

Il contributo degli studi stratigrafici di superficie e sottosuolo alla conoscenza dell'Appennino Capano-Lucano

Etta Patacca e Paolo Scandone

Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Pisa, Via Santa Maria, 53. 56123 PISA

Parole chiave: stratigrafia di superficie, stratigrafia di sottosuolo, Appennino Meridionale, Basilicata

Atti del 1° Congresso dell'Ordine dei Geologi di Basilicata, "Ricerca, Sviluppo ed Utilizzo delle Fonti Fossili: Il Ruolo del Geologo", Potenza, 30 Novembre - 2 Dicembre 2012.

Riassunto

Cento anni e più di ricerche petrolifere in Basilicata hanno avuto un peso determinante sull'evoluzione delle conoscenze geologiche della regione. In un'area strutturalmente complessa come l'Appennino Meridionale, e come la Basilicata in particolare, l'esplorazione del sottosuolo è un elemento di primo piano, al di là dei suoi obiettivi specifici, per comprendere lo stile tettonico generale dell'area, elaborare una ricostruzione palinspastica attendibile degli originari domini paleogeografici e ripercorrere le principali tappe della storia sedimentaria di questi domini e del loro progressivo coinvolgimento nella tettonica compressiva.

Attraverso l'integrazione dei dati stratigrafici di superficie e di sottosuolo abbiamo cercato di introdurre nuovi vincoli capaci di ridurre i gradi di libertà insiti in qualunque tentativo di ricostruzione paleogeografica e in qualunque modello cinematico teso a descrivere l'evoluzione geologica di un'area così complessa come l'Appennino Campano-Lucano e al tempo stesso così ricca di informazioni sulla sua struttura profonda grazie ai risultati dell'esplorazione petrolifera. La presente nota si propone di portare elementi di novità su tre punti principali:

- aggiornamento degli schemi cronostatigrafici delle unità geologiche che compongono l'Appennino Campano-Lucano e conseguente aggiornamento del modello paleogeografico di riferimento;
- ricostruzione palinspastica della Piattaforma Apula tra il margine orientale del Bacino Lagonegrese e il margine occidentale del Bacino Sud-Adriatico;
- aggiornamento del modello cinematico relativo all'evoluzione del sistema catena-avanfossa-avampaese nell'Appennino campano-lucano attraverso la definizione dell'età della base dei depositi silicoclastici di tipo flysch nelle successioni stratigrafiche rappresentative delle diverse unità tettoniche (impostazione nel bacino di avanfossa) e l'età dei primi depositi di tipo *thrust-top* che ricoprono in disconformità ciascuna unità tettonica dopo la sua prima deformazione compressiva (incorporazione nel cuneo di catena).

1. Introduzione

Le attuali conoscenze sulla geologia della Basilicata si basano su oltre un secolo di attività che include studi di tipo accademico condotti da università ed istituti di ricerca italiani e stranieri, rilevamenti eseguiti dal Servizio Geologico d'Italia (già Regio Ufficio Geologico) per la redazione della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 e poi alla scala 1:50.000, studi di geologia applicata all'ingegneria e indagini di tipo industriale indirizzate alla ricerca di idrocarburi. Questo patrimonio di conoscenza che coniuga ricerca pura e ricerca applicata affonda le sue radici nei pionieristici, fondamentali lavori di De Lorenzo (1894) sulle montagne mesozoiche di Lagonegro, di Baldacci e Viola (1894) sul Trias in Basilicata e sulla tettonica dell'Appennino Meridionale e di Crema (1902) sulle manifestazioni di petrolio a Tramutola. Centoventi anni di ricerca hanno prodotto un numero altissimo di pubblicazioni all'interno delle quali non è sempre agevole muoversi data la complessità geologica dell'Appennino Campano-Lucano. In questa nota abbiamo cercato di ordinare in un unico schema cronostatigrafico le

