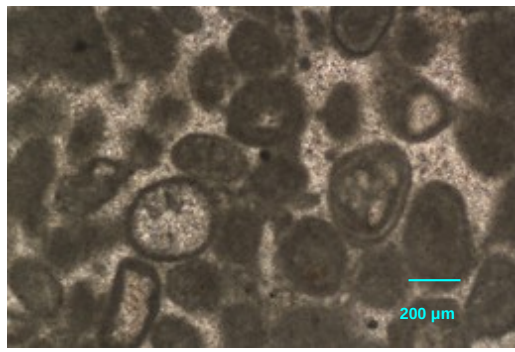


6

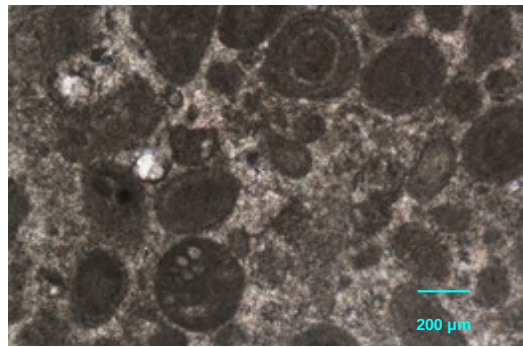
TAVOLA 4



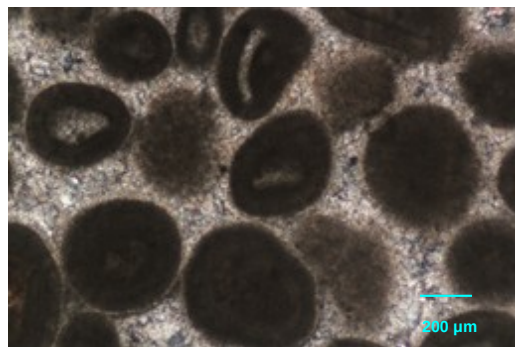
1



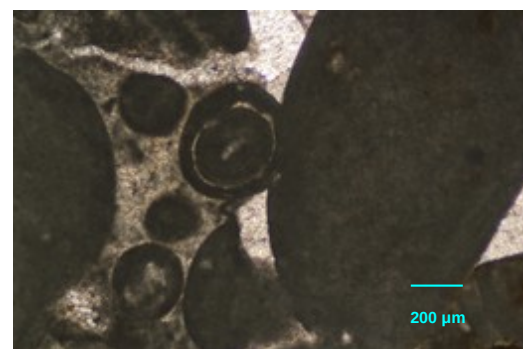
2



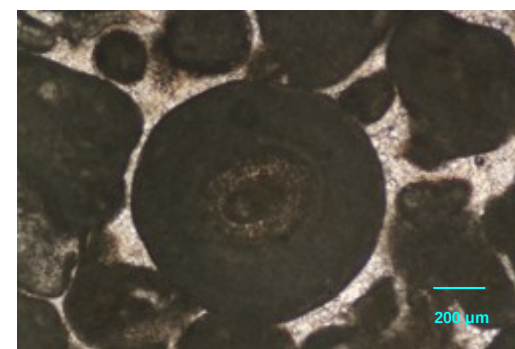
3



4



5



6

TAVOLA 5

Tavola 3

- 1: ooide completamente micritizzato. Campione TOF 16 (sezione di Tofino, successioni plienschbachiane), nicols paralleli.
- 2: ooide micritizzato con laminazione visibile. Campione PV 17 (sezione di Viote, Formazione di Rotzo), nicols paralleli.
- 3: ooide micritizzato con laminazione visibile, lo stesso di figura 2. Campione PV 17 (sezione di Viote, Formazione di Rotzo), nicols incrociati.
- 4: ooide micritizzato con laminazione visibile, circondato da cemento calcitico. Campione PV 15 (sezione di Viote, Calcare Oolitico di Loppio), nicols incrociati.
- 5: ooide micritizzato con lamine preservate. Campione TOF 1 (sezione di Tofino, successioni sinemuriane), nicols paralleli.
- 6: ooidi micritizzati in campione ben selezionato. Campione TOF 18 (sezione di Tofino, successioni plienschbachiane), nicols paralleli.

Tavola 4

- 1: ooidi micritizzati in campione moderatamente selezionato. Campione TOF 1 (sezione di Tofino, successioni sinemuriane), nicols paralleli.
- 2: ooide micritizzato con laminazione visibile. Campione IMDC 9 (sezione di Madonna della Corona, Oolite di San Vigilio), nicols paralleli.
- 3: ooidi micritizzati in campione moderatamente selezionato. Campione IMDC 22 (sezione di Madonna della Corona, Formazione di Rotzo) , nicols paralleli.
- 4: campione moderatamente selezionato. Campione IMDC 13 (sezione di Madonna della Corona, Formazione di Tenno), nicols paralleli.
- 5: ooidi micritizzati con porzioni di matrice carbonatica. Campione IMDC 31 (sezione di Madonna della Corona, Calcare Oolitico di Loppio) , nicols paralleli.
- 6: ooide micritizzato con lamine preservate. Campione ISM B (sezione di Santa Massenza, Oolite di San Vigilio), nicols paralleli.

Tavola 5.

1: dettaglio dell'ooide di figura 6 (tavola 4), che evidenzia la lamina preservata. Campione ISM B (sezione di Santa Massenza, Oolite di San Vigilio), nicols paralleli.

2: ooidi micritizzati e microoncoidi in campione ben selezionato. Campione ISM 486+1 (sezione di Santa Massenza, Formazione di Monte Zugna), nicols paralleli.

3: granuli rivestiti in matrice carbonatica (campione moderatamente selezionato). Campione ISM 1X-2X (sezione di Santa Massenza, Formazione di Monte Zugna), nicols incrociati.

4: ooidi, dei quali alcuni appartenenti alla categoria ml, in cemento carbonatico (campione molto ben selezionato). Campione ISM B (sezione di Santa Massenza, Oolite di San Vigilio), nicols incrociati.

5: ooide micritizzato con lamina preservata. Campione ISA 1 (località di Segna d'Ala, Calcarea Oolitica di Loppio), nicols paralleli.

6: ooide micritizzato con laminazione visibile. Campione ISA 1 (località di Segna d'Ala, Calcarea Oolitica di Loppio), nicols paralleli.

La tabella 2 riassume le caratteristiche degli ooidi micritizzati.

| Sezioni stratigrafiche / località | Formazioni | Caratteristiche generali | Dimensioni (diametro) | Selezione | Presenza matrice | Litologia associata |
|-----------------------------------|--|---|--|---|---|--|
| Viote | F. di Monte Zugna, Calcare Oolitico di Loppio, parte bassa della F. di Rotzo | -m, ml, mc | 200-1000 μm | Da nullo a moderato, ad eccezione del campione PV 22 (ben selezionato) | Sì, tranne per il campione PV 15 (quasi totale assenza di matrice) | <i>Grainstone, packstone, wackestone, mudstone, packstone/wackestone, grainstone/packstone, floatstone</i> |
| Tofino | Corrispondente all' intervallo Sinemuriano-Pliensbachiano | -m, ml, mc | 200-1000 μm | Da nullo a moderato (porzione inferiore successione); buono o molto buono (porzione superiore della successione, dove ci sono solo granuli rivestiti) | Sì; nella porzione superiore della successione (TOF 23 e TOF 25) pochissima matrice | <i>Grainstone, Packstone, grainstone/packstone, rudstone</i> |
| Madonna della Corona | Dal Calcare Oolitico di Loppio all'Oolite di San Vigilio | -m, ml (due casi su 19), mc (un caso su 19) | 200-1000 μm | Buono, moderato per IMDC 22 e IMDC 13 | No, tranne in IMDC 31 e IMDC 22 | <i>Packstone e grainstone</i> |
| Santa Massenza | F. di Monte Zugna, Calcare Oolitico di Loppio, Oolite di San Vigilio | Generalmente m e ml; un solo campione su dodici totali (ISM B) contiene anche mc. | 200-1000 μm | Da nullo a moderato (F. di Monte Zugna – parte bassa del Calcare Oolitico di Loppio); Da buono a molto buono (porzione superiore del Calcare Oolitico di Loppio e Oolite di San Vigilio); ISM 486 + 1 (F. di Monte Zugna) ben selezionato | Sì, tranne per i campioni ISM 23X – 24X, ISM 95, A6, ISM B e ISM A. | <i>Packstone, grainstone, floatstone</i> |
| Sega d'Ala | Calcare Oolitico di Loppio | -m e mc | 800-1000 μm (ooidi grandi); 100-250 μm (ooidi piccoli) | Bande da moderatamente a ben selezionate | No | <i>Grainstone</i> |

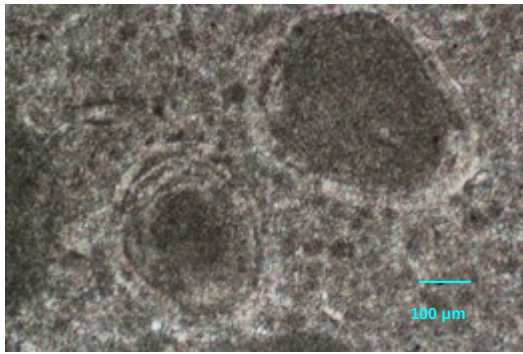
Tabella 2: caratteristiche degli ooidi micritizzati.

4.1.3. Ooidi radiali

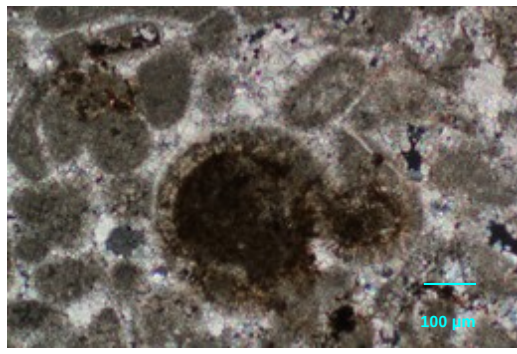
La terza categoria comprende gli ooidi radiali, le cui lamine sono chiaramente costituite da cristalli disposti radialmente (figure di Tavv. 6 e 7). L'estinzione a croce tipica di questo tipo di ooidi non sempre viene riscontrata (Tav. 6, figg. 1-3; Tav. 7, figg. 1,3). Questi ooidi si rinvengono in tutte e quattro le sezioni e nella località di Sega d'Ala, con dimensioni estremamente variabili (da 100 a 1000 μm di diametro circa). Nella sezione di Viote si trovano solo in due campioni su sedici totali, appartenenti alla Formazione di Monte Zugna ed alla Formazione di Rotzo. Il diametro degli ooidi è compreso tra 200 e 400 μm . In queste due sezioni gli ooidi radiali non presentano mai estinzione a croce (Tav. 6, figg. 1,2). La classazione varia da moderata a buona. I campioni provengono da litologie quali *grainstone* e *grainstone/packstone*. Nella sezione di Santa Massenza sono presenti in tre campioni sui dodici selezionati (A6, ISM 95 e ISM A), associati a *grainstone* e *floatstone* (Tav. 6, fig. 3). Questi ooidi radiali non presentano mai estinzione a croce. Il diametro dei granuli varia da 200 a 500 μm . Il grado di selezionamento varia da molto buono a non selezionato. Non è presente matrice. Nella sezione di Tofino gli ooidi radiali si concentrano soprattutto nella parte superiore della sezione (tardo Pliensbachiano), con diametri compresi tra 200 e 1000 μm . Solo alcuni presentano estinzione a croce (Tav. 6, fig. 5). La classazione è generalmente buona, soprattutto nelle porzioni di campione costituite esclusivamente da granuli rivestiti. La matrice si rinviene solo in alcuni campioni, essendo associati a litologie quali *grainstone*, *grainstone/packstone*, *packstone* e *floatstone*.

Nella sezione di Madonna della Corona gli ooidi radiali sono collocati lungo tutta la successione esaminata. Essi possono presentare estinzione radiale o meno (Tav. 7, fig.1). Le dimensioni possono essere molto variabili (diametro da maggiore di 100 μm ad oltre 1 mm), come pure il selezionamento. Generalmente nei campioni non è presente matrice, ad eccezione di IMDC 30, IMDC 22, IMDC 15 e IMDC 8. Le rocce di provenienza dei campioni sono classificabili come *grainstone*, *packstone* e *packstone/grainstone*. A Segg d'Ala gli ooidi sono piccoli (diametro tra 100 e 250 μm circa) e non presentano estinzione a croce (Tav. 7, fig. 3). Sono associati ai *grainstone* dell'Oolite di Loppio, trattasi di campioni ben classati e privi di matrice. Il selezionamento può comunque variare a causa della disposizione in lamine sedimentarie degli ooidi, secondo le dimensioni.

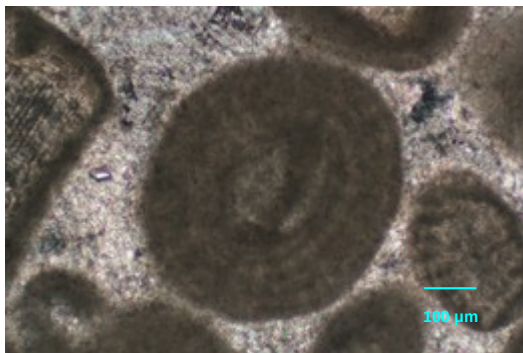
Le immagini delle tavole 6 e 7 illustrano i casi appena citati.



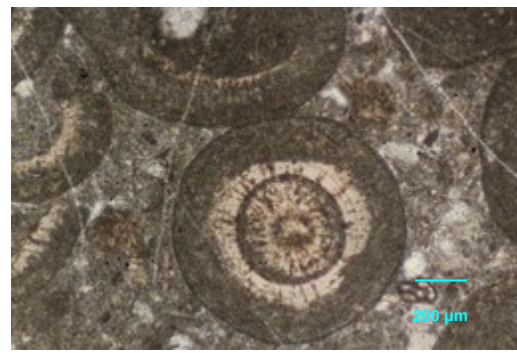
1



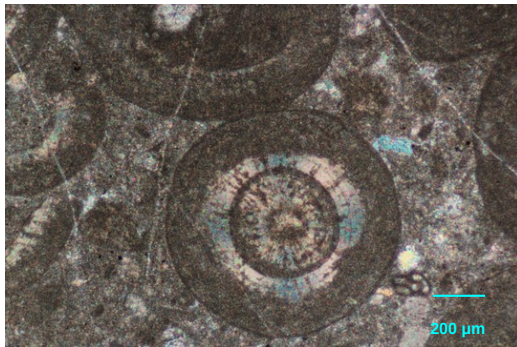
2



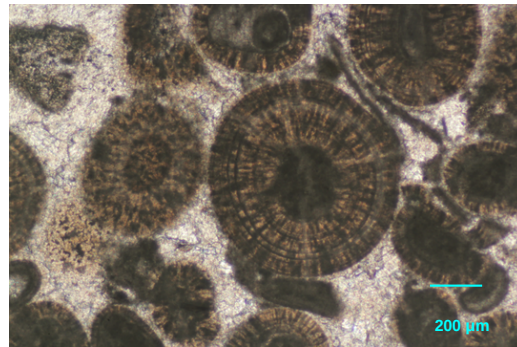
3



4

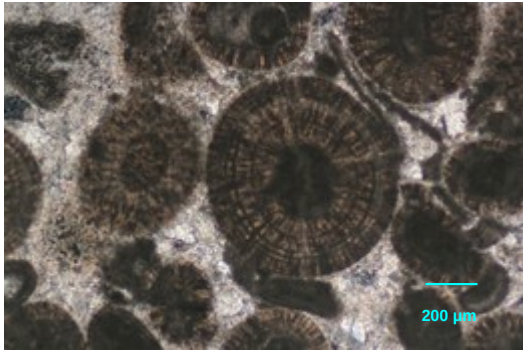


5

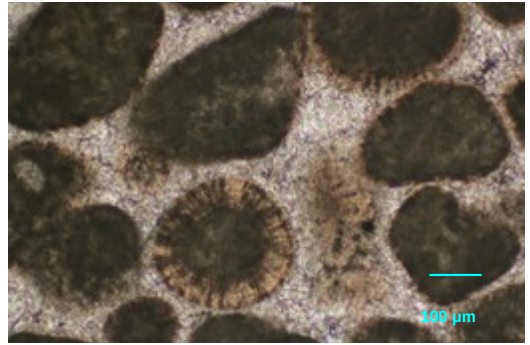


6

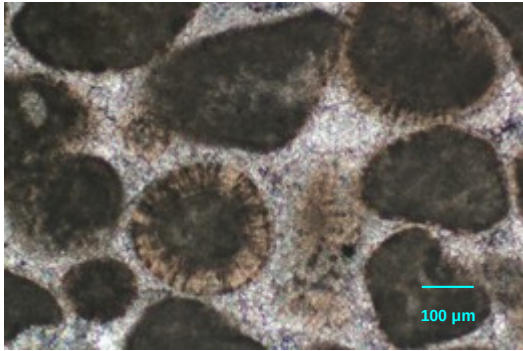
TAVOLA 6



1



2



3

Tavola 6

- 1: ooidi radiali senza estinzione a croce. Campione PV 06 (sezione di Viote, Formazione di Monte Zugna), nicols incrociati.
- 2: ooidi radiali senza estinzione a croce. Campione PV 22 (sezione di Viote, Formazione di Rotzo), nicols incrociati.
- 3: ooide radiali senza estinzione a croce in *grainstone* oolitico. Campione ISM A (sezione di Santa Massenza, Oolite di San Vigilio), nicols incrociati.
- 4: ooide radiale parzialmente micritizzato. Campione TOF 16 (sezione di Viote, successioni plienschbachiane), nicols paralleli.
- 5: ooide radiale parzialmente micritizzato di figura 4 (tavola 6), di cui si può apprezzare la caratteristica estinzione a croce nei cortici preservati. Campione TOF 16 (sezione di Viote, successioni plienschbachiane), nicols incrociati.
- 6: ooidi radiali. Campione IMDC 3 (sezione di Madonna della Corona, Oolite di San Vigilio), nicols paralleli.

Tavola 7

- 1: ooidi radiali di figura 6 (tavola 6), senza estinzione a croce. Campione IMDC 3 (sezione di Madonna della Corona, Oolite di San Vigilio), nicols incrociati.
- 2: piccoli ooidi radiali. Campione ISA 1 (località di Sega d'Ala, Calcare Oolitico di Loppio), nicols paralleli.
- 3: piccoli ooidi radiali di figura 2 (tavola 7), senza estinzione a croce. Campione ISA 1 (località di Sega d'Ala, Calcare Oolitico di Loppio), nicols incrociati.

La tabella 3 riassume le caratteristiche degli ooidi radiali.

| Sezioni stratigrafiche / località | Formazioni | Caratteristiche generali | Dimensioni (diametro) | Selezionamento | Presenza matrice | Litologia associata |
|-----------------------------------|--|--------------------------|---------------------------------------|---|--|--|
| Viole | F. di Monte Zugna e F. di Rotzo | Solo rc | 200-400 μm | Da moderato a buono | Poca solo in PV 22 | <i>Grainstone, grainstone/ packstone</i> |
| Tofino | Corrispondente al tardo Pliensbachiano | R e rc | 200-1000 μm | Buono, in particolare dove sono esclusivamente presenti granuli rivestiti | Sì; poca o assente nella parte alta della successione e (campioni TOF 22 – TOF 25) | <i>Grainstone, grainstone/ packstone, packstone e floatstone</i> |
| Madonna della Corona | Da Calcare Oolitico di Loppio ad Oolite di San Vigilio | R e rc | 100-1000 μm | Molto variabile, da non a molto buono | No, tranne in IMDC 30, IMDC 22, IMDC 15 e IMDC 8. | <i>Grainstone, packstone, packstone/ grainstone</i> |
| Santa Massenza | Calcare Oolitico di Loppio ed Oolite di San Vigilio | Solo rc | 200-500 μm | Da non a molto buono | No | <i>Grainstone e floatstone</i> |
| Sega d'Ala | Calcare Oolitico di Loppio | Solo rc | 100-250 μm (ooidi piccoli) | Buono, variabile a causa della disposizione in lamine sedimentarie degli ooidi, secondo le dimensioni | No | <i>Grainstone</i> |

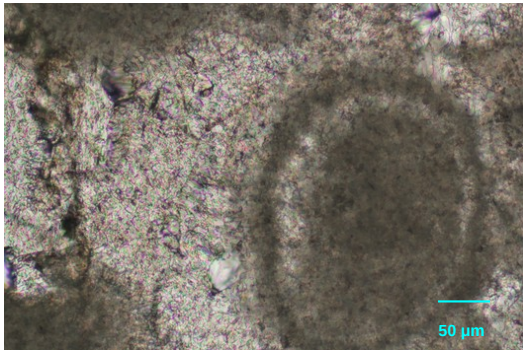
Tabella 3: caratteristiche degli ooidi radiali.

4.1.4. Ooidi sostituiti da microsparite.

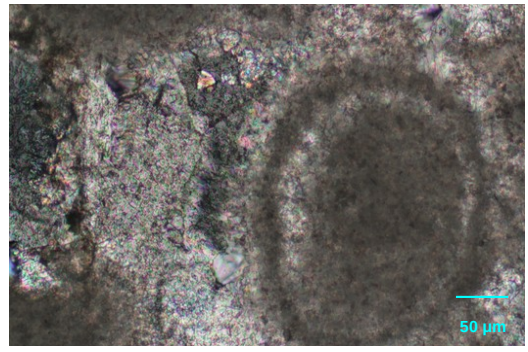
Oltre a questi tre raggruppamenti più comuni, nelle sezioni di Tofino e Santa Massenza sono stati identificati degli ooidi di piccole dimensioni (diametro medio 200 μm) ricristallizzati, di cui si suppone l'iniziale composizione aragonitica. Ciò è motivato dalla sostituzione del cortice originale con un mosaico di piccoli cristalli di calcite microcristallina o microsparite (Sandberg, 1983). I cristalli di microsparite hanno dimensioni pari a 20 μm circa (Tav. 8, figg. 1, 2).

Tutti i campioni appartengono alla parte inferiore delle successioni. Si tratta di campioni per la maggior parte non o moderatamente selezionati, anche se ci possono essere delle eccezioni (per esempio in ISM 486+1, dove alcune aree della sezione risultano molto ben selezionate). La matrice è presente in tutti i campioni, ad eccezione di ISM 23X-24X. Le litologie a cui fanno riferimento i campioni sono *wackestone*, *packstone* e *grainstone*.

Si vedano le immagini della tavola 8 a titolo di esempio.



1



2

Tavola 8

1: ooide il cui cortice è sostituito da un mosaico di microspareite. Campione ISM1X-2X (sezione di Santa Massenza, Formazione di Monte Zugna), nicols paralleli.

2: ooide di figura 1 (tavola 8). Campione ISM 1X-2X (sezione di Santa Massenza, Formazione di Monte Zugna), nicols incrociati.

La tabella 4 riassume le caratteristiche degli ooidi sostituiti da microsparite.

| Sezioni stratigrafiche / località | Formazioni | Caratteristiche generali | Dimensioni (diametro medio) | Selezionamento | Presenza matrice | Litologia associata |
|-----------------------------------|-------------------------------|--|-----------------------------|---|-----------------------------|---|
| Tofino | Corrispondente al Sinemuriano | Ricristallizzati, cortice composto da un mosaico di cristalli di microsparite (dimensioni 20 μm) | 200 μm | Da nullo a moderato | Sì | <i>Packstone</i> |
| Santa Massenza | F. di Monte Zugna | Ricristallizzati, cortice composto da un mosaico di cristalli di microsparite (dimensioni 20 μm) | 200 μm | Da nullo a moderato, tranne per ISM 486 + 1 (da moderato a molto buono) | Sì, tranne in ISM 23X - 24X | <i>Wackestone, packstone e grainstone</i> |

Tabella 4: caratteristiche degli ooidi sostituiti da microsparite.

4.2. Osservazioni in CL

I campioni sottoposti all'analisi microscopica in catodoluminescenza (CL) possono essere descritti qualitativamente in base all'intensità e colore della luminescenza sviluppata. Sono reattivi sia i granuli rivestiti che i cementi e talvolta la matrice carbonatica.

I granuli rivestiti dei campioni ISM 8X, IMDC 23, IMDC 32, PV 04, IMDC 28, ISM 95, IMDC 15, A6, PV 17, ISM 1X-2X, ISM 486 + 1 presentano luminescenza generalmente debole. Gli ooidi dei campioni IMDC 3, IMDC 2, IMDC 9, ISA 1 e DID 102 mostrano luminescenza da debole ad intensa.

In riferimento al primo gruppo, i campioni PV 04 e PV 17 appartengono alla sezione stratigrafica di Viote. Gli ooidi e i microoncoidi di PV 04 presentano una luminescenza rossa debole, mentre nei cementi è presente qualche punto più fluorescente (Tav. 9, figg. 1, 2). I granuli rivestiti di PV 17 hanno luminescenza rossa debole (Tav. 9, figg. 3, 4).

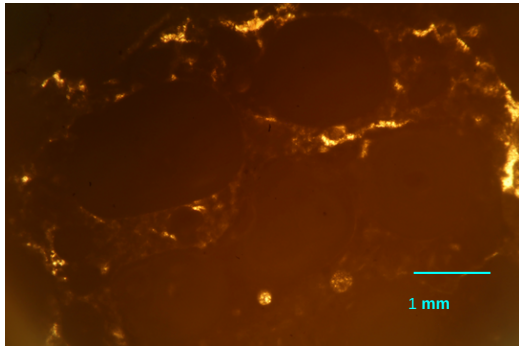
I campioni ISM 486+1, ISM 1X-2X, ISM 8X e ISM 95 e A6 si riferiscono alla sezione stratigrafica di Santa Massenza. Gli ooidi e microoncoidi in ISM486+1 sono debolmente fluorescenti (colorazione rossa) ed il cemento presenta qualche sporadico punto più intensamente luminescente (Tav. 9, figg. 5, 6). Nel campione ISM 1X-2X i granuli rivestiti presentano una debolissima luminescenza rossa, mentre i cementi hanno luminescenza rossa variabile da molto intensa a nulla (Tav. 10, figg. 1-4). In ISM 8X gli ooidi, i microoncoidi e la matrice hanno luminescenza debole rossa con qualche singolo punto più fluorescente. I cementi possono non essere fluorescenti, oppure zonati fino ad assumere una luminescenza intensa (Tav. 10, figg. 5, 6). Il campione ISM 95 è caratterizzato da una debole luminescenza rossa sia dei granuli rivestiti che dei cementi (Tav. 11, figg. 1, 2).

In A6 solo gli ooidi e i microoncoidi mostrano una debole luminescenza rossa (Tav. 11, figg. 3, 4).

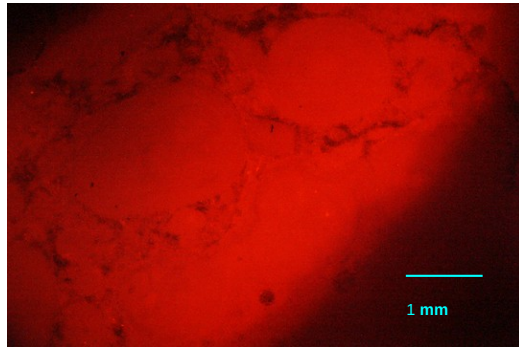
I campioni IMDC 32, IMDC 28, IMDC 23 e IMDC 15 appartengono invece alla sezione stratigrafica di Madonna della Corona. Il campione IMDC 32 presenta microoncoidi con debole luminescenza rossa. I cementi sono generalmente non luminescenti, anche se presentano qualche singolo punto fluorescente (Tav. 11, figg. 5, 6). In IMDC 28 gli ooidi rivestiti sono debolmente fluorescenti ed assumono colorazione rossa. I cementi possono essere del tutto non luminescenti, oppure presentare una zonatura da intensamente a non fluorescenti (Tav. 12, figg. 1, 2). Il campione IMDC 23 mostra granuli rivestiti con debole luminescenza rossa, mentre i cementi non sono luminescenti (Tav. 12, figg. 3, 4).

In IMDC 15 i granuli rivestiti presentano debole luminescenza rossa. I cementi non sono generalmente luminescenti, anche se si possono rinvenire delle zonature limitate da fluorescenti a non (Tav. 12, figg. 5, 6).

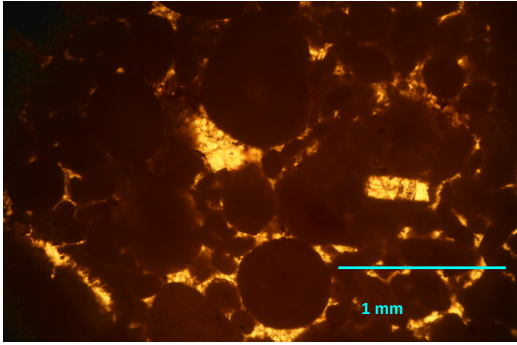
I casi appena descritti sono illustrati nelle tavole 9, 10, 11 e 12.



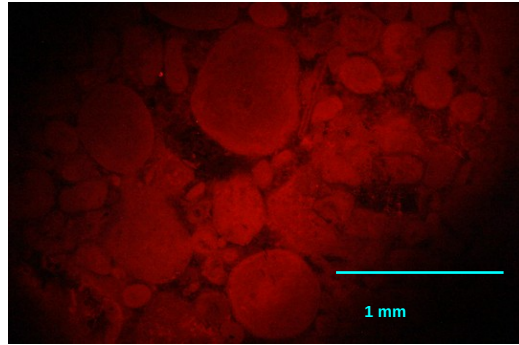
1



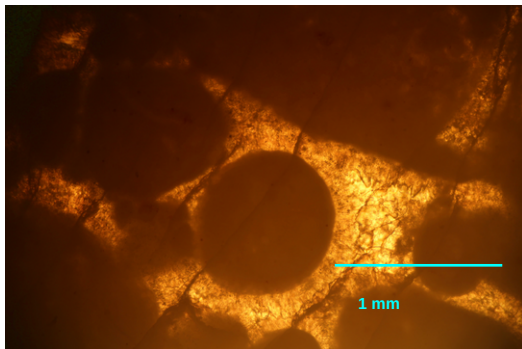
2



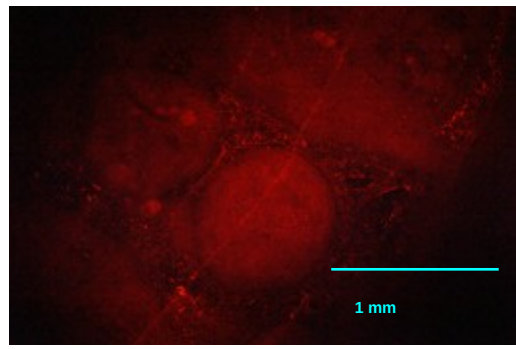
3



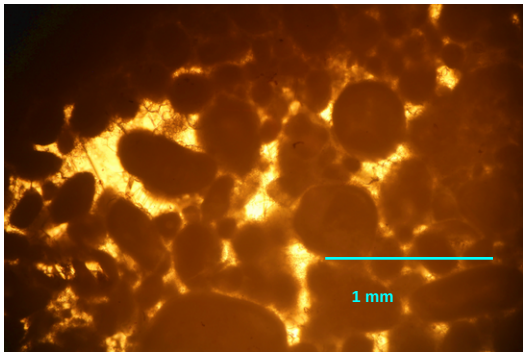
4



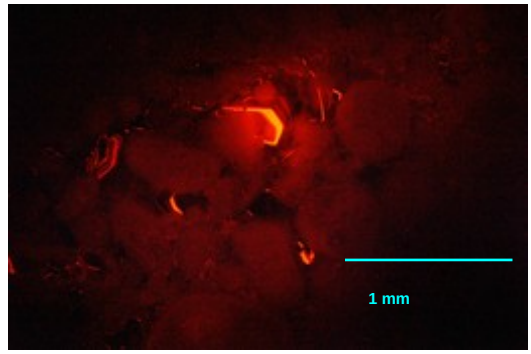
5



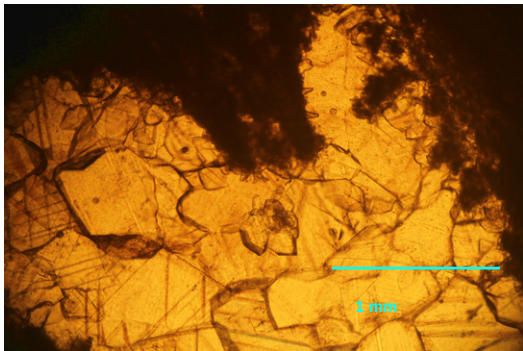
6



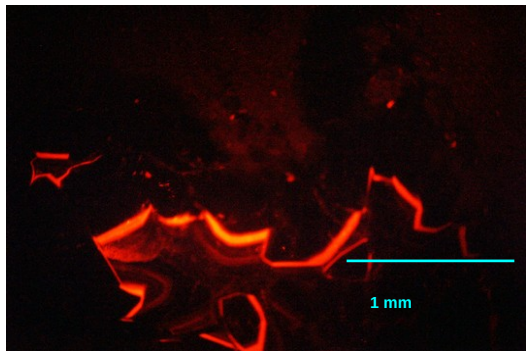
1



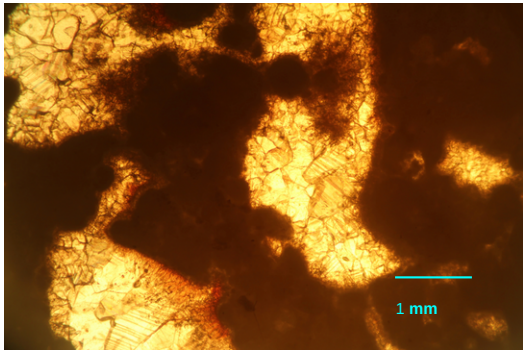
2



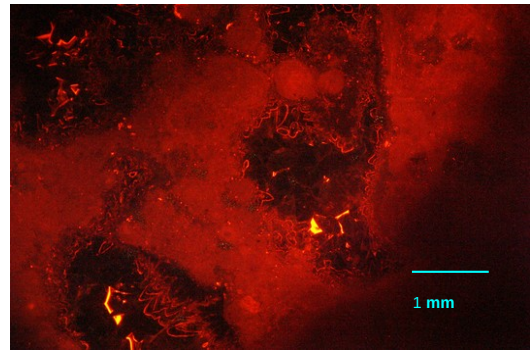
3



4

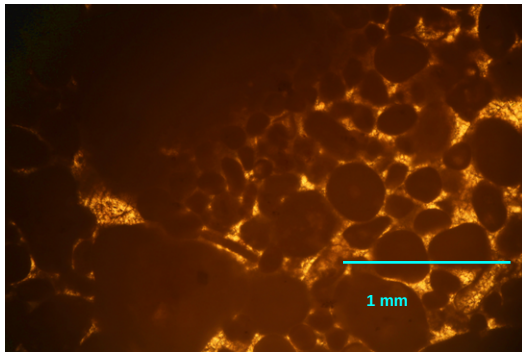


5

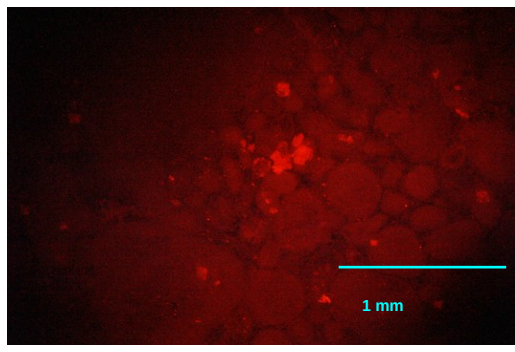


6

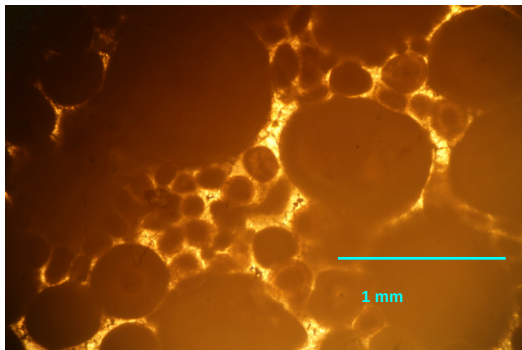
TAVOLA 10



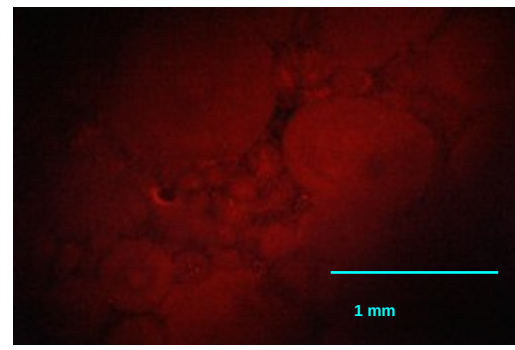
1



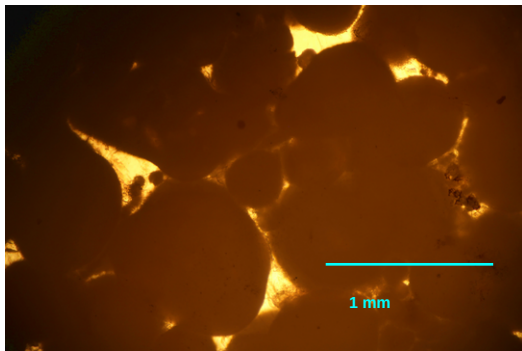
2



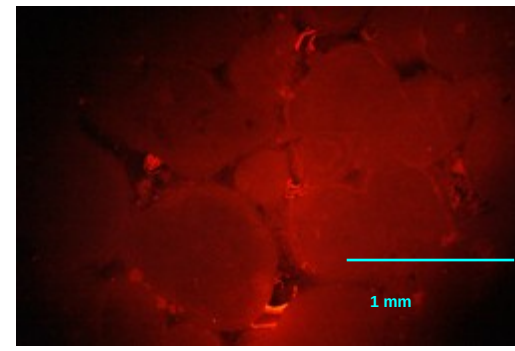
3



4

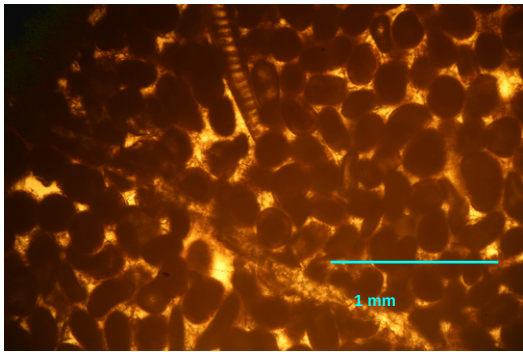


5

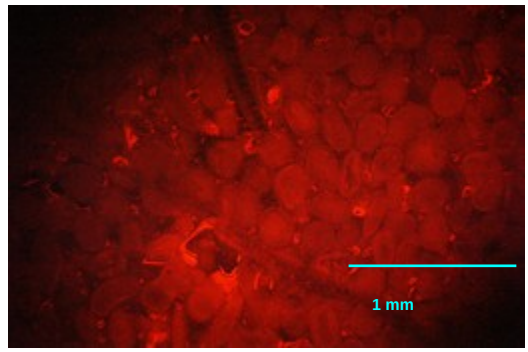


6

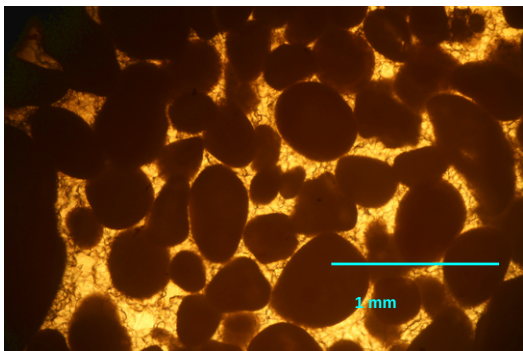
TAVOLA 11



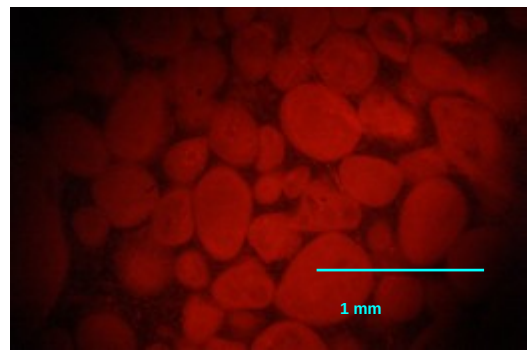
1



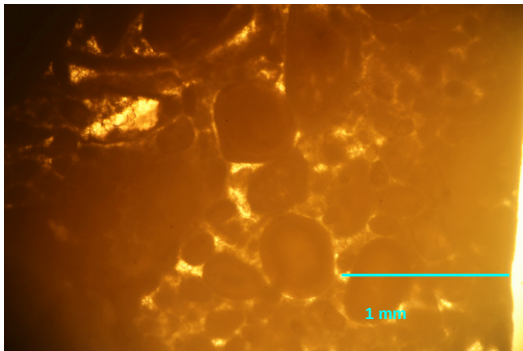
2



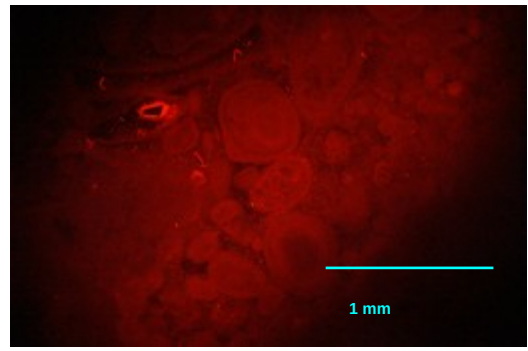
3



4



5



6

Tavola 9

- 1: granuli rivestiti e cementi in luce trasmessa. Campione PV 04 (sezione di Viote, Formazione di Monte Zugna).
- 2: granuli rivestiti e cementi in catodoluminescenza. Campione PV 04 (sezione di Viote, Formazione di Monte Zugna).
- 3: granuli rivestiti e cementi in luce trasmessa. Campione PV 17 (sezione di Viote, Formazione di Rotzo).
- 4: granuli rivestiti e cementi in catodoluminescenza. Campione PV 17 (sezione di Viote, Formazione di Rotzo).
- 5: granuli rivestiti e cementi in luce trasmessa. Campione ISM 486+1 (sezione di Santa Massenza, Formazione di Monte Zugna).
- 6: granuli rivestiti e cementi in catodoluminescenza. Campione ISM 486+1 (sezione di Santa Massenza, Formazione di Monte Zugna).

