

ASPETTI GEOLOGICI DEI GESSI DI MONTE MAURO

MATTEO REGHIZZI¹, STEFANO LUGLI², VINICIO MANZI³, MARCO ROVERI⁴

Riassunto

Monte Mauro rappresenta uno dei luoghi più significativi della Vena del Gesso per comprendere l'evoluzione geologica della grande catastrofe ecologica che ha trasformato il Mare Mediterraneo in una enorme salina quasi sei milioni di anni fa. Sono qui visibili i Gessi Primari Inferiori depositi nella prima fase della crisi, tra 5.971.000 e 5.600.000 anni fa. Ma l'aspetto geologico più significativo è che il profilo di Monte Mauro rivela come la successione gessosa sia stata smembrata in grandi scaglie che si sono accavallate in modo complesso. Il motivo di questa giacitura particolare è stato attribuito inizialmente alla tettonica, ma l'ipotesi più recente indica invece che la formazione delle scaglie e il loro impilamento siano il frutto di enormi frane sottomarine, riconosciute anche in altre zone del bacino del Mediterraneo.

Parole chiave: gesso, selenite, crisi di salinità messiniana, Messiniano, evaporiti.

Abstract

Mt. Mauro is one of the most significant places in the Messinian outcrop of the Vena del Gesso (Northern Italy) to understand the geological evolution of the great ecological catastrophe that transformed the Mediterranean Sea into a huge salina almost six million years ago. Here we can see the Primary Lower Gypsum unit deposited in the first phase of the salinity crisis, between 5,971,000 and 5,600,000 years ago. But the most significant geological aspect is that the profile of Mt. Mauro reveals how the gypsum succession has been dismembered in huge blocks, which have been juxtaposed or thrust one on top of the other in a complex way. The reason for this particular geological setting was initially attributed to tectonics, but the most recent hypothesis indicates that the formation of the mountain-size blocks and their stacking are the result of huge submarine slides and mass-waist phenomena, which were recognized also in other areas of the Mediterranean basin.

Keywords: Gypsum, Selenite, Messinian Salinity Crisis, Evaporites.

Introduzione

Affrontare e descrivere in modo critico le numerose peculiarità che rendono Monte Mauro una singolarità geologica equivale a compiere uno straordinario balzo indietro nel tempo,

esplorando l'intricato passato geologico della Romagna. L'importanza di questo rilievo va molto al di là dei caratteri suggestivi che esso conferisce al paesaggio circostante, poiché rappresenta un vero e proprio ricettacolo di informazioni di grande rilevanza scienti-

¹ Università di Parma, Dipartimento di Scienze Chimiche, della Vita e della Sostenibilità Ambientale, Unità Scienze della Terra, Parco Area delle Scienze 157/A, 43124 Parma (PR) - matteo.reghezzi@studenti.unipr.it

² Università degli Studi di Modena e Reggio Emilia, Dipartimento di Scienze Chimiche e Geologiche, Via Campi 103, 41125 Modena (MO) - stefano.lugli@unimore.it

³ Università di Parma, Dipartimento di Scienze Chimiche, della Vita e della Sostenibilità Ambientale, Unità Scienze della Terra, Parco Area delle Scienze 157/A, 43124 Parma (PR) - vinicio.manzi@unipr.it

⁴ Università di Parma, Dipartimento di Scienze Chimiche, della Vita e della Sostenibilità Ambientale, Unità Scienze della Terra, Parco Area delle Scienze 157/A, 43124 Parma (PR) - marco.roveri@unipr.it

fica. Lo studio di Monte Mauro e delle aree limitrofe ha permesso di ricostruire in modo estremamente dettagliato gli eventi che portarono alla formazione di uno dei più noti e spettacolari elementi paesaggistici dell'Italia intera: la Vena del Gesso romagnola. Poco a monte della via Emilia, da Imola a Faenza, la caratteristica cresta di gesso si erge fiera nel paesaggio, ricoprendo un ruolo da assoluta protagonista nel panorama dell'Appennino settentrionale. L'insieme delle qualità intrinseche proprie di questo bene geologico e naturalistico assume contorni ancor meglio definiti se si considera quello che è in grado di raccontare dei trascorsi geologici di quest'area. Oltre a custodire una parte consistente dello straordinario patrimonio carsico dell'Emilia-Romagna, i gessi ed i depositi a loro associati affioranti in questa porzione della Romagna conservano la memoria indelebile di una storia affascinante, in grado non solo di stimolare l'interesse della comunità scientifica internazionale, ma anche di far breccia nell'immaginario collettivo: la crisi di salinità messiniana. Si tratta di una fase di sconvolgimenti geologici che hanno modificato in modo talmente profondo il bacino del Mediterraneo da trasformarlo in una enorme salina. Risulta difficile oggi immaginare come il nostro mare possa essersi trasformato in un bacino di acque dense salatissime, talmente inospitale da uccidere qualsiasi forma di vita ad eccezione delle alghe e dei batteri. Un vero e proprio mare morto, come il Mar Morto mediorientale, dove non potevano sopravvivere pesci o molluschi se non in condizioni particolari durante i periodi più piovosi e per tempi brevissimi. Queste condizioni estreme si sono protratte nel nostro mare per alcune centinaia di migliaia di anni formando i gessi della Vena. Lo studio di questo evento non è stato senza controversie: negli ultimi sessanta anni varie ipotesi sono state avanzate per spiegare un evento così sconvolgente e lo studio di Monte Mauro ha giocato un ruolo fondamentale per lo sviluppo di ipotesi tra di loro in contrasto. Monte Mauro infatti è un cocuzzolo caratteristico creato dallo scorrimento di lembi della successione evaporitica sotto forma di grandi scaglie l'una sopra all'altra. Quale sia stato il motore che ha provocato l'accavallamento è stato appunto oggetto di discussione. Questo fenomeno ha formato la Vena del Gesso così come la vediamo oggi, una cresta che si

eleva maestosa rispetto alle rocce circostanti. Si tratta del frutto dei movimenti tettonici connessi allo scontro tra la zolla africana e quella europea, oppure il risultato dell'accavallamento di grandi scaglie di gesso legate a enormi frane sottomarine? Un problema interpretativo che si ripropone anche in altre zone del Mediterraneo dove sono presenti le evaporiti messiniane, come a Cipro, in Grecia e in Sicilia. Non esiste però altro luogo nel bacino del Mediterraneo dove queste caratteristiche siano rappresentate in modo più spettacolare che a Monte Mauro. E non c'è luogo più caratteristico dove le due ipotesi possano essere messe direttamente a confronto in modo che ognuno possa farsi la propria opinione. Per ragionare e tentare di comprendere fenomeni così complessi bisogna andare a visitare Monte Mauro. Non a caso nel 2006 ha fatto tappa proprio qui, per osservare il profilo del cocuzzolo di Monte Mauro, l'escursione del congresso internazionale R.C.M.N.S. (*Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy*) *Interim Colloquium "The Messinian salinity crisis revisited-II"* tenutosi a Parma nel 2006 (ROVERI *et alii* 2006), nella quale abbiamo illustrato per la prima volta alla comunità scientifica internazionale l'ipotesi delle grandi frane sottomarine. Si è trattato di uno degli stop più apprezzati dai colleghi geologi per la spettacolarità delle evidenze geologiche dell'accavallamento delle scaglie gessose.

Questo nostro lavoro intende essere una sorta di compendio riguardo al retaggio geologico che la crisi di salinità ha lasciato nell'Appennino romagnolo, focalizzando l'attenzione sul ruolo che Monte Mauro ha ricoperto nella definizione e nella comprensione di aspetti fondamentali per lo studio dell'evoluzione di questo eccezionale evento.

La crisi di salinità del Messiniano

La crisi di salinità messiniana costituisce un capitolo fondamentale per la storia geologica del Mar Mediterraneo e rappresenta uno dei più straordinari e drammatici eventi mai verificatisi sul nostro pianeta. Quello che accadde circa sei milioni di anni fa al *Mare Nostrum* fu il risultato di una vera e propria catastrofe ecologica, i cui effetti interessarono un'area vastissima, dalle Alpi al Nord Africa, da Gibilterra ad Israele.

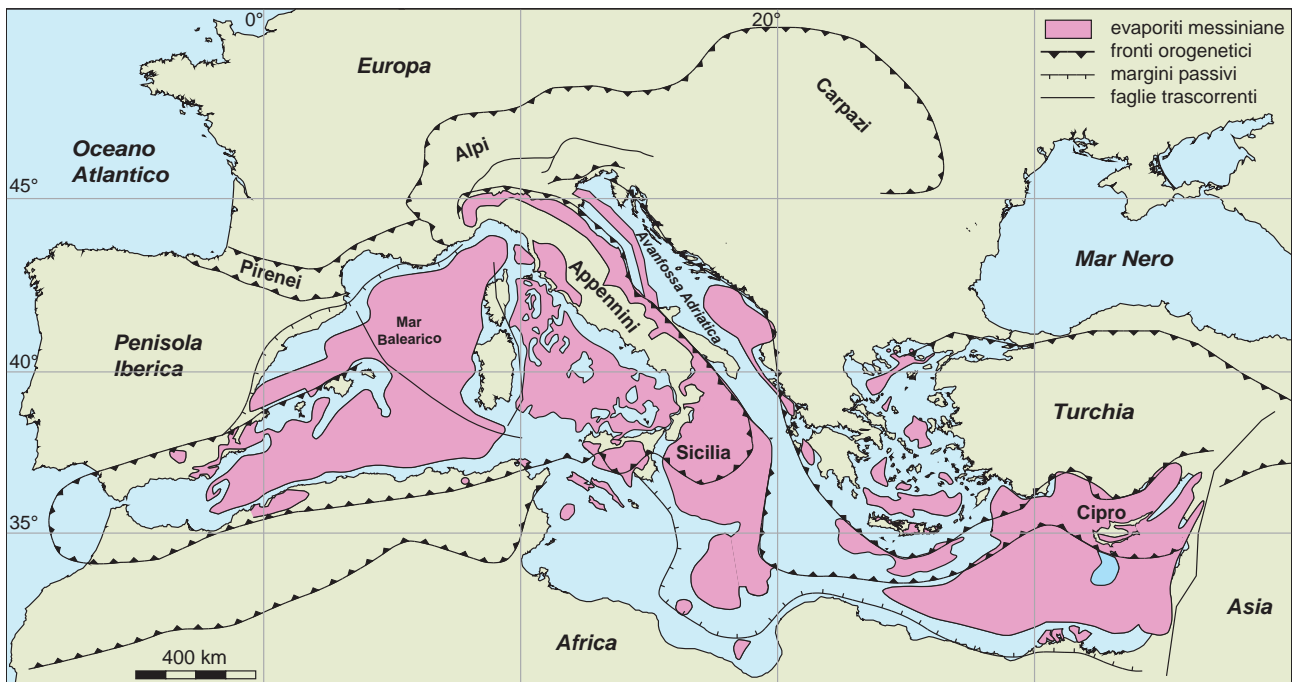


Fig. 1 – Distribuzione delle evaporiti nel bacino del Mediterraneo deposte in seguito alla crisi di salinità messiniana che sconvolse il nostro mare tra 5.970.000 e 5.330.000 anni fa (semplificato da ROVERI *et alii* 2014b).