successioni presenti in superficie e in sottosuolo mettendo in evidenza i momenti deposizionali di importanza primaria legati ad eventi fisici e climatico-oceanografici registrati a scala globale o a scala regionale. Questi momenti sono in genere marcati da orizzonti o associazioni di facies particolari utilizzabili per operare correlazioni sia in successioni di piattaforma sia in successioni di bacino e per ricomporre in insiemi ordinati frammenti di successioni smembrate. Occorre dire, però, che esistono litofacies simili tra loro che possono essere presenti in unità tettoniche diverse e ad altezze stratigrafiche differenti, e queste similitudini sono state causa di correlazioni errate. Un esempio è rappresentato dalle cosiddette "Argille Varicolori", termine di comodo per indicare informalmente corpi composti prevalentemente da argilliti rosse, verdi e grigie, all'interno delle quali sono stati talora riuniti termini di età e significato deposizionale diverso. Nelle "Argille Varicolori" sono state incluse, sia in carte geologiche ufficiali sia in logs di pozzo, siltiti e argilliti rosse triassiche della Formazione di Monte Facito, argilliti e radiolariti cretacee della successione sannitica, termini cretacei appartenenti alle Argille Varicolori Inferiori dell'Unità Sicilide e infine argilliti paleogeniche della successione sannitica. Un altro termine abusato in geologia del sottosuolo è quello di "Unità Irpine", adoperato per riferirsi a qualunque successione prevalentemente silicoclastica di età terziaria tettonicamente interposta tra le Coltri Appenniniche e i carbonati apuli sepolti. In questo lavoro abbiamo cercato di fornire una chiave di lettura per riconoscere la reale pertinenza di queste litofacies ambigue anche in situazioni complesse dal punto di vista tettonico nelle quali elisioni meccaniche o accavallamenti rendono difficile la ricostruzione delle originarie sequenze stratigrafiche. Soprattutto per quanto riguarda la geologia di sottosuolo, l'utilizzazione di queste chiavi di lettura è stata fondamentale per la ricostruzione dettagliata dei corpi geologici attraversati dai pozzi e in alcuni casi è stata determinante per una reinterpretazione del *composite log* che alla fine può differire sostanzialmente da quello originario. Il quadro cronostratigrafico qui presentato include dati originali di analisi stratigrafica sia di superficie sia di sottosuolo che hanno contribuito a ricostruire il quadro paleogeografico generale e a comprendere i raccordi tra il Bacino Lagonegrese-Molisano e le piattaforme carbonatiche di mare basso adiacenti.

È importante sottolineare che in una regione strutturalmente complessa come la Basilicata, i dati di sottosuolo rappresentano un elemento di primo piano per comprendere la geometria della catena e per operare una corretta retrodeformazione delle unità tettoniche presenti, operazione indispensabile per ottenere una ricostruzione paleogeografica di domini deposizionali che sono stati obliterati nel corso della deformazione compressiva. Dai dati di sottosuolo oggi sappiamo che l'Appennino Meridionale è un cuneo orogenico complesso formato da una potente pila di coltri di ricoprimento, che sono le unità che osserviamo in superficie ma che spesso si presentano ispessite a causa di ripetizioni tettoniche, e da un sistema duplex sepolto costituito da embrici carbonatici di pertinenza apula ("Piattaforma Apula Interna" dei geologi ENI; Duplex Benevento-Val d'Agri in questa nota). Questi carbonati sepolti, raggiunti a profondità variabili da poco più di mille metri (es. struttura di Monte Forcuso) ad oltre 4000 metri (es. struttura di Tempa Rossa) sono l'obiettivo principale dell'esplorazione petrolifera perché rappresentano la roccia serbatoio. L'unico punto nel quale i carbonati apuli del sistema duplex raggiungono la superficie è al Monte Alpi di Latronico dove è esposta una successione di piattaforma di età compresa tra il Giurassico superiore e il Cretaceo inferiore ricoperta in disconformità da depositi del Miocene superiore. La parte più profonda di questa successione è stata esplorata dal pozzo Castelsaraceno 1 che ha raggiunto le dolomie del Trias superiore attraversando i carbonati apuli per circa 4500 metri. Immediatamente all'esterno del fronte del duplex i carbonati apuli giacciono a profondità anche superiori a 6000 metri, sepolti sotto le coltri appenniniche. La profondità del tetto dei carbonati decresce progressivamente spostandosi dal margine esterno delle coltri alloctone catena verso l'Avampaese Apulo. Nella sola Basilicata sono circa 150 i pozzi che in catena e in avanfossa hanno raggiunto la sommità dei carbonati apuli, ed una metà di essi ha esplorato quantomeno la porzione cretacea della successione.