Tavola 10

- 1: granuli rivestiti e cementi in luce trasmessa. Campione ISM 1X-2X (sezione di Santa Massenza, Formazione di Monte Zugna).
- 2: granuli rivestiti e cementi in catodoluminescenza. Si noti la zonatura di alcune porzioni di cemento. Campione ISM 1X-2X (sezione di Santa Massenza, Formazione di Monte Zugna).
- 3: cementi in luce trasmessa. Campione IMDC 1X-2X (sezione di Santa Massenza, Formazione di Monte Zugna).
- 4: cementi con fluorescenza zonata. Campione IMDC 1X-2X (sezione di Santa Massenza, Formazione di Monte Zugna).
- 5: granuli rivestiti, cementi e matrice in luce trasmessa. Campione ISM 8X (sezione di Santa Massenza, Formazione di Monte Zugna).
- 6: granuli rivestiti, cementi zonati e matrice in catodoluminescenza. Campione ISM 8X (sezione di Santa Massenza, Formazione di Monte Zugna).

Tavola 11

- 1: granuli rivestiti e cementi in luce trasmessa. Campione ISM 95 (sezione di Santa Massenza, Calcarea Oolitico di Loppio).
- 2: granuli rivestiti e cementi in catodoluminescenza. Campione ISM 95 (sezione di Santa Massenza, Calcarea Oolitico di Loppio).
- 3: granuli rivestiti e cementi in luce trasmessa. Campione A6 (sezione di Santa Massenza, Calcarea Oolitico di Loppio).
- 4: granuli rivestiti e cementi in catodoluminescenza. Campione A6 (sezione di Santa Massenza, Calcarea Oolitico di Loppio).
- 5: granuli rivestiti e cementi in luce trasmessa. Campione IMDC 32 (sezione di Madonna della Corona, Calcarea Oolitico di Loppio).
- 6: granuli rivestiti e cementi (talvolta zonati) in catodoluminescenza. Campione IMDC 32 (sezione di Madonna della Corona, Calcarea Oolitico di Loppio).

Tavola 12

- 1: granuli rivestiti e cementi in luce trasmessa. Campione IMDC 28 (sezione di Madonna della Corona, Formazione di Rotzo).
- 2: granuli rivestiti e cementi (talvolta zonati) in catodoluminescenza. IMDC 28 (sezione di Madonna della Corona, Formazione di Rotzo).
- 3: granuli rivestiti e cementi in luce trasmessa. IMDC 23 (sezione di Madonna della Corona, Formazione di Rotzo).
- 4: granuli rivestiti e cementi in catodoluminescenza. Campione IMDC 23 (sezione di Madonna della Corona, Formazione di Rotzo).
- 5: granuli rivestiti e cementi in luce trasmessa. Campione IMDC 15 (sezione di Madonna della Corona, Calcarea Oolitico di Massone).
- 6: granuli rivestiti e cementi (talvolta zonati) in catodoluminescenza. Campione IMDC 15 (sezione di Madonna della Corona, Formazione di Rotzo).

Nella tabella 5 sono riassunte le caratteristiche dei campioni appena descritti.

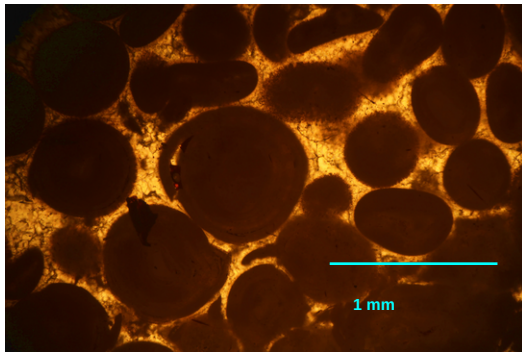
| Campione | Sezione stratigrafica / località | Formazione | Intensità luminescenza | Colore luminescenza |
|-------------|----------------------------------|-----------------------------|--|---------------------|
| PV 04 | Viote | F. di Monte Zugna | Granuli rivestiti: debole; cementi: nulla, solo qualche punto è fluorescente | Rosso |
| PV 17 | Viote | F. di Rotzo | Granuli rivestiti: debole | Rosso |
| ISM 486 + 1 | Santa Massenza | F. di Monte Zugna | Granuli rivestiti: debole; cementi: nulla. solo qualche punto è fluorescente | Rosso |
| ISM 1X-2X | Santa Massenza | F. di Monte Zugna | Granuli rivestiti: molto debole; cementi: variabile da molto intensa a nulla | Rosso |
| ISM 8X | Santa Massenza | F. di Monte Zugna | Granuli rivestiti: debole, in qualche punto più fluorescente; matrice: debole, in qualche punto più fluorescente; cementi: nulla, oppure zonata da nulla a molto intensa | Rosso |
| ISM 95 | Santa Massenza | Calcere Oolitico di Loppio | Granuli rivestiti: debole; cementi: debole | Rosso |
| A6 | Santa Massenza | Calcere Oolitico di Loppio | Granuli rivestiti: debole | Rosso |
| IMDC 32 | Madonna della Corona | Calcere Oolitico di Loppio | Granuli rivestiti: debole; cementi: nulla, solo qualche punto è fluorescente | Rosso |
| IMDC 28 | Madonna della Corona | Formazione di Rotzo | Granuli rivestiti: debole; cementi: nulla, oppure zonata da nulla ad intensa | Rosso |
| IMDC 23 | Madonna della Corona | Formazione di Rotzo | Granuli rivestiti: debole; Cementi: nulla. | Rosso |
| IMDC 15 | Madonna della Corona | Calcere Oolitico di Massone | Granuli rivestiti : debole; cementi: nulla, talvolta zonata da intensa a nulla | Rosso |

Tabella 5: caratteristiche dei campioni analizzati in catodoluminescenza.

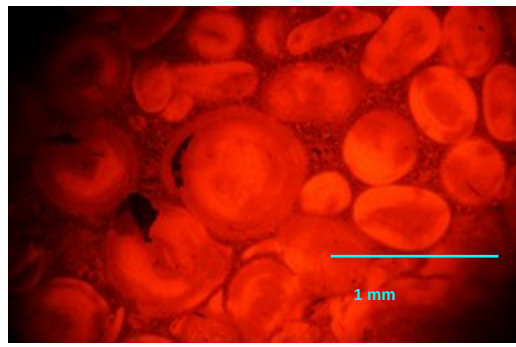
Nel secondo gruppo i campioni IMDC 9, IMDC 3 e IMDC 2 sono relativi alla sezione stratigrafica di Madonna della Corona.

Gli ooidi di IMDC 9 presentano un'intensa luminescenza rossa, che però può risultare smorzata in alcune porzioni che sono state interpretate come affette da alterazione (Tav. 13, figg. 1, 2). I cementi sono zonati, con luminescenza rossa che può variare da intensa a nulla (Tav. 13, fig. 3). In IMDC 3 gli ooidi possiedono una luminescenza rosso-arancio che può variare da debole ad intensa; in corrispondenza di fratture nel cortice la luminescenza è meno intensa (Tav. 13, figg. 4, 5). Il primo cemento precipitato non risulta luminescente, mentre le cavità più grandi sono riempite di cemento con luminescenza zonata da nulla ad intensa (Tav. 14, fig. 1). Gli ooidi di IMDC 2 sono affetti da una luminescenza rosso-arancio a bande, intensa nelle porzioni di cortice preservate e debole in porzioni che sono state interpretate come alterate. La matrice presenta luminescenza intensa rossa, anche se talvolta debole. Il cemento è zonato, con variazioni da estremamente fluorescente a non fluorescente (Tav. 14, figg. 2, 3). Il campione ISA 1 è associato alla località di Segà d'Ala. Gli ooidi sono caratterizzati da fluorescenza rossa; lo stesso si può dire dei cementi, la cui fluorescenza può essere molto intensa in alcuni punti (Tav. 14, figg. 4, 5). Infine, il campione DID 102 contiene ooidi con fluorescenza rossa zonata da nulla ad intensa, così come i cementi (Tav. 15, figg. 1, 2).

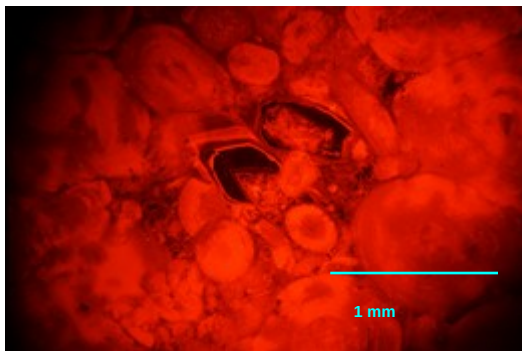
I casi appena trattati sono illustrati nelle tavole 13, 14 e 15.



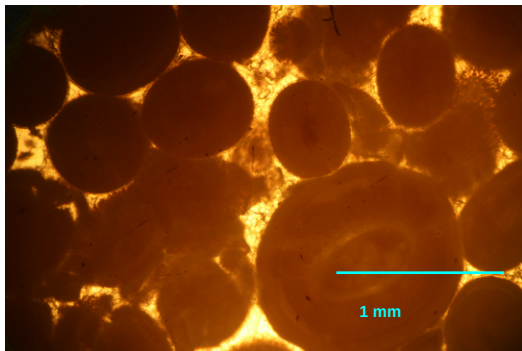
1



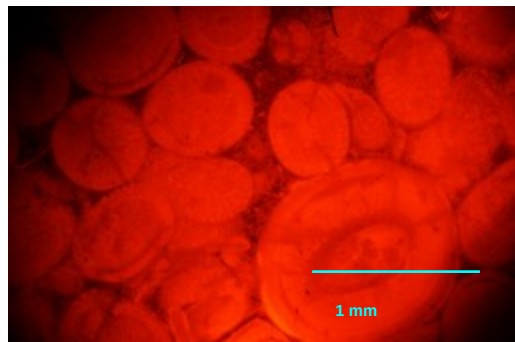
2



3

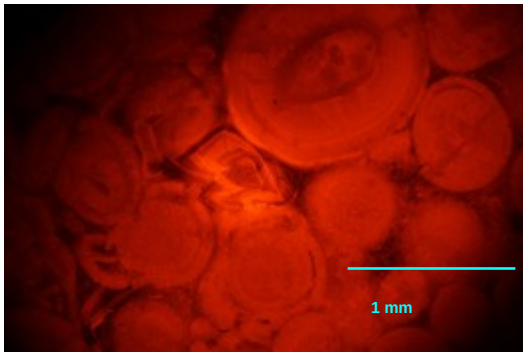


4

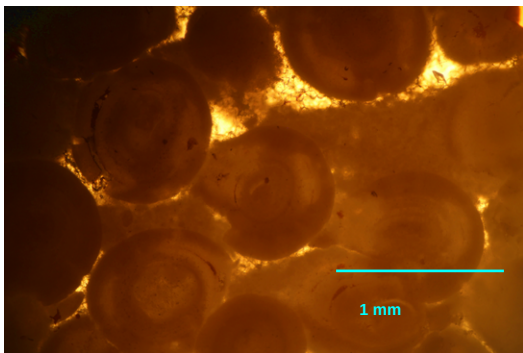


5

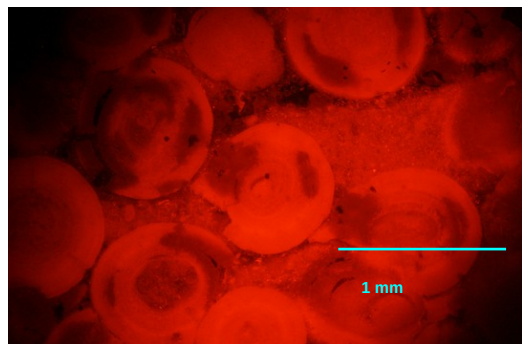
TAVOLA 13



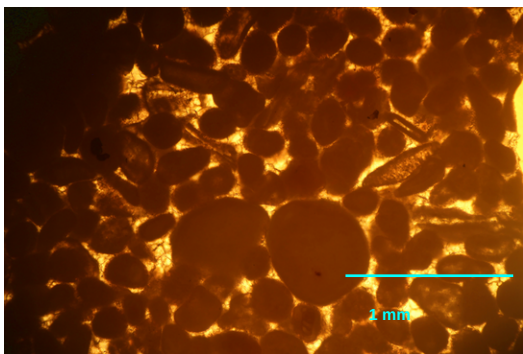
1



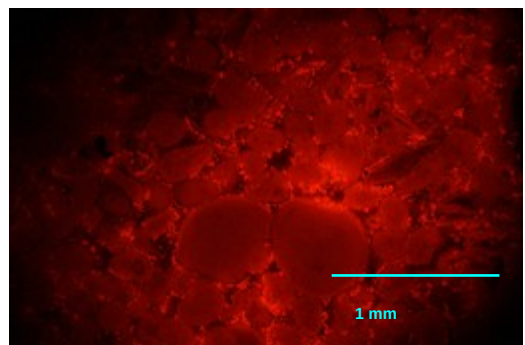
2



3

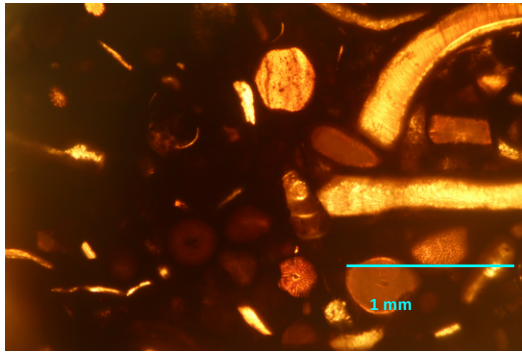


4

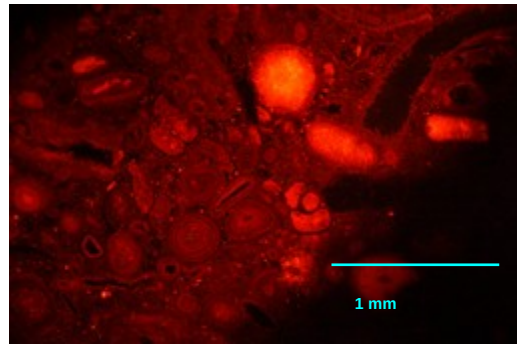


5

TAVOLA 14



1



2

Tavola 13

1: ooidi in luce trasmessa. Campione IMDC 9 (sezione di Madonna della Corona, Oolite di San Vigilio).

2: ooidi fluorescenti, in cui si nota la differente luminescenza dei cortici alterati e non alterati. Campione IMDC 9 (sezione di Madonna della Corona, Oolite di San Vigilio).

3: cementi affetti da luminescenza zonata. Campione IMDC 9 (sezione di Madonna della Corona, Oolite di San Vigilio).

4: ooidi in luce trasmessa. Campione IMDC 3 (sezione di Madonna della Corona, Oolite di San Vigilio).

5: ooidi con luminescenze diverse tra cortici alterati e non alterati. Campione IMDC 3 (sezione di Madonna della Corona, Oolite di San Vigilio).

Tavola 14

1: dettaglio su cementi caratterizzati da luminescenza zonata. Campione IMDC 3 (sezione di Madonna della Corona, Oolite di San Vigilio).

2: ooidi, matrice e cementi in luce trasmessa. Campione IMDC 2 (sezione di Madonna della Corona, Oolite di San Vigilio).

3: ooidi con luminescenze diverse tra cortici alterati e non alterati, cementi e matrice luminescenti. Campione IMDC 2 (sezione di Madonna della Corona, Oolite di San Vigilio).

4: ooidi e cementi in luce trasmessa. Campione ISA 1 (località di Segà d'Ala, Calcare Oolitico di Loppio).

5: ooidi e cementi in catodoluminescenza. Campione ISA 1 (località di Segà d'Ala, Calcare Oolitico di Loppio).

Tavola 15

1: Campione DID 102 (Carnico) in luce trasmessa.

2: Campione DID 102 (Carnico) in catodoluminescenza, compresi ooidi e cementi affetti da fluorescenza zonata.

Nella tabella 6 sono riassunte le caratteristiche dei campioni appena descritti.

| Campione | Sezione stratigrafica / località | Formazione | Intensità luminescenza | Colore luminescenza |
|----------|----------------------------------|----------------------------|---|---------------------|
| IMDC 9 | Madonna della Corona | Oolite di San Vigilio | Ooidi: intensa nelle porzioni di cortice preservate, smorzata in quelle interpretate come alterate; cementi: zonata, da intensa a nulla | Rosso-arancio |
| IMDC3 | Madonna della Corona | Oolite di San Vigilio | Ooidi: da debole ad intensa, meno intensa in corrispondenza di fratture nel cortice; cementi: nulla per il primo precipitato, zonata da nulla ad intensa per quello precipitato nelle cavità più grandi | Rosso-arancio |
| IMDC 2 | Madonna della Corona | Oolite di San Vigilio | Ooidi: intensa nelle porzioni di cortice preservate e debole in quelle interpretate come alterate; matrice: intensa, talvolta debole; cementi: zonata da molto intensa a nulla | Rosso-arancio |
| ISA 1 | Sega d'Ala | Calcare Oolitico di Loppio | Ooidi: intensa; cementi: intensa, anche molto intensa in alcuni punti | Rosso |
| DID 102 | Alpe di Specie | Heiligkreuz | Ooidi: da nulla ad intensa; cementi: da nulla ad intensa | Rosso |

Tabella 6: caratteristiche dei campioni analizzati in catodoluminescenza.

4.3. Osservazioni al SEM

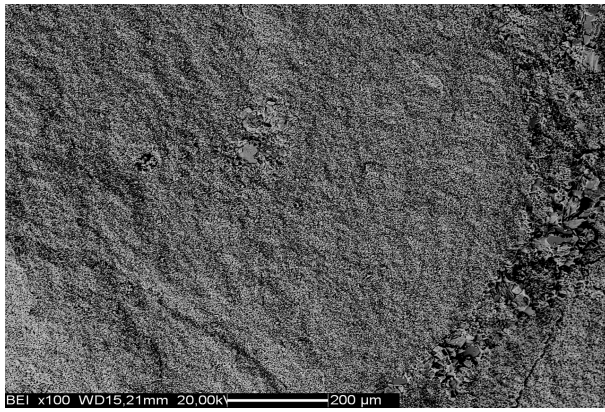
Le osservazioni al SEM sono mirate al riconoscimento delle caratteristiche delle varie tipologie di granuli rivestiti selezionati, con particolare riferimento alla morfologia, alla disposizione ed alle dimensioni dei cristalli che li compongono. Procediamo quindi alla descrizione dei granuli rivestiti per tipologia.

Per quanto riguarda i microoncoidi, abbiamo considerato i seguenti campioni. In PV 04 i microoncoidi hanno diametro superiore al millimetro (Tav. 16, fig. 1). Non sempre risulta facile distinguerli dalla matrice che li circonda, ma la taglia particolarmente minuta della micrite che li compone è una caratteristica indicativa. Le dimensioni della micrite si aggirano mediamente attorno ai 2-3 μm (lato dei cristalli). I cristalli presentano morfologie generalmente romboedriche e non sembrano disporsi secondo una particolare orientazione (Tav. 16, figg. 2, 3)

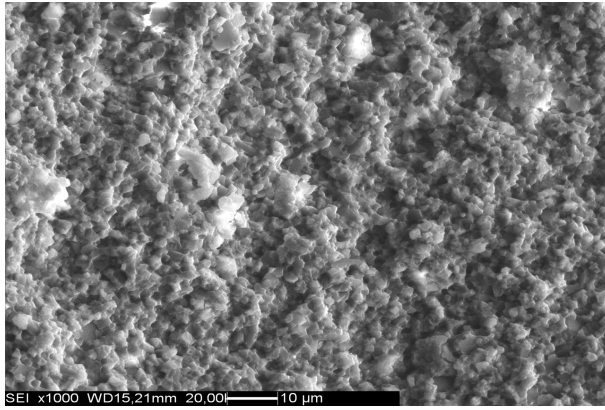
Il campione IMDC32 contiene microoncoidi con diametro sui 600-800 μm (Tav. 17, fig.1). Le dimensioni della micrite si aggirano attorno ai 5 micron di diametro, anche se possono risultare inferiori (nell'ordine del micron). I cristalli più grandi sembrano avere morfologia lamellare. Lo spessore risulta invece inferiore al micron (Tav. 17, fig. 2).

Anche in PV 17 prevalgono microoncoidi di grandi dimensioni micritici o micritizzati (diametro anche superiore al millimetro). La micrite dei microoncoidi è costituita da aggregati di cristalli con asse lungo poco superiore al micron (Tav. 17, figg. 3, 4)

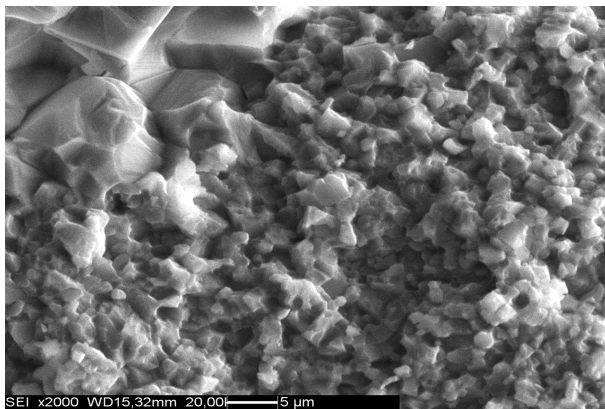
Le tavole 16 e 17 illustrano i casi appena citati.



1

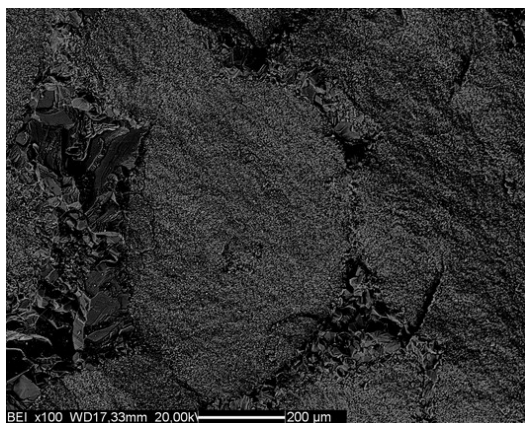


2

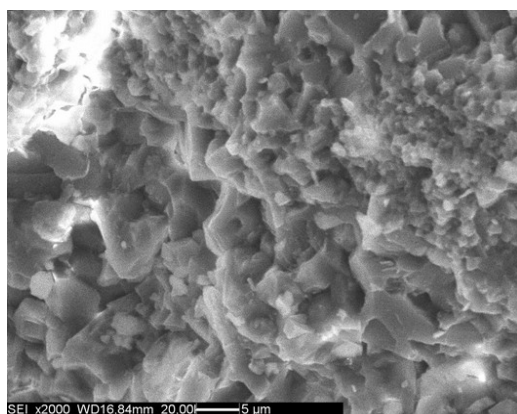


3

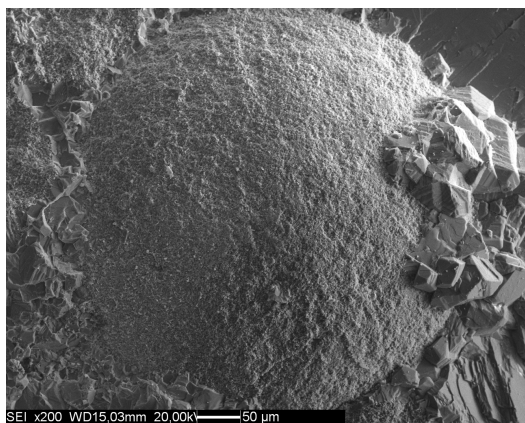
TAVOLA 16



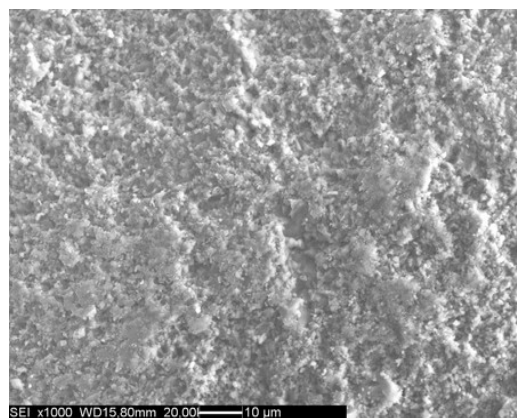
1



2



3



4

TAVOLA 17

Tavola 16

1: microoncoide contenuto nel campione PV04 (sezione di Viote, Formazione di Monte Zugna). Sul lato destro è attraversato da una frattura, riempita di cemento calcitico. Immagine BSE.

2: dettaglio della micrite di cui sono costituiti i microoncoidi del campione PV04 (sezione di Viote, Formazione di Monte Zugna). Immagine SE.

3: dettaglio della micrite di cui sono costituiti i microoncoidi del campione PV04 (sezione di Viote, Formazione di Monte Zugna). Immagine SE.

Tavola 17

1: microoncoide in sezione. Campione IMDC 32 (sezione di Madonna della Corona, Calcarea Oolitica di Loppio). Immagine BSE.

2: cristalli di micrite in un microoncoide. Campione IMDC 32 (sezione di Madonna della Corona, Calcarea Oolitica di Loppio). Immagine SE.

3: microoncoide. Campione PV 17 (sezione di Viote, Formazione di Rotzo). Immagine SE.

4: micrite sulla superficie dei microoncoidi. Campione PV 17 (sezione di Viote, Formazione di Rotzo). Immagine SE.

Nella tabella 7 vengono riassunte le caratteristiche dei microoncoidi appena elencate.

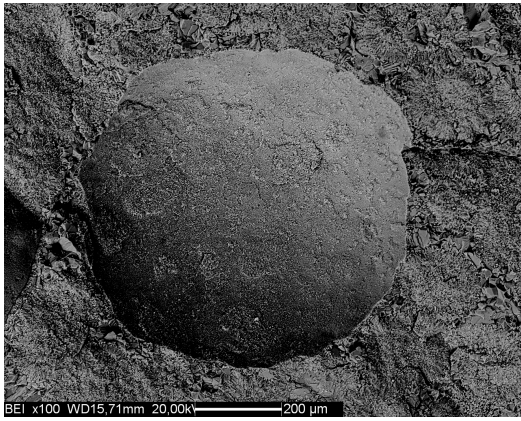
| Campione | Sezione stratigrafica / località | Formazione | Dimensione granuli rivestiti (diametro) | Micrite costituente gli microoncoidi |
|----------|----------------------------------|-------------------|---|--|
| PV 04 | Viote | F. di Monte Zugna | > 1000 μm | Cristalli romboedrici (lato 2-3 μm), distribuiti casualmente. |
| IMDC 32 | Madonna della Corona | Loppio | 600-800 μm | Diametro dei cristalli da 1 a 5 μm ; Spessore inferiore ad 1 μm . Cristalli più grandi con morfologia lamellare. |
| PV 17 | Viote | F. di Rotzo | Diametro massimo > 1000 μm | Aggregati di cristalli con asse lungo poco superiore a 1 μm . |

Tabella 7: caratteristiche dei microoncoidi visionati al SEM.

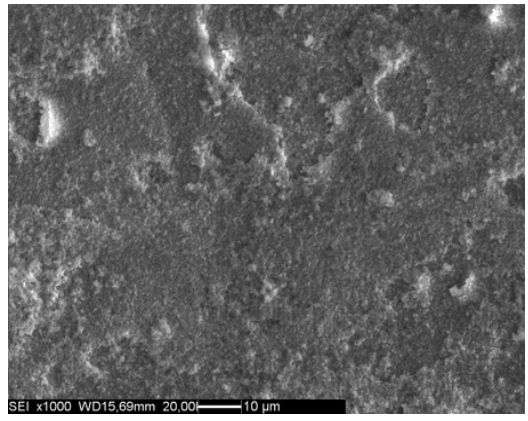
Gli ooidi micritizzati sono presenti nel campione ISA 1.

Possiedono diametri di almeno 800 μm e sono fatti di una micrite a grana omogenea con dimensioni inferiori al micron.

La tavola 18 illustra quanto appena detto.



1



2

Tavola 18

1: ooide micritizzato. Campione ISA 1 (località di Segna d'Ala, Calcarea Oolitico di Loppio). Immagine BSE.

2: superficie di un ooide micritizzato. Campione ISA 1 (località di Segna d'Ala, Calcarea Oolitico di Loppio). Immagine SE.

Nella tabella 8 vengono riassunte le caratteristiche degli ooidi micritizzati appena elencate.

| Campione | Sezione stratigrafica / località | Formazione | Dimensione ooidi (diametro) | Micrite |
|----------|----------------------------------|----------------------------|-----------------------------|---|
| ISA 1 | Sega d'Ala | Calcare Oolitico di Loppio | Almeno 800 μm | A grana omogenea, con dimensioni dei cristalli inferiori al μm |

Tabella 8: caratteristiche degli ooidi micritizzati visionati al SEM.

Per quanto concerne gli ooidi radiali, sono stati prese in esame i seguenti campioni.

Gli ooidi del campione DID102 hanno un diametro medio di circa 200/250 micron (Tav. 19, fig. 1). Si tratta di ooidi radiali ben preservati, in cui monocristalli allungati si dispongono a raggiera attorno al nucleo (Tav. 19, fig. 2). I singoli cristalli possono raggiungere il micron di spessore ed hanno terminazioni tozze, tipiche della calcite alta in magnesio preservata. In alcuni casi vengono individuate probabili tracce di bioerosione nelle porzioni dell'ooide in cui mancano cristalli (Tav. 19, fig. 3). Talvolta la micrite può sostituire i cristalli originali e presenta dimensioni nell'ordine del μm . Il contatto tra il margine esterno degli ooidi ed il cemento che li circonda è netto, data la diversa dimensione e morfologia dei cristalli. I cristalli di cemento hanno spesso forma romboedrica e dimensioni inferiori ai 10 micron di lato (Tav. 19, fig. 4). In alcuni ooidi è possibile individuare il nucleo attorno al quale si sono aggregati i cristalli (Tav. 19, fig. 5).

Nel campione ISA 1 gli ooidi radiali sono piccoli ed hanno un diametro medio di 150-200 micron ed in alcuni casi la superficie sembra presentare tracce di bioerosione (Tav. 20, fig. 1,2). Si sono presi in esame ooidi in sezione, in cui è possibile riconoscere la disposizione radiale dei cristalli. La taglia dei cristalli è decisamente minuta (lato lungo da inferiore al micron fino a 3 micron) e la forma è tondeggiante (Tav. 20, fig. 3).

In IMDC28 sono presenti ooidi radiali più piccoli (superiori ai 100 micron di diametro) (Tav. 20, fig. 4). Sono costituiti da monocristalli allungati di spessore tra 0,45 e 0,80 μm , disposti radialmente. Talvolta sembra emergere il nucleo micritico degli ooidi, costituito da cristalli di diametro da inferiore al micron ai 2 micron (Tav. 20, figg. 5, 6).

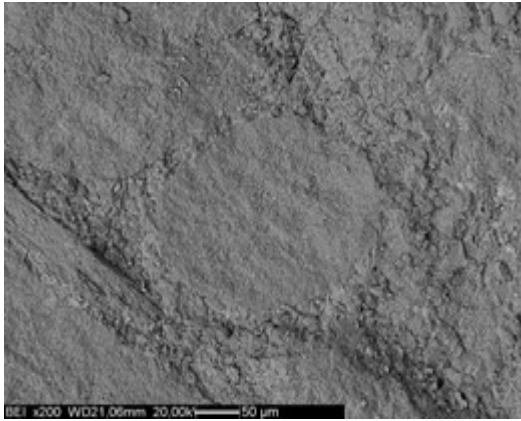
In corrispondenza dell'Oolite di San Vigilio, la morfologia degli ooidi varia significativamente rispetto a quelli fino ad ora considerati. Sono stati esaminati i campioni IMDC 2, IMDC 3 e IMDC 9.

Gli ooidi appaiono radiali ed i cristalli che compongono i loro cortici sono piccoli, idiomorfi, sintassiali e di abito romboedrico. I romboedri si allineano in fibre che si dispongono radialmente, come fanno i monocristalli allungati negli ooidi radiali descritti in precedenza (Tav. 21, figg. 1, 2, 5, 6).