Al termine dell'età geologica nota con il nome di "Messiniano" (Miocene superiore), tra 5,97 e 5,33 milioni di anni fa, il Mediterraneo si trasformò in una sorta di enorme salina. Le cause che scatenarono questo sconvolgimento ambientale sono da individuare essenzialmente in una sinergia tra fattori climatici globali e movimenti tettonici che modificarono intensamente la paleogeografia dell'area che corrisponde attualmente allo stretto di Gibilterra. Lo spostamento convergente della placca Africana verso quella Euro-asiatica provocò la riduzione delle connessioni tra il nostro mare e l'Oceano Atlantico, fattore che comportò un bilancio idrico estremamente negativo e la conseguente impossibilità di compensare il volume di acqua perso in seguito all'intensa evaporazione. Il drastico aumento della salinità delle acque causò la quasi totale scomparsa degli organismi marini, dando luogo ad una drammatica crisi biologica ed ecologica. Queste particolari condizioni estreme si protrassero per circa 640 mila anni e determinarono la formazione di oltre un milione di chilometri cubi di gesso e sale, che si depositarono sia nelle aree marginali che nei contesti più profondi (ROVERI *et alii* 2014a; ROVERI *et alii* 2016). Grazie alle pionieristiche campagne oceanografiche svolte tra la fine degli anni '50 ed i primi anni '70 è stato possibile identificare

corpi salini di età messiniana caratterizzati da spessori che in alcuni casi raggiungono i due chilometri, attualmente sepolti al di sotto del fondale del Mediterraneo (Hsü *et alii* 1973). Questi aspetti rendono bene l'idea dell'impatto che tale evento ebbe sull'evoluzione dell'intero bacino (fig. 1).

Le modalità che in principio innescarono e che in seguito posero fine alla crisi di salinità messiniana smuovono il dibattito scientifico da quasi cinquanta anni e sono ancora oggi al centro di numerose controversie scientifiche. Definire con certezza ciò che realmente accadde risulta complicato principalmente a causa dell'assenza di situazioni analoghe nei contesti moderni, ovvero di ambienti terrestri simili per estensione e modalità di deposizione evaporitica, da utilizzare come confronto con ciò che resta di questo evento antico. Il principale tema di discussione riguarda l'entità della diminuzione del livello del mare in seguito all'evaporazione. L'ipotesi più accreditata fino a pochi anni fa sosteneva una prolungata interruzione degli scambi idrici con l'oceano per la completa chiusura delle connessioni marine, fattore che avrebbe comportato il totale disseccamento del Mediterraneo, con un abbassamento del livello del mare di oltre 1500 metri (Hsü *et alii* 1973). La fine dell'evento sarebbe poi stata segnata dal catastrofico cedimento

della “diga” di Gibilterra, seguita da un’inondazione di proporzioni bibliche che avrebbe nuovamente riempito in modo estremamente rapido il bacino (RYAN 2009; MICALLEG *et alii* 2018). Tuttavia, gli studi svolti negli ultimi anni dal nostro gruppo di ricerca, supportati su base scientifica da altre realtà internazionali, hanno permesso di proporre una teoria alternativa, ritenendo la tesi di un Mediterraneo totalmente disseccato superata da evidenze stratigrafiche, tettoniche, geochimiche e paleoambientali (MANZI *et alii* 2005; MANZI *et alii* 2007; LUGLI *et alii* 2013; ROVERI *et alii* 2014b; ROVERI 2014c; LUGLI *et alii* 2015; ROVERI *et alii* 2016; GVIRTZMAN *et alii* 2017; MANZI *et alii* 2018). Proprio grazie a dati raccolti nel bacino della Vena del Gesso è stato possibile fornire numerose prove a favore della permanenza di un corpo d’acqua profondo connesso con l’Atlantico, seppur in modo ridotto, durante tutta la durata dell’evento, escludendo il totale disseccamento del Mediterraneo (si veda ROVERI *et alii* 2014a per una completa discussione riguardo il tema della controversia scientifica internazionale sulla crisi di salinità). La risposta ai quesiti ancora irrisolti e la formulazione di un modello in grado di spiegare in modo univoco i meccanismi che governarono questo evento geologico potrà essere ottenuta solamente attraverso la perforazione dei depositi messiniani profondi, operazione che permetterà di capire con certezza cosa accadde nelle aree più depresse, ed al momento inaccessibili, del Mediterraneo.

Nonostante questo, grazie ad importanti studi multidisciplinari, molti dei quali hanno avuto come oggetto i siti geologici messiniani della Romagna, è stato possibile ricostruire in modo chiaro la successione degli eventi che caratterizzarono la crisi di salinità, definendone la cronistoria geologica. L’architettura cronostatigrafica generale risulta ormai comunemente accettata e condivisa dalla gran parte della comunità scientifica (CIESM 2008; ROVERI *et alii* 2014a). Essa include tre fasi distinte, ognuna delle quali è caratterizzata dalla deposizione di particolari unità geologiche che registrarono significative variazioni nell’idrologia del bacino e ci danno informazioni sull’evoluzione delle varie aree del Mediterraneo in relazione al progredire dell’evento. Tali cambiamenti vengono ben documentati dalle differenze sedimentologiche di questi depositi e dalla curva mediter-

anea del rapporto isotopico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dei sedimenti, che mostra un progressivo distacco dal segnale oceanico durante la crisi di salinità, suggerendo una graduale riduzione delle comunicazioni tra Mediterraneo ed Atlantico (FLECKER, ELLAM 2006; ROVERI *et alii* 2014b; REGHIZZI *et alii* 2017). Un importantissimo traguardo raggiunto di recente ha garantito la possibilità di dimostrare che l’inizio della crisi di salinità avvenne in modo sincrono in tutto il Mediterraneo, sia nelle aree marginali che nei contesti più profondi (MANZI *et alii* 2013; MANZI *et alii* 2018). Tale evento è stato datato con precisione a 5,971 milioni di anni fa, grazie allo studio di spaccati stratigrafici che registrano il passaggio tra lo stadio pre-evaporitico ed i primi depositi della crisi di salinità. In particolare, la sezione Li Monti della cava Monticino di Brisighella (MARABINI, POLUZZI 1977; MARABINI, VAI 1989), presso il santuario omonimo, ha ricoperto un ruolo fondamentale in questa calibrazione cronostatigrafica (MANZI *et alii* 2013).

Di seguito verranno sommariamente descritti i tre stadi evolutivi della crisi di salinità, con particolare riferimento alle rocce che si formarono nei vari contesti del Mediterraneo.

Fase 1 (5.97 – 5.60 milioni di anni fa)

È importante specificare che l’inizio della crisi di salinità non coincide necessariamente con la presenza di rocce evaporitiche, ma è associato alla drammatica riduzione e successiva scomparsa dei microfossili marini (foramiferi e gran parte del nannoplancton calcareo) in seguito al drastico aumento di salinità delle acque. La deposizione delle rocce che caratterizzano la prima fase della crisi avvenne in contesti marini estremamente eterogenei, caratterizzati da profondità variabile. Nelle aree marginali, semi-isolate e poco profonde, si formarono spessi strati costituiti da cristalli di selenite cresciuti sul fondo, noti con il nome di Gessi Primari Inferiori (*Primary Lower Gypsum* – PLG; ROVERI *et alii* 2008a; LUGLI *et alii* 2010). Contemporaneamente, nelle zone più profonde, dove la scarsa ossigenazione impediva la precipitazione chimica del gesso, si depositarono calcari dolomitici ed argille eusiniche ricche di materia organica e prive di contenuto fossilifero (MANZI *et alii* 2007; MANZI *et alii* 2018).

Fase 2 (5,60 – 5,54 milioni di anni fa)

Questo stadio ha una durata estremamente breve ed è considerato quello durante il quale si raggiunsero le condizioni di maggior aridità dell'intero evento. Durante questa fase, caratterizzata da una intensa attività tettonica, le aree poco profonde vennero sottoposte ad erosione, con lo sviluppo della superficie erosiva messiniana (*Messinian Erosional Surface* - MES) che incise i margini dell'intero Mediterraneo. Le evaporiti primarie deposte durante la fase precedente vengono intensamente erose e risedimentate sotto forma di spettacolari olistoliti di gesso e di depositi da flussi gravitativi sottomarini. Questi enormi volumi di evaporiti clastiche risultano particolarmente diffusi nella Romagna orientale e costituiscono un'unità geologica nota con il nome di Gessi Risedimentati Inferiori (*Resedimented Lower Gypsum* – RLG; MANZI *et alii* 2005, ROVERI *et alii* 2008a). La deposizione evaporitica primaria in questo periodo risulta esclusiva delle parti più profonde del Mediterraneo, dove si formarono oltre due chilometri di spessore di sale. Alcuni esempi possono essere eccezionalmente osservati nelle miniere di salgemma messiniano della Sicilia (LUGLI 1999; LUGLI *et alii* 1999; MANZI *et alii* 2012).