La presente nota si propone di portare elementi di novità su tre punti principali:

- aggiornamento, attraverso dati originali nuovi, degli schemi cronostatigrafici delle unità tettoniche riconosciute in superficie ed in sottosuolo nell'Appennino Campano-Lucano e aggiornamento del modello paleogeografico di riferimento;
- ricostruzione palinspastica della Piattaforma Apula tra il margine orientale del Bacino Lagonegrese e il margine occidentale del Bacino Sud-Adriatico;
- aggiornamento dei dati stratigrafici che vincolano il modello cinematico relativo all'evoluzione del sistema catena-avanfossa-avampaese nell'Appennino Campano-Lucano. Questo aggiornamento riguarda l'età della base dei depositi silicoclastici di tipo flysch nelle diverse successioni stratigrafiche rappresentative delle unità tettoniche riconosciute (età dell'impostazione nel bacino di avanfossa) e l'età dei primi depositi di tipo *thrust-top* che ricoprono in disconformità ciascuna unità tettonica dopo la sua prima deformazione compressiva (età di incorporazione nel cuneo di catena).

Nei capitoli che seguono sintetizzeremo i tratti essenziali delle successioni sedimentarie delle varie unità che compongono l'Appennino Campano-Lucano e la Piattaforma Apula. Successivamente descriveremo le successioni silicoclastiche di tipo *thrust-top* e di tipo flysch conosciute in superficie e in sottosuolo che attraverso la loro età definiscono il progressivo arretramento flessurale della piastra d'avampaese e il *timing* della deformazione compressiva.

2. Ricostruzione palinspastica dei domini appenninici in Basilicata e in Campania

L'Appennino Campano-Lucano, come il resto della catena appenninica, è un segmento orogenico molto giovane, costruito tra il Miocene inferiore-medio e il Pleistocene nell'Appennino (Fig. 1). Muovendosi dall'alto verso il basso, l'ordine geometrico delle unità tettoniche che costituiscono la catena (Fig. 2) rispetta nell'insieme l'ordine con il quale si susseguivano gli originari domini paleogeografici da occidente verso oriente. Un caso particolare è costituito dall'Unità Sannio e dalle Unità Lagonegresi che sono derivate dal medesimo dominio paleogeografico. La prima è costituita dalla porzione cretacea p.p.-miocenica dell'originaria successione stratigrafica scollata dal suo substrato triassico-cretaceo p.p. e trasportata verso l'esterno come coltre di ricoprimento indipendente dalle Coltri Lagonegresi. Una ricostruzione palinspastica dei domini appenninici in momenti particolarmente significativi del Mesozoico e del Cenozoico è fornita nella Figura 3 nella quale le condizioni al contorno, vale a dire le posizioni relative della placca africana e della placca europea sono state fissate utilizzando il modello cinematico di Rosenbaum *et alii* (2002). La scelta del Cenomaniano, intorno a 98 Ma, è motivata dal fatto che l'architettura generale dei sistemi piattaforma-bacino non è sostanzialmente diversa da quella che si aveva nel Giurassico medio-superiore e nel Cretaceo inferiore, ma c'è il vantaggio di possedere per questo momento una base di dati utilizzabili per ricostruzioni paleogeografiche più vasta di quella disponibile per intervalli temporali più vecchi. La scelta del limite Oligocene inferiore-Oligocene superiore, intorno a 29 Ma, deriva dal fatto che questo momento è ben individuabile nelle successioni stratigrafiche rappresentative di tutti i domini paleogeografici ricostruiti. Nel Mediterraneo Centrale esso è caratterizzato da un'emersione generalizzata delle piattaforme e da un'importante vacuità temporale nella gran parte degli adiacenti bacini. La sottoalimentazione dei bacini è dovuta alla scarsa produttività in carbonato determinata da uno dei più severi abbassamenti del livello del mare a scala globale (Schlanger e Premoli Silva, 1986; Miller *et alii*, 2011) valutabile nell'ordine di almeno 50 metri. In quel tempo la Piattaforma Apula si trovava circa 300 chilometri a SE della sua posizione attuale e la Corsica e la Sardegna non erano state ancora interessate da movimenti di rotazione. L'ultima ricostruzione si riferisce al Tortoniano, intorno a 9 Ma, momento facilmente riconoscibile anche in pozzo per la presenza di uno dei più importanti eventi trasgressivi che influenzò vaste aree della Piattaforma Apula.