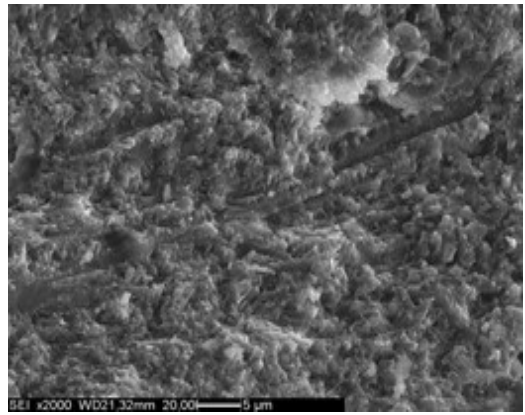
Sulla superficie di alcuni ooidi si rinvengono cristalli di cemento idiomorfi, aventi asse lungo compreso tra gli 8 ed i 13 μm (Tav. 21, figg. 3,4). La precipitazione del cemento è probabilmente legata al riempimento delle microporosità dell'ooide stesso. La superficie di un ooide del campione IMDC 9 presenta numerosi fori circolari (diametro medio 10 μm) (Tav. 22, figg. 2, 3, 4).

Si potrebbero interpretare anch'essi come tracce di bioerosione (peraltro rinvenute nel campione IMDC3 -Tav. 22, fig. 1-), oppure come cavità ospitanti framboidi di pirite che hanno sostituito la calcite dell'ooide originale. Quest'ultima ipotesi risulta più plausibile, poiché i fori non sembrano approfondirsi verso la porzione interna dell'ooide. Lungo i margini di un ooide si osservano dei cristalli di cemento idiomorfi, probabilmente sintassiali con i cristalli dell'ooide stesso (Tav. 22, fig. 5).

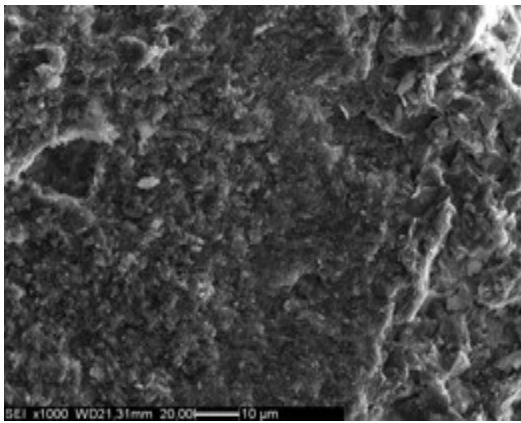
Le figure delle tavole 19, 20, 21 e 22 chiariscono tutti gli aspetti trattati per gli ooidi radiali.



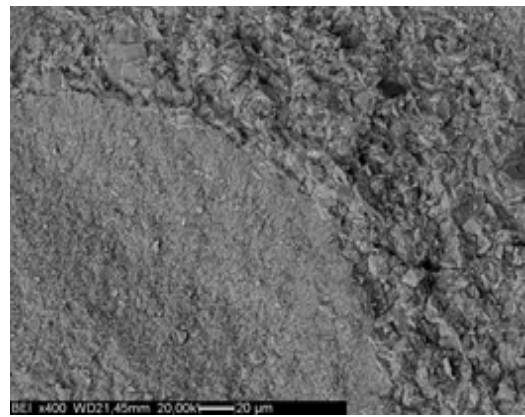
1



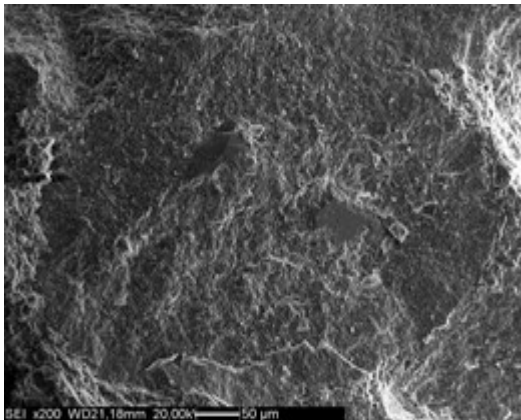
2



3

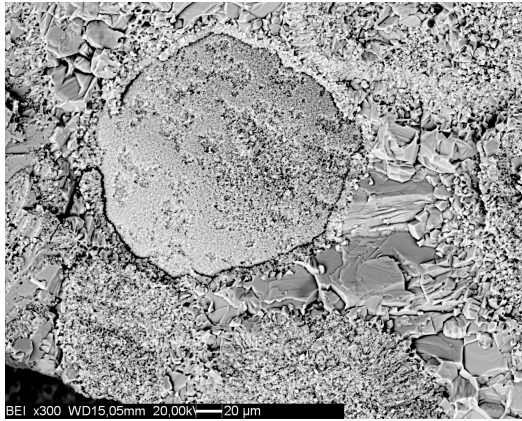


4

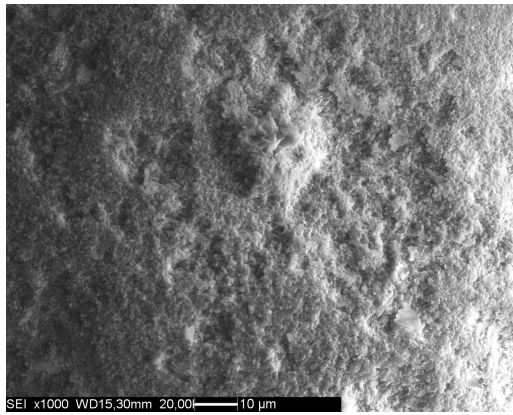


5

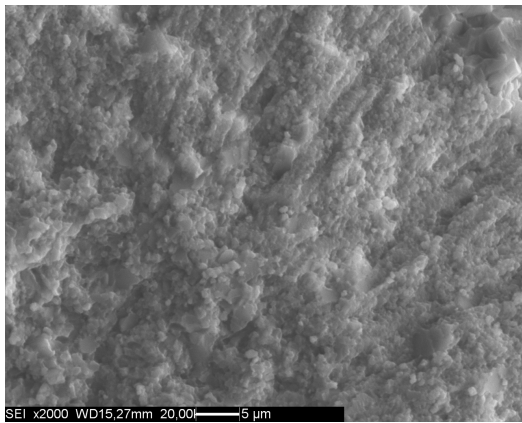
TAVOLA 19



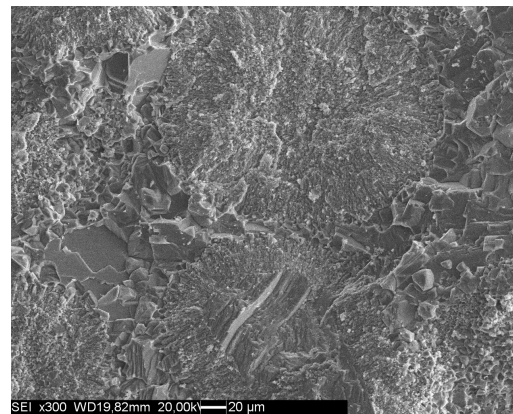
1



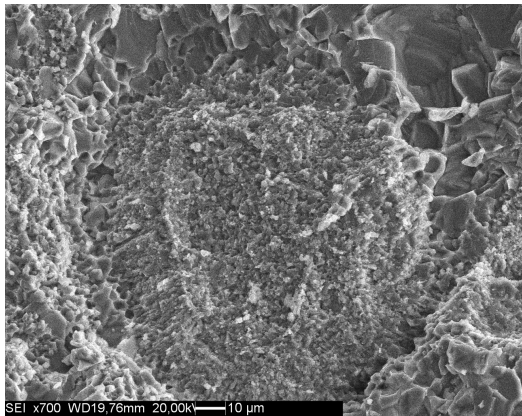
2



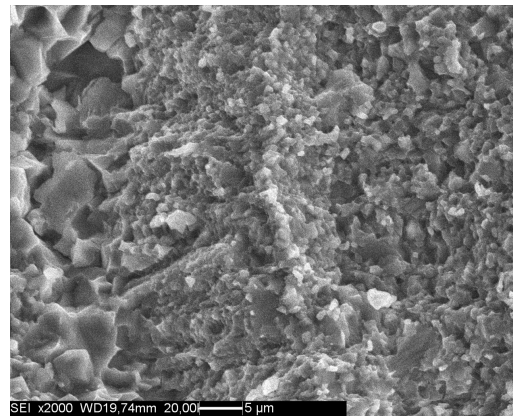
3



4

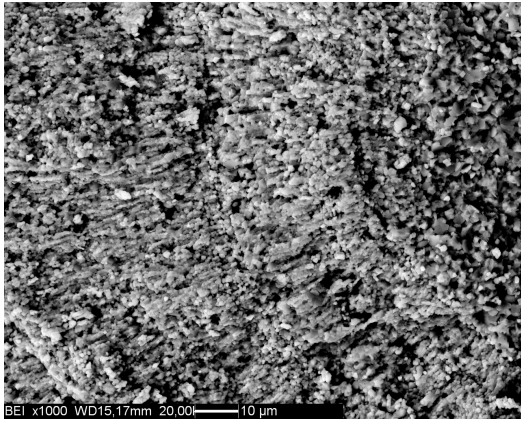


5

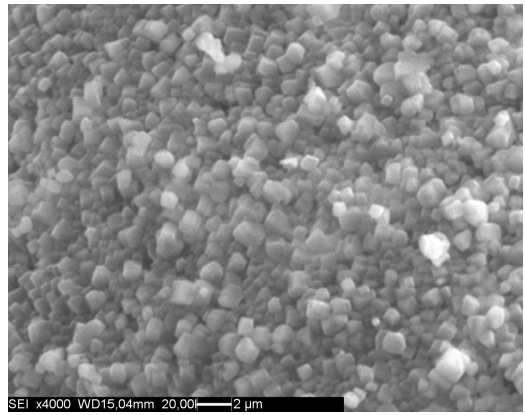


6

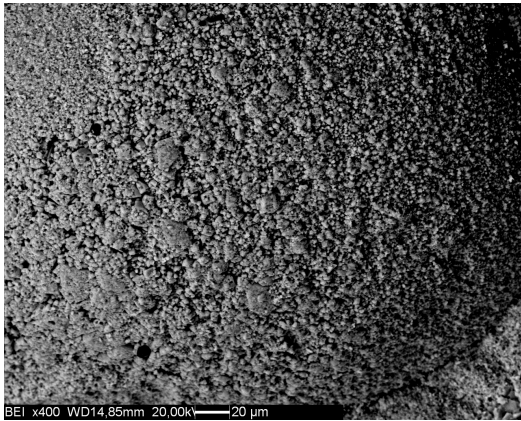
TAVOLA 20



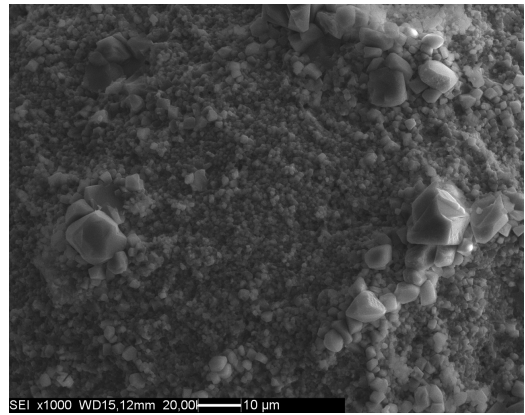
1



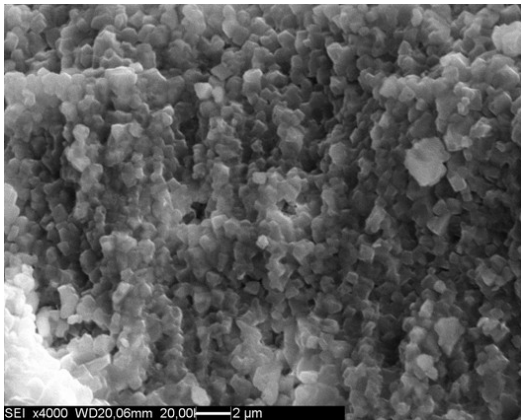
2



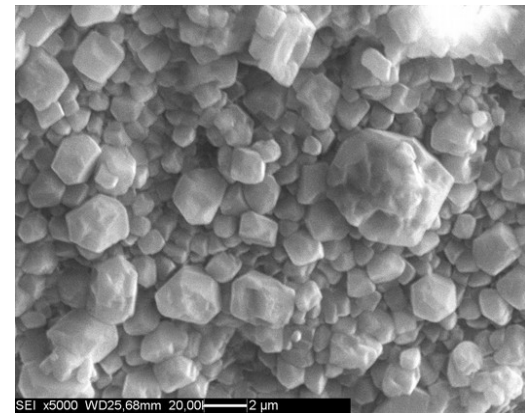
3



4

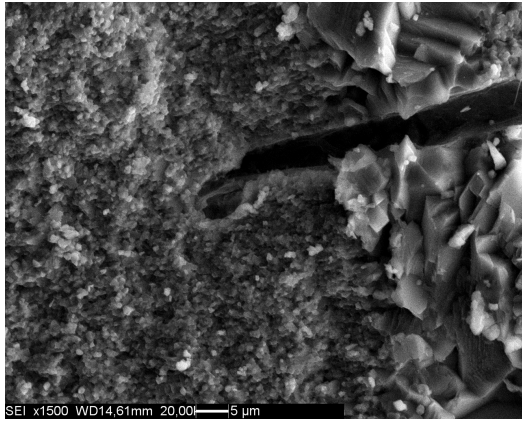


5

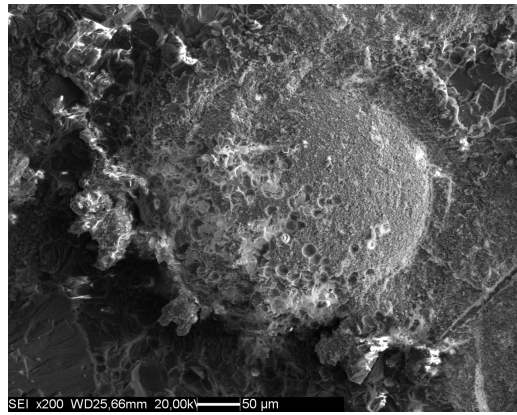


6

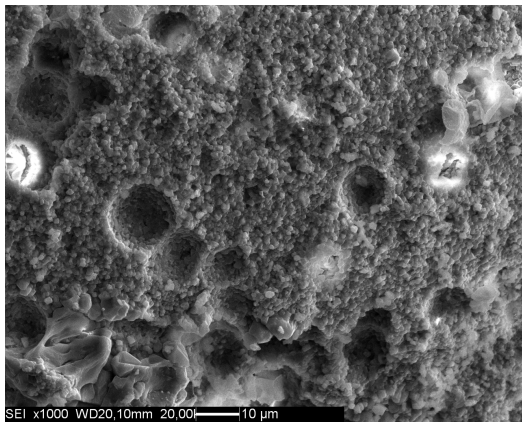
TAVOLA 21



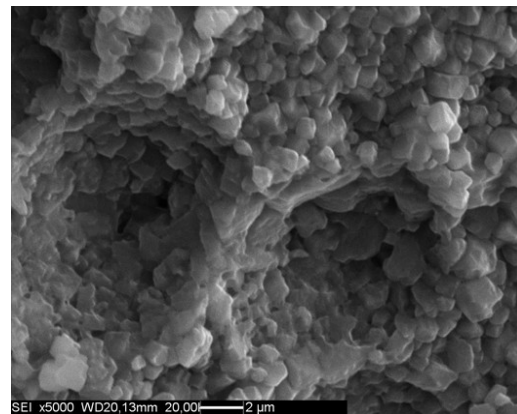
1



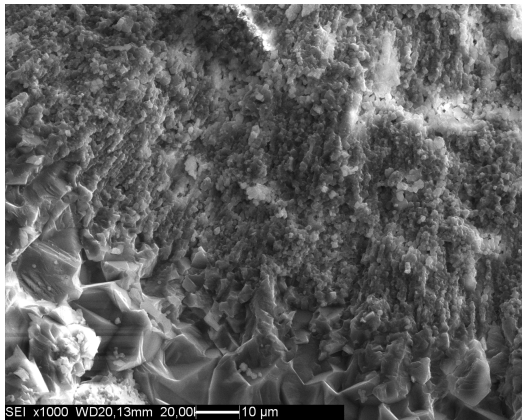
2



3



4



5

TAVOLA 22

Tavola 19

1: ooidi del campione DID102 (Carnico) ad un ingrandimento 200X. Immagine BSE.

2: al centro dell'immagine sono visibili monocristalli allungati di calcite alta in magnesio preservata. Campione DID 102 (Carnico). Immagine SE.

3: nel lato sinistro dell'immagine è visibile una probabile traccia di bioerosione, in corrispondenza di una cavità priva di cristalli. Campione DID102 (Carnico). Immagine SE.

4: margine esterno di un ooide, a contatto con cemento calcitico romboedrico. Campione DID102 (Carnico). Immagine BSE.

5: un ooide in sezione mostra parte del nucleo (cristalli compatti color grigio scuro). Campione DID102 (Carnico). Immagine SE.

Tavola 20

1: ooide radiale, sulla cui superficie s'intravedono probabili tracce di bioerosione. Campione ISA 1 (località di Segà d'Ala, Calcarea Oolitica di Loppio). Immagine BSE.

2: dettaglio della superficie di un ooide radiale, affetto da probabili tracce di bioerosione. Campione ISA 1 (località di Segà d'Ala, Calcarea Oolitica di Loppio). Immagine SE.

3: dettaglio dei cristalli in un ooide radiale in sezione e della loro disposizione. Campione ISA 1 (località di Segà d'Ala, Calcarea Oolitica di Loppio). Immagine SE.

4: ooidi radiali. Nell'ooide in basso emerge il nucleo, si tratta verosimilmente di un frammento scheletrico. Campione IMDC 28 (sezione di Madonna Della Corona, Formazione di Rotzo). Immagine SE.

5: ooidi radiali in sezione. Campione IMDC 28 (sezione di Madonna Della Corona, Formazione di Rotzo). Immagine SE.

6: ingrandimento del contatto tra cortice e nucleo di un ooide radiale in sezione. Campione IMDC 28 (sezione di Madonna Della Corona, Formazione di Rotzo). Immagine SE.

Tavola 21:

1: ooide radiale in sezione. Si noti la disposizione radiale delle fibre. Campione IMDC 2 (sezione di Madonna della Corona, Oolite di San Vigilio). Immagine BSE.

2: dettaglio dei cristalli di cui sono formati i cortici degli oididi radiali. Campione IMDC 2 (sezione di Madonna della Corona, Oolite di San Vigilio). Immagine SE.

3: superficie di un ooide radiale, sulla quale spiccano cristalli di cemento idiomorfi. Campione IMDC 3 (sezione di Madonna della Corona, Oolite di San Vigilio). Immagine BSE.

4: dettaglio della superficie di un ooide radiale e del cemento idiomorfo cristallizzato. Campione IMDC 3 (sezione di Madonna della Corona, Oolite di San Vigilio). Immagine SE.

5: dettaglio dell'impalcatura di cristalli di un ooide radiale. Campione IMDC 9 (sezione di Madonna della Corona, Oolite di San Vigilio). Immagine SE.

6: cristalli di un ooide radiale. Campione IMDC 9 (sezione di Madonna della Corona, Oolite di San Vigilio). Immagine SE.

Tavola 22:

1: traccia di bioerosione in un ooide radiale. Campione IMDC 3 (sezione di Madonna della Corona, Oolite di San Vigilio). Immagine SE.

2: ooide radiale con evidenza di numerosi fori circolari. Campione IMDC 9 (sezione di Madonna della Corona, Oolite di San Vigilio). Immagine SE.

3: fori circolari sulla superficie di un ooide radiale. Campione IMDC 9 (sezione di Madonna della Corona, Oolite di San Vigilio). Immagine SE.

4: dettaglio di due fori circolari sulla superficie di un ooide radiale. Non sembrano approfondirsi verso l'interno dell'ooide. Campione IMDC 9 (sezione di Madonna della Corona, Oolite di San Vigilio). Immagine SE.

5: limite esterno di un ooide radiale e cemento sintassiale. Campione IMDC 9 (sezione di Madonna della Corona, Oolite di San Vigilio). Immagine SE.

Nella tabella 9 vengono riassunte le caratteristiche degli ooidi appena elencate.

| Campione | Sezione stratigrafica / località | Formazione | Dimensione ooidi (diametro) | Dimensioni cristalli | Orientazione dei cristalli | Forma cristalli | Terminazioni cristalli | Micrite | Cemento (esterno all'ooidi) | Bioerosione |
|------------------------|----------------------------------|----------------------------|-----------------------------|-----------------------|---|-------------------------|---|--|--|---|
| DID 102 | Alpe di Specie | Heiligkreuz | 200/250 micron | Spessore di 1 µm | Radiale | Allungati | Tozze (cristalli di calcite alta in magnesio) | Sostituisce i cristalli originali; dimensioni nell'ordine del µm | Cristalli romboedrici con lato <10 µm | Probabili tracce |
| ISA 1 | Sega d'Ala | Calcare Oolitico di Loppio | 150-200 µm | <1-3 µm (lato lungo) | Radiale | Tondeggianti | | | | Probabili tracce |
| IMDC 28 | Madonna della Corona | F. di Rotzo | >100 µm | spessore 0,45-0,80 µm | Radiale | Allungati | | Appartengono al nucleo, con diametro da <1 a 2 µm. | | |
| IMDC 2, IMDC 3, IMDC 9 | Madonna della Corona | Oolite di San Vigilio | 300-500 micron | | Cristalli sintassiali, orientamento radiale delle fibre | Idiomorfi (romboedrici) | | | Idiomorfo sulla superficie degli ooidi (asse lungo tra 8 e 13 µm); idiomorfo e sintassiale a contatto con il margine degli ooidi | Probabili tracce (IMDC 3); altre interpretabili come cavità lasciate da framboidi di pirite (diametro medio delle cavità 10 µm) (IMDC 9). |

Tabella 9: caratteristiche degli ooidi visionati al SEM.

4.4. Risultati microporosità

Si sono ricavati dati sulla microporosità di due campioni rappresentativi degli ooidi radiali della Oolite di San Vigilio e dei microoncoidi del Gruppo dei Calcari Grigi, allo scopo di dimostrare la loro significativa differenziazione.

Il campione IMDC 2 è rappresentativo degli ooidi radiali dell'Oolite di San Vigilio. Da questo campione sono stati selezionati tre ooidi dall'immagine in Figura 30 e 31.

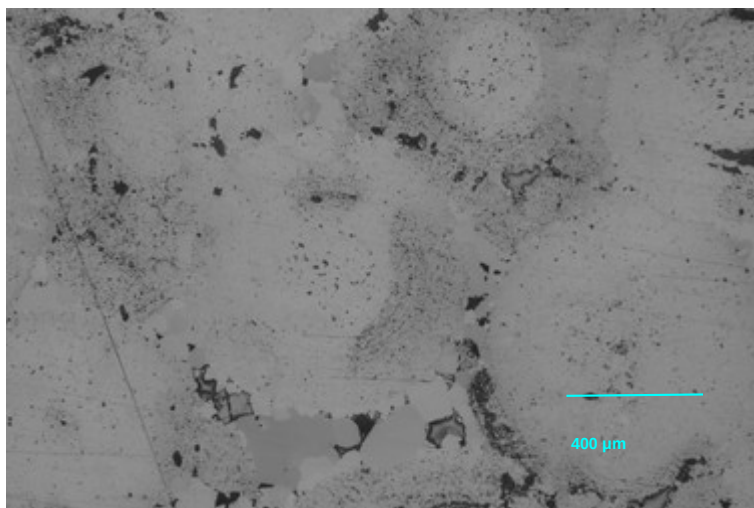


Figura 30: immagine in microscopia in luce riflessa relativa al campione IMDC 2. Immagine 8 bit, canale verde. Scala approssimativa.

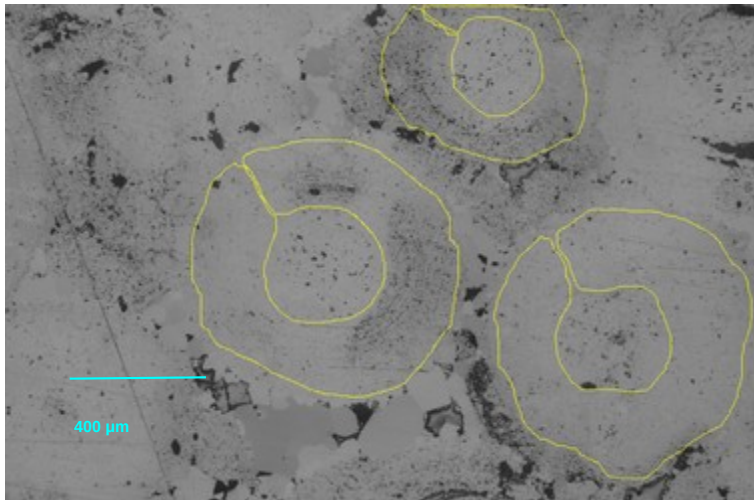


Figura 31: selezione dell'area occupata dai tre ooidi individuati per il campione IMDC2 (contorno giallo). Scala approssimativa.

L'applicazione del metodo di Wong et al., 2006 in chiave conservativa ha permesso di ricavare un valore di microporosità pari a 1.8% (relativo all'applicazione del metodo stesso ad uno dei tre ooidi). Questa percentuale è stata determinata attribuendo soglie adattate e diverse per ogni selezione (Figura 32).

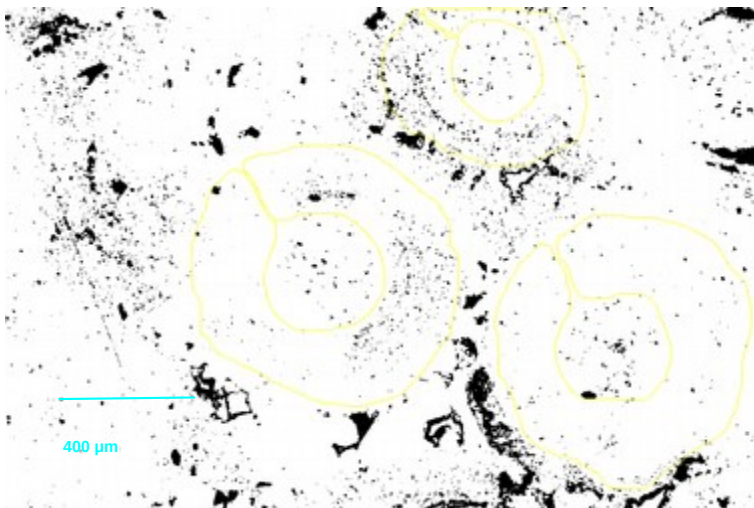


Figura 32: segmentazione (canali 0-94 in nero) per l'immagine di figura 30. Scala approssimativa.

Per quanto riguarda il metodo basato sui pori-campione, la media aritmetica dei valori di soglia superiore ottenuti per ciascun poro è risultata maggiore rispetto al metodo precedente, ottenendo una microporosità stimata del 3.1%. (Figura 33).

E' evidente quindi che l'applicazione di metodi diversi alle immagini in luce riflessa risulta in valori di porosità molto diversi tra loro. Per questa ragione si è ritenuto necessario ripetere la stima della porosità con un metodo più potente seppure più dispendioso, cioè la microscopia elettronica a scansione (SEM).

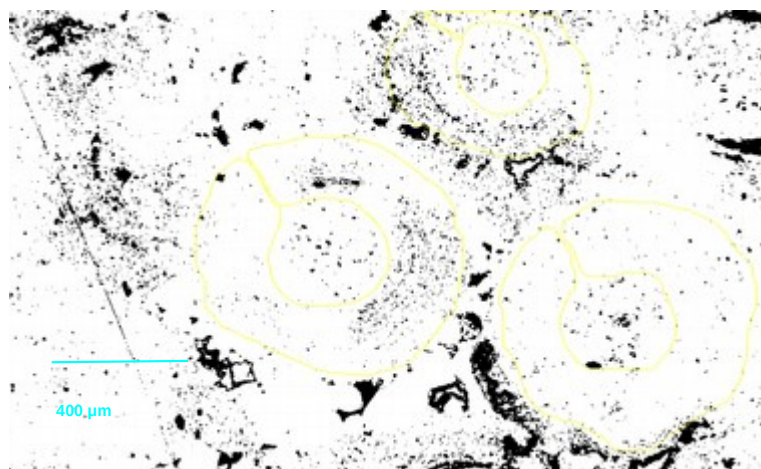


Figura 33: segmentazione (canali 0-103 in nero) per l'immagine di figura 30. Scala approssimativa.

L'applicazione del metodo di Wong et al., (2006) ad immagini BSE di ooidi ha riguardato il transetto di figura 34. In figura 35 è rappresentata la segmentazione dello stesso fotomosaico secondo il valore di soglia individuato secondo Wong et al., (2006).

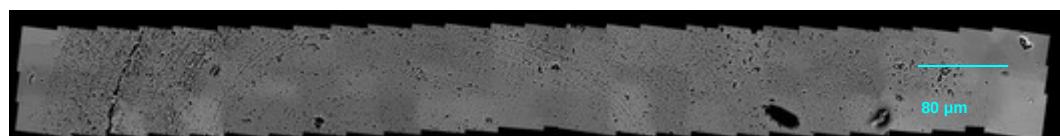


Figura 34: mosaico di foto BSE, che raffigurano un transetto lungo un oioide del campione IMDC 2. Scala approssimativa.

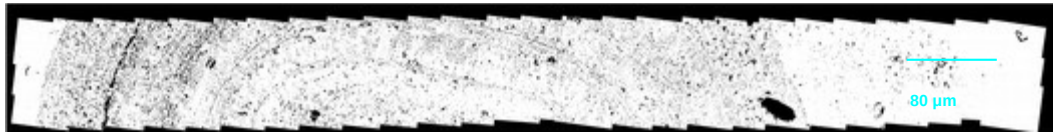


Figura 35: pori segmentati mediante l'applicazione della soglia superiore alla figura 34. Scala approssimativa.

Per calcolare la microporosità sono state selezionate delle aree ellittiche che comprendessero le parti di cui è composto l'ooide: granulo intero, porzione destra del cortice, porzione sinistra del cortice e nucleo.

Si sono così ottenute queste percentuali: 9.8% (ooide intero), 9.4% (porzione destra del cortice), 16.3% (porzione sinistra del cortice) e 9.5% (nucleo).

Per quanto riguarda il campione IMDC 23, contenente microoncoidi del Calcare Oolitico di Loppio del Gruppo dei Calcari Grigi sono stati selezionati cinque microoncoidi dall'immagine prescelta. (Figure 36 e 37).

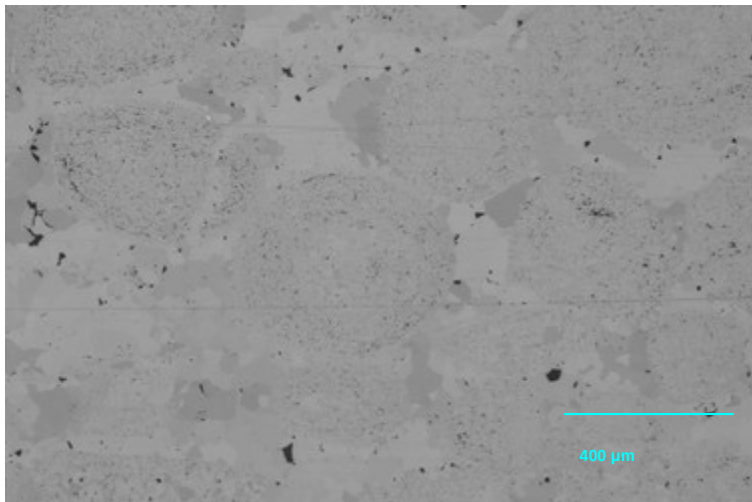


Figura 36: immagine in microscopia in luce riflessa relativa al campione IMDC 23. Immagine 8 bit, canale verde. Scala approssimativa.

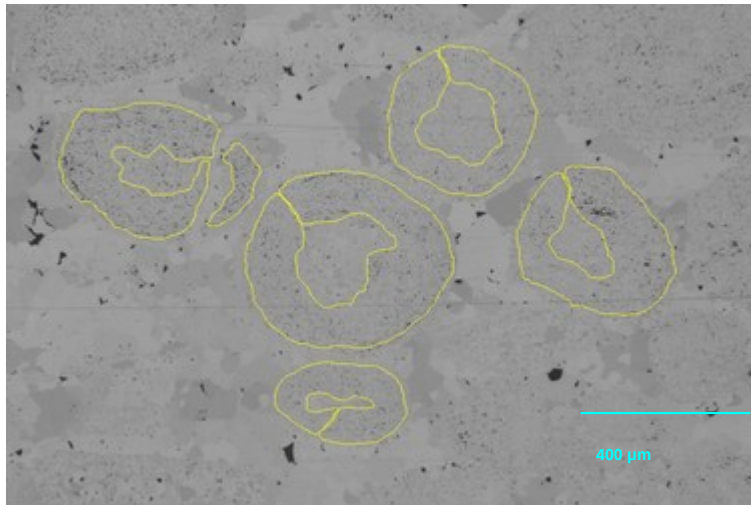


Figura 37: selezione dell'area occupata dai tre microoncoidi individuati per il campione IMDC 23 (contorno giallo). Scala approssimativa.

L'applicazione del metodo di Wong et al., (2006) in chiave conservativa ha permesso di ricavare un valore di microporosità pari a 0.5% (selezione dell'immagine intera) e 0.6% (selezione di tre, quattro e cinque microoncoidi alternativamente). Si veda una rappresentazione intuitiva della microporosità nell'immagine segmentata di figura 38.

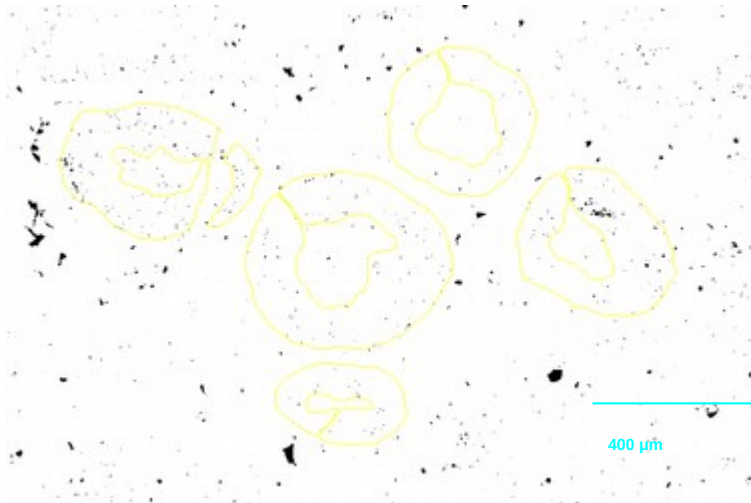


Figura 38: segmentazione (toni di grigio 0-101 rappresentati in nero) per l'immagine di figura 36. Scala approssimativa.

Per quanto riguarda il metodo basato sui pori-campione, la media aritmetica dei valori di soglia superiore ottenuti per ciascun poro è risultata più alta (cioè, con tono di grigi più chiaro) rispetto al metodo di Wong et al. (2006), a cui corrisponde una stima della microporosità dell'1.5%. (Figura 39). Come per il campione precedente, c'è quindi discrepanza tra i risultati ottenuti con i due metodi testati.

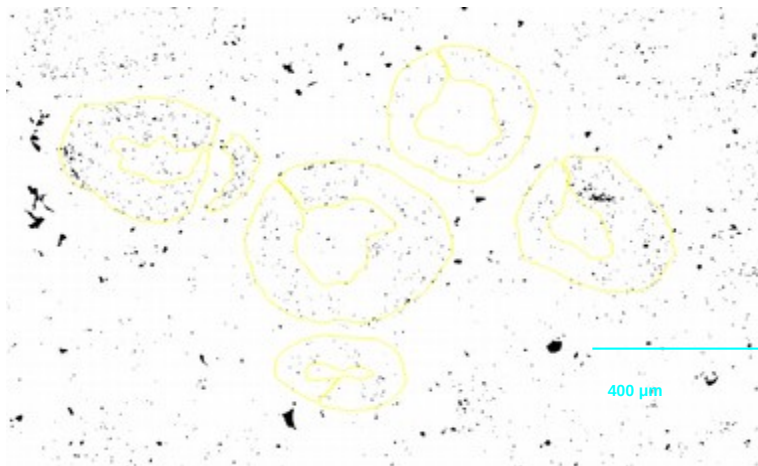


Figura 39: segmentazione (canali 0-115 in nero) per l'immagine di figura 38. Scala approssimativa.

L'applicazione del metodo di Wong et al., (2006) ad immagini BSE dei microoncoidi ha riguardato il transetto di figura 40.

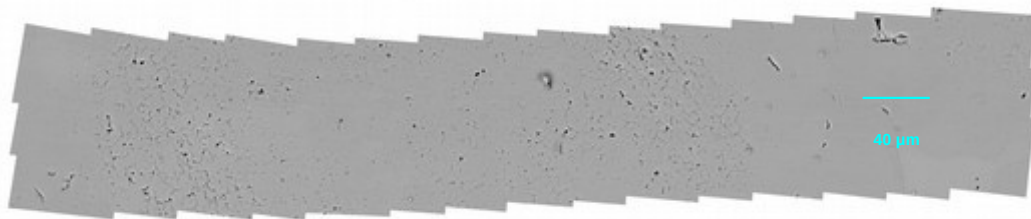


Figura 40: mosaico di foto BSE, che raffigurano un transetto lungo un microoncoide del campione IMDC 23. Scala approssimativa.