Fase 3 (5,54 – 5,33 milioni di anni fa)

L'ultima fase della crisi è caratterizzata dalla deposizione di rocce molto diverse che descrivono un Mediterraneo ormai completamente mutato dal punto di vista idrologico ed ecologico. In particolare, si verificò la deposizione di una nuova serie di evaporiti primarie, i Gessi Superiori (*Upper Gypsum* – UG; MANZI *et alii* 2009), che risultano diffuse soprattutto in Sicilia, in Grecia e a Cipro, mentre in altre aree, come la Spagna e l'Appennino settentrionale, si alternarono depositi fluvio-deltizi grossolani e calcari chimici di ambiente lacustre (Formazione a Colombacci; BASSETTI *et alii* 2004; ROVERI *et alii* 2008a). Il ritrovamento diffuso di faune e flore fossili tipiche di ambiente ipoalino, associati ai depositi del terzo stadio della crisi, suggerisce una diluizione significativa dell'intero Mediterraneo, che si trasformò in una sorta di enorme lago salmastro (Lago Mare). La fine di questa fase coincide con il ritorno improvviso a condizioni marine stabili,

testimoniate dalla ricomparsa di sedimenti ed associazioni fossili tipiche di questo ambiente, che avviene in modo sincrono in tutto il Mediterraneo (GENNARI *et alii* 2008; ROVERI *et alii* 2008a), ponendo fine alla crisi di salinità.

Inquadramento geologico regionale

La porzione settentrionale della catena appenninica è uno dei principali domini geologici nei quali è possibile apprezzare con maggior chiarezza l'imponenza dei cambiamenti ambientali verificatisi durante la crisi di salinità. Quest'area ha attraversato una complessa evoluzione che ha permesso lo sviluppo di contesti bacinali adatti alla deposizione delle evaporiti messiniane, ed oggi rappresenta uno dei migliori luoghi in tutto il Mediterraneo per lo studio dell'espressione sedimentaria delle varie fasi di questo complesso evento geologico. L'Appennino settentrionale è un arco tettonico a vergenza est-nordest caratterizzato da compressione lungo il fronte esterno orientale ed estensione nella porzione interna ad occidente. La catena appenninica cominciò a formarsi a partire dalla chiusura dell'oceano Ligure-Piemontese, durante l'Eocene superiore, sviluppandosi in un contesto generale di convergenza tra la placca Africana e quella Eurasiatica. Questo cuneo orogenetico è costituito dalla sovrapposizione di varie unità tettoniche, che risultano via via più giovani spostandosi verso est. La porzione nord-orientale di questa struttura è nota con il nome di Appennino romagnolo e si estende dalla valle del Sillaro fino alla Valmarecchia (fig. 2). In quest'area affiora l'unità tettonica Umbro-marchigiano-romagnola, la quale comprende una successione caratterizzata da uno spessore massimo di 3500 m, composta da depositi silicoclastici di età miocenica inferiore e quaternaria situati al di sopra di carbonati più antichi, di età mesozoico-cenozoica. Questa successione sedimentaria, costituita da depositi di mare profondo fino a continentali, rappresenta il riempimento del sistema di avanfossa appenninica durante la sua progressiva migrazione in direzione nord-est avvenuta a partire dall'Oligocene (RICCI LUCCHI 1986). L'Appennino romagnolo viene suddiviso in due macro settori (occidentale ed orientale) da una struttura tettonica orientata in modo pressoché obliquo rispetto al *trend* di avanzamento della catena, nota con il nome di

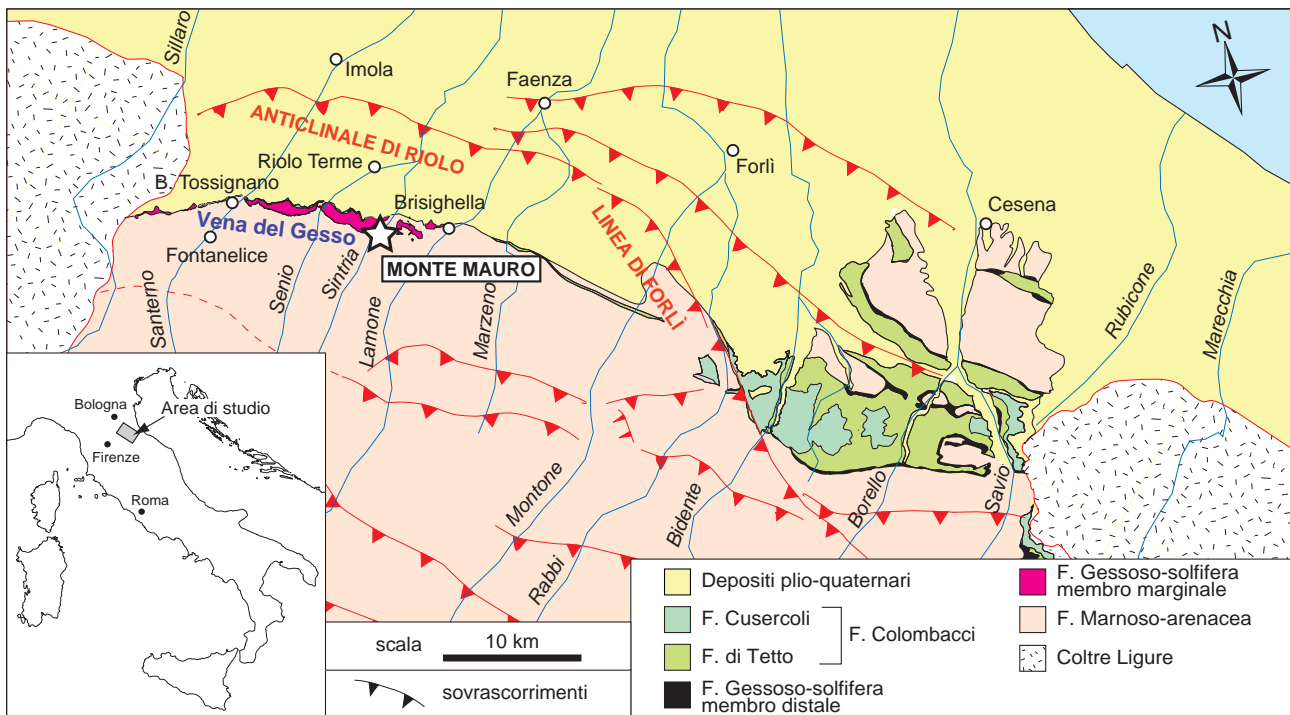


Fig. 2 – Carta geologica schematica del bacino della Vena del Gesso nell'Appennino romagnolo (semplificato da ROVERI *et alii* 2006).

linea di Forlì (fig. 2). Le due aree così definite presentano un assetto strutturale del tutto differente: la successione sedimentaria affiorante nel settore occidentale, di età compresa tra il Messiniano ed il Pleistocene, mostra un andamento monoclinale debolmente immergente verso nord-est, mentre, nel settore orientale, la stessa successione risulta profondamente deformata da pieghe legate a sovrascorrimenti con vergenza appenninica (RICCI LUCCHI 1986; ROVERI *et alii* 2003; MANZI *et alii* 2005).

I Gessi Primari messiniani affiorano nel settore occidentale dell'Appennino romagnolo, ad ovest della Linea di Forlì e costituiscono l'ossatura della Vena del Gesso romagnola. Monte Mauro si inquadra nella porzione più orientale di questa cresta gessosa, in un'area compresa tra la sponda sinistra del Torrente Sintria ed il sistema carsico Rio Stella-Rio Basino (MARBINI, VAI 1985).

Stratigrafia dell'area di Monte Mauro

La successione sedimentaria che caratterizza l'area di Monte Mauro viene suddivisa in quattro Formazioni geologiche, costituite da unità litostratigrafiche di età compresa tra il Langhiano ed il Pliocene (VAI 1988; ROVERI *et*

alii 2003):

I) Formazione Marnoso-arenacea (Langhiano-Messiniano), costituita da torbiditi silicoclastiche di mare profondo, di provenienza alpina e, in minor parte, centro-appenninica. Al di sopra di questi depositi, che in alcune zone raggiungono uno spessore di 3000 m, sono presenti argille finemente laminare ricche di materia organica e calcari dolomitici, che costituiscono un'unità informale nota con il nome di "peliti eusiniche" (Tortoniano superiore – Messiniano inferiore). Questi depositi risalgono al periodo immediatamente precedente l'inizio della crisi di salinità e presentano uno spessore che varia da circa 50 m in val Santerno a meno di 20 m nella zona del Torrente Sintria (ROVERI *et alii* 2003; MANZI *et alii* 2007). All'interno della Formazione Marnoso-arenacea sono presenti grandi blocchi di calcari a *Lucina* (SAMI, TAVIANI 2015; SAMI, TAVIANI in questo volume); alcuni di questi si trovano appena al di sotto dei calcari che si trovano alla base della successione evaporitica (Calcere di Base; fig. 3);

II) Formazione Gessoso-solfifera (Messiniano Superiore), alla quale appartengono le evaporiti messiniane, sia di natura primaria che clastica, formatesi durante la crisi di salinità. Questi gessi risultano intercalati da sottili orizzonti pelitici ricchi di materia organica

(VAL, RICCI LUCCHI 1977; ROVERI *et alii* 2008a; LUGLI *et alii* 2010);

III) Formazione a Colombacci (Messiniano Superiore), formata da sedimenti silicoclastici di provenienza appenninica e calcari, depositati in presenza di acque dolci o salmastre durante la fase Lago Mare. Questa raggruppa le Formazioni di Tetto, San Donato e Cusercoli (BASSETTI *et alii* 2004; ROVERI *et alii* 1998; ROVERI *et alii* 2003; ROVERI *et alii* 2008a);

IV) Formazione delle Argille Azzurre (Pliocene Inferiore), costituita da sedimenti di mare relativamente profondo, la cui deposizione marcò il ritorno alle condizioni francamente marine al termine della crisi di salinità.