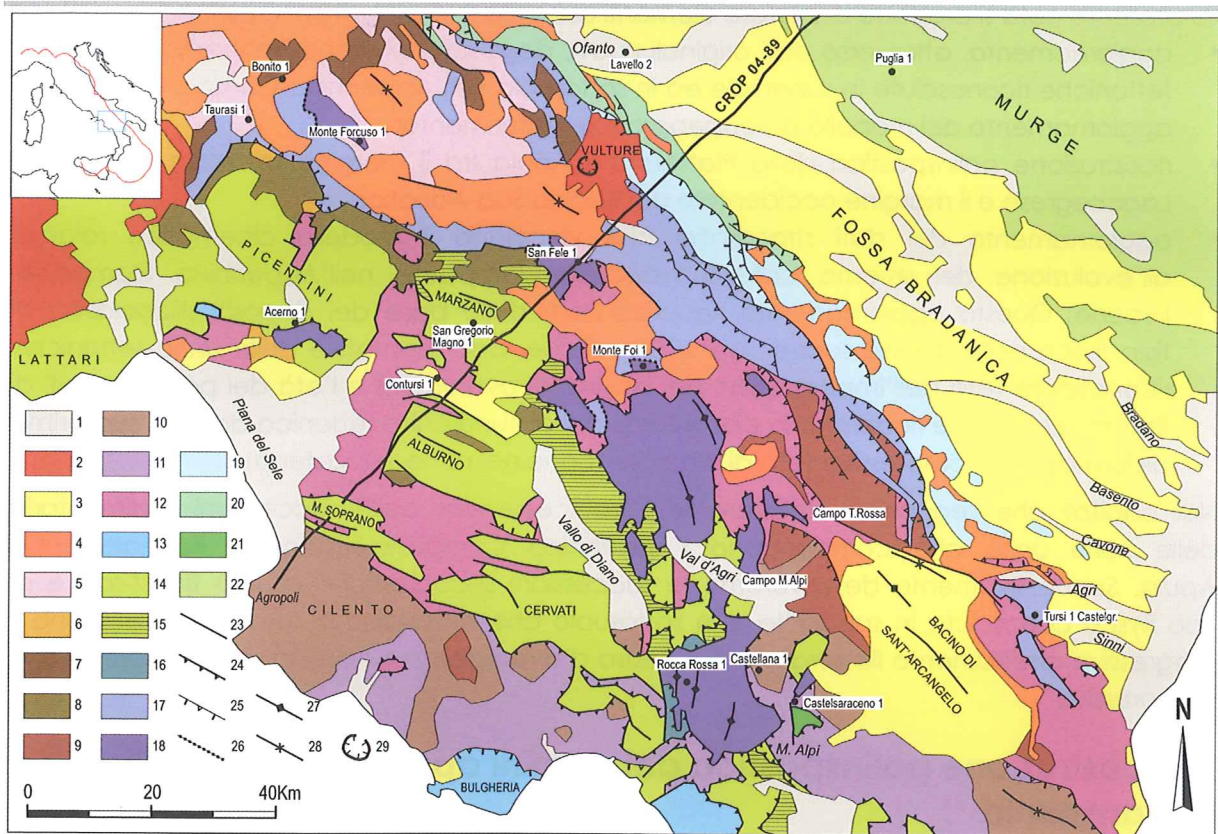


Fig. 1 Carta geologico-strutturale semplificata dell'Appennino Campano-Lucano. Modificato da Patacca (2007). Nella figura sono riportati i principali toponimi e sono indicate la traccia del profilo sismico CROP-04 e la posizione dei pozzi discussi o quanto meno citati in questa nota.