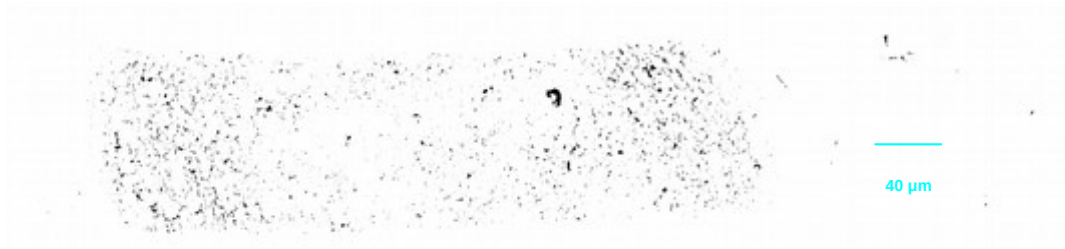


Figura 41: pori segmentati mediante l'applicazione della soglia individuata con il criterio di Wong et al. (2006) alla figura 40. Scala approssimativa.

Per calcolare la microporosità sono state selezionate delle aree ellittiche che comprendessero le parti di cui è composto il microoncoide: granulo intero, porzione destra del cortice, porzione sinistra del cortice e nucleo.

Si sono così ottenute queste percentuali: 3.2% (microoncoide intero), 4.8% (porzione destra del cortice), 4.9% (porzione sinistra del cortice) e 1.5% (nucleo).

La tabella 10 riassume i risultati ottenuti con questi tre metodi.

| Campione | Tipo di immagine | Sezione stratigrafica / località | Formazione | Tipo di granulo rivestito | Metodo | Porosità (%) |
|----------|-----------------------------|----------------------------------|-----------------------|---------------------------|--|---|
| IMDC 2 | Immagine in luce riflessa | Madonna della Corona | Oolite di San Vigilio | Radiale | Wong et al., (2006) in chiave conservativa | 1.8 % (un oide) |
| IMDC 2 | Immagine in luce riflessa | Madonna della Corona | Oolite di San Vigilio | Radiale | Pori-campione | 3.1 % |
| IMDC 2 | Fotomosaico di immagini BSE | Madonna della Corona | Oolite di San Vigilio | Radiale | Wong et al, (2006) | 9.8 % (oide intero), 9.4% (porzione destra del cortice), 16.3% (porzione sinistra del cortice), 9.5% (nucleo) |
| IMDC 23 | Immagine in luce riflessa | Madonna della Corona | Formazione di Rotzo | Microoncoide | Wong et al., (2006) in chiave conservativa | 0.5% (immagine intera); 0.6% (tre, quattro e cinque microoncoidi) |
| IMDC 23 | Immagine in luce riflessa | Madonna della Corona | Formazione di Rotzo | Microoncoide | Pori-campione | 1.5 % |
| IMDC 23 | Fotomosaico di immagini BSE | Madonna della Corona | Formazione di Rotzo | Microoncoide | Wong et al, (2006) | 3.2 % (microoncoide intero), 4.8 % (porzione destra del cortice), 4.9 % (porzione sinistra del cortice), 1.5 % (nucleo) |

Tabella 10: riassunto dei valori di microporosità ottenuti con i tre metodi.

I risultati dell'analisi di immagini BSE possono essere influenzati dalla regolazione di luminosità e contrasto in fase di acquisizione e preparazione dell'immagine. Si è pertanto testata l'influenza di questi fattori sui risultati ottenuti.

Tra le foto utilizzate per comporre ciascun fotomosaico ne sono state selezionate due per ogni campione. Ogni foto è stata trattata con il software ImageJ in tre modi diversi:

- Applicando un filtro "*Gaussian Blur*" con sigma pari a tre. Questa operazione corrisponde ad una sfocatura dell'immagine.
- Agendo sul contrasto dell'immagine e saturando l'1% dei pixel.
- Agendo sul contrasto dell'immagine equalizzando l'istogramma dei canali, senza saturare.

Le figure 42-45 illustrano un esempio per ciascun metodo applicato.

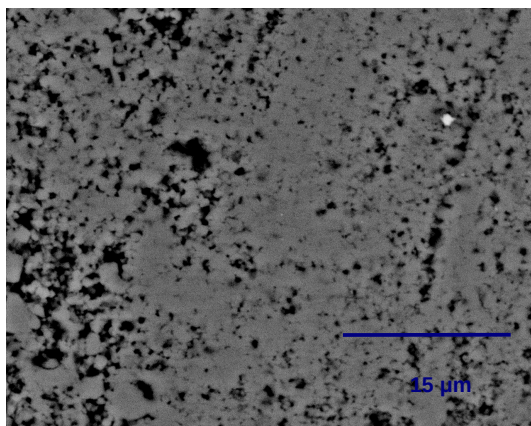


Figura 42: immagine 8 bit non trattata (IMDC 2 [5,3]). Scala approssimativa.

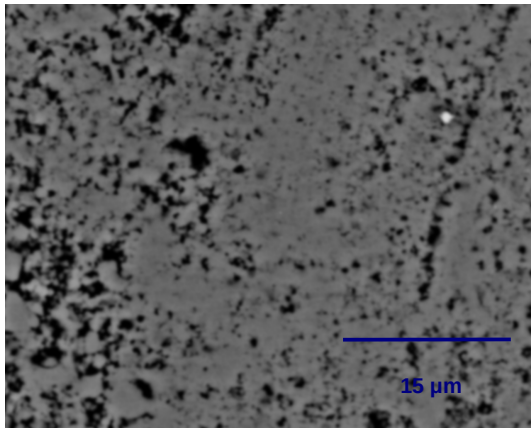


Figura 43: immagine 8 bit trattata con il filtro "Gaussian Blur" (IMDC 2 [5,3]). Scala approssimativa.

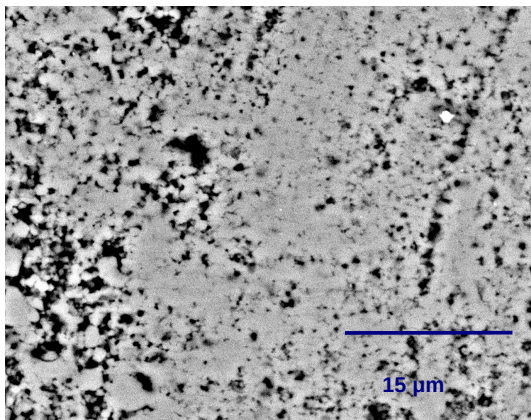


Figura 44: immagine 8 bit ottenuta agendo sul contrasto e saturando l'1% di pixel (IMDC 2 [5,3]). Scala approssimativa.

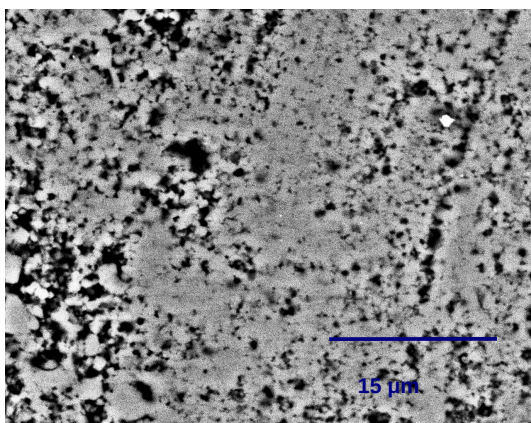


Figura 45: immagine 8 bit trattata agendo sul contrasto dell'immagine equalizzando l'istogramma dei canali, senza saturare. Scala approssimativa.146

Si è successivamente confrontata la microporosità calcolata con il metodo di Wong et al. (2006), per l'immagine non modificata e le tre immagini trattate.

In tabella 11 sono illustrati i risultati ottenuti per ciascuna foto.

| | % microporosità foto originale | % microporosità foto trattata con "Gaussian Blur" | % microporosità foto trattata saturando l' 1% dei pixel | % microporosità foto trattata equalizzando l'istogramma dei canali |
|--------------------------|-----------------------------------|---|--|--|
| Foto IMDC 23_1 [2,1] | 13 | 15 | 5.7 | 14.4 |
| Foto IMDC 23_1 [10,1] | 15.2 | 18.4 | 3.7 | 15.2 |
| Foto IMDC 2_1 [5,3] | 25.2 | 30 | 11.1 | 23 |
| Foto IMDC 2_1 [6,3] | 20.7 | 23.3 | 6.7 | 18.4 |

Tabella 11: risultati ottenuti in termini di microporosità % per ciascuna foto considerata.

Si verifica che la variazione nelle percentuali di microporosità risulta massima quando si agisce sulla gamma di toni di grigio elidendo parte dell'informazione disponibile, cioè se si saturano alcuni pixel.

Intervenendo sulla sfocatura (come avviene applicando un filtro "Gaussian Blur") l'influenza sul valore stimato di microporosità è minore.

Equalizzando i toni di grigio senza saturare alcun pixel, la stima della microporosità varia minimamente.

La scelta di affrontare questa problematica considerando dei casi limite ben precisi deriva dalla volontà di rendere riproducibile la prova, anche su di un numero di campioni più ampio.

Se dunque si variano la luminosità ed il contrasto al momento dell'acquisizione dell'immagine al SEM, in modo da non elidere parte dell'informazione relativa ai toni di grigio, si ottiene un risultato robusto in termini di calcolo della microporosità.

5 RISULTATI GEOCHIMICA *IN SITU*

(LA-ICP-MS)

I dati relativi agli elementi maggiori e in traccia costituenti i granuli rivestiti sono stati ricavati *in situ* tramite LA-ICP-MS. Alcune analisi sono state ottenute da componenti (granuli scheletrici, oncoidi, cemento, etc.) diversi dagli granuli rivestiti, per avere termini di confronto. Le analisi LA-ICP-MS sono state svolte su sezioni sottili spesse e hanno lasciato un evidente cratere sul campione, il che permette la localizzazione esatta dello spot analizzato anche a posteriori. Le figure 46-51 mostrano la collocazione degli *spot* di analisi sui campioni.

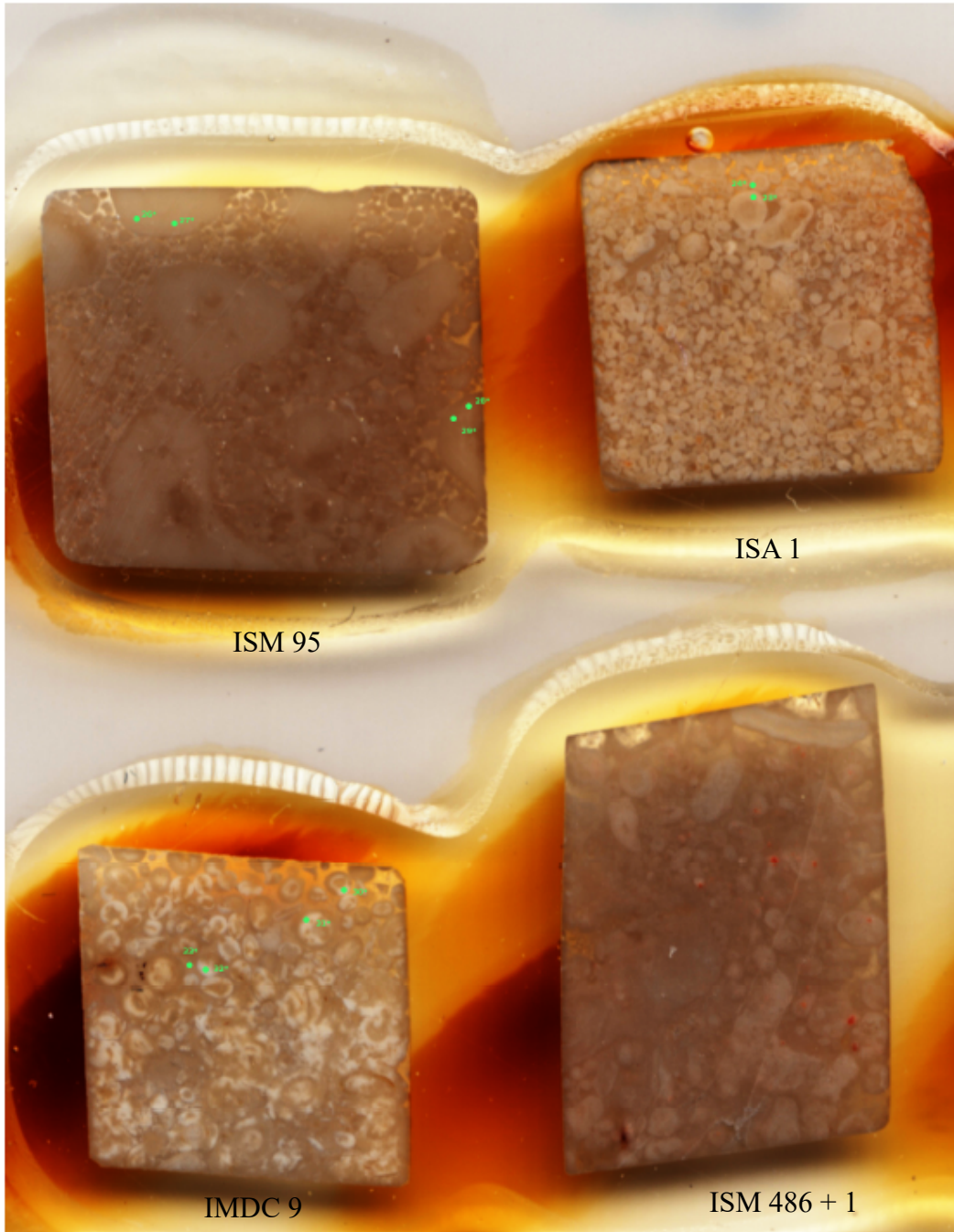


Figura 46 : disposizione degli *spot* (in verde) lasciati dalla Laser Ablation (LA).

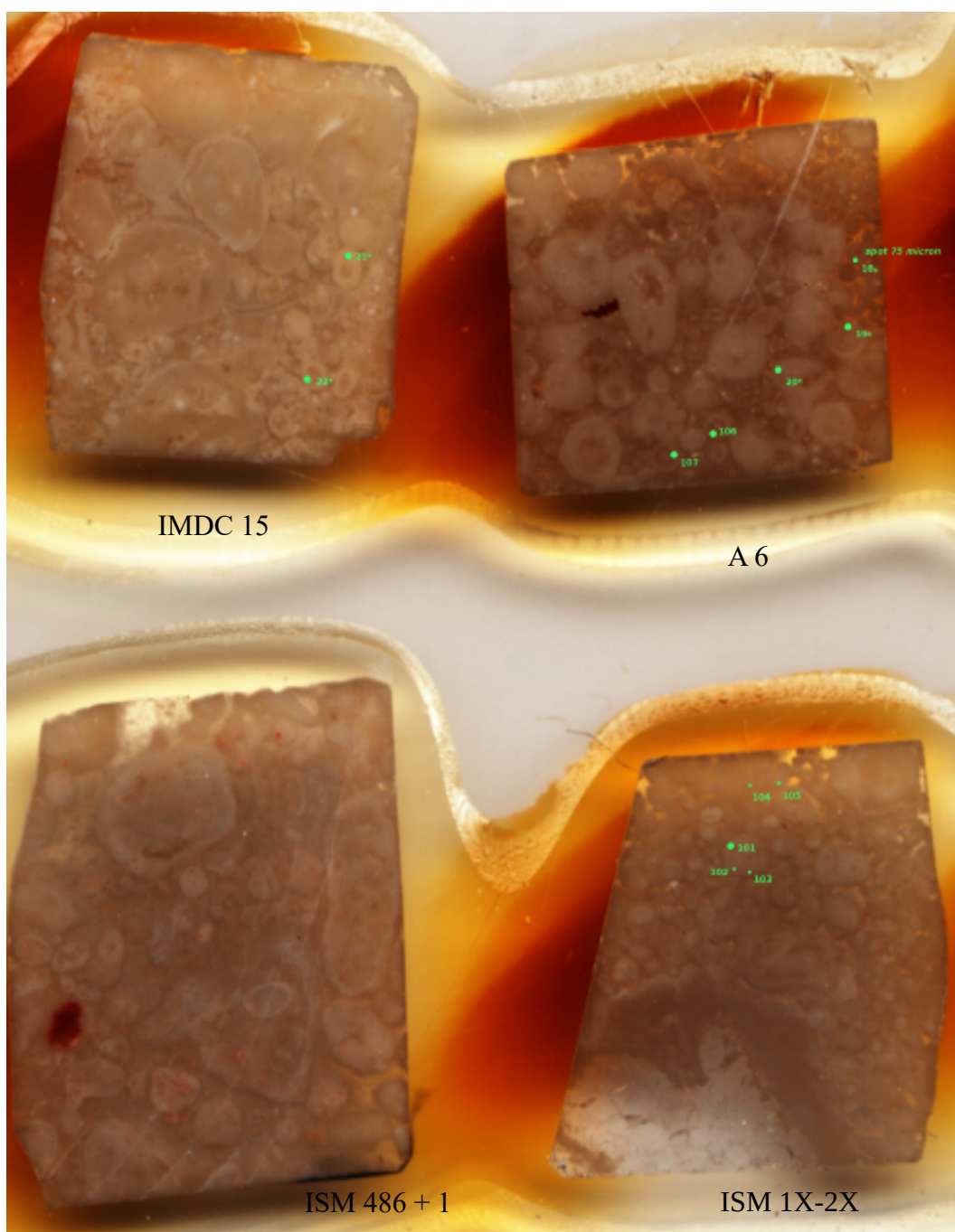


Figura 47: disposizione degli *spot* (in verde) di LA.

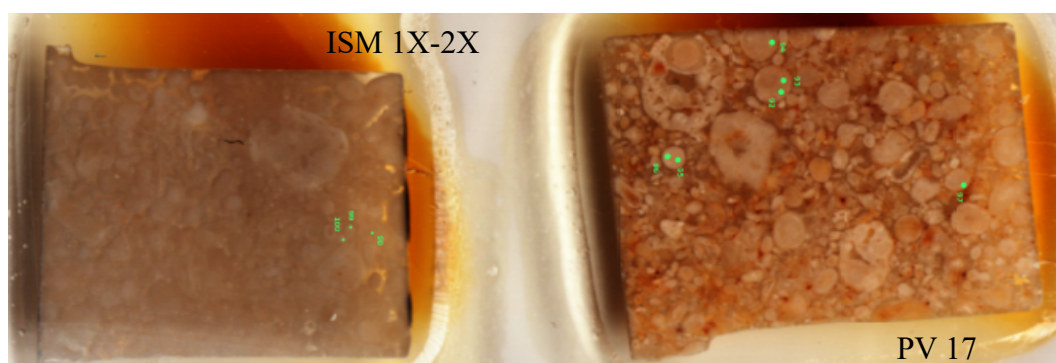


Figura 48 : disposizione degli *spot* (in verde) di LA.



Figura 49: disposizione degli *spot* (in verde) di LA.

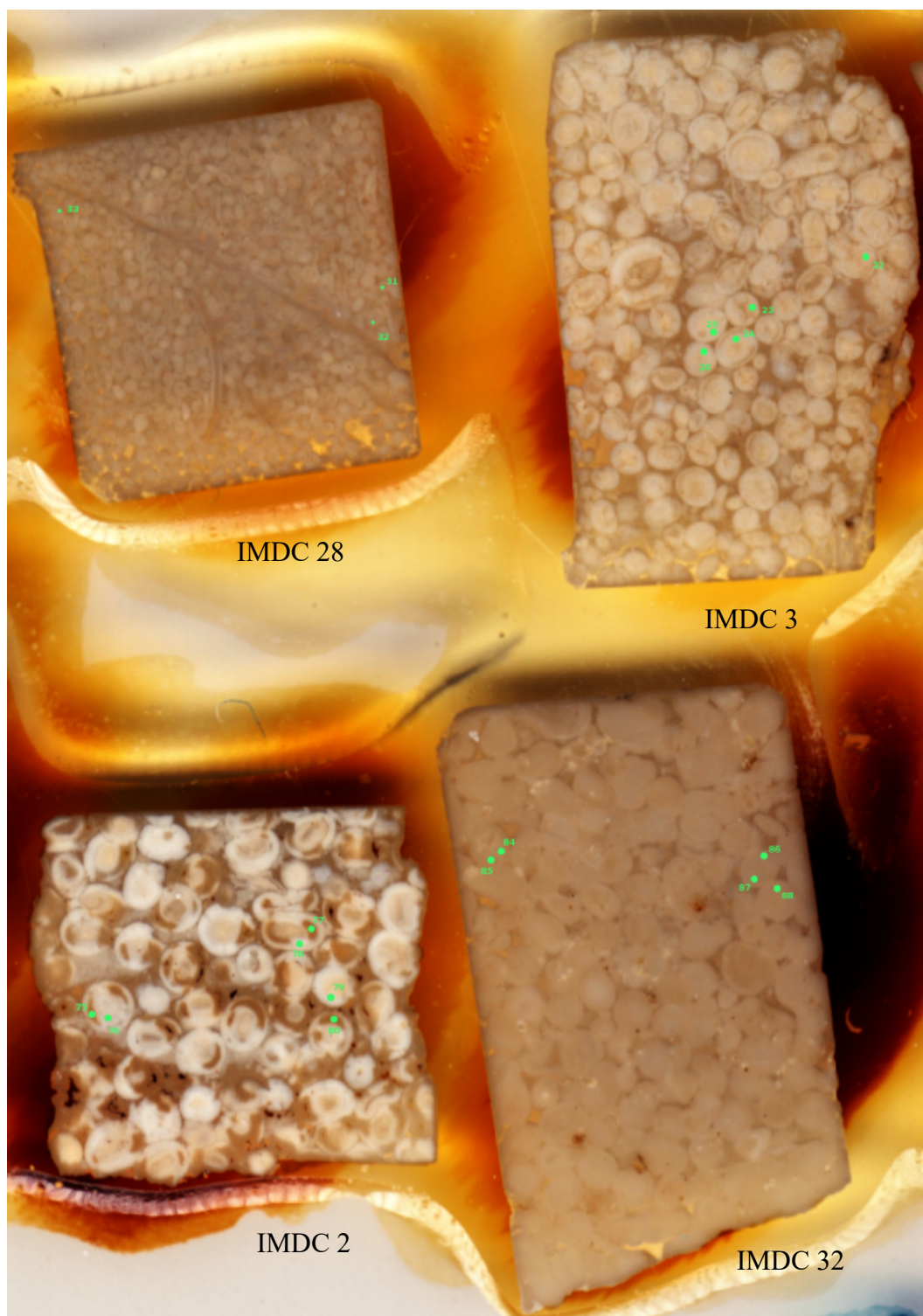


Figura 50 : disposizione degli *spot* (in verde) di LA.

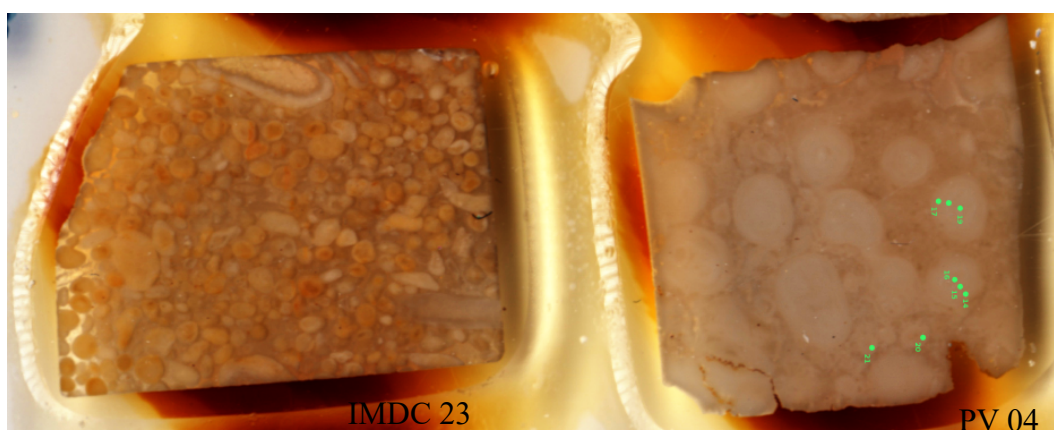


Figura 51: disposizione degli *spot* (in verde) di LA.

Gli spot sono collocati sui cortici e nuclei dei granuli rivestiti e su tre diverse tipologie di cemento, che sono state definite come “cemento limpido a drusa”, “cemento fibroso rossastro” e “cemento limpido”. Inoltre, l’analisi è stata effettuata anche su di un campione di alghe Dasycladaceae, con lo scopo di utilizzarla come mezzo di confronto nel caso in cui la composizione chimica attuale del granulo scheletrico riflettesse quella originaria. Del campione carnico DID 102 sono stati analizzati anche oncoidi. I risultati relativi ai nuclei degli ooidi e dei microoncoidi giurassici non vengono commentati nei sottocapitoli che seguono, dal momento che la difficile identificazione della natura dei nuclei stessi non permetterebbe una corretta interpretazione del dato. Tra tutti gli elementi indagati sono stati selezionati Ca, Mg, Sr, Al, Si, Ti, Zn, Ba, Cd, U, Fe e Mn. Inoltre si è valutata l’entità del rapporto Mn/Fe, che è rilevante per la catodoluminescenza dei carbonati (vedi appendice). I risultati relativi al calcio non vengono commentati in questo capitolo. Essendo l’unico elemento maggiore tra quelli considerati oltre al magnesio, presenta percentuali in peso pari a circa 39 per tutti i campioni della successione giurassica selezionati. I risultati ottenuti per il campione DID 102 vengono trattati separatamente

5.1. Campioni appartenenti alla successione giurassica

Il primo elemento preso in considerazione è il magnesio (Mg), misurato in termini di moli percentuali (% mol) di $MgCO_3$.

Le moli percentuali sono state ottenute normalizzando la percentuale in peso atomico del magnesio ($Mg \% (pa)$) rispetto alla somma della percentuale in peso atomico del calcio e del magnesio ($Ca \% (pa) + Mg \% (pa)$).

$$\% \text{ mol } MgCO_3 = 100 * Mg \% (pa) / (Ca \% (pa) + Mg \% (pa))$$

Il grafico 1 illustra l'andamento di $MgCO_3$ (% mol) rispetto ai tipi di granuli rivestiti.

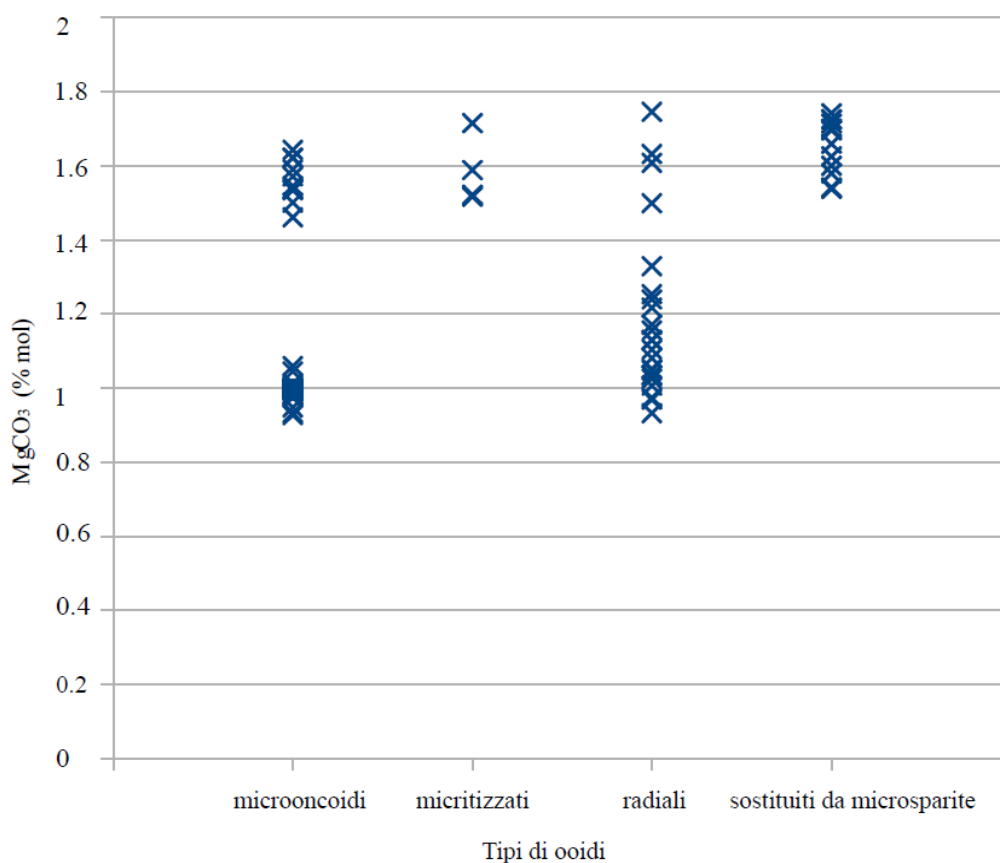


Grafico 1: distribuzione di $MgCO_3$ (% mol) rispetto ai tipi di granuli rivestiti.

Si può notare che tutte le tipologie di granuli rivestiti presentano contenuti inferiori a 1.8 % mol e quindi sono composti di calcite bassa in magnesio. La distribuzione dei valori è più ristretta per gli ooidi micritizzati e gli ooidi sostituiti da microsparite (valori compresi tra 1.4 e 1.8 % mol circa), mentre per microoncoidi ed ooidi radiali si estende entro l'intervallo 0.8-1.8 % mol. Il grafico 2 illustra l'andamento di $MgCO_3$ (% mol) rispetto alle diverse formazioni.

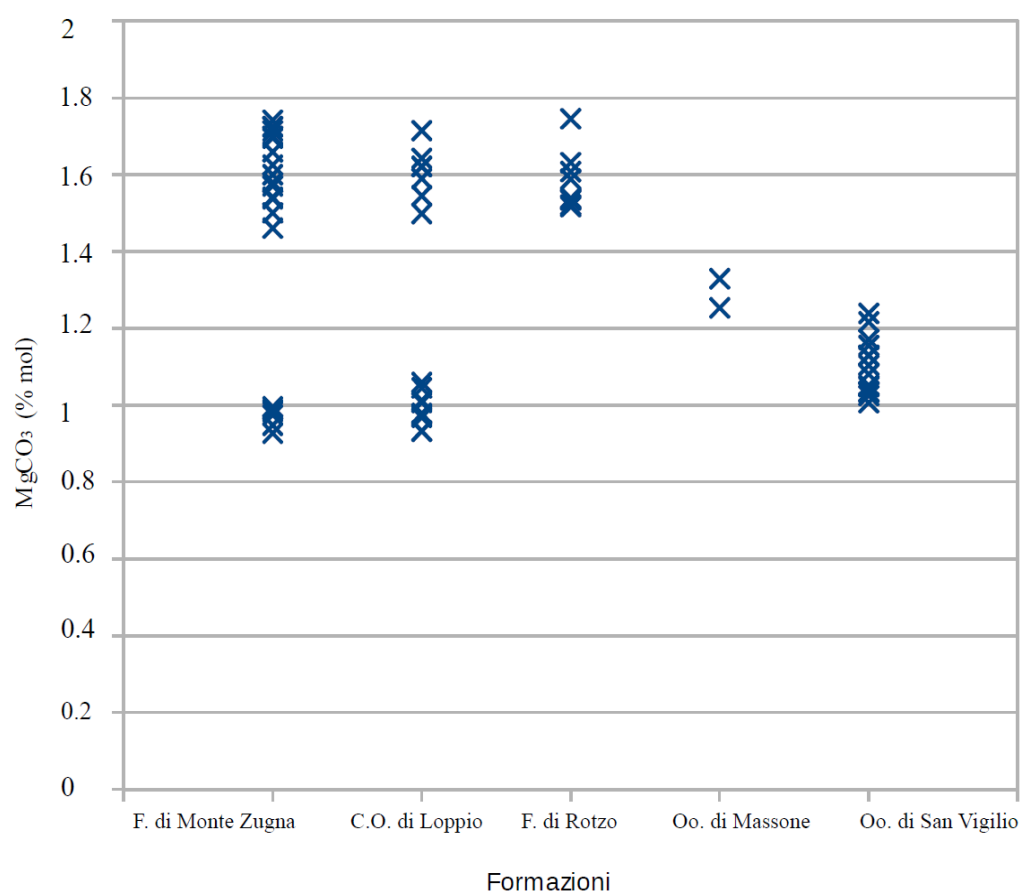


Grafico 2: distribuzione di $MgCO_3$ (% mol) nei granuli rivestiti delle formazioni giurassiche considerate in questo lavoro.

I campioni della Formazione di Monte Zugna e del Calcare Oolitico di Loppio rientrano nell'intervallo 0.9-1.8 % mol.

I valori riferiti alle altre formazioni coprono un *range* più ristretto: approssimativamente 1.5-1.8 % mol per la Formazione di Rotzo, 1-1.3 % mol per il Calcare Oolitico di Massone e 0.8-1.3 % mol per l'Oolite di San Vigilio.

Il grafico 3 illustra l'andamento di MgCO₃ (% mol) rispetto a cortici dei granuli rivestiti, tipologie di cementi e granuli scheletrici (alghe Dasycladaceae) considerati.

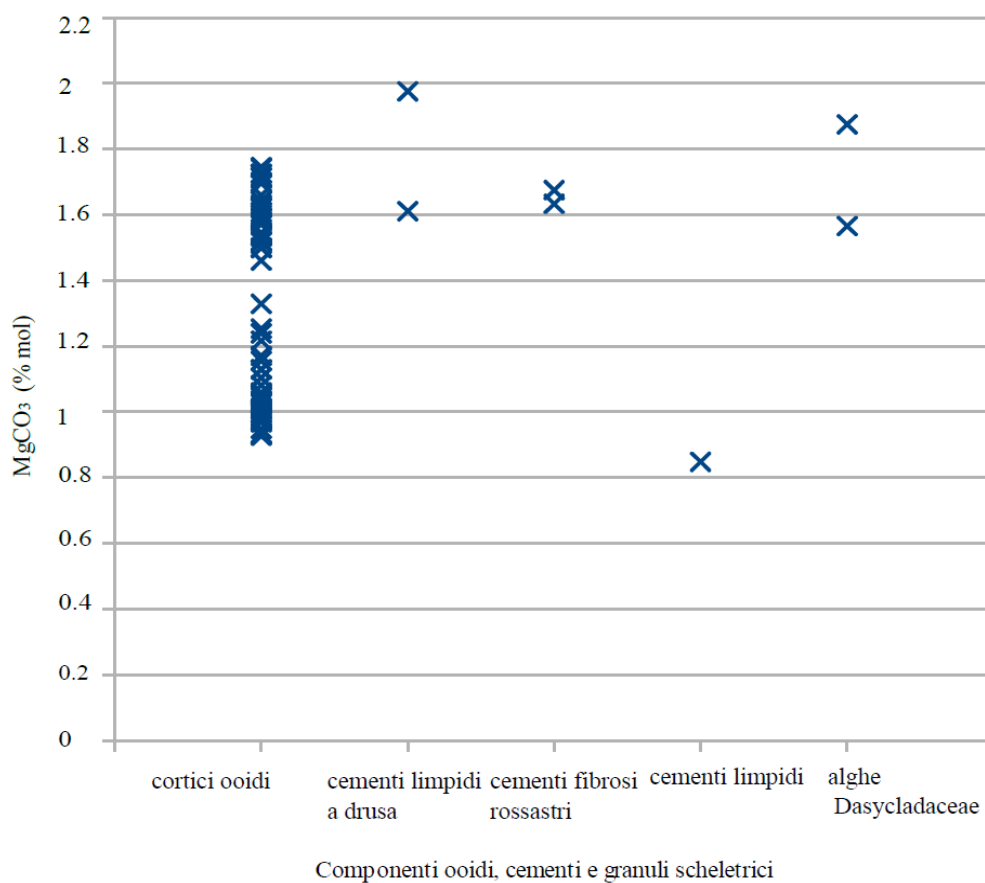


Grafico 3: distribuzione di MgCO₃ (% mol) rispetto alle diverse componenti considerate.

I cortici assumono valori compresi tra 0.8 e 1.8 % mol. I cementi presentano quantitativi medi pari a 1.8 % mol (cemento limpido a drusa), 1.7 % mol (cemento fibroso rossastro) e 0.8 % mol (cemento limpido). I punti relativi alle alghe *Dasycladaceae* corrispondono mediamente a 1.7 % mol .

Lo stronzio (Sr) è stato selezionato come potenziale discriminante tra granuli rivestiti costituiti originariamente da calcite e granuli rivestiti costituiti da aragonite (Sandberg, 1983).

Il grafico 4 illustra il contenuto di Sr (ppm) rispetto ai tipi di granulo rivestito.