La successione tortoniano-pleiocenica di quest'area può essere suddivisa ulteriormente utilizzando criteri di stratigrafia fisica. In particolare, è possibile individuare due sintemi principali, separati da discordanze a scala regionale che rappresentano la testimonianza di fasi tettonico deformative dell'orogene appenninico (RICCI LUCCHI 1986; ROVERI *et alii* 1998; ROVERI *et alii* 2001; ROVERI *et alii* 2003;

MANZI *et alii* 2005). Si trovano sovrapposti in ordine stratigrafico il sintema T2 (Tortoniano superiore-Messiniano), che comprende la Formazione Marnoso-arenacea, le peliti eusiniche e i Gessi Primari Inferiori, ed il sintema MP (Messiniano-Pliocene), che include i Gessi Inferiori Risedimentati, la Formazione a Colombacci e le Argille Azzurre. Queste ultime si iniziarono ad accumulare al limite Miocene/Pliocene, datato a 5,33 milioni di anni. I Gessi Primari Inferiori del sintema T2 sono troncati al tetto da una discordanza angolare a scala regionale che corrisponde alla superficie erosiva messiniana, lo sviluppo della quale è stato datato con precisione a 5,60 milioni di anni fa e segna la separazione tra i due sintemi.

Evoluzione tettonica e sedimentaria

Sin dal limite Tortoniano/Messiniano, datato a 7,24 milioni di anni fa e corrispondente alla base del sintema T2, intensi movimenti tettonici fecero sì che l'avanfossa appenninica



Fig. 3 – Un grande blocco di calcarea a *Lucina* (a sinistra) al di sopra del quale sono presenti gli strati di Calcarea di Base (VAL 1988, in alto) che si trovano appena al di sotto della successione evaporitica, come nella cava Monticino (Brisighella). Il primo banco gessoso affiora in continuità stratigrafica immediatamente a destra, non visibile nell'immagine (foto S. Lugli).

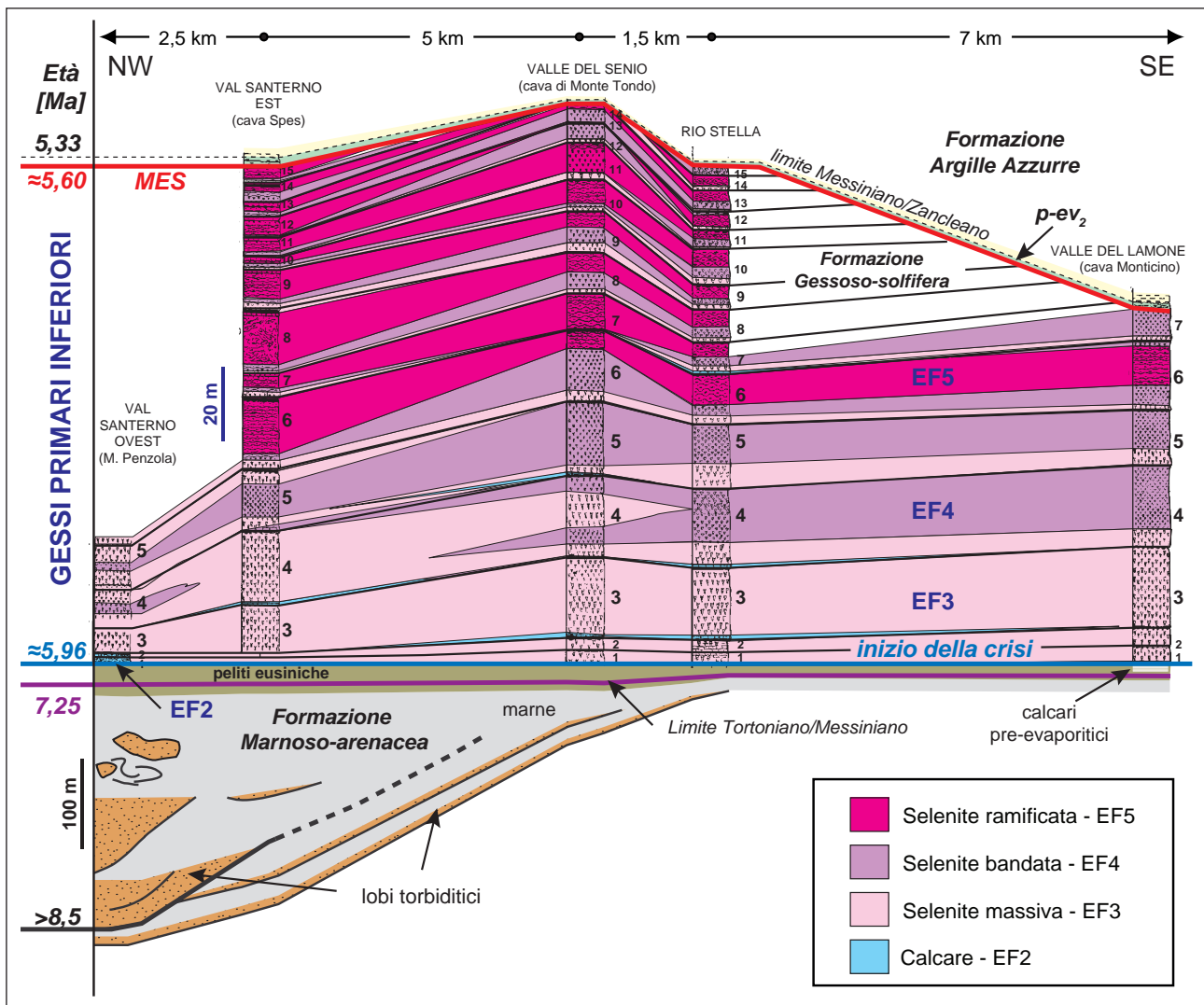


Fig. 4 – Distribuzione delle facies evaporitiche nel bacino della Vena del Gesso (semplificato da LUGLI *et alii* 2010).

venisse progressivamente separata in diverse aree, le quali in seguito subirono una differente evoluzione tettonica (RICCI LUCCHI 1986; ROVERI *et alii* 2003). Durante questa fase deformativa, che proseguì anche durante il Messiniano inferiore, quest'area fu caratterizzata dall'insorgenza di alti strutturali isolati che furono i principali responsabili dell'evoluzione sedimentaria dell'Appennino romagnolo. In particolare, essi diedero inizio alla fase finale dell'evoluzione della Marnoso-arenacea, con la riduzione progressiva degli *input* sedimentari. Inoltre, l'evoluzione di queste strutture tettoniche, in particolar modo quella dell'anticlinale di Riolo, permise la formazione di bacini di *thrust-top* semi isolati e poco profondi (come il bacino della Vena del Gesso) che costituirono l'ambiente deposizionale adatto alla precipitazione di evaporiti primarie (Gessi Primari Inferiori). Il successivo sollevamento tettonico

di questi bacini evaporitici, la loro esposizione subaerea ed il conseguente smantellamento delle rocce ivi deposte comportò la risedimentazione delle evaporiti primarie all'interno di depressioni strutturali e topografiche dell'adiacente area marchigiano-romagnola (ROVERI *et alii* 1998; ROVERI *et alii* 2003; MANZI *et alii* 2005; ROVERI, MANZI 2006; ROVERI *et alii* 2008a). A questi eventi seguì una fase di relativa quiete tettonica che, unita alla generale subsidenza permise lo sviluppo di una successione di tipo trasgressivo, culminata con l'ingresso marina pliocenica. Per tutta la durata del Pliocene e del Pleistocene, fino ai giorni nostri, l'attività tettonica è risultata piuttosto modesta ed ha essenzialmente comportato la deformazione delle principali strutture formatesi nelle fasi precedenti. I principali punti di accumulo dei sedimenti durante il Messiniano corrispondono alle aree depresse che ancora

oggi possono essere osservate in queste aree, come le sinclinali di Sapigno, Giaggiolo-Cella e Teodorano.

I Gessi di Monte Mauro

I depositi gessosi che costituiscono Monte Mauro e gli altri principali rilievi della Vena del Gesso romagnola risalgono alla prima fase della crisi di salinità messiniana. Come detto, essi appartengono alla Formazione Gesso-solfifera e sono inoltre parenti molto stretti dei cosiddetti Gessi di Cattolica della serie solfifera della Sicilia, regione nella quale risultano diffuse rocce del tutto simili a quelli affioranti nell'areale romagnolo, così come in molti altri contesti della nostra penisola (Piemonte, Toscana, Abruzzo, Calabria) e dell'intero Mediterraneo, sia occidentale (Spagna meridionale, Nord Africa) che orientale (Cipro, Grecia). I gessi della Vena del Gesso si depositarono in circa 370 mila anni, un lasso di tempo relativamente breve in termini geologici. Durante questo periodo si formarono fino ad un massimo di 16 strati di gesso primario, intervallati da sottili livelli di argilla, per uno spessore totale di oltre 200 metri. La deposizione di quest'unità avvenne in contesti marini caratterizzati da profondità modeste (inferiori a 200 metri), come testimoniato da indagini di bacino (ROVERI *et alii* 2008a), dalle caratteristiche sedimentologiche dei gessi (LUGLI *et alii* 2010) e dalla presenza frequente di comunità di microrganismi fotosintetici intrappolati all'interno dei cristalli di selenite primaria, che necessitavano della luce solare per poter sopravvivere (VAL, RICCI LUCCHI 1977; PANIERI *et alii* 2010). Grazie a studi approfonditi è stato possibile constatare che la formazione di questi depositi è stata governata da variazioni climatiche indotte dalle oscillazioni dei parametri orbitali del nostro pianeta, come la precessione degli equinozi e l'eccentricità dell'orbita terrestre. In particolare, ciascuna delle coppie composta da gesso e argilla rappresenta un ciclo evaporitico completo, dalla durata di circa 21.000 anni, del quale l'argilla rappresenta la fase umida, caratterizzata da intense precipitazioni e forte dilavamento continentale, con conseguente trasporto ed accumulo di sedimenti nel bacino, mentre il gesso rappresenta condizioni di efficace evaporazione durante la fase arida (LUGLI *et alii* 2010). Analogie sedimentologiche e stra-

tigrafiche hanno permesso di correlare ciclo a ciclo i vari affioramenti di Gessi Primari Inferiori dell'area romagnola, garantendo la ricostruzione dell'architettura stratigrafica della Vena del Gesso (fig. 4). Gli stessi criteri hanno inoltre consentito l'efficiente correlazione di questa unità geologica alla scala dell'intero Mediterraneo (LUGLI *et alii* 2010). Queste caratteristiche, che verranno descritte in seguito, sono risultate di fondamentale importanza al fine di effettuare un rilevamento estremamente dettagliato dei Gessi di Monte Mauro.