1 Depositi continentali e subordinati depositi costieri (Pleistocene medio-Olocene). 2 Vulcaniti e vulcanoclastiti (Pleistocene medio-Olocene). 3 Depositi indifferenziati del Pleistocene inferiore p.p. (Calabrian) e della parte bassa del Pleistocene medio. 4 Depositi indifferenziati del Pliocene e del Pleistocene inferiore p.p. (Gelasiano). 5 Complesso Caotico del Torrente Calaggio (probabile Pliocene basale). 6 Depositi del Tortoniano superiore-Messiniano inferiore di Salerno-Montecorvino Rovella. 7 Formazione di San Bartolomeo (Tortoniano superiore-Messiniano inferiore). 8 Formazioni di Castelvetere (Tortoniano superiore-Messiniano inferiore). 9 Formazione di Gorgoglione e Conglomerati di Monte Sacro (Tortoniano inferiore). 10 Gruppo del Cilento e Formazioni di Albidona (Langhiano-Tortoniano inferiore). 11 Unità Nord-Calabrese (Eocene-Miocene inferiore). 12 Unità Sicilide (Cretacico superiore-Miocene inferiore). 13 Unità Bulgheria e Verbicaro (Trias superiore-Miocene inferiore). 14 Unità Alburno-Cervati (Trias superiore-Tortoniano inferiore). 15 Unità Monti della Maddalena (Trias superiore-Miocene ind.). 16 Unità del Monte Foraporta (Retico superiore-Dogger). 17 Unità Sannio (Cretacico inferiore-Miocene medio). 18 Unità Lagonegresi (Trias medio-Cretacico inferiore). 19 Unità Tufillo-Serra Palazzo (Paleogene-Messiniano inferiore). 20 Unità Daunia (Paleogene-Messiniano inferiore). 21 Finestra tettonica del Monte Alpi di Latronico (affioramento del Duplex Benevento-Val d'Agri). 22 Carbonati dell'Avampaese Apulo (Cretacico). 23 Faglie normali e faglie trascorrenti. 24 e 25 Sovrascorrimenti (24 thrust flat; 25 thrust ramp). 26 Superficie di scollamento (detachment) alla base dell'Unità Sannio. 27 Asse di anticlinale. 28 Asse di sinclinale. 29 Bordo di caldera (Vulture).

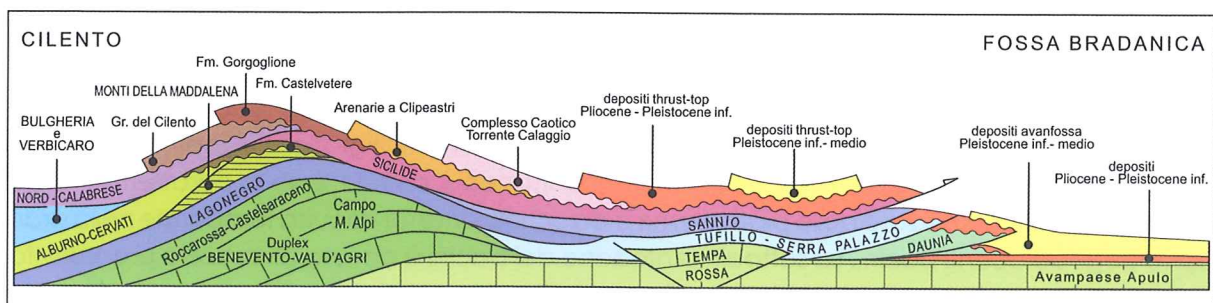


Fig. 2 Rappresentazione schematica dei rapporti geometrici tra le diverse unità geologiche che compongono il sistema catena-avampaese tra il Cilento e la Fossa Bradanica (v. Fig. 1). Da Patacca e Scandone (2007a) con lievi modifiche.

Gli schemi cronostatigrafici delle Figure 4 e 5 forniscono un quadro sinottico delle successioni delle diverse unità tettoniche che compongono l'Appennino Campano-Lucano e dei depositi