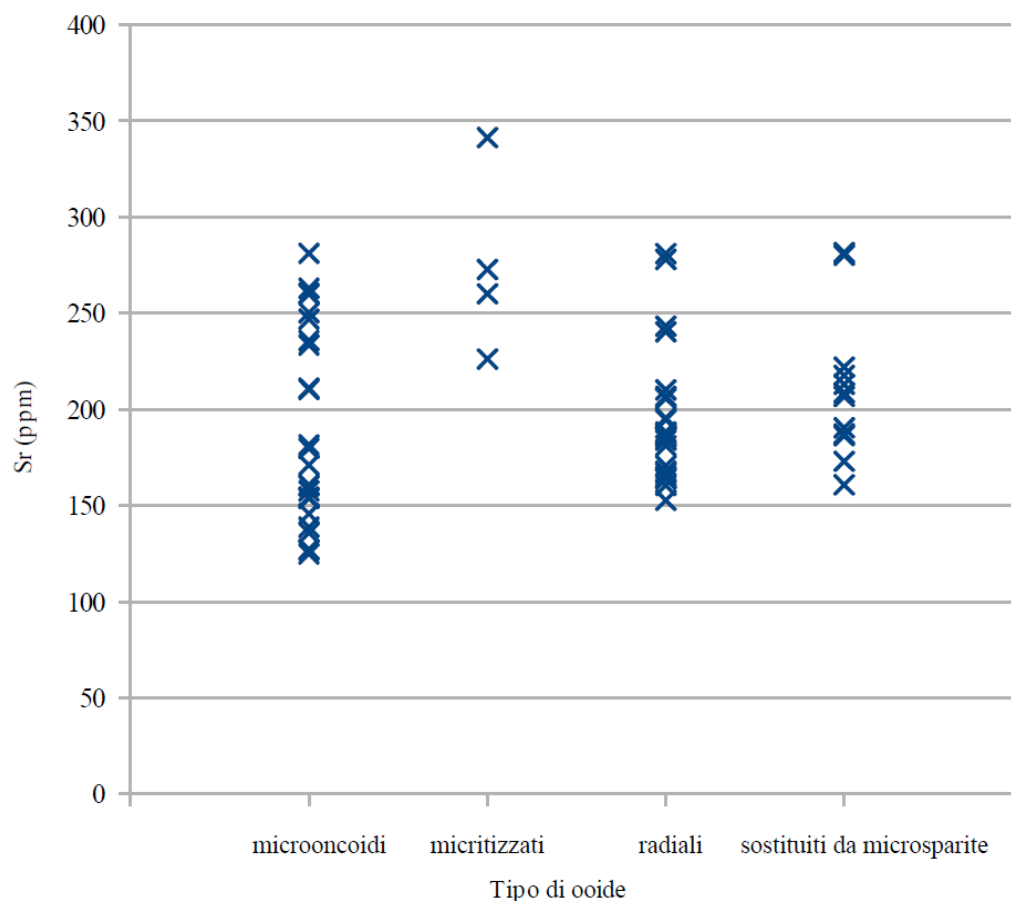


Grafico 4: contenuto di Sr (ppm) rispetto ai tipi di granulo rivestito.

Tutte le tipologie di granuli rivestiti presentano valori di stronzio inferiori ai 300 ppm, fatta eccezione per un ooide micritizzato contenuto in ISA 1 (Calcare Oolitico di Loppio della sezione di Sega d'Ala, Sinemuriano Superiore), che sfiora i 350 ppm.

Il grafico 5 riporta l'andamento di Sr (ppm) rispetto alle diverse formazioni. In ogni caso, non è possibile identificare alcuna differenza tra i contenuti di Sr dei diversi tipi di granuli rivestiti.

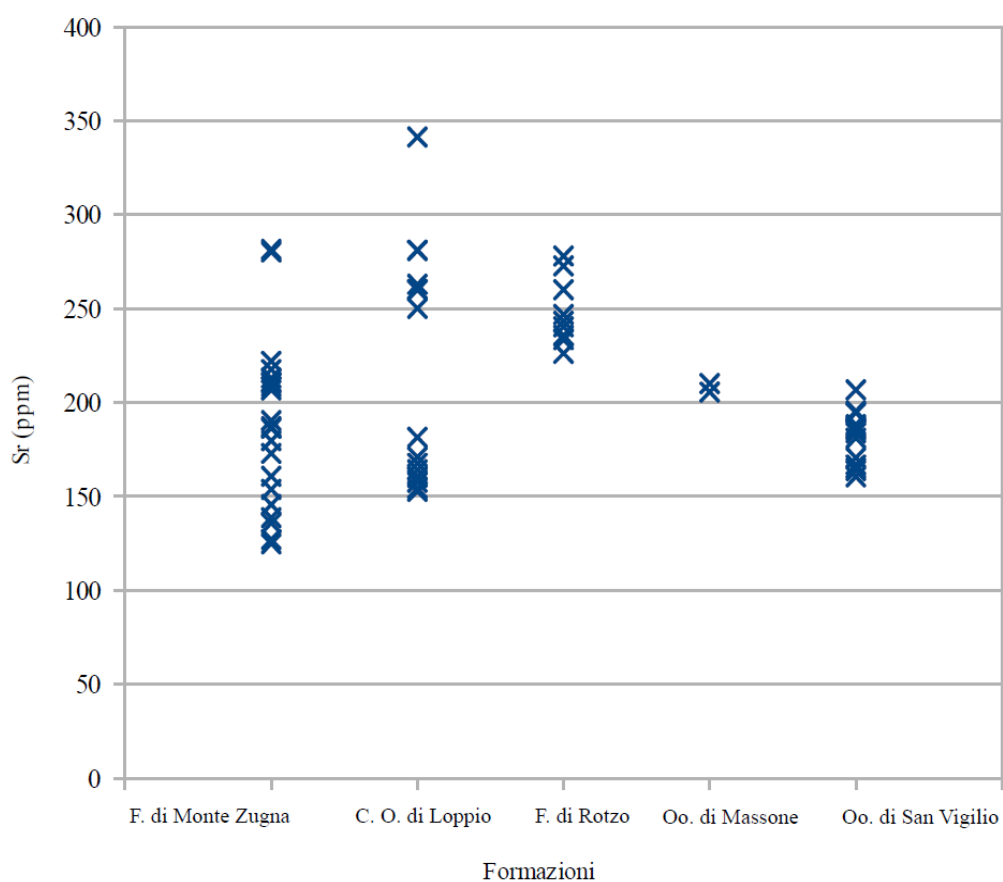


Grafico 5: distribuzione di Sr (ppm) nei granuli rivestiti delle formazioni giurassiche considerate in questo lavoro.

Non si riscontrano differenze sistematiche nel contenuto di Sr.

Il grafico 6 illustra l'andamento di Sr (ppm) rispetto a cortici dei granuli rivestiti, tipologie di cementi e granuli scheletrici (alghe Dasycladaceae) considerati.

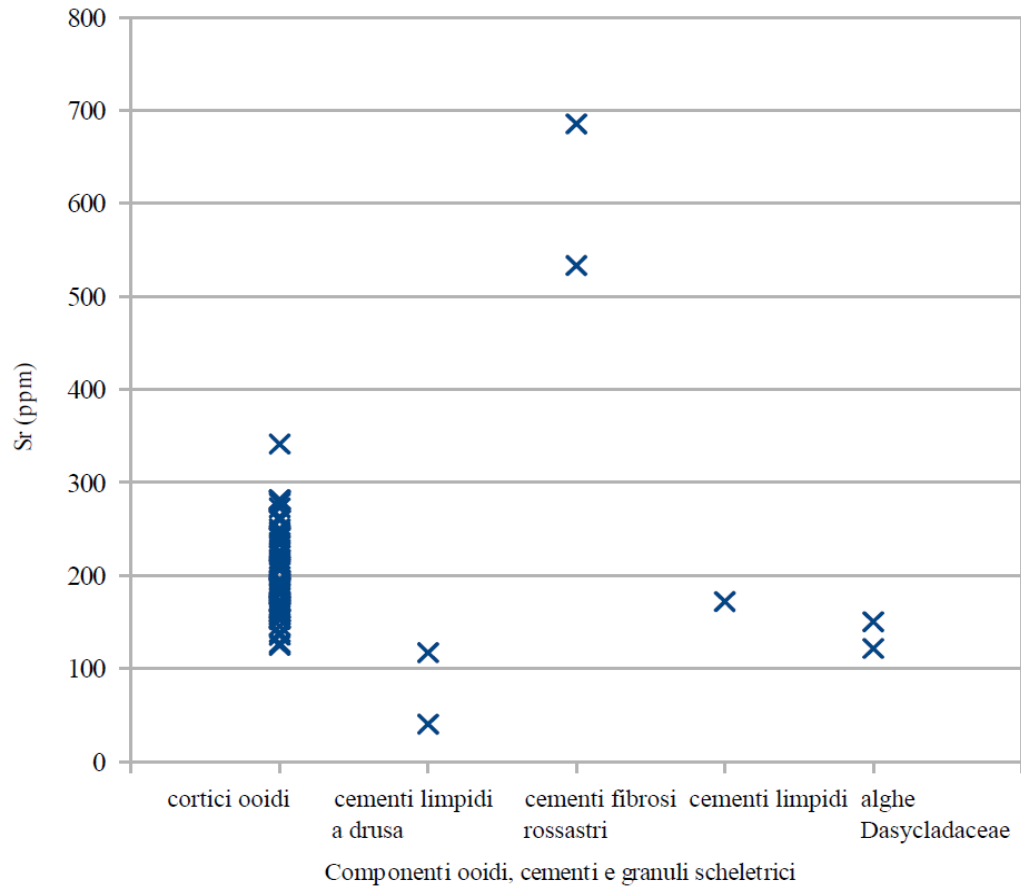


Grafico 6: contenuto di Sr (ppm) rispetto alle diverse componenti considerate.

L'unica osservazione di rilievo è che i cementi fibrosi rossastri della Formazione di Monte Zugna (Sinemuriano) della sezione di Santa Massenza hanno contenuti di Sr mediamente più alti (ca. 600 ppm). Il contenuto di Sr di un'alga dasycladacea sostituita, che era certamente aragonitica in origine, è comunque molto basso (ca. 135 ppm) e simile a quello dei granuli rivestiti.

Titanio (Ti), silicio (Si) ed alluminio (Al) sono tutti indicatori di possibile inquinamento del campione da input terrigeno / silicoclastico (e.g., Sánchez-Beristain et al., 2011). Il titanio nei campioni analizzati mostra sempre contenuti molto bassi (< 100 ppm), seppure correlati con i contenuti di Si e Al. E' stato omissso dai grafici per ragioni grafiche.

Il grafico 7 mostra queste distribuzioni in relazione ai tipi di granuli rivestiti.

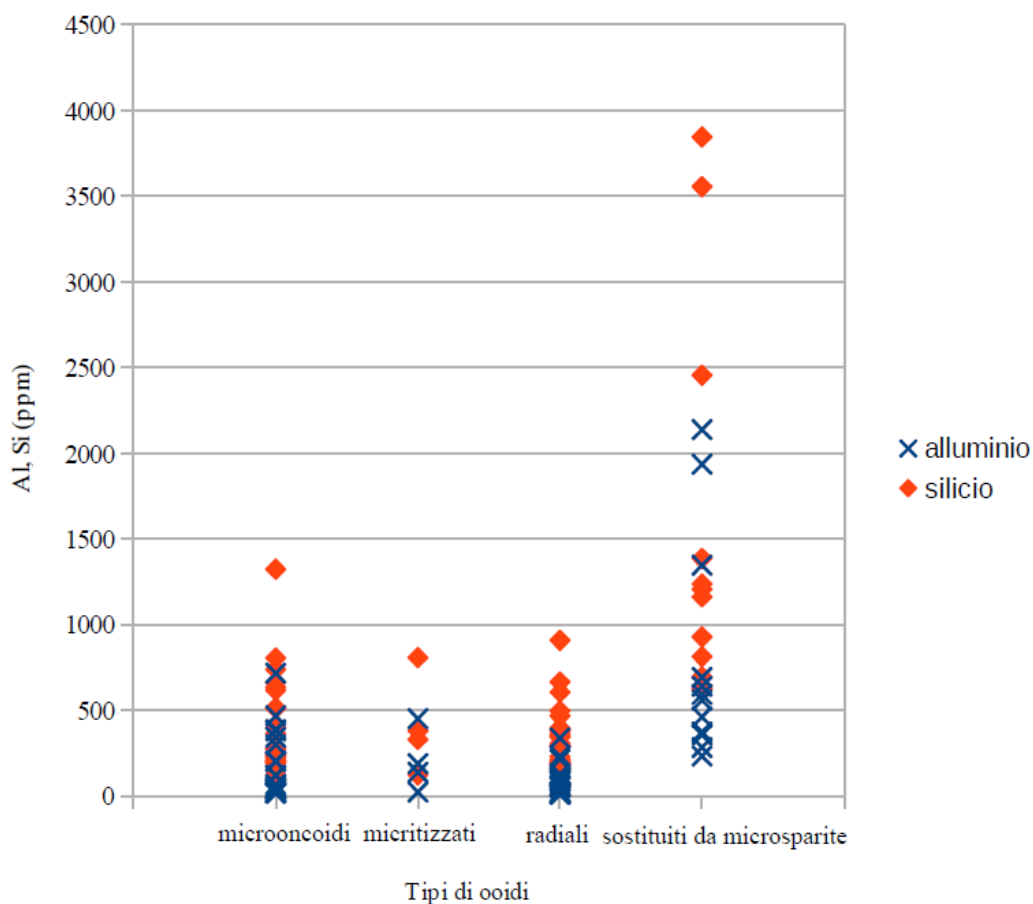


Grafico 7: contenuto di Al e Si rispetto ai tipi di granuli rivestiti.

Il titanio si attesta ben al di sotto dei 100 ppm, con un solo oide sostituito da microsparite contenente 85 ppm di Ti.

Il silicio non supera i 1000 ppm, ad eccezione di un microoncoide e pochi ooidi sostituiti da microsparite.

I valori registrati per gli ooidi sostituiti da microsparite non risultano mai inferiori a 626 ppm, a differenza delle altre tipologie di granuli rivestiti.

L'alluminio si presenta con valori inferiori ai 500 ppm per gli ooidi radiali, entro i 1000 ppm per i microoncooidi e gli ooidi micritizzati e minori di 2200 ppm per gli ooidi sostituiti da microsparite.

Il grafico 8 riporta l'andamento di Al e Si (ppm) relativo alle formazioni.

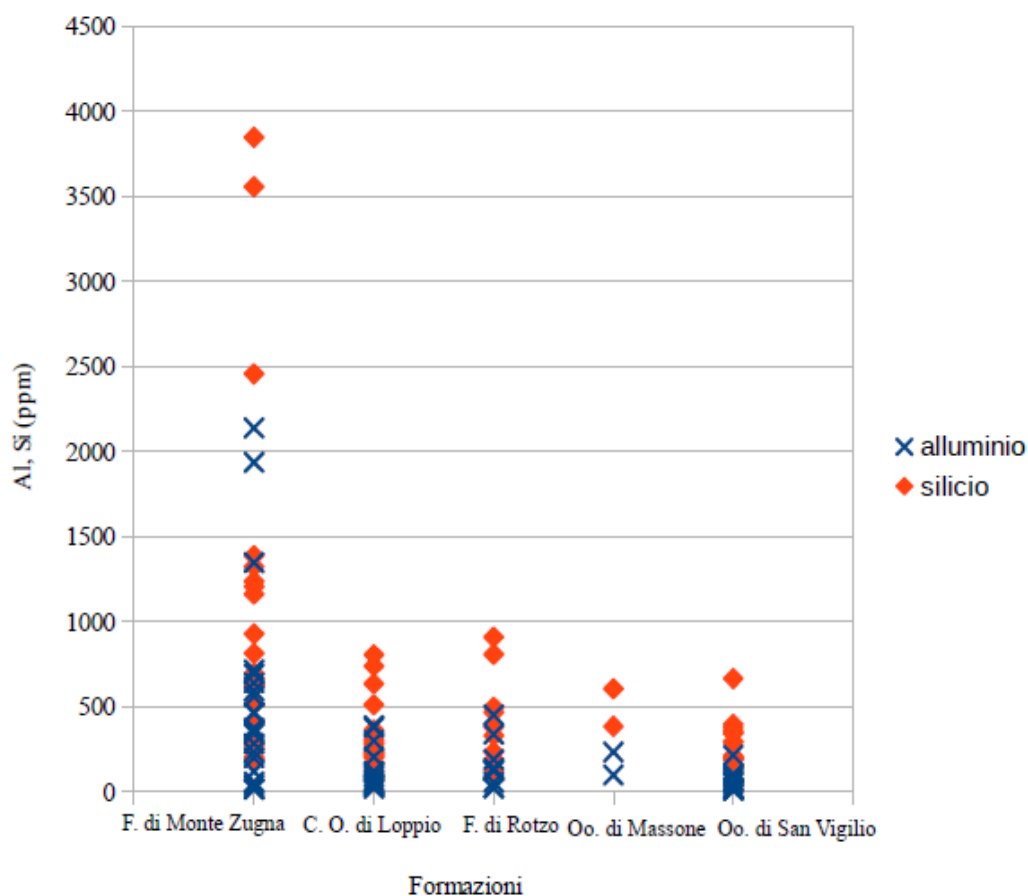


Grafico 8: contenuto di Al e Si (ppm) nei granuli rivestiti delle formazioni giurassiche considerate in questo lavoro.

Anche in questo caso il titanio risulta inferiore ai 100 ppm; il silicio assume valori inferiori ai 1000 ppm per tutte le formazioni ad eccezione della Formazione di Monte Zugna.

L'alluminio supera i 500 ppm solo per la Formazione di Monte Zugna.

Il grafico 9 illustra la distribuzione di Al e Si (ppm) relativamente a cortici dei granuli rivestiti, tipologie di cementi e granuli scheletrici (alghe Dasycladaceae) considerati.

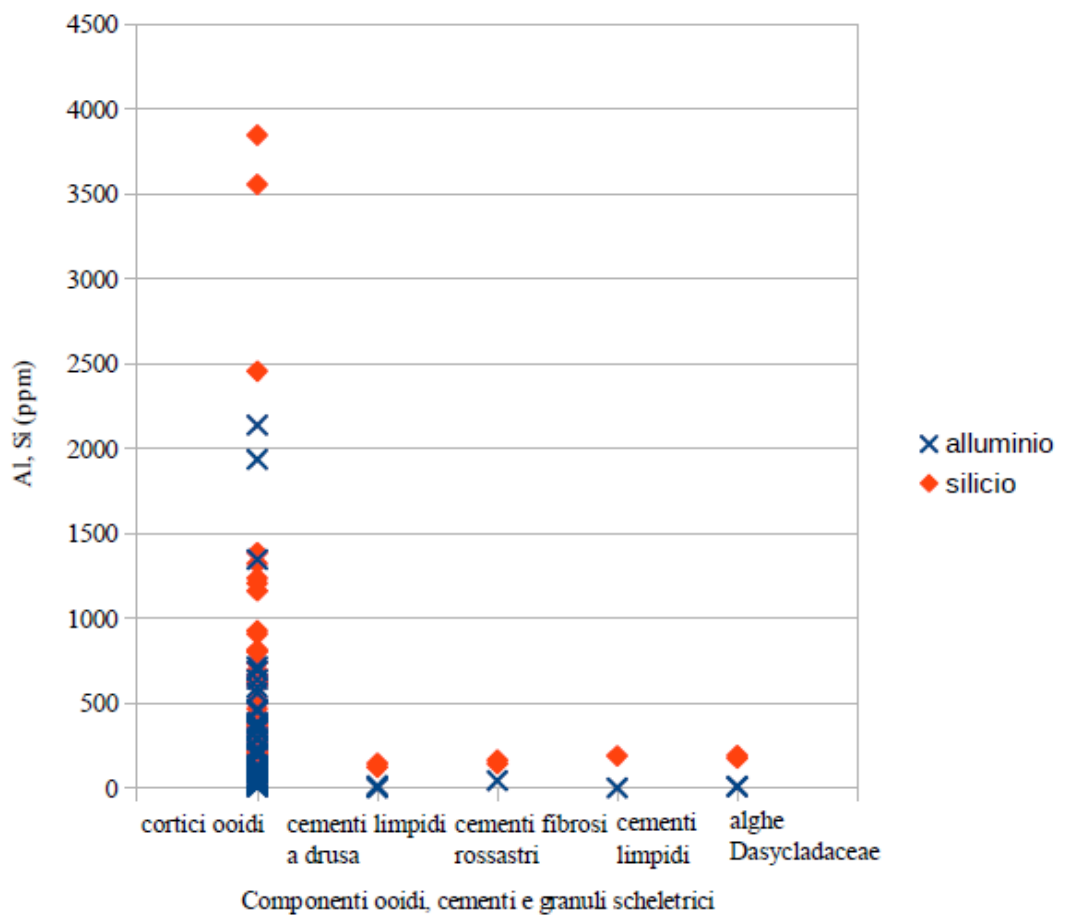


Grafico 9: contenuto di Al e Si (ppm) rispetto alle diverse componenti considerate.

Il titanio si attesta su valori che non superano gli 85 ppm per i granuli rivestiti e risulta pari a 0 per tutti i cementi e i resti di alghe *Dasycladaceae*.

Nei cortici il silicio assume valori sino a ca. 3800 ppm ; le varie tipologie di cemento e le alghe *Dasycladaceae* non superano i 200 ppm.

L'alluminio supera i 2000 ppm nei cortici, mentre in cementi ed alghe *Dasycladaceae* varia da 0 a ca. 40 ppm.

Lo zinco (Zn) è stato selezionato in qualità di elemento “biologico” (Sánchez-Beristain et al., 2011), inteso dunque come micronutriente ed indicatore di possibile attività biologica.

Il grafico 10 riporta la distribuzione di Zn (ppm) per le varie tipologie di granuli rivestiti.

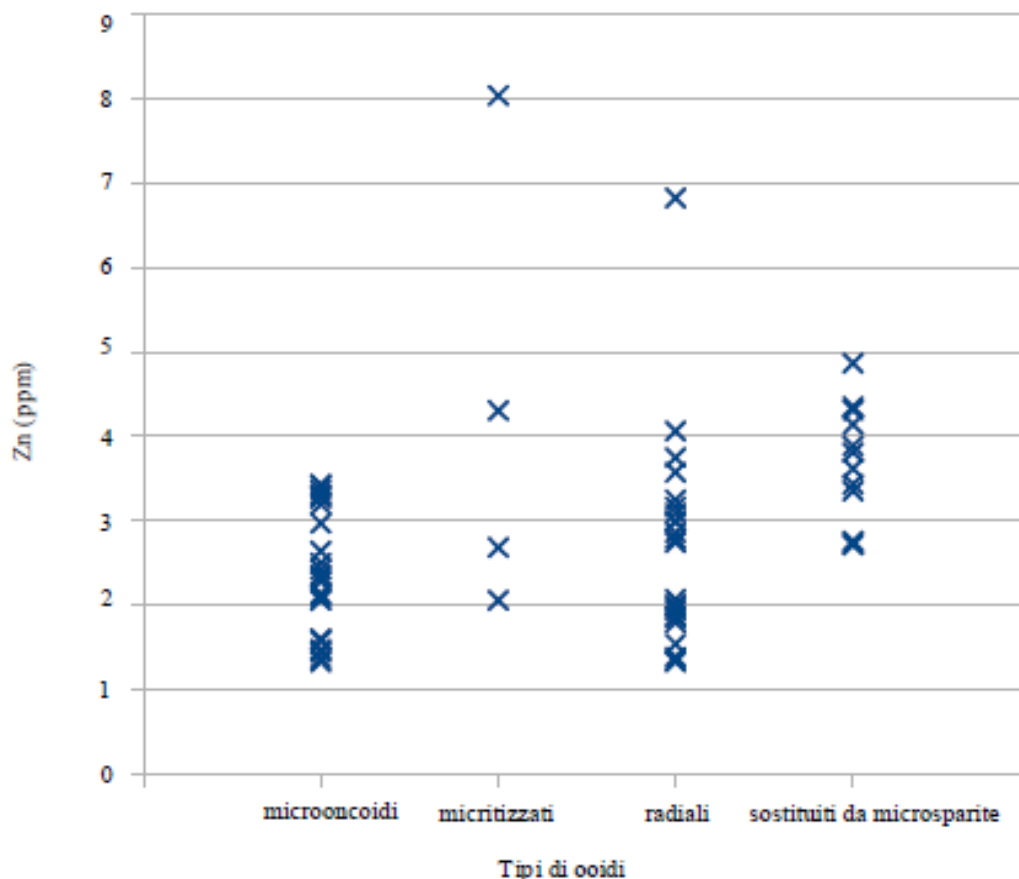


Grafico 10: contenuto di Zn (ppm) rispetto ai tipi di granuli rivestiti.

La maggior parte dei granuli rivestiti raggiunge valori tra 1 e 5 ppm, fatta eccezione per un oide micritizzato (ca. 8 ppm) ed un oide radiale (ca. 7 ppm), entrambi appartenenti al campione ISA 1.

Gli oidi sostituiti da microspareite non presentano valori inferiori a 2.7 ppm.

Nel grafico 11 queste osservazioni vengono riferite alle formazioni.

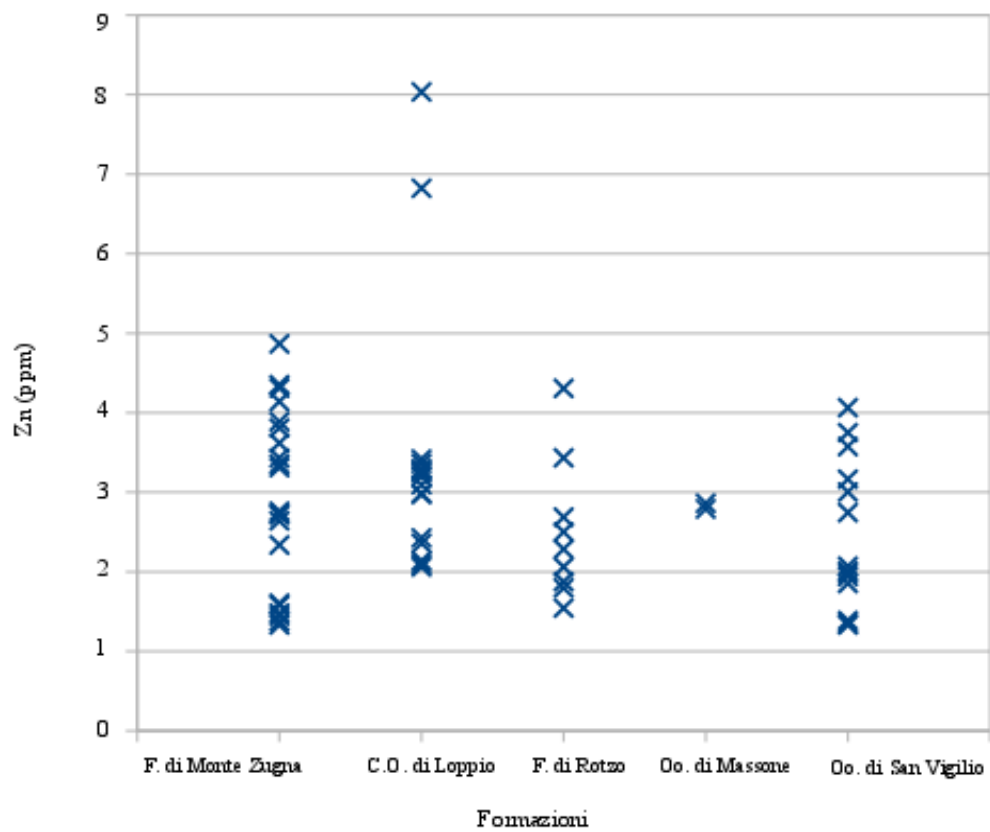


Grafico 11: contenuto di Zn (ppm) nei granuli rivestiti delle formazioni giurassiche considerate per questo lavoro.

Non si osservano variazioni sistematiche tranne per il Calcere Oolitico di Loppio del Sinemuriano superiore (due ooidi del campione ISA 1 già citati nella spiegazione del grafico 10, provenienti dalla sezione di Segà d'Ala).

Il grafico 12 mostra il contenuto di Zn (ppm) in funzione delle diverse componenti considerate.

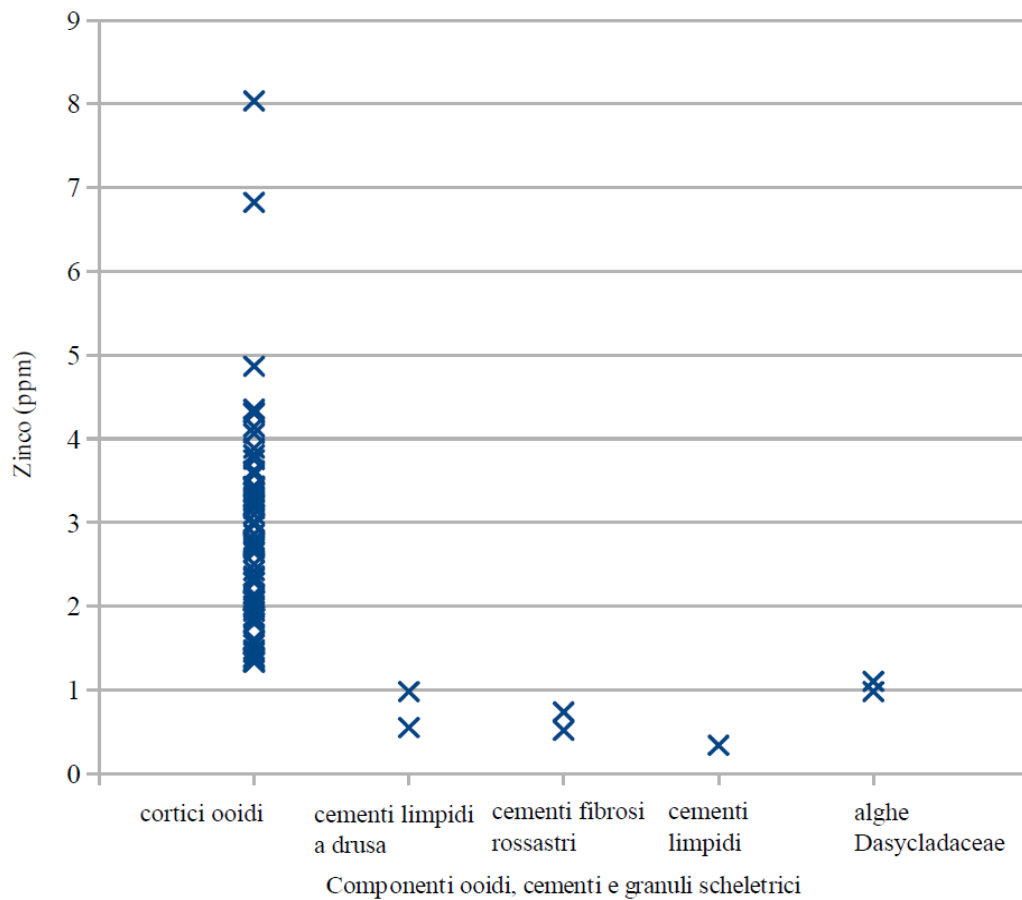


Grafico 12: contenuto di Zn (ppm) rispetto alle diverse componenti considerate.

I cortici dei granuli rivestiti presentano un contenuto di Zn significativamente più alto delle altre componenti analizzate.

Si è successivamente deciso di confrontare altri elementi quali uranio (U), bario (Ba) e cadmio (Cd), che sono spesso associati a materia organica ed alla disponibilità di nutrienti in acqua marina, avendo comportamento simile al fosforo (P).

Quest'ultimo non è stato incluso poiché le concentrazioni rilevate con questo strumento non sono risultate affidabili, in quanto presentano un forte *background*.

Il grafico 13 illustra le distribuzioni di U, Ba e Cd per le varie tipologie di granuli rivestiti.

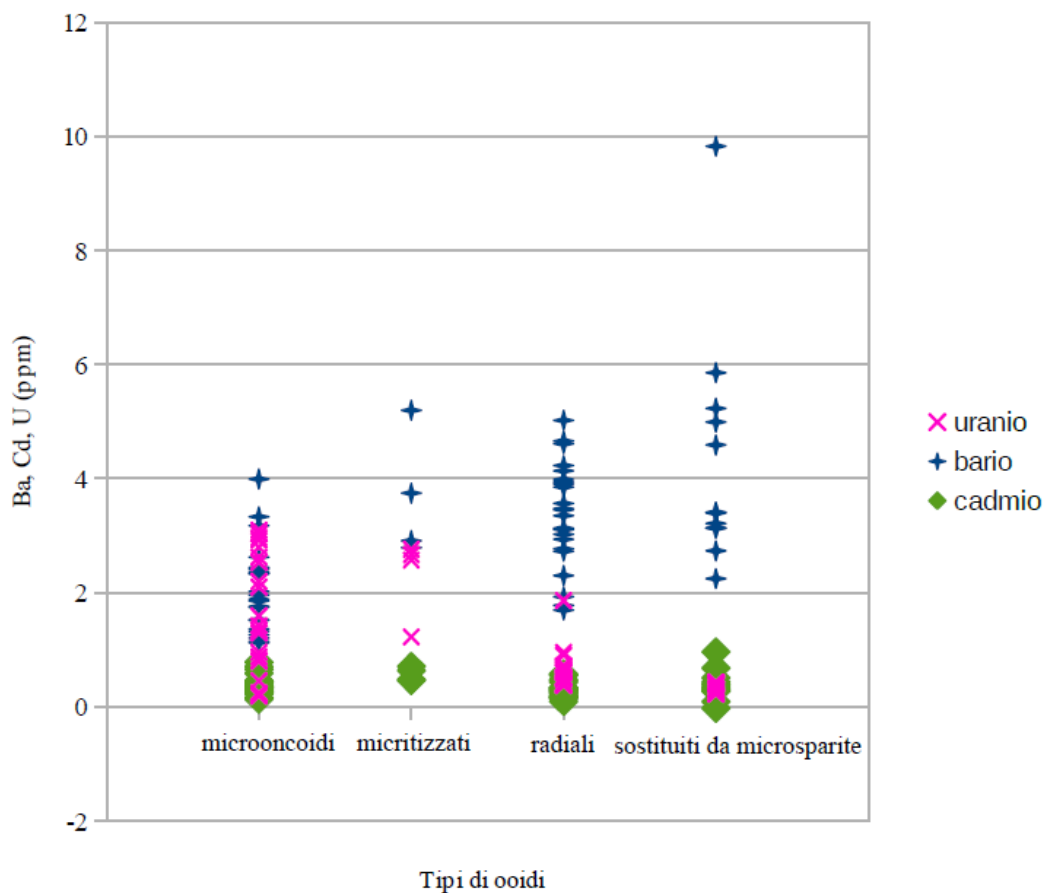


Grafico 13: contenuto di Ba, Cd e U (ppm) rispetto ai tipi di granuli rivestiti.

L'uranio presenta valori inferiori ai 2 ppm per gli oidi radiali e gli oidi sostituiti da microsparite; i microoncoidi e gli oidi micritizzati hanno quantitativi massimi di poco superiori a 3 ppm.

Per gli altri elementi non si evidenziano differenze significative tra i diversi tipi di granuli rivestiti.

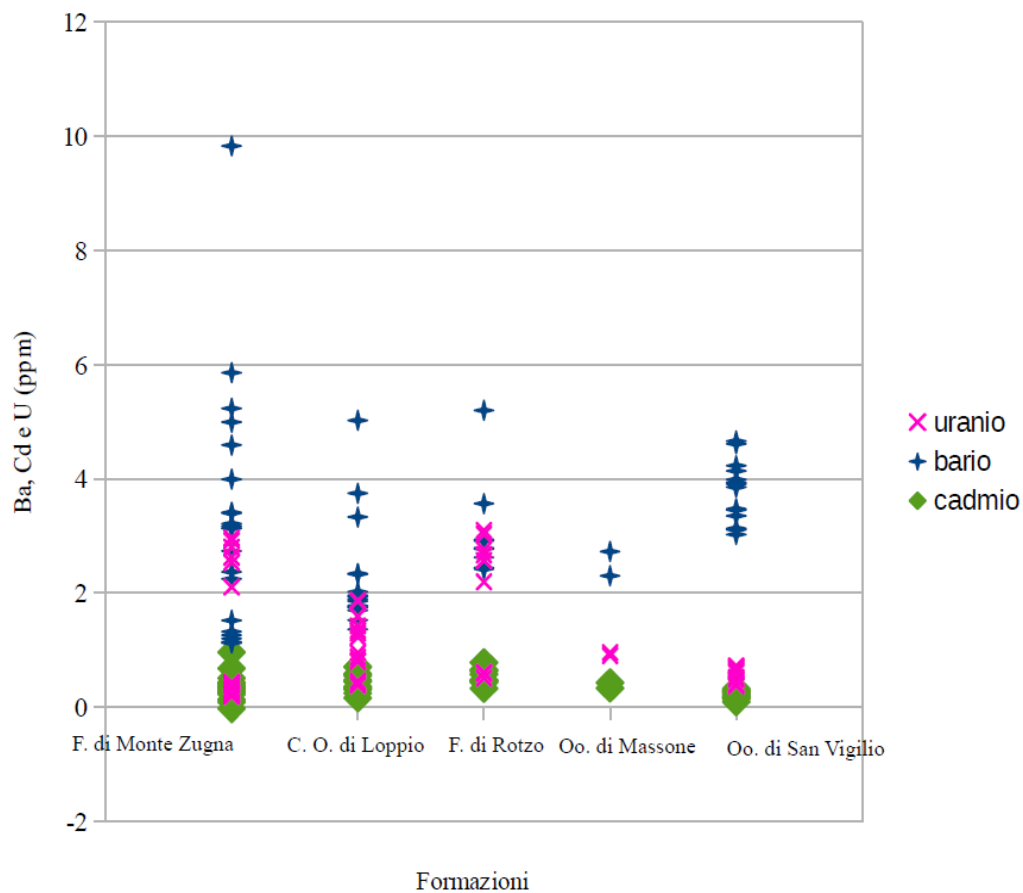


Grafico 14: contenuto di Ba, Cd e U (ppm) nei granuli rivestiti delle formazioni giurassiche considerate in questo lavoro.