L'indagine di questi depositi si è dimostrata essenziale per la comprensione di numerosi aspetti riguardanti la crisi di salinità del Messiniano; gli affioramenti distribuiti nell'areale faentino-ravennate comprendono alcuni tra i più importanti e completi spaccati geologici di tutto il Mediterraneo per quanto riguarda questo periodo geologico, ed è proprio grazie allo studio di queste zone che è stato possibile raggiungere un avanzato grado di conoscenze riguardo a questo evento. In particolare, l'indagine dei Gessi di Monte Mauro e della loro deformazione ha permesso di ricostruire con chiarezza l'entità e le modalità con cui, durante la seconda fase della crisi, l'intensa fase tettonica intra-messiniana si espresse in queste aree.

Sedimentologia dei Gessi Primari Inferiori

Il primo trattato scientifico riguardante le caratteristiche deposizionali (“*facies*”) dei gessi messiniani dell'Appennino romagnolo risale alla fine degli anni 70 del Novecento, quando VAL, RICCI LUCCHI (1977) proposero un'interpretazione delle variazioni litologiche e sedimentologiche osservabili in un ciclo evaporitico della Vena del Gesso. Dopo questa pionieristica trattazione delle caratteristiche geologiche dei gessi, LUGLI *et alii* (2010) hanno effettuato una revisione del modello deposizionale (fig. 5); in questo testo si farà riferimento principalmente a questa più recente interpretazione.

Argilla bituminosa (EF1)

Si tratta livelli costituiti da argille scure laminate ricche di materia organica, solitamente di spessore inferiore al metro, che separano i vari banconi di gesso nelle successioni dell'areale

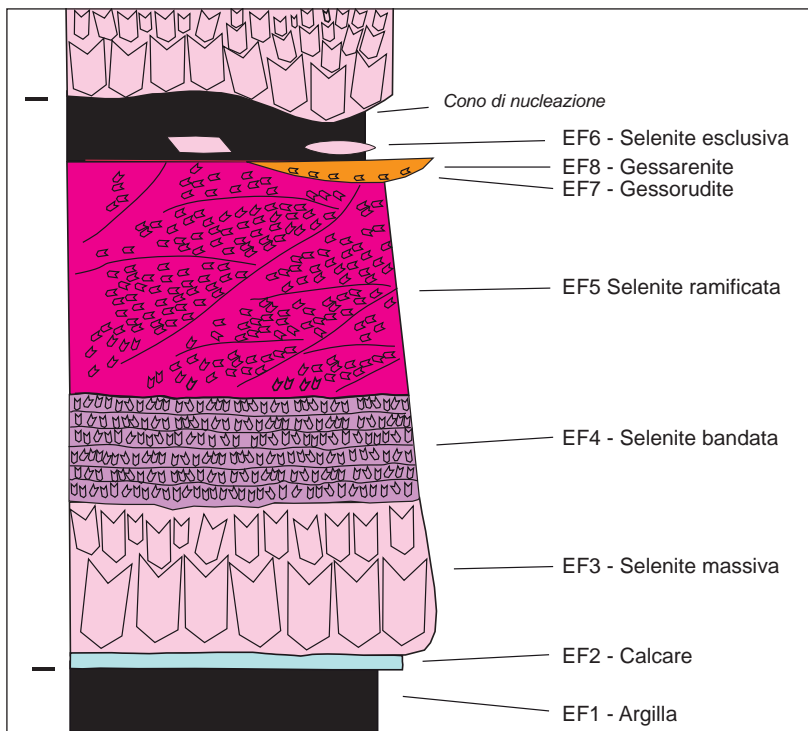


Fig. 5 – Associazione delle *facies* deposizionali nei banchi evaporitici a partire dal sesto ciclo della Vena del Gesso (semplificato da LUGLI *et alii* 2010).

appenninico. Questi orizzonti raggiungono i massimi spessori (fino a 20 metri) nella sezione del Torrente Idice e possono contenere rari resti di pesci, insetti, foglie ed altri frammenti vegetali, anche se risultano comunemente sterili per quanto riguarda il contenuto in microfossili.

Carbonato e dolomia (EF2)

Oltre che da argilla, la separazione dei banci di gesso può essere costituita anche da carbonato di calcio con variabile contenuto in dolomite, o da entrambe queste due litologie. Gli strati sono generalmente sottili raggiungendo lo spessore di pochi decimetri al massimo. La presenza di carbonato indica un momento di diluizione della salamoia, con condizioni sottosature rispetto alla precipitazione del gesso. In contesti prossimali, come il bacino della Vena del Gesso, questa *facies* risulta solitamente poco sviluppata rispetto alla precedente.

Selenite massiva (EF3)

Questa *facies* è costituita da cristalli selenitici primari di gesso che possono presentare alcune varianti caratteristiche. La morfologia cristallina più diffusa è quella cosiddetta a

“ferro di lancia” o “coda di rondine”, costituita da cristalli geminati che possono raggiungere anche alcuni decimetri di lunghezza. La modalità di crescita, inizialmente descritta da MOTTURA (1871), prevede che questi cristalli si formino verticalmente a partire dal fondo del bacino, con la punta orientata verso il fondale e l'angolo rientrante in alto, fattore che permette di ricostruire la polarità di uno strato di gesso (fig. 6). Questo meccanismo è di tipo competitivo e solo i nuclei cristallini disposti verticalmente possono raggiungere dimensioni notevoli, mentre lo sviluppo di quelli orientati in altre direzioni viene limitato dalla mancanza di spazio. Oltre ai cristalli a coda di rondine, questa *facies* può presentare anche altre tipologie di selenite, come lunghi cristalli monoclini non geminati, dritti o leggermente ricurvi (ORTI 2011). I primi due banci della successione sono interamente costituiti da cristalli di questo tipo, che possono raggiungere dimensioni eccezionali fino a oltre quattro metri (selenite gigante) a Monte Mauro (LUGLI, *I grandi cristalli di gesso di Monte Mauro, quasi un primato mondiale*, in questo volume). La *facies* a selenite massiva risulta sempre presente alla base di ogni banco di gesso (fig. 7). I primi nuclei di cristallizzazione tendevano ad affondare per il loro peso nel sedimento fangoso sottostante, formando delle strutture sedimentarie da carico di forma conica, dette



Fig. 6 – Cristalli di gesso di grandi dimensioni nel secondo banco (selenite massiva gigante). La geminazione a ferro di lancia con la punta rivolta verso l'alto indica chiaramente che lo strato si trova in giacitura rovesciata (regola di Mottura) a causa del complesso impilamento delle scaglie di Monte Mauro indotto da movimenti gravitativi (foto S. Lugli).

coni di nucleazione (VAI, RICCI LUCCHI 1977). Queste sono frequentemente visibili alla base dei banchi di gesso della Vena e prendono il nome di “mammelloni” quando raggiungono grandi dimensioni.

La morfologia dei cristalli di selenite massiva risulta particolarmente adatta ad intrappolare qualsiasi tipo di particella presente nella colonna d'acqua, che può essere poi efficacemente preservata grazie al rapidissimo tasso di crescita del gesso (anche 10 metri in 1000 anni). La prima documentazione riguardo a elementi biologici all'interno delle seleniti della Vena del Gesso descriveva strutture filamentose simili a “spaghetti fossili”, ai quali venne attribuita una natura algale (VAI, RICCI LUCCHI 1977). Studi più recenti hanno confermato la presenza di differenti microorganismi, perlopiù di tipo fotosintetico, attribuzione ulteriormente confermata dall'isolamento ed estrazione da un cristalli di gesso della Vena del più antico DNA compatibile con quello dei cianobatteri (PANIERI *et alii* 2010).

Selenite bandata (EF4)

Questa *facies* è costituita da livelli di cristalli geminati di dimensioni relativamente ridotte (da centimetriche a sub-centimetriche), se-



Fig. 7 – Le bancate gessose non lontano dalla “cava a blocchi”, presso Ca' Castellina a Monte Mauro. Nella foto è visibile la separazione tra il terzo (a sinistra) e il quarto banco (a destra) della successione. Notare le dimensioni decimetriche dei cristalli alla base del quarto banco, che divengono via via minori verso l'alto (foto P. Lucci).