Nel grafico 14 solo i valori assunti dall'uranio risultano discriminanti, e sono minori (< 1 ppm) per il Calcare Oolitico di Massone e l'Oolite di San Vigilio.

Il grafico 15 illustra la distribuzione di Ba, Cd e U (ppm) in funzione delle diverse componenti considerate.

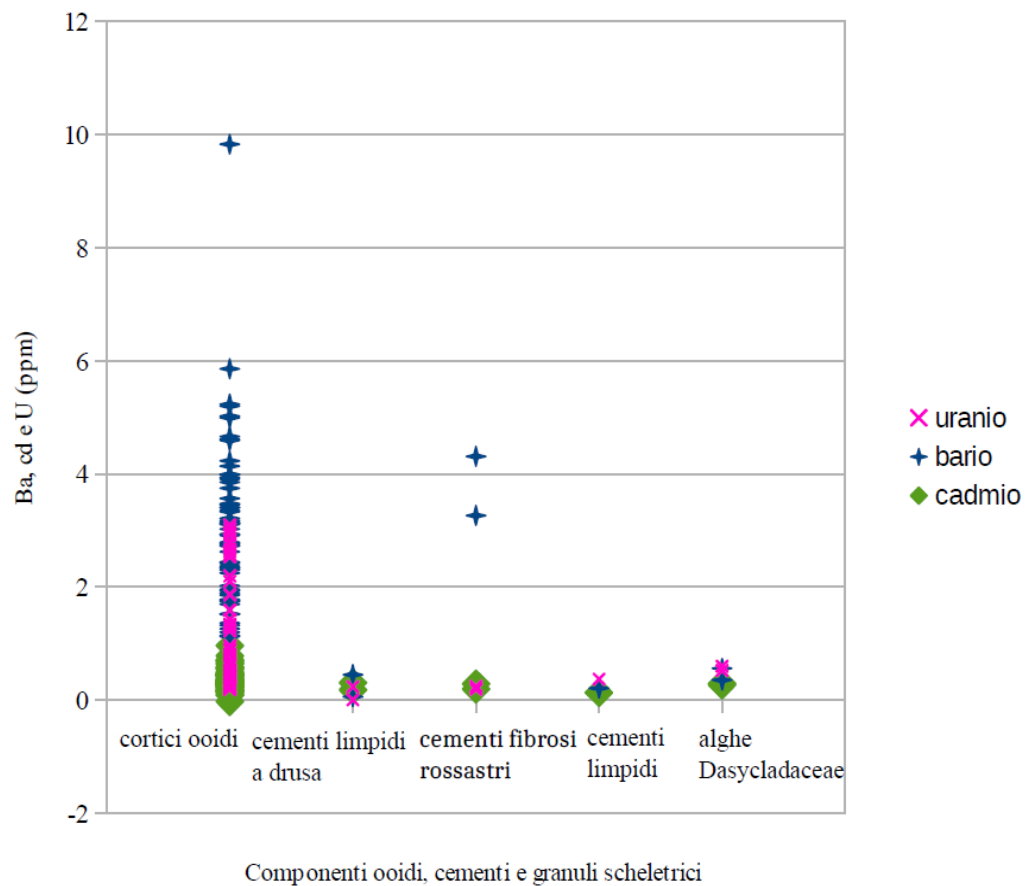


Grafico 15: contenuto di Ba, Cd e U (ppm) rispetto alle diverse componenti considerate.

Per tutti questi tre elementi, si osservano contenuti maggiori nei cortici dei granuli rivestiti che in ogni altra componente analizzata.

Infine si sono presi in considerazione gli elementi Fe e Mn ed il loro rapporto.

Nel grafico 16 viene illustrata la distribuzione di Fe e Mn nei diversi tipi di granuli rivestiti.

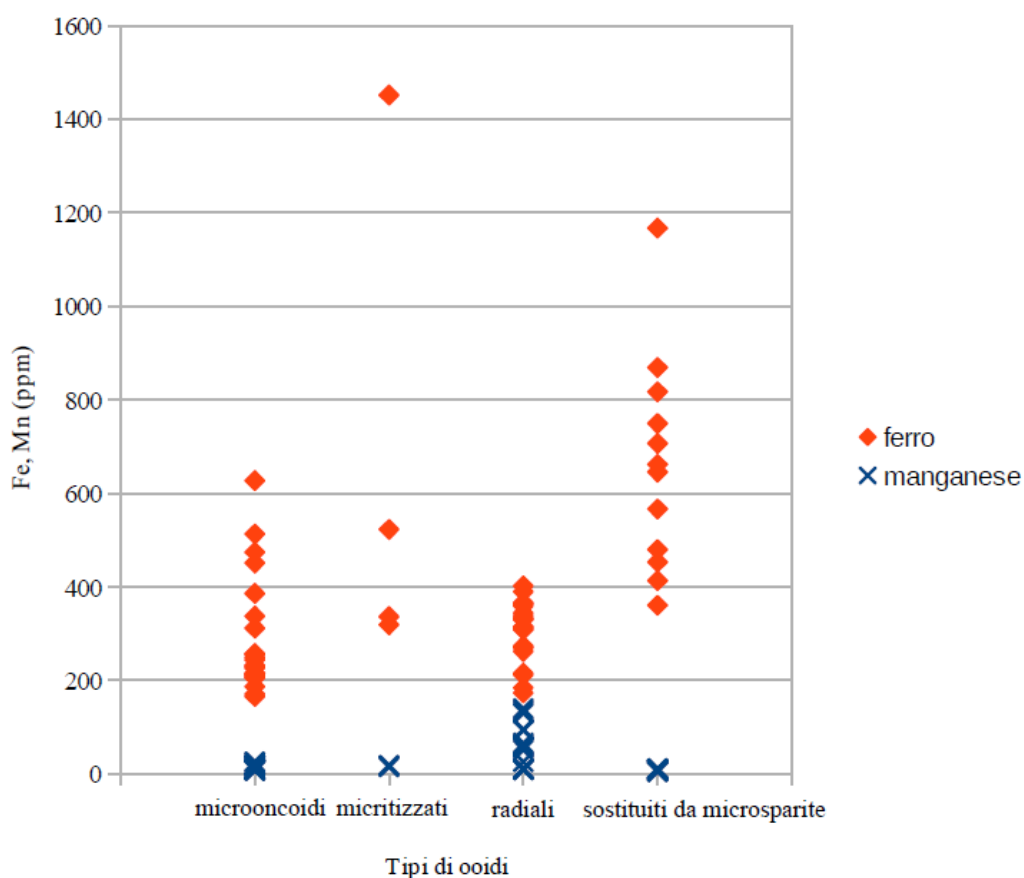


Grafico 16: contenuto di Fe e Mn (ppm) rispetto ai tipi di granuli rivestiti.

Il manganese si mantiene inferiore a 30 ppm per tutte le tipologie di granuli rivestiti, ad esclusione degli ooidi radiali che raggiungono i 140 ppm circa.

Il ferro si attesta tra 170 e 1000 ppm nella maggior parte dei casi, con gli ooidi sostituiti da microsparite che sono sempre superiori a 360 ppm.

Si registrano solo due contenuti di Fe superiori a 1000 ppm: un ooido micritizzato (ca. 1400 ppm) ed un ooido sostituito da microsparite (ca. 1200 ppm).

Il grafico 17 mostra le distribuzioni di Fe e Mn in relazione alle formazioni.

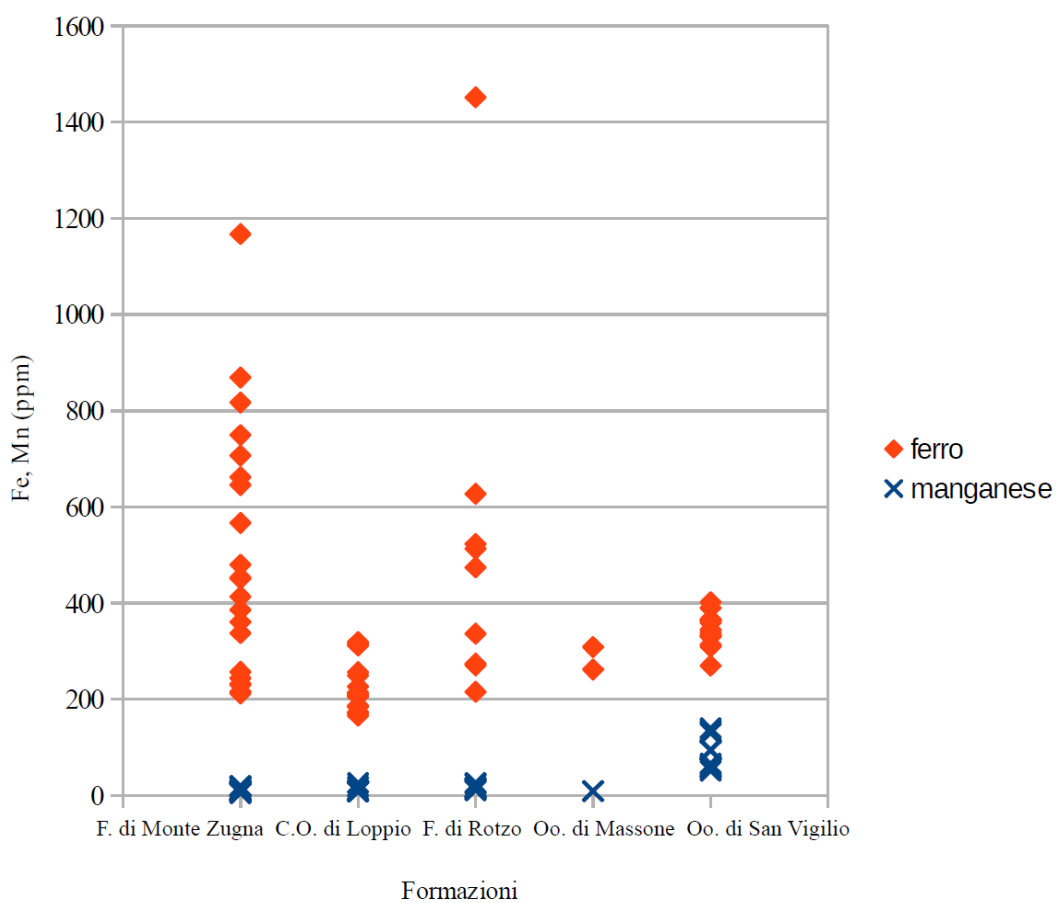


Grafico 17: contenuto di Fe e Mn (ppm) nei granuli rivestiti delle formazioni giurassiche considerate in questo lavoro.

In tutte le formazioni il manganese risulta minore di 30 ppm, ad eccezione dell'Oolite di San Vigilio (intervallo ca. 50-140 ppm).

I contenuti di ferro risultano piuttosto variabili, variano entro 200-1000 ppm circa, valori tipici per carbonati marini.

Il grafico 18 evidenzia le distribuzioni di Mn e Fe (ppm) nelle diverse componenti considerate.

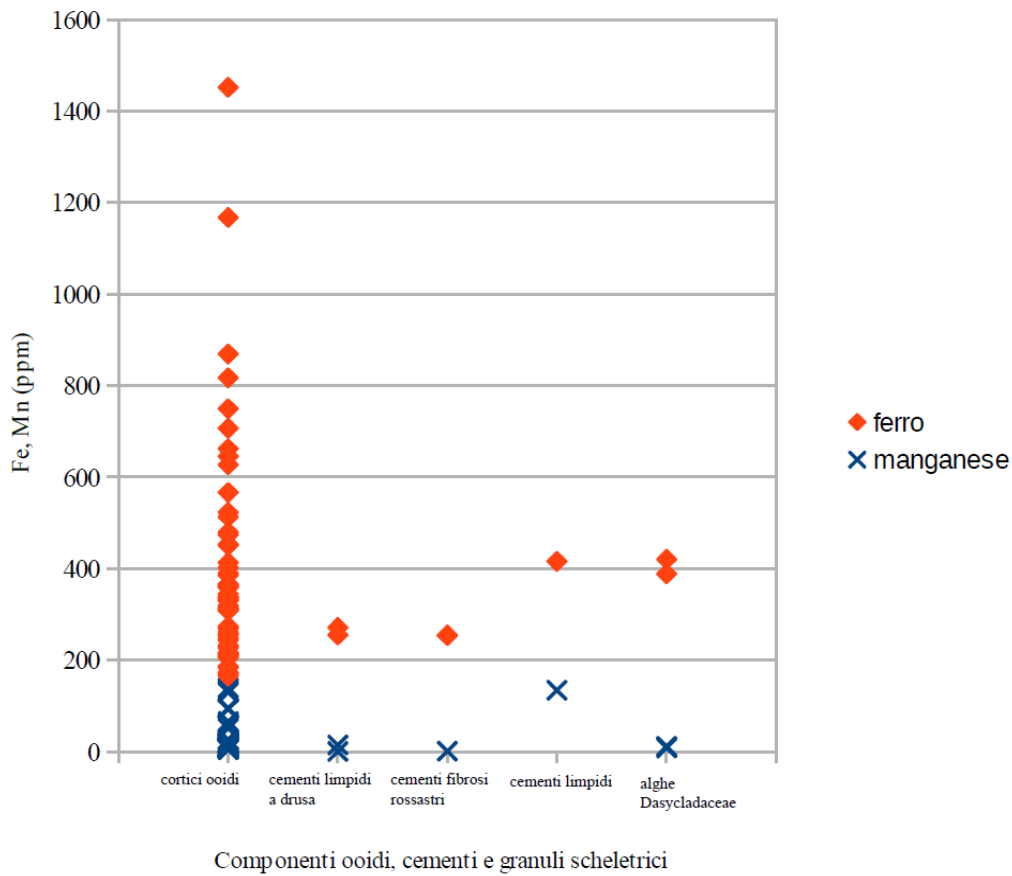


Grafico 18: distribuzione di Fe e Mn (ppm) rispetto alle diverse componenti considerate.

Il manganese si distribuisce nei cortici con valori inferiori ai 200 ppm. Nei cementi e nelle alghe *Dasycladaceae* i valori assunti non superano i 15 ppm, tranne nel caso del cemento limpido (ca. 130 ppm).

Per quanto riguarda il ferro, i cortici dei granuli rivestiti coprono un intervallo tra ca. 170 ppm e 1400 ppm circa, quantitativi spesso maggiori che nelle altre componenti, che hanno contenuto di ferro compreso tra 250 e 420 ppm circa.

Il grafico 19 confronta il rapporto Mn / Fe per i diversi tipi di granuli rivestiti.

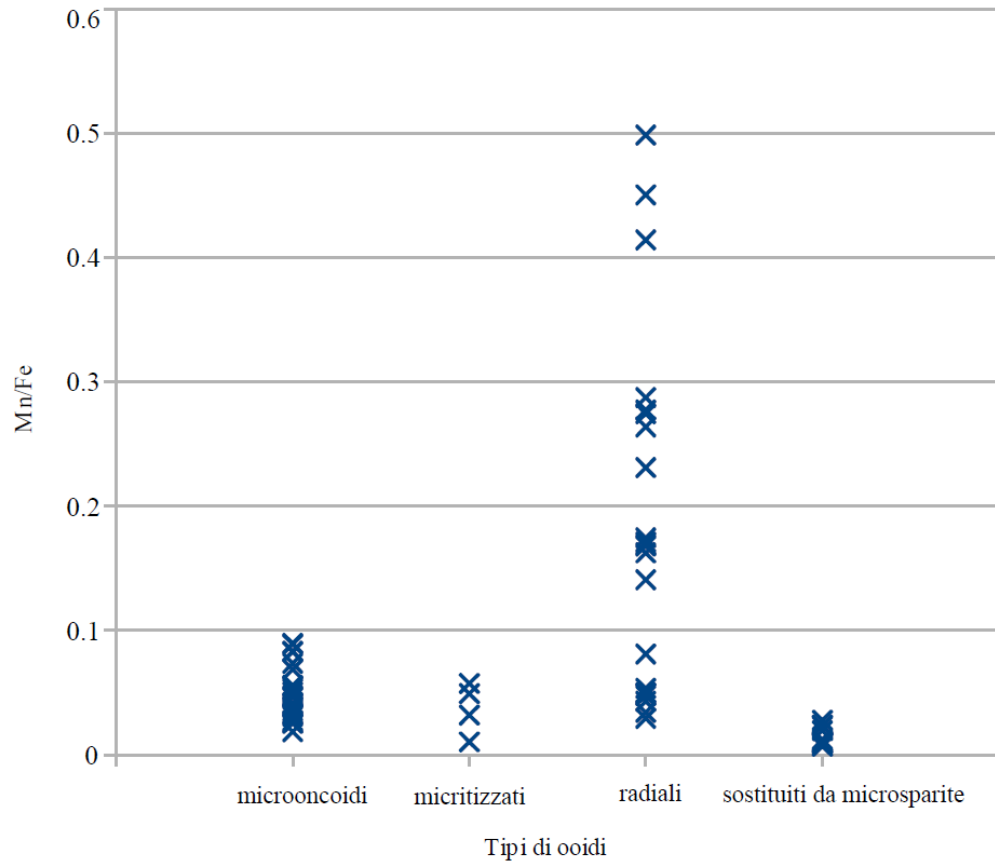


Grafico 19: rapporto Mn/Fe rispetto ai tipi di granuli rivestiti.

Questo rapporto risulta inferiore a 0.1 per tutte le categorie, ad eccezione degli ooidi radiali (valore massimo 0.5 circa).

Il grafico 20 riassume la distribuzione del rapporto Mn/Fe per le diverse formazioni.

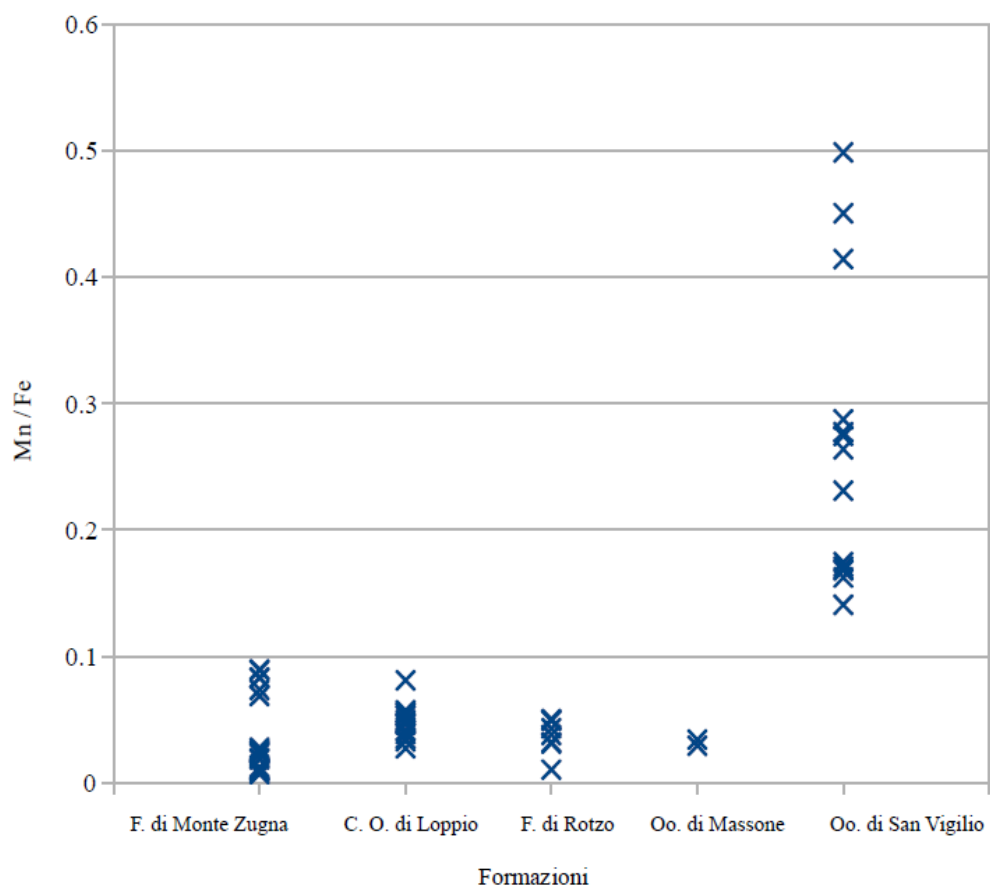


Grafico 20: rapporto Mn / Fe nei granuli rivestiti delle formazioni giurassiche considerate in questo lavoro.

Solo negli ooidi radiali dell'Oolite di San Vigilio il rapporto supera 0.1.

Il grafico 21 mostra il valore di Mn/Fe in riferimento a cortici dei granuli rivestiti, tipologie di cementi e granuli scheletrici (alghie *Dasycladaceae*) considerati.

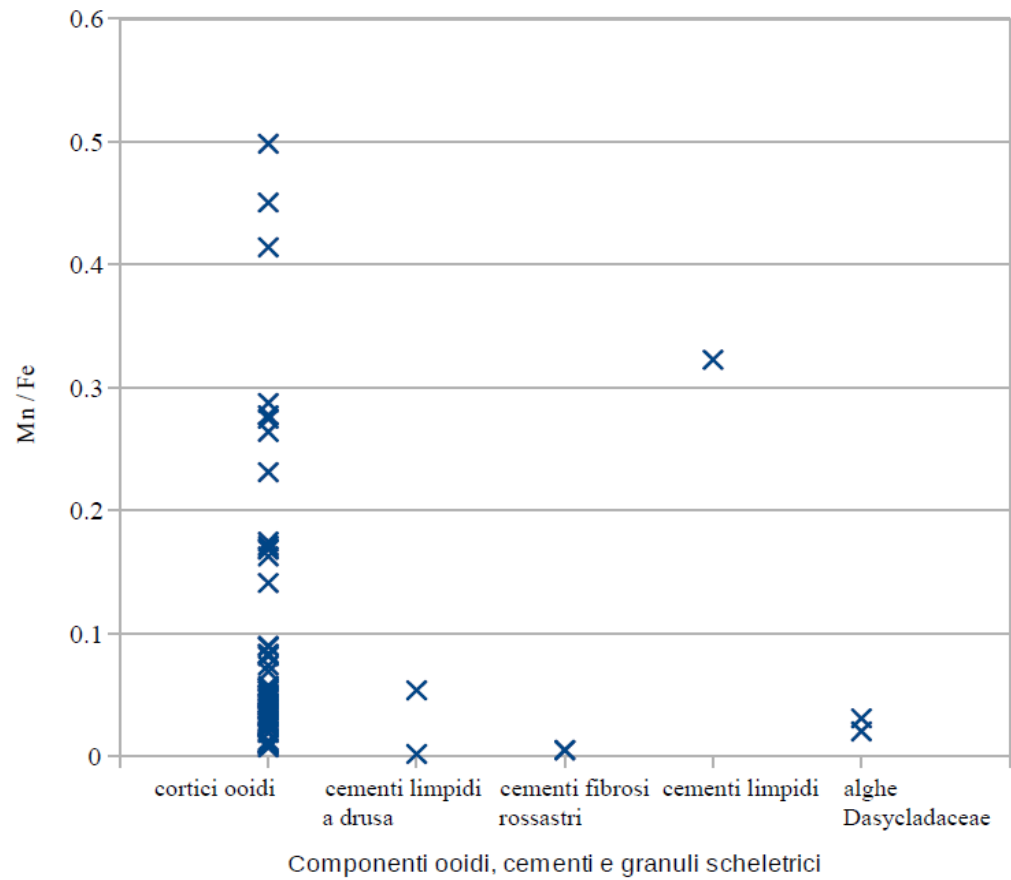


Grafico 21: rapporto Mn/Fe in merito alle diverse componenti considerate.

La sola analisi di cemento limpido, proveniente dall'Oolite di San Vigilio (Toarciano Superiore) della sezione di Madonna della Corona, raggiunge un valore del rapporto Mn/Fe (ca. 0.3) simile a quelli degli ooidi radiali dell'Oolite di San Vigilio.

5.2. Campione carnico DID 102

Viene ora proposto un breve riepilogo dei risultati ottenuti per il campione carnico DID 102. Questo campione presenta preservazione eccezionale ed è stato analizzato per confronto con i campioni diagenizzati giurassici (Tabella 12). Gli ooidi radiali di questo campione sono petrograficamente molto simili agli ooidi radiali del Gruppo dei Calcari Grigi.

| | Cortici di Oncoidi | Cortici di ooidi radiali | Nucleo di un oncoide |
|---------------------------|--------------------|--------------------------|----------------------|
| MgCO ₃ (% mol) | 8.8-11 | 9.3-10.9 | 0.06-0.09 |
| Sr (ppm) | 1200-1600 | 1100-1300 | 1400-1600 |
| Al (ppm) | 4500-5600 | 2900-8400 | 3-14 |
| Si (ppm) | 12000-14000 | 7000-22000 | 160-190 |
| Ti (ppm) | 360-550 | 160-600 | 0 |
| Zn (ppm) | 5.2-6.3 | 3.6-8.6 | 0.026-0.22 |
| Ba (ppm) | 9.6-21 | 6.9-33 | 2.7-2.9 |
| Cd (ppm) | 0.12-0.45 | 0.075-0.32 | 0.07-0.13 |
| U (ppm) | 0.69-0.76 | 0.41-0.78 | 0.07-0.26 |
| Fe (ppm) | 10000-36000 | 6100-16000 | 340-1500 |
| Mn (ppm) | 680-1500 | 490-1700 | 3-6 |
| Mn/Fe | 0.04-0.12 | 0.059-0.19 | 0.0043-0.01 |

Tabella 12: risultati delle analisi LA-ICP-MS sul campione DID 102. Sono riportati i valori minimo e massimo relativi a ciascun parametro misurato.

Come si può evincere dalla tabella 12, i cortici degli ooidi radiali e degli oncoidi sono costituiti da calcite alta in magnesio (contenuto in $\text{MgCO}_3 > 4 \%$ mol); i valori di stronzio sono superiori a 1000 ppm, mantenendosi comunque ben al di sotto di 8000 ppm (un tipico contenuto per l'aragonite).

L'analisi al nucleo di un oncoide ha verificato che i quantitativi di MgCO_3 e stronzio sono particolarmente bassi, compatibili con quelli riscontrati per alcune specie di gasteropodi (Dauphin and Denis, 2000).

6. DISCUSSIONE DEI RISULTATI OTTENUTI

6.1. Mineralogia iniziale dei granuli rivestiti

Uno degli scopi di questo lavoro è identificare la mineralogia iniziale degli granuli rivestiti. Questo è in realtà un obiettivo ambizioso, perché la mineralogia iniziale dei granuli carbonatici è sistematicamente modificata nei normali processi di diagenesi, cosicché, eccetto in casi di preservazione eccezionale, i granuli carbonatici in un calcare sono sempre composti di calcite bassa in magnesio. Inoltre, lo stronzio – che è incorporato nelle aragoniti marine in quantità molto maggiori che nelle calciti – è fugace durante la diagenesi e spesso ridotto a 1/10 – 1/100 del contenuto originale nei calcari. Nonostante questo, a volte i carbonati fossili preservano una traccia del loro contenuto originale di Mg e Sr, che si è tentato qui di indagare.

I risultati ottenuti per il campione carnico DID 102 concordano con quanto appena affermato. Infatti, il contenuto in $MgCO_3$ degli ooidi di questo campione, particolarmente ben preservato, è tra 8.8 e 11 % mol, implicando quindi una originaria composizione di calcite alta in magnesio.

La percentuale molare di $MgCO_3$ è invece risultata inferiore a 4 per tutti gli ooidi e microoncoidi dei campioni giurassici analizzati. Lo stesso si può dire per i cementi e le alghe *Dasycladaceae*.

Questo è stato interpretato nel senso che il segnale geochimico originale sia stato perso a seguito della diagenesi anche negli ooidi e nei microoncoidi.

Nei campioni giurassici lo stronzio non è stato rilevato in quantità tali da poter provare un'eventuale composizione primaria aragonitica; infatti non supera mai i 700 ppm, nemmeno nel caso delle alghe *Dasycladaceae* che presentano contenuti di Sr alquanto modesti, addirittura inferiori a quelli di alcuni cementi.

Essendo queste ultime caratterizzate da composizione aragonitica primaria, ci si attenderebbe un contenuto di Sr nel campione inalterato tra 1000 e 10000 ppm. Un tenore così basso di Sr è da interpretare nel senso che la composizione chimica originale è stata completamente obliterata dalla diagenesi.

Diversamente si può dire del campione DID 102, in cui lo stronzio supera in tutti i casi i 1000 ppm; tutti i valori si mantengono comunque al di sotto di 8000 ppm, che rappresenta un contenuto tipico di stronzio nell'aragonite.

Si può dunque affermare che la determinazione del contenuto in $MgCO_3$ e Sr tramite l'analisi geochimica *in situ* non ha fornito indicazioni inequivocabili sulla mineralogia iniziale degli ooidi e dei microoncoidi.

E' possibile però ipotizzare una composizione mineralogica iniziale dei principali tipi di granuli rivestiti su sole basi petrografiche, secondo i criteri originali di Sandberg (1983).

Microoncoidi del Gruppo dei Calcari Grigi: al SEM i cristalli di cui è composta la micrite dei cortici hanno forma romboedrica o lamellare dimensioni pari a pochi micron (5 μm al massimo). Tale ultrastruttura da indicazioni di una generica composizione calcitica.

Ooidi radiali del gruppo dei Calcari Grigi: al SEM i cortici sono formati da monocristalli allungati disposti radialmente, caratterizzati da uno spessore inferiore a 1 μm . Questa morfologia risulta paragonabile a quella degli ooidi radiali campionati in DID 102, i cui cortici sono composti da fibre monocristalline con spessore di 1 μm , orientate radialmente.

Vista la compatibilità delle due ultrastrutture, si può supporre che anche gli ooidi radiali presenti nei Calcari Grigi abbiano avuto un'originaria composizione di calcite alta in magnesio, sebbene non sia stato possibile una verifica su base geochimica come per il campione DID 102.

Ooidi radiali dell'Oolite di San Vigilio: al SEM i cortici appaiono costituiti da microcristalli idiomorfi romboedrici sintassiali, allineati in fibre che si dispongono radialmente.

L'unicità di questa ultrastruttura rispetto a quelle degli altri ooidi radiali considerati non permette di azzardare ipotesi circa la mineralogia originaria, data l'impossibilità di confronto con ultrastrutture simili la cui mineralogia iniziale è stata verificata in termini geochimici.

Ooidi sostituiti da microsparite: per questi ooidi si può ipotizzare una composizione primaria aragonitica, poiché l'osservazione petrografica in luce trasmessa ha evidenziato la sostituzione dei cristalli originali componenti il cortice con un mosaico di piccoli cristalli (dimensioni pari a 20 μm circa) di calcite microcristallina o microsparite. Tale situazione corrisponde ad uno dei criteri presenti in Sandberg (1983) per l'identificazione di una composizione aragonitica primaria.

Da queste considerazioni sono stati esclusi gli ooidi micritizzati, per i quali nella maggior parte dei casi non è possibile stabilire la tipologia dell'ooide originale e dunque un'ipotesi motivata sulla loro mineralogia iniziale.

6.2. Ulteriori criteri di caratterizzazione dei granuli rivestiti su base geochimica

Dalla valutazione dei risultati prodotti per gli altri elementi e parametri chimici si possono desumere le seguenti indicazioni.

I quantitativi di Si e Al rilevati per un microoncoide ed alcuni ooidi sostituiti da microsparite appartenenti alla Formazione di Monte Zugna sono elevati (Si pari a ca. 1300 ppm e Al pari a ca. 710 ppm per il microoncoide; Si tra 1200 e 3900 ppm circa ed Al tra 560 e 2100 ppm circa per gli ooidi sostituiti da microsparite).

In entrambi i casi è ipotizzabile l'inglobamento di materiale terrigeno / silicoclastico nei cortici dei granuli rivestiti durante il processo di accrescimento. Per controprova, nei cementi analizzati i contenuti di Si e Al sono molto bassi (120-190 ppm circa per Si, 0-40 ppm per Al). Questo può essere spiegato dal fatto che i cementi sono precipitati in fase diagenetica, successiva alla formazione dei granuli rivestiti, e quindi per genesi non tendono a inglobare elementi estranei. Anche nelle alghe *Dasycladaceae* il contenuto di Si e Al è molto ridotto.

Il contenuto in Zn è significativo per i cortici di tutte le tipologie di granuli rivestiti in tutte le formazioni, con un arricchimento relativo per gli ooidi sostituiti da microsparite e gli ooidi del campione ISA1 (località di Segà d'Ala, Calcare Oolitico di Loppio). Lo Zn è un micronutriente, componente di specifici enzimi vitali per alcuni processi metabolici batterici (ad esempio l'anidrasi carbonica coinvolto nei processi fotosintetici). (Smith et al., 1999; Riding, 2006).

In quest'ottica questo metallo di transizione viene interpretato come indicatore di attività batterica in quei carbonati dove si rinviene in quantitativi maggiori (Kamber and Webb, 2007). Ciò suggerisce che film microbiali fossero coinvolti nella formazione dei granuli rivestiti. Un ruolo di comunità microbiali nella nucleazione del carbonato che compone i cortici di alcuni tipi di granuli rivestiti non è da escludersi (Li et al., 2017). Risulta significativa la concentrazione del ferro nei cortici degli ooidi e dei microoncooidi, con valori nettamente superiori rispetto alle altre componenti analizzate in LA. Il Fe è un elemento di transizione e ha pertanto un comportamento chimico simile allo Zn.

Anche l'uranio è considerato un elemento affine ad alcuni gruppi di batteri, e in generale della materia organica. L'associazione con la materia organica si deve al fatto che l'uranio necessita di un ambiente riducente per precipitare sotto forma di composto insolubile nei sedimenti ed essere quindi rimosso dall'ambiente circostante; si ha perciò un passaggio da U(VI) mobile in condizioni ossidanti ad U(IV) immobile in condizioni riducenti. (Klinkhammer & Palmer, 1991; Newsome et al., 2014).

Anche l'interazione con alcuni batteri ha un ruolo nel determinare la mobilità dell'uranio, attraverso processi metabolici diretti (ad esempio la respirazione) o indiretti che variano le condizioni redox ed il pH (Newsome et al., 2014).

Nel caso della respirazione in ambiente privo di ossigeno, molti *strain* batterici sono in grado di utilizzare l'uranio nei processi metabolici, riducendolo a U(IV) e sottraendolo così dalle acque o comunque dall'ambiente circostante. (Newsome et al., 2014). Si può pertanto affermare che la presenza di uranio nei sedimenti è legata alla presenza di materia organica o di batteri capaci di interagire con l'uranio. Nei risultati di questo lavoro, l'uranio mostra un arricchimento relativo nei microoncoidi della Formazione di Monte Zugna, nei microoncoidi ed ooidi micritizzati della Formazione di Rotzo ed in alcuni ooidi del calcare Oolitico di Loppio. In generale, l'uranio si concentra maggiormente nei granuli rivestiti rispetto alle altre componenti analizzate, motivando ulteriormente la presenza di materia organica e/o batteri nel carbonato che li compone.

L'intensa luminescenza degli ooidi dell'Oolite di San Vigilio riscontrata in catodoluminescenza può essere attribuita ad un maggior contenuto in manganese rispetto ai granuli rivestiti delle altre formazioni (Machel, 2000). L'entità del rapporto Mn/Fe rilevato nei cortici degli ooidi radiali e nei cementi appartenenti all'Oolite di San Vigilio potrebbe marcare una differenza nella composizione chimica delle acque marine antecedenti e successive al "Oceanic Anoxic Event" (OAE) del Toarciano.

Un commento a parte merita il campione ISA 1 (località di Segà d'Ala, Calcarea Oolitica di Loppio, Sinemuriano Superiore). In questo campione, l'intensità della luminescenza degli ooidi è intermedia tra quella riscontrata nel Gruppo dei Calcari Grigi e nell'Oolite di San Vigilio e può essere motivata da processi successivi alla loro formazione, probabilmente legata a alla diagenesi in questa particolare località.

I cementi del campione ISA 1 risultano essere luminescenti. (Cap. 4, Tav. 14, Fig. 5).

Le microporosità degli ooidi potrebbero essere state in parte occupate in fase diagenetica dai cementi stessi, spiegando così la loro apparente luminescenza.

Si tratterebbe quindi di una luminescenza non primaria, a differenza di quella manifestata dagli ooidi dell'Oolite di San Vigilio. Questi ultimi infatti presentano luminescenza intensa solo nelle porzioni integre dei cortici, per cui si può dedurre che la luminescenza sia intrinseca agli ooidi stessi e preceda successivi eventi di compattazione e fratturazione.

6.3. Caratterizzazione e distribuzione dei granuli rivestiti

L'analisi morfologica effettuata al SEM ha evidenziato importanti variazioni nell'ultrastruttura degli ooidi radiali. Sebbene la disposizione complessiva sia sempre radiale, si è notata una sostanziale differenza nella forma e nelle dimensioni dei cristalli costituenti i cortici dei campioni appartenenti all'Oolite di San Vigilio rispetto agli altri presi in considerazione. In particolare, i cortici degli ooidi radiali dell'Oolite di San Vigilio sono costituiti da microcristalli idiomorfi romboedrici, allineati in fibre che si dispongono radialmente.

I cortici degli ooidi della successione del Gruppo dei Calcari Grigi esaminati sono invece formati da monocristalli allungati disposti radialmente, caratterizzati da uno spessore inferiore a 1 μm . Tale conformazione risulta molto simile a quella riscontrata per i cortici degli ooidi radiali del campione DID 102.