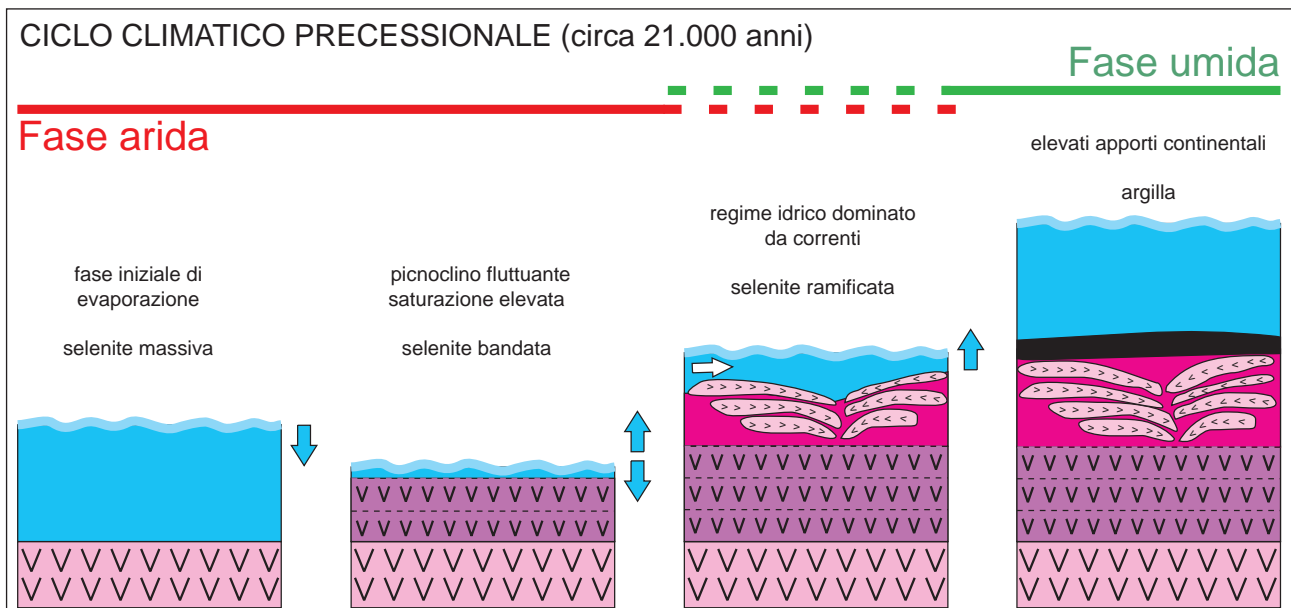


Fig. 8 – Modello deposizionale delle *facies* gessose nei banchi evaporitici a partire dal sesto ciclo della Vena del Gesso (semplificato da LUGLI *et alii* 2010).

parati da sottili lamine carbonatiche. Questi aspetti le conferiscono un aspetto tipicamente bandato, da cui il nome. Le caratteristiche di questa particolare *facies* deposizionale riflettono periodiche fluttuazioni del picnoclino all'interno della colonna d'acqua. Il velo di carbonato che drappeggia i cristalli indica condizioni di sotto saturazione, mentre la presenza di bande costituite da un gran numero di cristalli di piccole dimensioni testimonia condizioni di salinità più spinte rispetto alla *facies* precedente.

Selenite ramificata (EF5)

Questa particolarissima *facies* consiste in cristalli di selenite inclinati ed orientati secondo una direzione preferenziale, organizzati in noduli irregolari di dimensioni pluri-decimetriche, frequentemente bordati da sedimento carbonatico fine o da una matrice gessosa. Questi noduli sono raggruppati lungo superfici ricurve verso l'alto, più raramente verso il basso, che possono presentare dimensioni anche di alcuni metri. Queste associazioni di cristalli di selenite, che sembrano non seguire la regola di Mottura, compaiono in tutte le successioni del Mediterraneo esclusivamente a partire dal sesto ciclo. L'origine ed il significato di questa *facies* sono state a lungo dibattute. Inizialmente si riteneva che queste morfologie fosse-

ro il risultato della reidratazione e ricristallizzazione di noduli di gesso formati in ambiente supratidale (VAI, RICCI LUCCHI 1977). L'interpretazione attuale (LUGLI *et alii* 2010) prevede che la disposizione dei cristalli e la formazione delle strutture ramificate siano invece caratteristiche primarie, legate alla presenza di correnti nella salamoia che favorivano la crescita dei cristalli disposti controcorrente, con modalità competitiva rispetto alla concentrazione di ioni disciolti necessari per la loro crescita.

Selenite esclusiva (*displacive*) (EF6)

Si tratta di cristalli di forma lenticolare che si rinvencono all'interno degli interstrati argillosi con una disposizione parallela alla stratificazione. Questi cristalli di origine secondaria risultano estremamente comuni nel bacino della Vena del Gesso, dove raggiungono anche dimensioni notevoli, da alcuni decimetri fino a circa un metro. La loro crescita è da attribuire ad un processo diagenetico estremamente precoce, con precipitazione di gesso all'interno delle zone interstiziali dei livelli argillosi.

Gessorudite (EF7) e gessarenite (EF8)

Queste *facies* rappresentano depositi di gesso caotici differenziati per la dimensione dei cla-

sti, rispettivamente superiore ed inferiore ai 2 millimetri. Risultano localmente presenti al tetto dei cicli di gesso più alti, come la porzione superiore della sezione del Torrente Idice ed il sedicesimo ciclo della sezione di Monte Tondo. I clasti sono solitamente spigolosi e poco corrosi, fattore che suggerisce una provenienza locale ed un trasporto molto breve.

Queste *facies* si alternano secondo una sequenza ben definita, che si ripete, con alcune differenze, lungo tutta la successione dei Gessi Primari Inferiori (fig. 4). Essa descrive un completo ciclo sedimentario regressivo-trasgressivo di durata precessionale (circa 21.000 anni), caratterizzato da una deposizione avvenuta in ambiente completamente subacqueo, con fasi di aumento e diminuzione della saturazione della colonna d'acqua (fig. 8). La deposizione di un ciclo avveniva secondo questa modalità:

- 1) partendo da un grado di saturazione relativamente basso, la precipitazione evaporitica produceva la formazione di cristalli di selenite massiva in acque relativamente profonde;
- 2) con l'aumentare dell'evaporazione, la precipitazione del gesso diveniva controllata dalle oscillazioni del livello del picnoclino, dando origine alla *facies* a selenite bandata, corrispondente al picco di aridità del ciclo di deposizione;
- 3) il progressivo aumento del livello della salamoia portò allo sviluppo di un regime dominato da correnti che governava la formazione della selenite ramificata;
- 4) con l'arrivo della fase umida, la precipitazione del gesso veniva bruscamente interrotta dall'ingresso di acque sottosature e sostituita dalla deposizione di sedimenti argillosi.

L'importanza di Monte Mauro nello studio dell'evoluzione intra-messiniana dell'Appennino romagnolo

La deposizione delle evaporiti messiniane dell'Appennino romagnolo è stata grandemente influenzata dall'attività tettonica che determinò l'assetto topografico di quest'area. A causa delle modalità di evoluzione geologica, i Gessi Primari Inferiori affiorano raramente nella catena appenninica, poiché vennero per la maggior parte smantellati durante il sollevamento dei paleobacini deposizionali, oppure sepolti al di sotto di coperture sedimentarie e/o tettoniche più recenti (ROVERI *et alii* 2003;

ROVERI *et alii* 2008a). In particolare, il settore sud-occidentale del bacino della Vena del Gesso, che era topograficamente più depresso durante il Messiniano, subì un innalzamento ed una conseguente erosione al termine della prima fase della crisi di salinità. Le porzioni di successione affioranti mostrano evidenti segni di deformazione, la cui entità risulta differente nelle varie aree del bacino. Attente indagini di campagna hanno dimostrato come i processi responsabili della deformazione dei gessi della Vena non interessarono i depositi più antichi sottostanti, né i sedimenti più giovani (MARABINI, VAI 1985).

Nel settore più occidentale compreso tra i Fiumi Sillaro e Santerno, lo spessore dell'unità gessosa è fortemente ridotto. La successione in questa zona risulta molto discontinua ed è possibile osservare evidenze di deformazione sia compressiva che estensionale, come faglie inverse e sovrascorrimenti poco profondi (Monte Penzola) e faglie listriche rotazionali (osservabili presso Borgo Tossignano). Tutte queste strutture indicano una vergenza tendenzialmente opposta a quella appenninica (MARABINI, VAI 1985; ROVERI *et alii* 2003). Nella zona più ad ovest di questo settore (presso Orzara, Sassatello) sono stati documentati esempi di trasformazione del gesso primario in anidrite e segni di reidratazione, dovuti alla variazione del carico litostatico durante il seppellimento e la successiva riesumazione dei gessi. Il settore centrale del bacino mostra un grado minore di deformazione; la successione gessosa presenta un assetto monoclinale leggermente immergente verso nord-est e risulta localmente tagliata da faglie normali subverticali che giustappongono i cicli sommitali più sottili agli spessi strati che costituiscono la base della sequenza evaporitica, come può essere osservato nei pressi di Tossignano. Proseguendo verso est, gli effetti della deformazione risultano via via più evidenti, con la presenza di complesse strutture costituite da enormi blocchi gessosi accavallati gli uni sugli altri. In corrispondenza della riva sinistra del Torrente Sintria, il complesso di Monte Mauro costituisce l'effetto più eclatante, nonché più rappresentativo, dell'intensa fase deformativa avvenuta in seguito alla deposizione dei Gessi Primari Inferiori (fig. 9a). I gessi risultano organizzati in una complessa struttura, costituita da enormi blocchi grandi come montagne, adagiati gli uni sugli altri. La fascia dei Gessi