Si può quindi ipotizzare una continuità microstrutturale tra gli ooidi radiali presenti nel Gruppo dei Calcari Grigi e nel campione carnico DID102.

Un commento a parte merita il campione ISA1, che pur appartenendo al Gruppo dei Calcari Grigi (Calcere Oolitico di Loppio) sembra non rientrare in questa distinzione.

In questo caso infatti i cortici degli ooidi radiali si compongono di piccoli cristalli di forma tondeggiante, con lato lungo da inferiore a 1 μm a 3 μm (Cap. 4, Tav. 20, Fig. 3).

La differenza nella microstruttura degli ooidi radiali nel Gruppo di San Vigilio influenza la loro microporosità, che denota come nell'Oolite di San Vigilio gli ooidi presentino porosità ben maggiori rispetto ai microoncooidi del Gruppo dei Calcari Grigi. Questa osservazione si basa su due soli campioni scelti come rappresentativi, e richiede pertanto conferma in futuro tramite ulteriori analisi.

La microporosità fornisce un ulteriore criterio di discriminazione degli ooidi e dei microoncooidi, in aggiunta alla classificazione morfologica e petrografica introdotta in precedenza.

Nella figura 52 viene riassunta la collocazione degli ooidi e dei microoncooidi lungo tutta la successione giurassica, dedotta dall'analisi petrografica in luce trasmessa. Tale distribuzione si riferisce solo a microoncooidi, ooidi radiali ed ooidi sostituiti da microsparite, poiché risultano le categorie più significative per la rappresentazione di un eventuale trend di distribuzione.

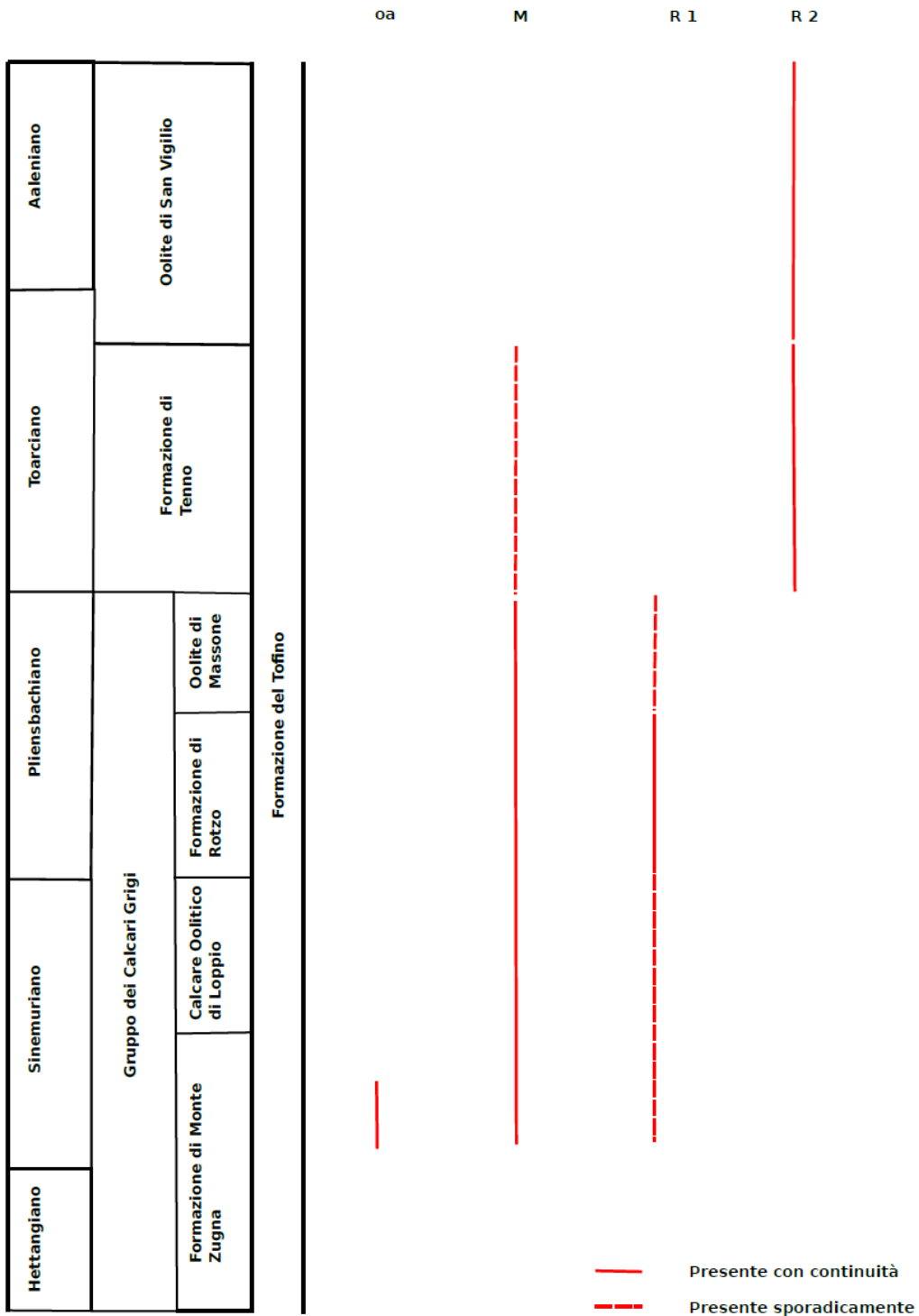


Figura 52: collocazione dei granuli rivestiti lungo la successione giurassica studiata.

oa = ooidi sostituiti da microsparite; M = microoncooidi; R 1 = ooidi radiali presenti nel Gruppo dei Calcari Grigi e nell'intervallo campionato della Formazione del Tofino (compreso tra Sinemuriano e Pliensbachiano); R 2= ooidi radiali presenti nell'Oolite di San Vigilio e nella Formazione di Tenno.

Dallo schema di figura 48 è possibile dedurre una prevalenza dei microoncooidi rispetto agli ooidi radiali in buona parte del Gruppo dei Calcari Grigi.

Fa eccezione la Formazione di Rotzo, in cui entrambe le tipologie sono presenti con continuità. Anche la Formazione del Tofino segue lo stesso andamento, sebbene limitatamente all'intervallo campionato tra Sinemuriano e Pliensbachiano.

Nella Formazione di Tenno e nell'Oolite di San Vigilio sono invece gli ooidi radiali a prevalere nettamente sui microoncooidi.

La presenza degli ooidi sostituiti da microsparite è invece limitata alla porzione inferiore della successione giurassica, corrispondente alla Formazione di Monte Zugna ed all'intervallo stratigrafico equivalente della Formazione del Tofino.

La distribuzione dei granuli rivestiti appena illustrata, unitamente ai dati petrografici raccolti (al SEM ed in microscopia in luce trasmessa) permettono di stilare una suddivisione approssimativa anche su base mineralogica.

Si può dunque affermare che la prima parte della successione (in corrispondenza del tetto del Gruppo dei Calcari Grigi) è caratterizzata da granuli rivestiti presumibilmente composti di calcite alta in magnesio all'origine (ooidi radiali e forse microoncooidi) e aragonitici (ooidi sostituiti da microsparite). Al di sopra del tetto dei Calcari Grigi si potrebbe supporre una mineralogia diversa per gli ooidi radiali del Gruppo di San Vigilio, non identificabile al momento con i dati in nostro possesso.

6.4. Ipotesi sulla collocazione stratigrafica del limite mare calcite-mare aragonite nella successione studiata

All'inizio di questo lavoro ci si era prefissi di fornire un'indicazione circa la posizione del limite "mare aragonite" Mississippiano-Giurassico e "mare calcite" Giurassico-Cenozoico sulla base della petrografia e geochimica degli ooidi e dei microoncoidi nella successione giurassica oggetto di studio. Si intendeva determinare la mineralogia iniziale dei granuli rivestiti, e identificare se e quando granuli aragonitici e/o di Mg-calcite venissero sostituiti da granuli composti da calcite bassa in magnesio. Sebbene l'analisi del contenuto in $MgCO_3$ e Sr non sia stata risolutiva, la caratterizzazione petrografica dei granuli rivestiti al SEM ha messo in evidenza differenze sostanziali tra gli ooidi radiali dell'Oolite di San Vigilio e quelli delle altre formazioni. La stessa distinzione può essere fatta anche sulla base della diversa catodoluminescenza, contenuto in Mn e rapporto Mn/Fe.

Si è dunque distinta una distribuzione di ooidi radiali indicativamente costituiti da Mg-calcite che si estende lungo tutto il Gruppo dei Calcari Grigi, associati a microoncoidi di mineralogia generalmente calcitica e da ooidi sostituiti da microsparite originariamente aragonitici (limitatamente alla sola Formazione di Monte Zugna). Oltre il tetto del Gruppo dei Calcari Grigi si collocano ooidi radiali nell'Oolite di San Vigilio di mineralogia incerta.

Se tale mineralogia si rivelasse calcite bassa in magnesio, si potrebbe collocare lo shift "mare aragonite" - "mare calcite" al limite Pliensbachiano-Toarciano. Questa collocazione è ipotetica, e basata sulla nostra interpretazione della mineralogia iniziale dei tipi di granuli rivestiti osservati. In particolare, questa collocazione dipende dalla nostra interpretazione dei due tipi di ooidi radiale riscontrati e che necessita di ulteriori analisi per essere confermata.

7. CONCLUSIONI

Questo lavoro ha permesso di formulare alcune considerazioni finali sui granuli rivestiti giurassici della Piattaforma di Trento, che vengono di seguito riassunte:

-Nella successione giurassica inferiore della Piattaforma di Trento si identificano granuli rivestiti subsferici di cinque tipi: microoncoidi, cioè granuli micritici con lamine irregolari di probabile origine microbiale; ooidi micritizzati; ooidi radiali con monocristalli allungati; ooidi radiali con fibre costituite da microcristalli romboedrici sintassiali; ooidi sostituiti da microsparite.

-La mineralogia iniziale dei granuli rivestiti della successione giurassica studiata non può essere stabilita su base geochemica, a causa delle modificazioni intercorse durante la diagenesi. Nei campioni giurassici analizzati si riscontra una perdita generale del segnale geochemico in conseguenza della dei processi diagenetici, che non coinvolge soltanto gli ooidi ed i microoncoidi, ma anche cementi e granuli scheletrici.

-E' stato documentato l'inglobamento di materiale terrigeno / silicoclastico soprattutto da parte di ooidi sostituiti da microsparite della Formazione di Monte Zugna.

-Un generale arricchimento di ferro e zinco nei cortici degli granuli rivestiti, rispetto alle altre componenti analizzate, viene interpretato come prova del coinvolgimento di film microbiali nella formazione degli granuli rivestiti. Una maggiore concentrazione di uranio nei cortici dei granuli rivestiti, rispetto alle altre componenti investigate, supporta ulteriormente la presenza di materia organica e/o batteri nel carbonato che li costituisce.

-Gli ooidi radiali dell'Oolite di San Vigilio mostrano un arricchimento in manganese superiore a quello degli altri ooidi e microoncoidi esaminati.

Questo suggerisce che la luminescenza degli ooidi radiali dell'Oolite di San Vigilio, massima nelle porzioni indeformate e inalterate degli ooidi, è da considerarsi primaria. L'entità del rapporto Mn/Fe negli ooidi radiali e nei cementi dell'Oolite di San Vigilio suggerisce un possibile cambiamento nella composizione chimica delle acque marine in seguito al "Oceanic Anoxic Event" (OAE), verificatosi nel Toarciano.

-Le differenze petrografiche tra i diversi tipi di granuli rivestiti identificati comprendono anche la microporosità. Negli ooidi radiali dell'Oolite di San Vigilio si riscontra una porosità più elevata di quella dei microoncooidi del Gruppo dei Calcari Grigi.

-L'indagine petrografica ha invece permesso di ipotizzare la mineralogia iniziale per ciascuna tipologia di granuli rivestiti giurassici classificata, ad eccezione degli ooidi micritizzati. La distribuzione lungo la successione giurassica delle tipologie di granuli rivestiti non è casuale. Si identificano perciò ooidi radiali interpretati come originariamente costituiti da calcite alta in magnesio lungo il Gruppo dei Calcari Grigi, associati a ooidi sostituiti da microsparite in origine aragonitici, limitati alla sola Formazione di Monte Zugna. Oltre il tetto del Gruppo dei Calcari Grigi si collocano ooidi radiali di mineralogia incerta, appartenenti all'Oolite di San Vigilio.

-Se la mineralogia degli ooidi radiali dell'Oolite di San Vigilio fosse identificata come calcite bassa in magnesio, si potrebbe ipoteticamente posizionare lo *shift* tra "mare aragonite" Mississippiano-Giurassico e "mare calcite" Giurassico-Cenozoico al limite Pliensbachiano-Toarciano.

Un'eventuale continuazione di questo lavoro dovrebbe vertere sulla sicura determinazione della mineralogia iniziale degli ooidi radiali dell'Oolite di San Vigilio, in modo da stabilire se essa sia compatibile con le caratteristiche di un ambiente di formazione di tipo "mare calcite".

Sarebbe inoltre auspicabile proseguire lo studio della microporosità dei granuli rivestiti, estendendolo ad un numero maggiore di campioni.

8. BIBLIOGRAFIA

Avanzini, M., Bargossi, G. M., Borsato, A., Selli, L. (2010). Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1: 50.000, foglio 060 "Trento". Servizio Geologico d'Italia, APAT, 98-102.

Avanzini, M. & Masetti, D., (2005) Oolite di San Vigilio. *In* Cita, M. B., Abbate, E., Aldighieri, B., Balini, M., Conti, M.A., Falorni, P., Germani, D., Groppelli, G., Manetti, P., Petti, F. M. (eds.) Carta Geologica d'Italia 1:50000, Catalogo delle Formazioni – Unità tradizionali, Servizio Geologico d'Italia, APAT, Quaderni serie III, vol. 7, fasc. VI, 89-97.

Avanzini, M., Masetti D., Romano R., Podda F., Ponton, M. (2005) Calcari Grigi. *In* Cita Sironi, M. B., Abbate, E., Balini, M., Conti, M. A., Falorni, P., Germani, D., Groppelli, G., Manetti, P., Petti, F. M. (eds.) Carta Geologica d'Italia 1:50000, Catalogo delle Formazioni – Unità tradizionali, Servizio Geologico d'Italia, APAT, Quaderni serie III, vol. 7, fasc. VII, 125-135.

Avanzini, M., Piubelli, D., Mietto, P., Roghi, G., Romano, R., Masetti, D. (2006) Lower Jurassic (Hettangian-Sinemurian) dinosaur track megasites, Southern Alps, Northern Italy. *In* Harris, J.D., Lucas, S.G., Spielmann, J.A., Lockley, M.G., Milner, A. R. C., Kirkland, J.I. (eds.). The Triassic-Jurassic Terrestrial Transition. New Mexico Museum Natural History and Science Bulletin, 37, p. 207-216.

Barbin, V. (2013) Application of cathodoluminescence microscopy to recent and past biological materials: a decade of progress. *Mineralogy and Petrology*, 107, 353–362.

Barbujani, C., Bosellini, A., Sarti, M. (1986) L'Oolite di San Vigilio nel Monte Baldo (Giurassico, Prealpi Venete). *Ann. Univ. di Ferrara, Sez. IX*, 9, 19-47.

Bathurst, R. G. (1975). *Carbonate sediments and their diagenesis*, Elsevier, 1-657

Beneke, O. (1866) *Trias und Jura in den Sud - Alpen*, München, 1-171.

Berner, R.A., 1994. GEOCARB II: a revised model of atmospheric CO₂ over Phanerozoic time. *Am. J. Sci.*, 294, 56– 91.

Bertotti, G., Picotti, V., Bernoulli, D., Castellarin, A. (1993) From rifting to drifting: tectonic evolution of the South-Alpine upper crust from the Triassic to the Early Cretaceous. *Sedimentary Geology, Basin Analysis and Dynamics of Sedimentary Basin Evolution*, 86, 53–76.

Bill, M., O'Dogherty, L., Guex, J., Baumgartner, P.O., Masson, H. (2001) Radiolarite ages in Alpine-Mediterranean ophiolites: constraints on the oceanic spreading and the Tethys-Atlantic connection. *GSA Bulletin*, 113, 129–143.

Blaas, J. (1907). *Kleine geologie von Tirol*. Verlag der W. Univers., 1-152.

Bosellini, A., & Loriga, C. B. (1971) I Calcari Grigi di Rotzo (Giurassico inferiore, Altopiano d'Asiago) e loro inquadramento nella paleogeografia e nella evoluzione tettonico-sedimentaria delle Prealpi Venete. *Annuario dell' Università di Ferrara*, 9, 1-61.

Brennan, S. T. & Lowenstein, T. K. (2002) The major-ion composition of Silurian seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66, 2683–2700.

Burton, E. A. & Walter, L. M. (1991) The effects of PCO₂ and temperature on magnesium incorporation in calcite in seawater and MgCl₂-CaCl₂ solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55, 777–785.

Callomon, J. H., Cresta S., Pavia, G. (1994) A revision of the classical Aalenian succession in the Middle Jurassic of San Vigilio, Lake Garda, Northern Italy. *Geobios*, 3ème Symposium International de Stratigraphie du Jurassique, 103–110.

Carminati, E., Cavazza, D., Scrocca, D., Fantoni, R., Scotti, P., Doglioni, C. (2010) Thermal and tectonic evolution of the Southern Alps (Northern Italy) rifting: coupled organic matter maturity analysis and thermokinematic modeling. *AAPG Bulletin*, 94, 369–397.

Castellarin, A. (1972). Evoluzione tettonica sinsedimentaria del limite tra "Piattaforma veneta" e "Bacino Lombardo" a nord di Riva del Garda. *Giornale di Geologia*, 38, 11-212.

Castellarin, A., Piccioni, S., Prosser G., Sanguinetti, E., Sartori, R., Selli, L. (1993) Mesozoic continental rifting and Neogene inversion along the South Giudicarie Line (Northwestern Brenta Dolomites). *Memorie della Società Geologica Italiana*, 49, 125-144.

Castellarin, A. & Sartori, R. (1973). I ciclotemi carbonatici infraliassici di S. Massenza (Trento). *Giornale di Geologia*, 39, 221-248.

Claps, M. (1993). Ciclicità ad alta frequenza nella piattaforma carbonatica dei Calcarei Grigi (Prealpi Venete, Giurassico inferiore): evidenze di un controllo eustatico [Ph.D. dissertation]: Ferrara, Università di Ferrara, 1-231.

Clari, P. (1975). Caratteristiche sedimentologiche e paleontologiche di alcune sezioni dei Calcari Grigi del Veneto. *Mem. Sc. Geol.*, 31, 1-63.

Clari, P. A. & Marelli, C. (1983) I Calcari Oolitici di San Vigilio nei Lessini settentrionali (Prov. di Verona). *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, 88, 443-476.

Cobianchi, M. & Picotti, V. (2001) Sedimentary and biological response to sea-level and palaeoceanographic changes of a Lower–Middle Jurassic Tethyan platform margin (Southern Alps, Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 169, 219–244.

Compton, R. R. (1962) *Manual of Field Geology*. Soil Science, 93, 295.

Dauphin, Y. and Denis A. (2000) Structure and composition of the aragonitic crossed lamellar layers in six species of Bivalvia and Gastropoda. *Comparative Biochemistry and Physiology Part A: Molecular & Integrative Physiology*, 126, 367–377.

Davies, P. J., Bubela, B., Ferguson, J. (1978). The formation of ooids. *Sedimentology*, 25, 703-730.

De Gregorio, A. (1882) *Monographie des fossiles de San Vigilio*. *Ann. Geol. Palermo*, 5, 1-34.

Delfrati, L., Falorni, P., Groppelli, G. & Pampaloni, R. (2000) *Carta Geologica d'Italia -1.50.000. Catalogo delle Formazioni. Fascicolo I -Unità validate. Quaderni SGN, serie III, 7, fasc.I: 1-228.*

Dickson, J. A. D. (2002) Fossil echinoderms as monitor of the Mg/Ca ratio of Phanerozoic oceans.” *Science*, 298, 1222–1224.

Dickson, J. A. D. (2004) Echinoderm skeletal preservation: calcite-aragonite seas and the Mg/Ca ratio of Phanerozoic oceans. *Journal of Sedimentary Research*, 74, 355–365.

Duguid, S. M. A., Kurtis Kyser, T., James, N. P., Rankey, E. C. (2010) Microbes and ooids. *Journal of Sedimentary Research*, 80, 236–251.

Fabiani, R. (1925) Carta Geologica del Foglio 36, Schio, della Carta d'Italia al 100.000 dell'Istituto Geografico Militare, Uff. idrogr. del R. Mag. Acque, Venezia.

Fantoni, R. & Scotti, P. (2003). Thermal record of the Mesozoic extensional tectonics in the Southern Alps. *Atti Ticinensi Scienze della Terra*, 9, 96-101.

Fisher, A. G. (1981). Climatic oscillations in the biosphere. *In Biotic crises in ecological and evolutionary time* (ed. Nitecki, M.), 103-131.

Flügel, E. (2004) *Microfacies of carbonate rocks*, Springer, 1- 976.

Folk, R. L. & Lynch, F. L. (2001) Organic matter, putative nannobacteria and the formation of ooids and hardgrounds. *Sedimentology*, 48, 215–229.

Franceschi, M., Dal Corso, J., Posenato, R., Roghi, G., Masetti, D., Jenkyns, H. C. (2014). Early Pliensbachian (Early Jurassic) C-isotope perturbation and the diffusion of the Lithiotis Fauna: Insights from the western Tethys. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 410, 255–263.

Füchtbauer, H. & Hardie, L. A. (1976). Experimentally determined homogeneous distribution coefficients for precipitated magnesian calcites: application to marine carbonate cements. *In Geological Society of America Abstracts with Program* (Vol. 8, p. 877).

Füchtbauer, H. & Hardie, L. A. (1980). Comparison of experimental and natural magnesian calcites. *Int. As. Sed.*, 167-169.

Fucini, A. (1892). Nuovi fossili della Oolite inferiore di Capo San Vigilio. *Bollettino della Società Malacologica Italiana*, 17, 118-138.

Fugagnoli, A. (2004) Trophic regimes of benthic foraminiferal assemblages in Lower Jurassic shallow water carbonates from Northeastern Italy (Calcari Grigi, Trento Platform, Venetian Prealps). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 205, 111–130.

Fugagnoli, A. & Broglio Loriga, C. (1998). Revised biostratigraphy of Lower Jurassic shallow water carbonates from the Venetian Prealps (Calcari Grigi, Trento Platform, Northern Italy). *Studi Trent. Sci. Nat. Acta Geol.*, 73, 35-73.

Gaffey, S. J. (1983) Formation and infilling of pits in marine ooid surfaces. *Journal of Sedimentary Research*, 53.1.

Geyer, O. F. (1993). Die Südalpen zwischen Gardasee und Friul, Trentino, Veronese Vicentino, Bellunese. *Sammlung geol Führer*, 86, 1-576, Berlino (Borntraeger).

Hardie, L. A. (1996) Secular variation in seawater chemistry: An explanation for the coupled secular variation in the mineralogies of marine limestones and potash evaporites over the past 600 M.y.. *Geology*, 24, 279–283.

Horita, J., Zimmermann, H., Holland H., D. (2002) Chemical evolution of seawater during the Phanerozoic: Implications from the record of marine evaporites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66, 3733–3756.

Jochum, K. P., Willbold, M., Raczek, I., Stoll, B., Herwig, K. (2005) Chemical characterisation of the USGS reference glasses GSA-1G, GSC-1G, GSD-1G, GSE-1G, BCR-2G, BHVO-2G and BIR-1G using EPMA, ID-TIMS, ID-ICP-MS and LA-ICP-MS. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 29, 285–302.

Jochum, K. P., Scholz, D., Stoll, B., Weis, U., Wilson, S. A., Yang, Q., ... Andreae, M. O. (2012) Accurate trace element analysis of speleothems and biogenic calcium carbonates by LA-ICP-MS. *Chemical Geology*, 318–319, 31–44.

Jochum, K. P., Weis, U., Stoll, B., Kuzmin, D., Yang, Q., Raczek, I., ... Enzweiler, J. (2011) Determination of reference values for NIST SRM 610-617 glasses following ISO guidelines. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 35(4), 397–429.

Kahle, C. F. (1974) Ooids from Great Salt Lake, Utah, as an analogue for the genesis and diagenesis of ooids in marine limestones. *Journal of Sedimentary Research*, 44, 30-39

Kamber, B. S. & Webb, G. E. (2007) Transition metal abundances in microbial carbonate: A pilot study based on in situ LA-ICP-MS analysis. *Geobiology*, 5, 375–389.

Klinkhammer, G.P. & Palmer, M. R. (1991) Uranium in the oceans: Where it goes and why. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55, 1799–1806.

Li, F., Yan, J., Burne, R. V., Chen, Z.-Q., Algeo, T. J. , Zhang, W., Tian, L., Gan, Y., Liu, K., Xie, S. (2017) Paleo-seawater REE compositions and microbial signatures preserved in laminae of Lower Triassic ooids. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*.

Loreau, J. P (1969) Ultrastructures et diagenèses des Oolithes marines anciennes (Jurassiques). L.R. Acad. Sc. Paris, 269, 819-822.

Loreau, J. P. (1970) Ultrastructure de la phase carbonatée des oolithes marines actuelles. C.R. Acad. Sci. Paris, 271, 816-819.

Loreau, J.-P.. (1972) Relation entre structure, ultrastructure et milieu des oolithes de la Trucial Coast (Golfe Persique). Mécanismes de l'oolithisation." Annales de la Société Géologique de Belgique, 95, 395-398.

Loreau, J. P. (1973). Nouvelles observations sur la genèse et la signification des oolithes. Sci. de la Terre, 18, 213-244.

Lowenstein, T. K., Timofeeff, M. N., Brennan, S. T., Hardie, L. A., Demicco, R. V. (2001) Oscillations in Phanerozoic seawater chemistry: Evidence from fluid inclusions. Science, 294, 1086–1088.

Machel, H. G. (2000) Application of cathodoluminescence to carbonate diagenesis. In Cathodoluminescence in Geosciences, Springer, 271–301.

Mackenzie, F. T., & Pigott., J. D. (1981) Tectonic controls of Phanerozoic sedimentary rock cycling. Journal of the Geological Society, 138, 183–196.

Masetti, D. & Bottoni, A. (1978) L'Encrinite di Fanes e suo inquadramento nella paleogeografia giurassica delle Dolomiti. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, 84, 169-186

Masetti, D., Claps, M., Giacometti, A., Lodi, P., Pignatti, P. (1998). I Calcari Grigi della Piattaforma di Trento (Lias inferiore e medio, Prealpi venete). Atti Ticinensi di Scienze della Terra, 40, 139-183.

Masetti, D., Fantoni, R., Romano, R., Sartorio, D., Trevisani, E. (2012) Tectonostratigraphic evolution of the Jurassic extensional basins of the Eastern Southern Alps and Adriatic Foreland based on an integrated study of surface and subsurface data. *AAPG Bulletin*, 96, 2065–2089.

Mazzullo, S. J. (1980) Calcite pseudospar replacive of marine acicular aragonite, and implications for aragonite cement diagenesis. *Journal of Sedimentary Research*, 50, 409-422.

Medwedeff, D. A. & Wilkinson, B. H. (1983) Cortical fabrics in calcite and aragonite ooids. In *Coated Grains*, Springer, 109-115.

Morse, J.W., Wang, Q., Tsio, M. Y. (1997) Influences of temperature and Mg:Ca ratio on CaCO₃ precipitates from seawater. *Geology*, 25, 85–87.

Newsome, L., Morris, K., Lloyd, J. R. (2014) The biogeochemistry and bioremediation of uranium and other priority radionuclides. *Chemical Geology*, 363, 164–84.

Pettijohn, F. J., Potter, P. E., Siever, R. (1973) *Sand and Sandstone*. New York/Heidelberg/Berlin, 1-618.

Pia, J. (1923). Untersuchungen über die Tektonik der Lessinischen Alpen. *Denkschriften des Naturhistorischen Museums in Wien*, Band 2, Geologisch-Palaeontologische Reihe 2: 1-229.

Preto, N., Breda, A., Dal Corso, J., Franceschi, M., Rocca, F., Spada, C., Roghi, G. (2017). The Loppio Oolitic Limestone (Early Jurassic, Southern Alps): A prograding oolitic body with high original porosity originated by a carbonate platform crisis and recovery. *Marine and Petroleum Geology*, 79, 394-411.

Riding, R. (2006) Cyanobacterial calcification, carbon dioxide concentrating mechanisms, and Proterozoic–Cambrian changes in atmospheric composition. *Geobiology*, 4, 299–316.

Ries, J. B. (2010). Geological and experimental evidence for secular variation in seawater Mg/Ca (calcite-aragonite seas) and its effects on marine biological calcification. *Biogeosciences*, 7, 2795-2849.

Romano, R., Barattolo, F., Masetti, D. (2005). Biostratigraphic evidence of the Middle Liassic hiatus in the Foza section (eastern sector of the Trento Platform, Calcarei Grigi Formation, Venetian Prealps). *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 124, 301-312.

Sánchez-Beristain, F., Schäfer, N., Simon, K., Reitner, J. (2011) New geochemical method to characterise microbialites from the St. Cassian Formation, Dolomites, Northeastern Italy. *In Advances in Stromatolite Geobiology, Lecture Notes in Earth Sciences*. Springer, 435–451.

Sandberg, P. A. (1975) New interpretations of Great Salt Lake ooids and of ancient non-skeletal carbonate mineralogy. *Sedimentology*, 22, 497–537.

Sandberg, P. A. (1983) An oscillating trend in Phanerozoic non-skeletal carbonate mineralogy. *Nature*, 305, 19–22.

Sarti, M., Bosellini, A., Winterer, E. L. (1992) Basin geometry and architecture of a Tethyan passive margin (Southern Alps, Italy): implications for rifting mechanisms. *In* *Geology and geophysics of continental margins*, AAPG, 53, 241-258.

Schmidt, F. & Schweigert, G. (1991). Die San Vigilio Gruppe (Toarcium/Aalenium) in den Monti Lessini (Südalpen, Prov. Verona). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.* 7, 409-426.

Scudeler Baccelle, L. (1976) Ovoidi carbonatici della Piattaforma Liassica Veneta. *Bollettino Della Società Geologica Italiana*, 95, 101–131.

Shoji, R. & Folk, R. L. (1964) Surface morphology of some limestone types as revealed by electron microscope. *Journal of Sedimentary Research*, 34, 144-145.

Siewers, F.D., (2003) Oolite and coated grains, In: Middleton, G.V., Church, M.J., Coniglio, M., Hardie, L.A., Longstaffe, F.J. (Eds.), *Encyclopedia of Sedimentology*. Kluwer Academic Publishers, 502-506.

Simone, L. (1980) Ooids: A review. *Earth-Science Reviews*, 16, 319–355.

Smith, K. S., Jakubzick, C., Whittam, T. S., Ferry, J. C. (1999) Carbonic anhydrase is an ancient enzyme widespread in Prokaryotes. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 96, 15184–15189.

Sorby, H. C., 1879, The structure and origin of limestones: *Proceedings of the Geologic Society of London*, 35, 56–95.

Spencer, R. J. & Hardie, L. A. (1990) Control of seawater composition by mixing of river waters and mid-ocean ridge hydrothermal brines. *In* Fluid-Mineral Interactions: A tribute to H. P. Eugster, edited by: Spencer, R. J. and Chou, I. M., 409–419.

Stanley, S. M. & Hardie, L.A. (1998) Secular oscillations in the carbonate mineralogy of reef-building and sediment-producing organisms driven by tectonically forced shifts in seawater chemistry. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 144, 3–19.

Steuber, T. & Veizer, J. (2002) Phanerozoic record of plate tectonic control of seawater chemistry and carbonate sedimentation. *Geology*, 30, 1123–1126.

Sturani, C. (1964). La successione delle faune ad ammoniti nelle formazioni medio-giurassiche delle Prealpi Venete occidentali, *Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova*, 28, 1-190.

Sturani, C. (1971). Ammonites and stratigraphy of the "Posidonia Alpina" beds of the Venetian Alps (Middle Jurassic, mainly Bajocian). *Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova*, 28, 1-190.

Swett, K. & Knoll, A. H. (1989) Marine pisolites from Upper Proterozoic carbonates of East Greenland and Spitsbergen. *Sedimentology*, 36, 75–93.

Vacek M. (1886) Ueber die Fauna der Oolithe von Cap St. Vigilio, verbunden mit eine studie ueber die obere Lias grenze. *Abh. K.k. geol. Reichsanst.*, 12: 57-212.

Vacek, M., (1903). Geologische Spezialkarte der Oest. Ung.-Monarchie–SW Gruppe n 96, Rovereto und Riva.

Wilkinson, B. H. & Algeo, T. J. (1989) Sedimentary carbonate record of Calcium-Magnesium cycling. *American Journal of Science*, 289, 1158–1194.

Winterer, E. L., Metzler, C. V., Sart, M. (1991) Neptunian dykes and associated breccias (Southern Alps, Italy and Switzerland): Role of gravity sliding in open and closed systems. *Sedimentology*, 38, 381–404.

Winterer, E. L., & Bosellini, A. (1981). Subsidence and sedimentation on Jurassic passive continental margin, Southern Alps, Italy. *AAPG Bulletin*, 65, 394-421

Wong, H. S., Head, M. K., Buenfeld, N. R. (2006) Pore segmentation of cement-based materials from backscattered electron images. *Cement and Concrete Research*, 36, 1083–1090.

Woodfine, R. G., Jenkyns, H. C., Sarti, M., Baroncini, F., Violante, C. (2008) The response of two Tethyan carbonate platforms to the early Toarcian (Jurassic) oceanic anoxic event: environmental change and differential subsidence. *Sedimentology*, 55, 1011–1028.

Zempolich, W. G. (1993) The drowning succession in Jurassic carbonates of the Venetian Alps, Italy: A record of supercontinent breakup, gradual eustatic rise, and eutrophication of shallow-water environments, in Louks, R.G. & Sarg, J. F., eds., *Carbonate sequence stratigraphy: recent developments and applications: AAPG Memoir 57*, 63-105.

RINGRAZIAMENTI

Nello svolgere questo lavoro di tesi ho potuto beneficiare della disponibilità di alcune persone.

Desidero dunque ringraziare il Prof. Paolo Nimis per il microscopio in luce riflessa gentilmente messomi a disposizione, la Dott.ssa Lara Maritan per le utili indicazioni fornitemi in materia di analisi d'immagine, il Dott. Marco Franceschi ed il Dott. Guido Roghi per l'esauriente materiale bibliografico procuratomi.

Fondamentale è stato il contributo del Dott. Andreas Klügel nell'acquisizione dei dati geochimici presso il Dipartimento di Geoscienze dell'Università di Brema.

Desidero inoltre citare anche i tecnici Stefano Castelli, Leonardo Tauro e Dott. Nicola Praticelli per il tempo dedicatomi.