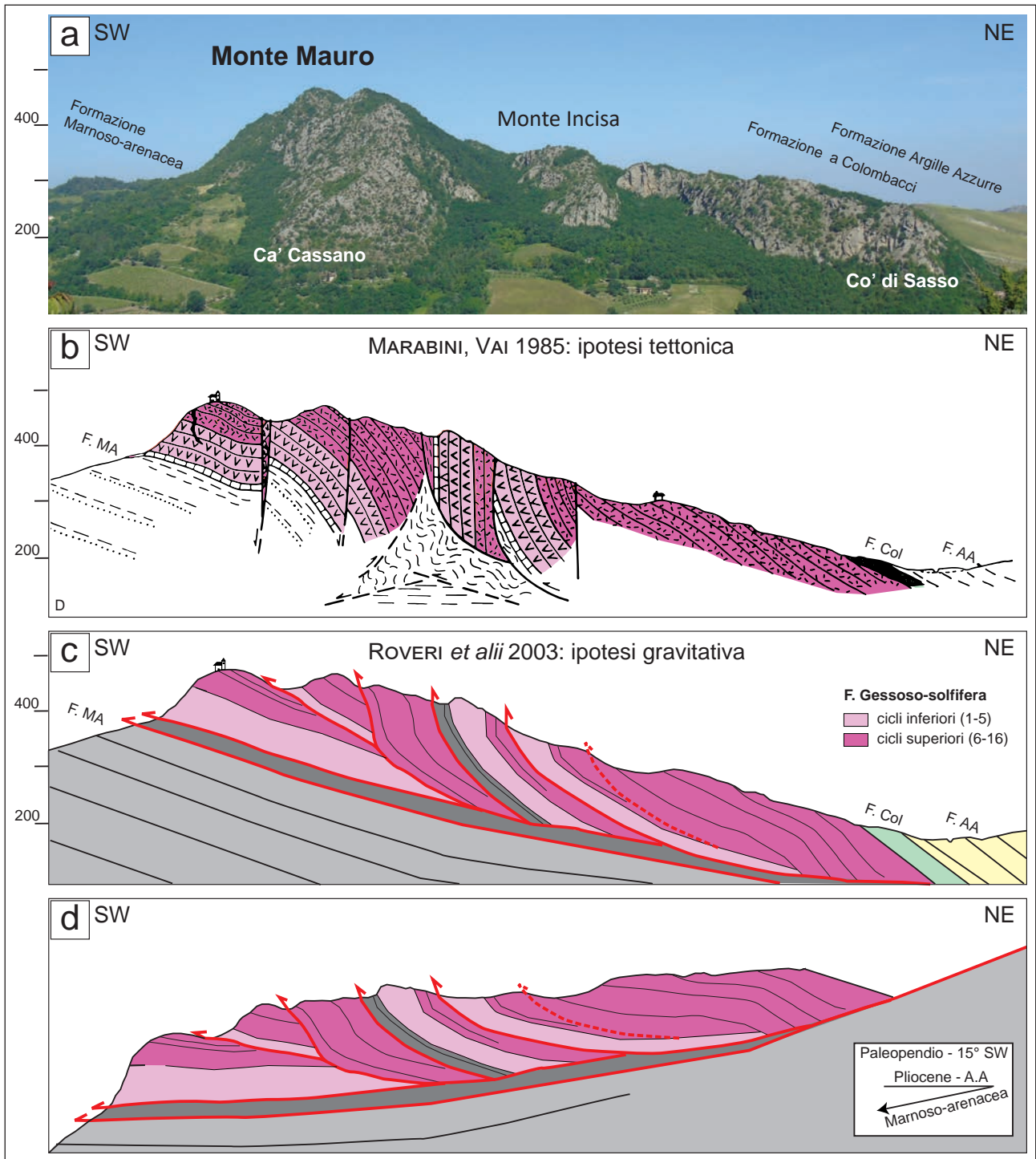


Fig. 9 – La spettacolare struttura di Monte Mauro è costituita da scaglie della successione gessosa accavallate (a). Ipotesi “tettonica” (b) e ipotesi “gravitativa” (c, d) a confronto. L’evoluzione della grande frana sottomarina nell’ipotesi “gravitativa” prevede un originario pendio inclinato in senso opposto (d) rispetto all’inclinazione visibile oggi (c) (semplificato da ROVERI et alii 2003).

di Monte Mauro è suddivisa in più scaglie, le quali, procedendo da sud-ovest verso nord-est, prendono il nome di Scaglia di Monte Mauro, Scaglia di Monte Incisa, Scaglia di Co' di Sasso e Scaglia di Col Vedreto (MARABINI, VAI 1985). I processi che deformarono i gessi messiniani sono stati attribuiti ad attività tettonica relativa all'attivazione di sistemi di faglie con vergenza appenninica (nord-est). La struttura di Monte Mauro sarebbe quindi il risultato di una tettonica trascorrente in un regime transtensivo e transpressivo (fig. 9b; MARABINI, VAI 1985) con deformazioni estensionali e compressive, blocchi gessosi ruotati e sovrascorrimenti poco profondi. Tutte queste discontinuità non interessano gli strati sovrastanti e sottostanti, ma si propagano da una superficie di scollamento localizzata nella parte superiore delle argille eusiniche. Queste deformazioni erano state attribuite a "tettonica compressiva tangenziale" (o "pellicolare") lungo faglie orientate verso nord-est (MARABINI, VAI 1985; MONTANARI *et alii* 2007).

Di recente è stata proposta una nuova interpretazione, basata su indagini di campagna e sulla ricostruzione della deformazione subita dalle differenti Formazioni geologiche dell'area. In particolare, è stato documentato come i depositi del Pliocene basale mostrino angoli di immersione maggiori rispetto a quelli della Formazione Marnoso-arenacea (fig. 9c; ROVERI *et alii* 2003). Questo aspetto può essere spiegato esclusivamente con l'esistenza, durante il Messiniano superiore, di un antico pendio orientato verso sud-ovest, il quale ruotò in direzione opposta durante le fasi tettoniche successive (durante il Plio-Pleistocene), raggiungendo l'assetto attuale. La presenza di questa paleomorfologia è strettamente relazionata all'accrescersi della struttura tettonica di Riolo, situata a nord-est rispetto a Monte Mauro (fig. 2), ed ha permesso di interpretare i tratti deformativi dei gessi come il prodotto di processi gravitativi a grande scala, ovvero delle enormi frane sottomarine. L'innalzamento tettonico dell'anticlinale di Riolo avrebbe innescato il collasso gravitativo dell'unità gessosa e lo slittamento di intere porzioni della stessa lungo il paleopendio sottomarino, al di sopra delle sottostanti argille eusiniche pre-evaporitiche. Questi sedimenti dal comportamento plastico costituirono una efficace superficie di scollamento per i rigidi piastroni di selenite, che scivolarono verso sud-ovest e si accatasta-

rono gli uni sugli altri (fig. 9c, d). L'attività tettonica post-messiniana modificò ulteriormente quest'area, disegnando la situazione attuale. Immaginando di rimuovere l'entità della deformazione tettonica avvenuta dopo la fine della crisi di salinità, è possibile apprezzare come la superficie sulla quale scivolarono gli enormi blocchi di gesso mostri appunto una vergenza verso sud-ovest (ROVERI *et alii* 2003). Nella parte alta del paleopendio, l'unità evaporitica venne stirata e smembrata da faglie normali di tipo rotazionale, mentre nella parte inferiore (scaglia di Monte Mauro) i blocchi si accatastarono sovrascorrendo gli uni sugli altri. Evidenze di processi simili possono essere osservate in numerosi altri contesti del Mediterraneo, in particolar modo in Sicilia (ROVERI *et alii* 2008c), a Cipro (MANZI *et alii* 2018) e Israele (LUGLI *et alii* 2013), dove l'unità dei Gessi Primari Inferiori è stata pesantemente interessata da processi di trasporto di massa a grande scala che, durante la seconda fase della crisi di salinità, ne determinarono la quasi completa frammentazione in enormi blocchi, i quali si trovano dislocati rispetto al loro originario dominio deposizionale (ROVERI *et alii* 2008b).

Bibliografia

- M.A. BASSETTI, V. MANZI, S. LUGLI, M. ROVERI, A. LONGINELLI, F. RICCI LUCCHI, M. BARBIERI 2004, *Paleoenvironmental significance of Messinian post-evaporitic lacustrine carbonates in the Northern Apennines, Italy*, "Sedimentary Geology" 172, pp. 1-18.
- CIESM 2008, *The Messinian salinity crisis from mega-deposits to microbiology*, in F. BRIAND (Ed.), *A consensus report*, in *33ème CIESM Workshop Monographs*, 33, CIESM, 16, bd de Suisse, MC-98000, Monaco, pp. 1-168.
- R. FLECKER, R.M. ELLAM 2006, *Identifying Late Miocene episodes of connection and isolation in the Mediterranean-Paratethyan realm using Sr isotopes*, "Sedimentary Geology" 188-189, pp. 189-203.
- R. GENNARI, S.M. IACCARINO, A. DI STEFANO, G. STURIALE, P. CIPOLLARI, V. MANZI, M. ROVERI, D. COSENTINO 2008, *The Messinian-Zan-*