APPENDICE

Dati geochimici

| Campione | | 011_14_pv04 | 012_15_pv04 | 013_16_pv04 | 014_17_pv04 | 015_18_pv04 | 016_19_pv04 |
|---------------------------|-----|---------------------------|---------------------------|---------------------------|---------------------------|---------------------------|---------------------------|
| Tipo di granulo rivestito | | microoncoide | microoncoide | microoncoide | microoncoide | microoncoide | microoncoide |
| Formazione | | Formazione di Monte Zugna | Formazione di Monte Zugna | Formazione di Monte Zugna | Formazione di Monte Zugna | Formazione di Monte Zugna | Formazione di Monte Zugna |
| Componente | | cortice | cortice | nucleo | cortice | cortice | nucleo |
| %Ca | wt% | 39,63 | 39,62 | 39,52 | 39,64 | 39,63 | 39,42 |
| Mg | ppm | 2398,99 | 2386,20 | 2430,44 | 2300,60 | 2365,25 | 2372,03 |
| Al | ppm | 14,28 | 54,98 | 419,98 | 14,84 | 37,70 | 816,13 |
| Si | ppm | 190,25 | 272,36 | 935,39 | 202,00 | 246,92 | 1767,94 |
| Ti | ppm | 0,58 | 2,83 | 34,02 | 0,66 | 3,13 | 54,87 |
| Mn | ppm | 19,35 | 19,32 | 18,93 | 18,85 | 19,05 | 18,97 |
| Fe | ppm | 215,75 | 232,01 | 317,01 | 211,93 | 229,64 | 399,14 |
| Zn | ppm | 1,33 | 1,37 | 1,55 | 1,44 | 1,58 | 1,79 |
| Sr | ppm | 145,69 | 153,74 | 153,96 | 138,69 | 135,81 | 126,84 |
| Cd | ppm | 0,42 | 0,22 | 0,19 | 0,33 | 0,26 | 0,25 |
| Ba | ppm | 1,14 | 1,26 | 2,56 | 1,20 | 1,13 | 2,73 |
| U | ppm | 2,96 | 2,80 | 2,73 | 2,62 | 2,53 | 2,47 |
| %Mg | wt% | 0,24 | 0,24 | 0,24 | 0,23 | 0,24 | 0,24 |
| %Mg (pa) | | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| %Ca (pa) | | 0,99 | 0,99 | 0,99 | 0,99 | 0,99 | 0,98 |
| CaCO ₃ | % | 99,01 | 99,02 | 99,00 | 99,05 | 99,03 | 99,02 |
| Mn/Fe | | 0,09 | 0,08 | 0,06 | 0,09 | 0,08 | 0,05 |
| MgCO ₃ | % | 0,99 | 0,98 | 1,00 | 0,95 | 0,97 | 0,98 |

| Campione | | 075_84_ | 076_85_ | 077_86_ | 078_87_ | 079_88_ | |
|---------------------------|-----|----------------------------|----------------------------|----------------------------|----------------------------|----------------------------|---------------------|
| | | imdc32 | imdc32 | imdc32 | imdc32 | imdc32 | 084_92_pv17 |
| Tipo di granulo rivestito | | microoncoide | microoncoide | microoncoide | microoncoide | microoncoide | microoncoide |
| Formazione | | Calcare Oolitico di Loppio | Calcare Oolitico di Loppio | Calcare Oolitico di Loppio | Calcare Oolitico di Loppio | Calcare Oolitico di Loppio | Formazione di Rotzo |
| Componente | | cortice | cortice | cortice | cortice | cortice | cortice |
| %Ca | wt% | 39,39 | 39,34 | 39,38 | 39,42 | 39,38 | 39,42 |
| Mg | ppm | 3988,21 | 3854,47 | 3936,18 | 3938,31 | 3748,16 | 3736,03 |
| Al | ppm | 118,72 | 386,76 | 202,21 | 34,92 | 297,72 | 18,94 |
| Si | ppm | 361,63 | 803,62 | 509,95 | 215,35 | 633,30 | 123,26 |
| Ti | ppm | 6,57 | 27,94 | 11,43 | 1,71 | 8,16 | 0,97 |
| Mn | ppm | 10,25 | 8,52 | 7,91 | 7,21 | 8,42 | 25,87 |
| Fe | ppm | 248,89 | 311,85 | 226,14 | 186,43 | 256,33 | 512,88 |
| Zn | ppm | 2,10 | 2,36 | 2,14 | 2,06 | 2,42 | 2,28 |
| Sr | ppm | 262,91 | 250,17 | 259,90 | 281,10 | 260,27 | 233,46 |
| Cd | ppm | 0,31 | 0,29 | 0,16 | 0,24 | 0,33 | 0,65 |
| Ba | ppm | 1,96 | 2,34 | 2,02 | 1,86 | 3,33 | 2,44 |
| U | ppm | 1,29 | 1,59 | 1,34 | 1,34 | 1,42 | 3,10 |
| %Mg | wt% | 0,40 | 0,39 | 0,39 | 0,39 | 0,37 | 0,37 |
| %Mg (pa) | | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,02 |
| %Ca (pa) | | 0,98 | 0,98 | 0,98 | 0,98 | 0,98 | 0,98 |
| CaCO3 | % | | | | | | |
| | mol | 98,36 | 98,41 | 98,38 | 98,38 | 98,45 | 98,46 |
| Mn/Fe | | 0,04 | 0,03 | 0,03 | 0,04 | 0,03 | 0,05 |
| | % | | | | | | |
| MgCO3 | mol | 1,64 | 1,59 | 1,62 | 1,62 | 1,55 | 1,54 |

| Campione | | 085_93_pv17 | 086_94_pv17 | 109_19_a6 | 110_20_a6 | 029_34_ did102 | 030_35_ did102 |
|---------------------------|----------|---------------------|---------------------|----------------------------|----------------------------|---------------------|---------------------|
| Tipo di granulo rivestito | | microoncoide | microoncoide | microoncoide | microoncoide | oncoide | oncoide |
| Formazione | | Formazione di Rotzo | Formazione di Rotzo | Calcare Oolitico di Loppio | Calcare Oolitico di Loppio | Successione carnica | Successione carnica |
| Componente | | cortice | cortice | cortice | cortice | cortice | cortice |
| %Ca | wt% | 39,41 | 39,42 | 39,60 | 39,65 | 34,68 | 34,40 |
| Mg | ppm | 3722,41 | 3728,75 | 2535,92 | 2264,10 | 20649,99 | 21765,73 |
| Al | ppm | 22,37 | 52,63 | 65,55 | 32,93 | 5011,96 | 5064,67 |
| Si | ppm | 188,84 | 231,77 | 276,80 | 204,70 | 12539,70 | 14363,58 |
| Ti | ppm | 1,10 | 1,83 | 4,07 | 2,43 | 361,45 | 547,71 |
| Mn | ppm | 23,78 | 14,75 | 10,17 | 9,54 | 678,86 | 1274,78 |
| Fe | ppm | 626,93 | 474,11 | 213,94 | 207,10 | 11454,28 | 10331,70 |
| Zn | ppm | 2,50 | 3,43 | 2,97 | 3,36 | 5,80 | 5,23 |
| Sr | ppm | 235,76 | 246,90 | 181,51 | 157,54 | 1482,71 | 1252,34 |
| Cd | ppm | 0,43 | 0,78 | 0,45 | 0,36 | 0,45 | 0,27 |
| Ba | ppm | 2,62 | 2,41 | 1,88 | 1,74 | 9,62 | 12,80 |
| U | ppm | 3,03 | 2,19 | 0,46 | 0,46 | 0,70 | 0,69 |
| %Mg | wt% | 0,37 | 0,37 | 0,25 | 0,23 | 2,06 | 2,18 |
| %Mg (pa) | | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,08 | 0,09 |
| %Ca (pa) | | 0,98 | 0,98 | 0,99 | 0,99 | 0,87 | 0,86 |
| CaCO3 | % mol | 98,47 | 98,46 | 98,96 | 99,07 | 91,06 | 90,55 |
| Mn/Fe | | 0,04 | 0,03 | 0,05 | 0,05 | 0,06 | 0,12 |
| MgCO3 | % mol | 1,53 | 1,54 | 1,04 | 0,93 | 8,94 | 9,45 |

| Campione | | 031_36_ did102 | 048_53_ did102 | 049_54_ did102 | 050_55_ did102 | 051_56_ did102 | 052_57_ did102 |
|---------------------------|----------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|
| Tipo di granulo rivestito | | oncoide | oncoide | oncoide | oncoide | oncoide | oncoide |
| Formazione | | Successione carnica | Successione carnica | Successione carnica | Successione carnica | Successione carnica | Successione carnica |
| Componente | | cortice | cortice | cortice | nucleo | nucleo | nucleo |
| %Ca | wt% | 32,53 | 33,88 | 34,15 | 39,84 | 39,86 | 39,93 |
| Mg | ppm | 21080,51 | 24166,22 | 20018,38 | 157,36 | 143,72 | 225,70 |
| Al | ppm | 4890,74 | 4519,38 | 5567,79 | 12,47 | 14,38 | 3,42 |
| Si | ppm | 12322,95 | 12466,64 | 14257,48 | 167,15 | 183,93 | 161,60 |
| Ti | ppm | 388,84 | 376,93 | 540,64 | 0,22 | 0,37 | 0,06 |
| Mn | ppm | 1358,31 | 1368,19 | 1482,55 | 6,38 | 6,36 | 3,39 |
| Fe | ppm | 36273,55 | 15024,62 | 15737,72 | 1493,64 | 1216,30 | 339,43 |
| Zn | ppm | 6,30 | 5,61 | 5,93 | 0,22 | 0,11 | 0,03 |
| Sr | ppm | 1242,37 | 1401,24 | 1369,07 | 1406,35 | 1556,83 | 1353,48 |
| Cd | ppm | 0,27 | 0,12 | 0,08 | 0,07 | 0,13 | 0,09 |
| Ba | ppm | 13,79 | 19,56 | 21,14 | 2,83 | 2,89 | 2,73 |
| U | ppm | 0,72 | 0,74 | 0,76 | 0,17 | 0,26 | 0,07 |
| %Mg | wt% | 2,11 | 2,42 | 2,00 | 0,02 | 0,01 | 0,02 |
| %Mg (pa) | | 0,09 | 0,10 | 0,08 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| %Ca (pa) | | 0,81 | 0,85 | 0,85 | 0,99 | 0,99 | 1,00 |
| CaCO3 | % mol | 90,35 | 89,48 | 91,19 | 99,93 | 99,94 | 99,91 |
| Mn/Fe | % | 0,04 | 0,09 | 0,09 | 0,00 | 0,01 | 0,01 |
| MgCO3 | % mol | 9,65 | 10,52 | 8,81 | 0,07 | 0,06 | 0,09 |

| Campione | | 116_26_ ism95 | 117_27_ ism95 | 118_28_ ism95 | 119_29_ ism95 | 017_20_pv04 | 018_21_pv04 |
|---------------------------|----------|----------------------------|----------------------------|----------------------------|----------------------------|---------------------------|---------------------------|
| Tipo di granulo rivestito | | microoncoide | microoncoide | microoncoide | microoncoide | microoncoide | microoncoide |
| Formazione | | Calcere Oolitico di Loppio | Calcere Oolitico di Loppio | Calcere Oolitico di Loppio | Calcere Oolitico di Loppio | Formazione di Monte Zugna | Formazione di Monte Zugna |
| Componente | | cortice | cortice | cortice | cortice | cortice | cortice |
| %Ca | wt% | 39,62 | 39,64 | 39,53 | 39,62 | 39,60 | 39,61 |
| Mg | ppm | 2444,28 | 2374,92 | 2566,36 | 2457,72 | 2414,64 | 2247,66 |
| Al | ppm | 40,39 | 19,56 | 377,79 | 44,20 | 117,40 | 198,36 |
| Si | ppm | 236,84 | 200,95 | 736,78 | 222,18 | 398,77 | 513,94 |
| Ti | ppm | 2,27 | 0,93 | 19,78 | 2,10 | 6,86 | 6,48 |
| Mn | ppm | 11,35 | 9,06 | 9,83 | 9,26 | 17,96 | 17,65 |
| Fe | ppm | 205,49 | 170,65 | 210,66 | 165,70 | 243,87 | 256,75 |
| Zn | ppm | 3,42 | 3,27 | 3,29 | 3,19 | 1,48 | 1,60 |
| Sr | ppm | 171,05 | 154,26 | 160,16 | 160,75 | 127,08 | 124,87 |
| Cd | ppm | 0,58 | 0,36 | 0,70 | 0,45 | 0,34 | 0,26 |
| Ba | ppm | 1,76 | 1,52 | 2,33 | 1,37 | 1,32 | 1,52 |
| U | ppm | 0,88 | 0,81 | 0,95 | 0,80 | 2,92 | 2,10 |
| %Mg | wt% | 0,24 | 0,24 | 0,26 | 0,25 | 0,24 | 0,22 |
| %Mg (pa) | | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| %Ca (pa) | | 0,99 | 0,99 | 0,99 | 0,99 | 0,99 | 0,99 |
| CaCO3 | % mol | 98,99 | 99,02 | 98,94 | 98,99 | 99,00 | 99,07 |
| Mn/Fe | | 0,06 | 0,05 | 0,05 | 0,06 | 0,07 | 0,07 |
| MgCO3 | % mol | 1,01 | 0,98 | 1,06 | 1,01 | 1,00 | 0,93 |

| Campione | | 100_101_ism1x2x | 101_102_ism1x2x | 102_103_ism1x2x | 087_95_pv17 | 088_96_pv17 | 089_97_pv17 |
|---------------------------|----------|---------------------------|---------------------------|---------------------------|---------------------|---------------------|---------------------|
| Tipo di granulo rivestito | | microoncoide | microoncoide | microoncoide | ooide micritizzato | ooide micritizzato | ooide micritizzato |
| Formazione | | Formazione di Monte Zugna | Formazione di Monte Zugna | Formazione di Monte Zugna | Formazione di Rotzo | Formazione di Rotzo | Formazione di Rotzo |
| Componente | | cortice | cortice | cortice | cortice | cortice | cortice |
| %Ca | wt% | 39,29 | 39,40 | 39,35 | 39,32 | 39,42 | 39,32 |
| Mg | ppm | 3629,77 | 3542,05 | 3808,31 | 3848,08 | 3692,83 | 3672,24 |
| Al | ppm | 714,04 | 340,08 | 465,85 | 449,30 | 135,80 | 187,30 |
| Si | ppm | 1322,05 | 615,41 | 661,38 | 806,30 | 327,76 | 378,64 |
| Ti | ppm | 32,46 | 11,95 | 35,42 | 11,39 | 6,53 | 8,92 |
| Mn | ppm | 11,75 | 8,53 | 7,17 | 16,73 | 16,56 | 15,13 |
| Fe | ppm | 450,76 | 337,35 | 385,82 | 522,82 | 336,25 | 1451,82 |
| Zn | ppm | 2,64 | 2,34 | 3,31 | 2,69 | 2,06 | 4,31 |
| Sr | ppm | 210,34 | 179,69 | 210,99 | 272,73 | 260,07 | 226,15 |
| Cd | ppm | 0,28 | 0,38 | 0,13 | 0,47 | 0,46 | 0,64 |
| Ba | ppm | 3,99 | 2,37 | 3,17 | 5,20 | 2,79 | 2,91 |
| U | ppm | 0,24 | 0,19 | 0,22 | 2,76 | 2,66 | 2,57 |
| %Mg | wt% | 0,36 | 0,35 | 0,38 | 0,38 | 0,37 | 0,37 |
| %Mg (pa) | | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,02 |
| %Ca (pa) | | 0,98 | 0,98 | 0,98 | 0,98 | 0,98 | 0,98 |
| CaCO3 | % mol | 98,50 | 98,54 | 98,43 | 98,41 | 98,48 | 98,48 |
| Mn/Fe | | 0,03 | 0,03 | 0,02 | 0,03 | 0,05 | 0,01 |
| MgCO3 | % mol | 1,50 | 1,46 | 1,57 | 1,59 | 1,52 | 1,52 |

| Campione | | 113_23_isa1 | 020_22_ imdc3 | 021_23_ imdc3 | 022_24_ imdc3 | 023_25_ imdc3 | 024_26_ imdc3 |
|---------------------------|----------|----------------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|
| Tipo di granulo rivestito | | ooide micritizzato | ooide radiale | ooide radiale | ooide radiale | ooide radiale | ooide radiale |
| Formazione | | Calcare Oolitico di Loppio | Oolite di San Vigilio | Oolite di San Vigilio | Oolite di San Vigilio | Oolite di San Vigilio | Oolite di San Vigilio |
| Componente | | cortice | cortice | cortice | cortice | cortice | cortice |
| %Ca | wt% | 39,38 | 39,51 | 39,56 | 39,48 | 39,54 | 39,54 |
| Mg | ppm | 4166,25 | 3006,40 | 2738,75 | 2948,91 | 2841,24 | 2802,69 |
| Al | ppm | 20,86 | 82,39 | 61,43 | 212,56 | 60,41 | 85,99 |
| Si | ppm | 121,78 | 344,10 | 288,62 | 664,15 | 342,42 | 358,95 |
| Ti | ppm | 1,00 | 4,81 | 2,89 | 9,35 | 3,93 | 4,10 |
| Mn | ppm | 18,30 | 94,72 | 94,96 | 92,90 | 92,44 | 94,53 |
| Fe | ppm | 318,94 | 359,01 | 330,43 | 402,07 | 333,25 | 344,44 |
| Zn | ppm | 8,03 | 2,01 | 1,85 | 2,07 | 1,98 | 1,94 |
| Sr | ppm | 341,32 | 206,74 | 186,15 | 194,57 | 195,50 | 188,24 |
| Cd | ppm | 0,71 | 0,16 | 0,18 | 0,17 | 0,09 | 0,17 |
| Ba | ppm | 3,74 | 4,14 | 3,90 | 3,98 | 3,47 | 3,94 |
| U | ppm | 1,23 | 0,40 | 0,37 | 0,38 | 0,36 | 0,37 |
| %Mg | wt% | 0,42 | 0,30 | 0,27 | 0,29 | 0,28 | 0,28 |
| %Mg (pa) | | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| %Ca (pa) | | 0,98 | 0,99 | 0,99 | 0,98 | 0,99 | 0,99 |
| CaCO3 | % mol | 98,29 | 98,76 | 98,87 | 98,78 | 98,83 | 98,84 |
| Mn/Fe | | 0,06 | 0,26 | 0,29 | 0,23 | 0,28 | 0,27 |
| MgCO3 | % mol | 1,71 | 1,24 | 1,13 | 1,22 | 1,17 | 1,16 |

| Campione | | 026_31_ imdc28 | 027_32_ imdc28 | 028_33_ imdc28 | 033_38_ did102 | 034_39_ did102 | 035_40_ did102 |
|---------------------------|----------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|
| Tipo di granulo rivestito | | ooide radiale | ooide radiale | ooide radiale | ooide radiale | ooide radiale | ooide radiale |
| Formazione | | Formazione di Rotzo | Formazione di Rotzo | Formazione di Rotzo | Successione carnica | Successione carnica | Successione carnica |
| Componente | | cortice | cortice | cortice | cortice | cortice | cortice |
| %Ca | wt% | 39,38 | 39,32 | 39,34 | 34,81 | 35,17 | 35,11 |
| Mg | ppm | 3902,81 | 3954,94 | 4238,11 | 22260,19 | 21810,09 | 22032,72 |
| Al | ppm | 121,97 | 336,35 | 125,12 | 5045,01 | 4345,18 | 4309,75 |
| Si | ppm | 494,62 | 907,25 | 464,86 | 12590,21 | 10853,94 | 10740,84 |
| Ti | ppm | 3,65 | 8,61 | 4,94 | 334,71 | 271,95 | 283,72 |
| Mn | ppm | 11,65 | 11,76 | 10,67 | 541,94 | 488,35 | 507,61 |
| Fe | ppm | 270,33 | 273,70 | 215,40 | 7161,64 | 6136,34 | 6555,75 |
| Zn | ppm | 1,54 | 1,80 | 1,87 | 5,37 | 5,06 | 5,27 |
| Sr | ppm | 243,29 | 240,29 | 277,95 | 1160,00 | 1130,99 | 1150,60 |
| Cd | ppm | 0,46 | 0,33 | 0,57 | 0,28 | 0,17 | 0,09 |
| Ba | ppm | 2,93 | 3,56 | 2,77 | 10,94 | 8,71 | 9,87 |
| U | ppm | 0,59 | 0,61 | 0,51 | 0,73 | 0,69 | 0,78 |
| %Mg | wt% | 0,39 | 0,40 | 0,42 | 2,23 | 2,18 | 2,20 |
| %Mg (pa) | | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,09 | 0,09 | 0,09 |
| %Ca (pa) | | 0,98 | 0,98 | 0,98 | 0,87 | 0,88 | 0,88 |
| CaCO3 | % mol | 98,39 | 98,37 | 98,25 | 90,46 | 90,72 | 90,62 |
| Mn/Fe | | 0,04 | 0,04 | 0,05 | 0,08 | 0,08 | 0,08 |
| MgCO3 | % mol | 1,61 | 1,63 | 1,75 | 9,54 | 9,28 | 9,38 |

| Campione | | 036_41_ did102 | 037_42_ did102 | 038_43_ did102 | 042_47_ did102 | 043_48_ did102 | 044_49_ did102 |
|---------------------------|----------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|
| Tipo di granulo rivestito | | ooide radiale | ooide radiale | ooide radiale | ooide radiale | ooide radiale | ooide radiale |
| Formazione | | Successione carnica | Successione carnica | Successione carnica | Successione carnica | Successione carnica | Successione carnica |
| Componente | | cortice | cortice | cortice | cortice | cortice | cortice |
| %Ca | wt% | 35,17 | 35,14 | 32,74 | 35,29 | 35,04 | 35,21 |
| Mg | ppm | 23243,51 | 22716,59 | 24177,18 | 22463,35 | 22687,34 | 23300,68 |
| Al | ppm | 3428,86 | 3633,47 | 8373,13 | 3117,48 | 3569,46 | 3032,45 |
| Si | ppm | 8617,15 | 9299,00 | 21457,01 | 7815,56 | 9160,13 | 7776,02 |
| Ti | ppm | 186,36 | 180,74 | 599,32 | 164,38 | 197,09 | 155,10 |
| Mn | ppm | 706,71 | 807,38 | 1733,76 | 989,29 | 1415,46 | 1119,20 |
| Fe | ppm | 6638,96 | 6917,66 | 15504,09 | 7264,59 | 7662,04 | 6872,21 |
| Zn | ppm | 3,55 | 4,19 | 8,61 | 6,77 | 6,98 | 6,76 |
| Sr | ppm | 1076,61 | 1079,62 | 1255,64 | 1176,24 | 1161,86 | 1203,15 |
| Cd | ppm | 0,23 | 0,20 | 0,14 | 0,31 | 0,10 | 0,08 |
| Ba | ppm | 8,50 | 8,61 | 33,34 | 6,85 | 7,45 | 7,22 |
| U | ppm | 0,49 | 0,53 | 0,75 | 0,44 | 0,50 | 0,41 |
| %Mg | wt% | 2,32 | 2,27 | 2,42 | 2,25 | 2,27 | 2,33 |
| %Mg (pa) | | 0,10 | 0,09 | 0,10 | 0,09 | 0,09 | 0,10 |
| %Ca (pa) | | 0,88 | 0,88 | 0,82 | 0,88 | 0,87 | 0,88 |
| CaCO3 | % mol | 90,17 | 90,37 | 89,15 | 90,50 | 90,35 | 90,16 |
| Mn/Fe | | 0,11 | 0,12 | 0,11 | 0,14 | 0,18 | 0,16 |
| MgCO3 | % mol | 9,83 | 9,63 | 10,85 | 9,50 | 9,65 | 9,84 |

| Campione | | 045_50_ did102 | 046_51_ did102 | 047_52_ did102 | 068_75_ imdc2 | 069_76_ imdc2 | 070_77_ imdc2 |
|---------------------------|----------|---------------------|---------------------|---------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|
| Tipo di granulo rivestito | | ooide radiale | ooide radiale | ooide radiale | ooide radiale | ooide radiale | ooide radiale |
| Formazione | | Successione carnica | Successione carnica | Successione carnica | Oolite di San Vigilio | Oolite di San Vigilio | Oolite di San Vigilio |
| Componente | | cortice | cortice | cortice | cortice | cortice | cortice |
| %Ca | wt% | 34,11 | 34,54 | 35,24 | 39,58 | 39,57 | 39,61 |
| Mg | ppm | 23962,60 | 22685,88 | 22089,44 | 2622,89 | 2742,73 | 2487,75 |
| Al | ppm | 5992,20 | 5014,11 | 2840,12 | 8,87 | 16,94 | 9,62 |
| Si | ppm | 14843,27 | 12358,76 | 6952,83 | 207,03 | 189,20 | 194,05 |
| Ti | ppm | 388,50 | 314,03 | 195,57 | 0,70 | 1,38 | 0,74 |
| Mn | ppm | 565,60 | 616,80 | 650,50 | 62,68 | 56,79 | 57,73 |
| Fe | ppm | 9569,24 | 9941,15 | 10063,15 | 366,24 | 338,23 | 330,87 |
| Zn | ppm | 5,23 | 5,69 | 4,62 | 3,58 | 3,16 | 2,74 |
| Sr | ppm | 1160,48 | 1142,47 | 1123,76 | 163,81 | 185,35 | 165,11 |
| Cd | ppm | 0,32 | 0,19 | 0,16 | 0,32 | 0,20 | 0,26 |
| Ba | ppm | 13,72 | 12,36 | 8,16 | 3,35 | 3,13 | 3,02 |
| U | ppm | 0,51 | 0,48 | 0,51 | 0,61 | 0,71 | 0,63 |
| %Mg | wt% | 2,40 | 2,27 | 2,21 | 0,26 | 0,27 | 0,25 |
| %Mg (pa) | | 0,10 | 0,09 | 0,09 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| %Ca (pa) | | 0,85 | 0,86 | 0,88 | 0,99 | 0,99 | 0,99 |
| CaCO3 | % mol | 89,62 | 90,23 | 90,63 | 98,92 | 98,87 | 98,97 |
| Mn/Fe | | 0,06 | 0,06 | 0,06 | 0,17 | 0,17 | 0,17 |
| MgCO3 | % mol | 10,38 | 9,77 | 9,37 | 1,08 | 1,13 | 1,03 |

| Campione | | 071_78_ imdc2 | 072_79_ imdc2 | 073_80_ imdc2 | 111_21_ imdc15 | 112_22_ imdc15 | 114_24_ isa1 |
|------------------------------|----------|-----------------------------|-----------------------------|--------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|----------------------------------|
| Tipo di granulo rivestito | | ooide radiale | ooide radiale | ooide radiale | ooide radiale | ooide radiale | ooide radiale |
| Formazione | | Oolite di San Vigilio | Oolite di San Vigilio | Oolite di San Vigilio | Calcare Oolitico di Massone | Calcare Oolitico di Massone | Calcare Oolitico di Loppio |
| Componente | | cortice | cortice | cortice | cortice | cortice | cortice |
| %Ca | wt% | 39,61 | 39,57 | 39,59 | 39,52 | 39,46 | 39,45 |
| Mg | ppm | 2442,07 | 2550,53 | 2542,82 | 3041,90 | 3222,78 | 3640,16 |
| Al | ppm | 12,64 | 103,22 | 8,11 | 96,49 | 231,56 | 20,45 |
| Si | ppm | 187,01 | 377,65 | 206,65 | 382,54 | 603,43 | 162,67 |
| Ti | ppm | 1,05 | 5,42 | 0,82 | 4,49 | 10,92 | 0,83 |
| Mn | ppm | 59,03 | 51,18 | 65,94 | 8,93 | 9,07 | 25,56 |
| Fe | ppm | 363,45 | 363,52 | 390,15 | 261,60 | 308,48 | 315,21 |
| Zn | ppm | 3,00 | 3,75 | 4,06 | 2,86 | 2,79 | 6,82 |
| Sr | ppm | 166,85 | 170,68 | 160,46 | 205,65 | 210,12 | 280,95 |
| Cd | ppm | 0,29 | 0,28 | 0,29 | 0,33 | 0,43 | 0,56 |
| Ba | ppm | 3,45 | 3,11 | 3,85 | 2,30 | 2,73 | 5,02 |
| U | ppm | 0,72 | 0,68 | 0,66 | 0,90 | 0,96 | 1,86 |
| %Mg | wt% | 0,24 | 0,26 | 0,25 | 0,30 | 0,32 | 0,36 |
| %Mg (pa) | | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| %Ca (pa) | | 0,99 | 0,99 | 0,99 | 0,99 | 0,98 | 0,98 |
| CaCO3 | % mol | 98,99 | 98,95 | 98,95 | 98,75 | 98,67 | 98,50 |
| Mn/Fe | | 0,16 | 0,14 | 0,17 | 0,03 | 0,03 | 0,08 |
| MgCO3 | % mol | 1,01 | 1,05 | 1,05 | 1,25 | 1,33 | 1,50 |

| Campione | | 120_30_ imdc9 | 121_31_ imdc9 | 122_32_ imdc9 | 105_106_a6 | 106_107_a6 | 108_18_a6 |
|---------------------------|----------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|----------------------------|----------------------------|----------------------------|
| Tipo di granulo rivestito | | ooide radiale | ooide radiale | ooide radiale | ooide radiale | ooide radiale | ooide radiale |
| Formazione | | Oolite di San Vigilio | Oolite di San Vigilio | Oolite di San Vigilio | Calcare Oolitico di Loppio | Calcare Oolitico di Loppio | Calcare Oolitico di Loppio |
| Componente | | cortice | cortice | cortice | cortice | cortice | cortice |
| %Ca | wt% | 39,55 | 39,60 | 39,59 | 39,63 | 39,62 | 39,64 |
| Mg | ppm | 2677,32 | 2512,51 | 2505,23 | 2350,67 | 2362,75 | 2263,10 |
| Al | ppm | 98,53 | 24,43 | 47,64 | 86,47 | 110,86 | 53,38 |
| Si | ppm | 395,01 | 193,75 | 293,18 | 288,68 | 304,01 | 227,68 |
| Ti | ppm | 6,56 | 2,63 | 3,36 | 6,52 | 5,69 | 3,12 |
| Mn | ppm | 139,42 | 134,42 | 129,73 | 9,27 | 9,18 | 10,11 |
| Fe | ppm | 309,52 | 269,68 | 313,24 | 173,25 | 184,17 | 211,89 |
| Zn | ppm | 1,39 | 1,33 | 1,35 | 3,09 | 2,99 | 3,25 |
| Sr | ppm | 187,24 | 181,06 | 183,90 | 164,19 | 167,71 | 152,65 |
| Cd | ppm | 0,25 | 0,14 | 0,23 | 0,33 | 0,48 | 0,55 |
| Ba | ppm | 4,23 | 4,66 | 4,61 | 1,78 | 1,70 | 1,93 |
| U | ppm | 0,53 | 0,48 | 0,50 | 0,38 | 0,41 | 0,42 |
| %Mg | wt% | 0,27 | 0,25 | 0,25 | 0,24 | 0,24 | 0,23 |
| %Mg (pa) | | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| %Ca (pa) | | 0,99 | 0,99 | 0,99 | 0,99 | 0,99 | 0,99 |
| CaCO3 | % mol | 98,90 | 98,96 | 98,97 | 99,03 | 99,03 | 99,07 |
| Mn/Fe | % | 0,45 | 0,50 | 0,41 | 0,05 | 0,05 | 0,05 |
| MgCO3 | % mol | 1,10 | 1,04 | 1,03 | 0,97 | 0,97 | 0,93 |

| Campione | | 056_61_ism8x | 057_62_ism8x | 058_63_ism8x | 059_64_ism8x | 060_65_ism8x | 066_73_ism8x |
|---------------------------|-------|--|--|--|--|--|--|
| Tipo di granulo rivestito | | ooide sostituito da microsparite | ooide sostituito da microsparite | ooide sostituito da microsparite | ooide sostituito da microsparite | ooide sostituito da microsparite | ooide sostituito da microsparite |
| Formazione Componente | | Formazione di Monte Zugna cortice | Formazione di Monte Zugna cortice | Formazione di Monte Zugna cortice | Formazione di Monte Zugna cortice | Formazione di Monte Zugna cortice | Formazione di Monte Zugna cortice |
| %Ca | wt% | 39,24 | 39,25 | 39,37 | 39,21 | 39,26 | 38,89 |
| Mg | ppm | 3930,22 | 4179,13 | 3727,81 | 4171,85 | 4219,46 | 4067,13 |
| Al | ppm | 557,75 | 459,71 | 231,15 | 590,40 | 371,90 | 1934,47 |
| Si | ppm | 1160,42 | 926,88 | 623,11 | 1204,37 | 811,58 | 3554,49 |
| Ti | ppm | 24,99 | 24,80 | 5,69 | 18,17 | 11,84 | 73,69 |
| Mn | ppm | 6,00 | 5,94 | 4,86 | 9,23 | 7,71 | 10,59 |
| Fe | ppm | 869,28 | 645,40 | 479,67 | 749,66 | 706,93 | 1167,44 |
| Zn | ppm | 2,76 | 3,35 | 3,81 | 4,14 | 4,31 | 4,87 |
| Sr | ppm | 281,52 | 280,12 | 213,00 | 221,98 | 217,61 | 206,68 |
| Cd | ppm | 0,09 | 0,68 | 0,96 | 0,51 | 0,28 | 0,39 |
| Ba | ppm | 2,73 | 3,40 | 2,25 | 4,59 | 3,41 | 5,86 |
| U | ppm | 0,43 | 0,40 | 0,43 | 0,29 | 0,26 | 0,38 |
| %Mg | wt% | 0,39 | 0,42 | 0,37 | 0,42 | 0,42 | 0,41 |
| %Mg (pa) | | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,02 |
| %Ca (pa) | | 0,98 | 0,98 | 0,98 | 0,98 | 0,98 | 0,97 |
| CaCO3 | % mol | 98,38 | 98,27 | 98,46 | 98,28 | 98,26 | 98,30 |
| Mn/Fe | | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| MgCO3 | % mol | 1,62 | 1,73 | 1,54 | 1,72 | 1,74 | 1,70 |

| Campione | | 067_74_ ism8x | 090_98_ ism1x2x | 091_99_ ism1x2x | 092_100_ ism1x2x | 103_104_ ism1x2x | 104_105_ ism1x2x |
|---------------------------|----------|--|--|--|--|--|--|
| Tipo di granulo rivestito | | ooide sostituito da microsparite | ooide sostituito da microsparite | ooide sostituito da microsparite | ooide sostituito da microsparite | ooide sostituito da microsparite | ooide sostituito da microsparite |
| Formazione | | Formazione di Monte Zugna | Formazione di Monte Zugna | Formazione di Monte Zugna | Formazione di Monte Zugna | Formazione di Monte Zugna | Formazione di Monte Zugna |
| Componente | | cortice | cortice | cortice | cortice | cortice | cortice |
| %Ca | wt % | 39,20 | 39,35 | 38,87 | 39,28 | 39,09 | 39,36 |
| Mg | ppm | 4111,45 | 3879,84 | 4110,27 | 3821,93 | 3999,38 | 3736,45 |
| Al | ppm | 690,59 | 281,00 | 2136,59 | 637,90 | 1345,01 | 355,32 |
| Si | ppm | 1384,69 | 625,75 | 3844,86 | 1235,42 | 2454,63 | 693,91 |
| Ti | ppm | 27,43 | 9,33 | 85,01 | 20,90 | 57,61 | 17,51 |
| Mn | ppm | 6,02 | 9,93 | 8,66 | 10,48 | 11,04 | 10,04 |
| Fe | ppm | 661,86 | 413,42 | 817,10 | 453,07 | 566,74 | 360,64 |
| Zn | ppm | 3,89 | 2,73 | 4,35 | 3,43 | 3,62 | 2,71 |
| Sr | ppm | 208,55 | 186,26 | 187,15 | 172,95 | 190,37 | 160,73 |
| Cd | ppm | 0,31 | -0,03 | 0,43 | 0,44 | 0,35 | 0,28 |
| Ba | ppm | 3,21 | 3,14 | 9,83 | 4,99 | 5,23 | 3,13 |
| U | ppm | 0,32 | 0,23 | 0,42 | 0,39 | 0,32 | 0,22 |
| %Mg | wt % | 0,41 | 0,39 | 0,41 | 0,38 | 0,40 | 0,37 |
| %Mg (pa) | | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,02 |
| %Ca (pa) | | 0,98 | 0,98 | 0,97 | 0,98 | 0,98 | 0,98 |
| CaCO3 | % mol | 98,30 | 98,40 | 98,29 | 98,42 | 98,34 | 98,46 |
| Mn/Fe | | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,03 |
| MgCO3 | % mol | 1,70 | 1,60 | 1,71 | 1,58 | 1,66 | 1,54 |

| Campione | | 054_59_ ism8x | 055_60_ ism8x | 061_66_ ism8x | 062_67_ ism8x | 063_68_ ism8x | 064_69_ ism8x | 123_33_ imdc9 |
|---------------------------|-------|---------------------------|---------------------------|---------------------------|---------------------------|---------------------------|---------------------------|-----------------------|
| Tipo di granulo rivestito | | | | | | | | |
| Formazione | | Formazione di Monte Zugna | Formazione di Monte Zugna | Formazione di Monte Zugna | Formazione di Monte Zugna | Formazione di Monte Zugna | Formazione di Monte Zugna | Oolite di San Vigilio |
| Componente | | alghe Dasyclada ceae | alghe Dasycladaceae | cemento fibroso rossastro | cemento fibroso rossastro | cemento limpido a drusa | cemento limpido a drusa | cemento limpido |
| %Ca | wt % | 39,32 | 39,42 | 39,40 | 39,41 | 39,30 | 39,43 | 39,65 |
| Mg | ppm | 4557,02 | 3802,77 | 4069,51 | 3968,14 | 4803,42 | 3915,13 | 2056,99 |
| Al | ppm | 9,85 | 6,68 | 42,70 | 44,16 | 12,91 | 0,25 | 0,15 |
| Si | ppm | 175,81 | 191,10 | 164,04 | 142,66 | 144,82 | 122,18 | 189,33 |
| Ti | ppm | 0,27 | 0,08 | 0,41 | 0,22 | 0,39 | -0,15 | 0,14 |
| Mn | ppm | 11,91 | 8,42 | 1,16 | 1,25 | 14,52 | 0,42 | 134,16 |
| Fe | ppm | 388,69 | 420,28 | 253,84 | 254,46 | 271,45 | 255,10 | 415,92 |
| Zn | ppm | 1,10 | 0,98 | 0,51 | 0,73 | 0,98 | 0,55 | 0,34 |
| Sr | ppm | 150,40 | 121,60 | 685,41 | 533,22 | 117,10 | 40,34 | 172,04 |
| Cd | ppm | 0,27 | 0,29 | 0,20 | 0,29 | 0,18 | 0,31 | 0,13 |
| Ba | ppm | 0,56 | 0,35 | 4,31 | 3,26 | 0,45 | 0,06 | 0,21 |
| U | ppm | 0,52 | 0,60 | 0,24 | 0,19 | 0,24 | 0,01 | 0,37 |
| %Mg | wt % | 0,46 | 0,38 | 0,41 | 0,40 | 0,48 | 0,39 | 0,21 |
| %Mg (pa) | | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,01 |
| %Ca (pa) | | 0,98 | 0,98 | 0,98 | 0,98 | 0,98 | 0,98 | 0,99 |
| CaCO3 | % mol | 98,12 | 98,43 | 98,33 | 98,37 | 98,02 | 98,39 | 99,15 |
| Mn/Fe | | 0,03 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,05 | 0,00 | 0,32 |
| MgCO3 | % mol | 1,88 | 1,57 | 1,67 | 1,63 | 1,98 | 1,61 | 0,85 |