- clean boundary in the Northern Apennine*, "Stratigraphy" 5, pp. 307-322.
- Z. GVIRTZMAN, V. MANZI, R. CALVO, I. GAVRIELI, R. GENNARI, S. LUGLI, M. REGHIZZI, M. ROVERI 2017, *Intra-Messinian truncation surface in the Levant Basin explained by subaqueous dissolution*, "Geology" 45, pp. 915-918.
- K. HSÜ, W.B.F. RYAN, M. CITA 1973, *Late Miocene desiccation of the Mediterranean*, "Nature" 242, pp. 240-244.
- S. LUGLI 1999, *Geology of the Realmonte salt deposit, a desiccated Messinian Basin (Agrigento, Sicily)*, "Memorie della Società Geologica Italiana" 54, pp. 75-81.
- S. LUGLI, B.C. SCHREIBER, B. TRIBERTI 1999, *Giant polygons in the Realmonte mine (Agrigento, Sicily): evidence for the desiccation of a Messinian halite basin*, "Journal of Sedimentary Research" 69, pp. 764-771.
- S. LUGLI, V. MANZI, M. ROVERI, B.C. SCHREIBER 2010, *The Primary Lower Gypsum in the Mediterranean: a new facies interpretation for the first stage of the Messinian salinity crisis*, "Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology" 297, pp. 83-99.
- S. LUGLI, R. GENNARI, Z. GVIRTZMAN, V. MANZI, M. ROVERI, B.C. SCHREIBER 2013, *Evidence of clastic evaporites in the canyons of the Levant Basin (Israel): implications for the Messinian Salinity Crisis*, "Journal of Sedimentary Research" 83, pp. 942-954.
- S. LUGLI, V. MANZI, M. ROVERI, B.C. SCHREIBER 2015, *The deep record of the Messinian salinity crisis: evidence of a non-desiccated Mediterranean Sea*, "Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology" 433, pp. 201-218.
- V. MANZI, S. LUGLI, F. RICCI LUCCHI, M. ROVERI 2005, *Deep-water clastic evaporites deposition in the Messinian Adriatic foredeep (Northern Apennines, Italy): did the Mediterranean ever dry out?*, "Sedimentology" 52, pp. 875-902.
- V. MANZI, M. ROVERI, R. GENNARI, A. BERTINI, U. BIFFI, S. GIUNTA, S.M. IACCARINO, L. LANCI, S. LUGLI, A. NEGRI, A. RIVA, M.E. ROSSI, M. TAVIANI 2007, *The deep-water counterpart of the Messinian Lower Evaporites in the Apennine foredeep: the Fanantello section (Northern Apennines, Italy)*, "Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology" 251, pp. 470-499.
- V. MANZI, S. LUGLI, M. ROVERI, B.C. SCHREIBER 2009, *A new facies model for the Upper Gypsum of Sicily (Italy): chronological and paleoenvironmental constraints for the Messinian salinity crisis in the Mediterranean*, "Sedimentology" 56, pp. 1937-1960.
- V. MANZI, R. GENNARI, S. LUGLI, M. ROVERI, N. SCAFETTA, B.C. SCHREIBER 2012, *High-frequency cyclicity in the Mediterranean Messinian evaporites: evidence for solar-lunar climate forcing*, "Journal of Sedimentary Research" 82, pp. 991-1005.
- V. MANZI, R. GENNARI, F. HILGEN, W. KRIJGSMAN, S. ROVERI, M. ROVERI, F.J. SIERRA 2013, *Age refinement of the Messinian salinity crisis onset in the Mediterranean*, "Terra Nova" 25, pp. 315-322.
- V. MANZI, R. GENNARI, S. LUGLI, D. PERSICO, M. REGHIZZI, M. ROVERI, B.C. SCHREIBER, R. CALVO, I. GAVRIELI, Z. GVIRTZMAN 2018, *The onset of the Messinian salinity crisis in the deep Eastern Mediterranean basin*, "Terra Nova" 30, 3, pp. 189-198.
- S. MARABINI, A. POLUZZI 1977, *Le Crisia (Bryozoa, cyclostomata) del Messiniano inferiore della Romagna Occidentale*, "Giornale di Geologia" 42, 1, pp. 165-180.
- S. MARABINI, G.B. VAI 1985, *Analisi di facies e macrotettonica della Vena del Gesso in Romagna*, "Bollettino della Società Geologica Italiana" 104, pp. 21-42.
- S. MARABINI, G.B. VAI 1989, *Geology of the Monticino Quarry, Brisighella, Italy. Stratigraphic implications of its late Messinian Mammal Fauna*, in C. DE GIULI, G.B. VAI (Eds.), *Proceedings of the international workshop on Continental faunas of the Miocene/Pliocene boundary*, Modena, pp. 369-382.
- A. MICALLEF, A. CAMERLENGHI, D. GARCIA-CASTELLANOS, D. CUNARRO OTERO, M. GUTSCHER, G. BARRECA, D. SPATOLA, L. FACCHIN, R. GELLETTI, S. KRASTEL, F. GROSS, M. URLAUB 2018, *Evidence of the Zanclean megaflood in the eastern Mediterranean basin*, "Scientific Reports" 8, p. 1078.
- D. MONTANARI, C. DEL VENTISSETTE, M. BONINI, F. SANI 2007, *Passive-roof thrusting in the*

- Messinian Vena del Gesso Basin (Northern Apennines, Italy): constraints from field data and analogue models*, “Geological Journal” 42, 5, pp. 455-476.
- A. MOTTURA 1871, *Sulla formazione terziaria della zona solfifera della Sicilia*, “Memorie descrittive della Carta Geologica d’Italia” 1, pp. 50-140.
- F. ORTÌ 2011, *Selenite facies in marine evaporites: a review*, “International Association of Sedimentologists. Special Publication” 43, pp. 431-464.
- G. PANIERI, S. LUGLI, V. MANZI, M. ROVERI, B.C. SCHREIBER, K.A. PALINSKA 2010, *Ribosomal RNA gene fragments from fossilized cyanobacteria identified in primary gypsum from the late Miocene, Italy*, “Geobiology” 8, pp. 101-111.
- M. REGHIZZI, R. GENNARI, E. DOUVILLE, S. LUGLI, V. MANZI, P. MONTAGNA, M. ROVERI, F.J. SIERRO, M. TAVIANI 2017, *Isotope stratigraphy ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) of the Sorbas basin (Betic Cordillera, Spain): paleoceanographic evolution across the onset of the Messinian salinity crisis*. “Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology” 469, pp. 60-73.
- F. RICCI LUCCHI 1986, *The Oligocene to recent foreland basins of the Northern Apennines*. “International Association of Sedimentologists. Special Publication” 8, pp. 105-139.
- M. ROVERI, V. MANZI 2006, *The Messinian salinity crisis: looking for a new paradigm?*, “Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology” 238, pp. 386-398.
- M. ROVERI, M.A. BASSETTI, F. RICCI LUCCHI 2001, *The Mediterranean Messinian Salinity Crisis: an Apennine foredeep perspective*, “Sedimentary Geology” 140, pp. 201-214.
- M. ROVERI, S. LUGLI, V. MANZI, R. GENNARI, S.M. IACCARINO, F. GROSSI, M. TAVIANI 2006, *The record of Messinian events in the Northern Apennines foredeep basins. RCMNS IC Parma 2006* “The Messinian salinity crisis revisited II”, (Pre-congress field-trip guidebook”, “Acta Naturalia de L’Ateneo Parmense” 42, 1, pp. 1-65.
- M. ROVERI, V. MANZI, M.A. BASSETTI, M. MERINI, F. RICCI LUCCHI 1998, *Stratigraphy of the Messinian post-evaporitic stage in eastern Romagna (Northern Apennines, Italy)*, “Giornale di Geologia” 60, pp. 119-142.
- M. ROVERI, V. MANZI, F. RICCI LUCCHI, S. ROGLEDI 2003, *Sedimentary and tectonic evolution of the Vena del Gesso Basin (Northern Apennines, Italy): implications for the onset of the Messinian salinity crisis*, “Geological Society of America Bulletin” 115, pp. 387-405.
- M. ROVERI, A. BERTINI, D. COSENTINO, A. DI STEFANO, R. GENNARI, E. GLIOZZI, F. GROSSI, S.M. IACCARINO, S. LUGLI, V. MANZI, M. TAVIANI 2008a, *A high-resolution stratigraphic framework for the latest Messinian events in the Mediterranean area*, “Stratigraphy” 5, pp. 323-342.
- M. ROVERI, S. LUGLI, V. MANZI, B.C. SCHREIBER 2008b, *The Messinian Sicilian stratigraphy revisited: toward a new scenario for the Messinian salinity crisis*, “Terra Nova” 20, pp. 483-488.
- M. ROVERI, S. LUGLI, V. MANZI, R. GENNARI 2008c, *Large-scale mass wasting processes in the Messinian Ciminna Basin (northern Sicily)*, “Geoacta” 7, pp. 45-62.
- M. ROVERI, R. FLECKER, W. KRIJGSMAN, J. LOFI, S. LUGLI, V. MANZI, F.J. SIERRO, A. BERTINI, A. CAMERLENGHI, G. DE LANGE, R. GOVERS, F.J. HILGEN, C. HÜBSCHER, P. TH. MEIJER, M. STOICA 2014a, *The Messinian Salinity Crisis: past and future of a great challenge for marine sciences*, “Marine Geology” 349, pp. 113-125.
- M. ROVERI, S. LUGLI, V. MANZI, R. GENNARI, B.C. SCHREIBER 2014b, *High-resolution strontium isotope stratigraphy of the Messinian deep Mediterranean basins: implications for marginal to central basins correlation*, “Marine Geology” 349, pp. 113-125.
- M. ROVERI, V. MANZI, A. BERGAMASCO, F.M. FALCIERI, R. GENNARI, S. LUGLI, B.C. SCHREIBER 2014c, *Dense shelf water cascading and Messinian canyons: a new scenario for the Mediterranean salinity crisis*, “American Journal of Science” 314, pp. 751-784.
- M. ROVERI, R. GENNARI, S. LUGLI, V. MANZI, N. MINELLI, M. REGHIZZI, A. RIVA, M.E. ROSSI, B.C. SCHREIBER 2016, *The Messinian salinity crisis: open problems and possible implications for Mediterranean petroleum systems*, “Petroleum Geoscience” 22, pp. 283-290.

- W.B.F. RYAN 2009, *Decoding the Mediterranean salinity crisis*, "Sedimentology" 56, pp. 95-136.
- M. SAMI, M. TAVIANI 2015, *I calcari a Lucina e i Gessi di Rontana*, in P. LUCCI, S. PIASTRA (a cura di), *I Gessi di Brisighella e Rontana*, (Memorie dell'Istituto Italiano di Speleologia, s. II, vol. XXVIII), Faenza, pp. 39-56.
- G.B. VAI 1988, *A field trip guide to the Romagna Apennines geology: the Lamone valley*, in C. DE GIULI, G.B. VAI (Eds.), *Fossil Vertebrates in the Lamone Valley, Romagna Apennines. International Workshop Continental faunas at the Miocene/Pliocene Boundary*, Faenza, pp. 7-37.
- G.B. VAI, F. RICCI LUCCHI 1977, *Algal crusts, autochthonous and clastic gypsum in a cannibalistic evaporite basin; a case history from the Messinian of Northern Apennine*, "Sedimentology" 24, pp. 211-244.

Ringraziamenti: questo lavoro è il frutto di tanti anni di studio della crisi di salinità in tutto il bacino del Mediterraneo. Le ultime analisi e le recenti campagne di rilevamento nella Vena del Gesso non sarebbero state possibili senza l'appoggio e il supporto della Federazione Speleologica Regionale dell'Emilia-Romagna (FSRER), cui va il nostro sentito ringraziamento.