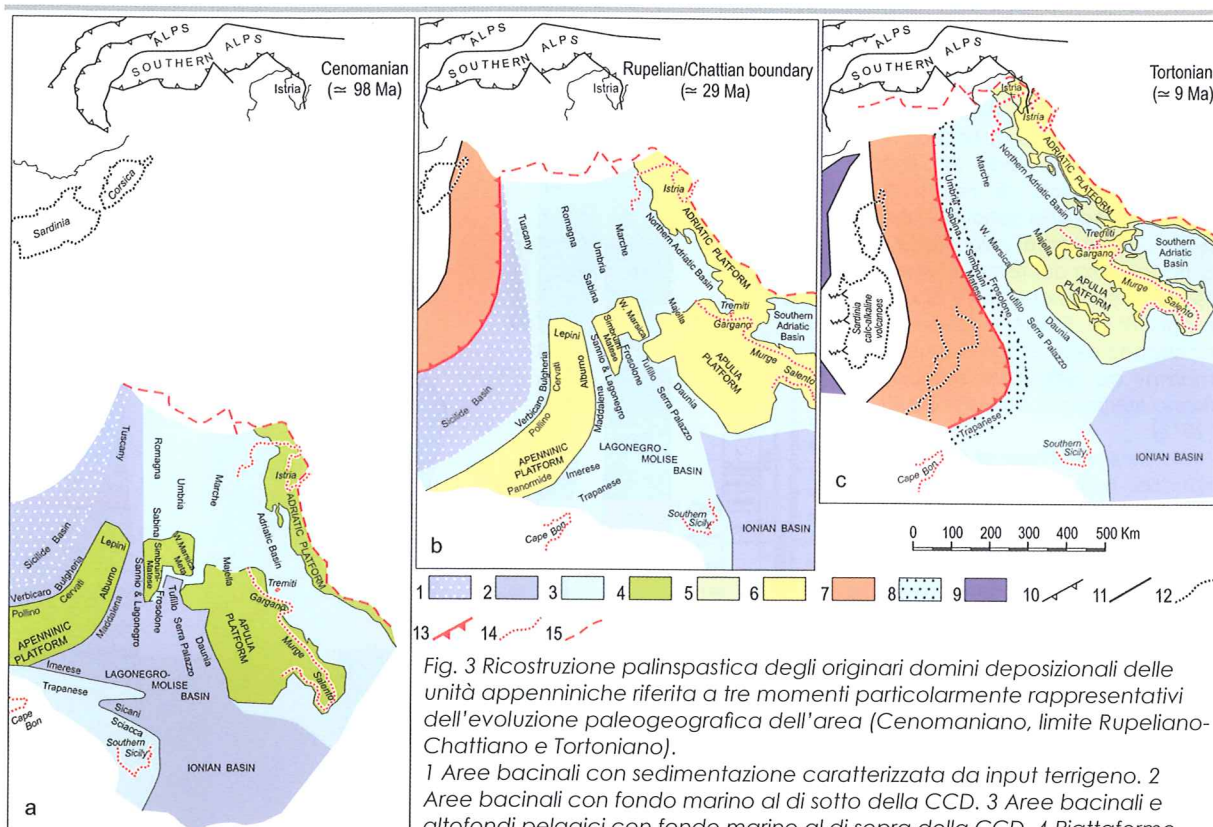


Fig. 3 Ricostruzione palinspastica degli originari domini deposizionali delle unità appenniniche riferita a tre momenti particolarmente rappresentativi dell'evoluzione paleogeografica dell'area (Cenomaniano, limite Rupeliano-Chatiano e Tortoniano).

1 Aree bacinali con sedimentazione caratterizzata da input terrigeno. 2 Aree bacinali con fondo marino al di sotto della CCD. 3 Aree bacinali e altopondi pelagici con fondo marino al di sopra della CCD. 4 Piattaforme di tipo bahamiano. 5 Rampe carbonatiche di mare basso. 6 Aree di catena. 7 Catena Appenninica oligo-miocenica. 8 Bacino di avanfossa tortoniano al fronte della catena. 9 Aree di bacino retroarco alle spalle della Corsica-Sardegna. 10 e 11 Elementi strutturali (rispettivamente fronti di sovrascorrimento e faglie principali) selezionati come linee fisse di riferimento. 12 Linee di costa degli elementi europei mobili (Corsica e Sardegna) e ubicazione del sistema calabro-peloritano nel Tortoniano prima dell'apertura del bacino tirrenico. 13 Fronte dell'Appennino intorno al limite Rupeliano-Chatiano e nel Tortoniano. 14 e 15 linee di riferimento indicative del movimento relativo dell'Africa rispetto all'Europa tra 98 Ma e 9 Ma; 14 linee di costa dell'Istria, della Puglia, della Sicilia meridionale e di Capo Bon; 15 margine settentrionale dell'avampaese sudalpino e margine nord-orientale della porzione indeformata della Piattaforma Adriatica.

neogenico-quaternari su esse discordanti. Sono stati messi in evidenza tutti i livelli guida utilizzati come isocrone per correlare successioni di piattaforma e successioni di bacino, sia quelli legati ad eventi climatico-oceanografici ed eustatici sviluppati a scala globale sia quelli legati ad attività vulcanica di tipo esplosivo cronologicamente ben definita e registrata su vaste aree dell'Appennino.

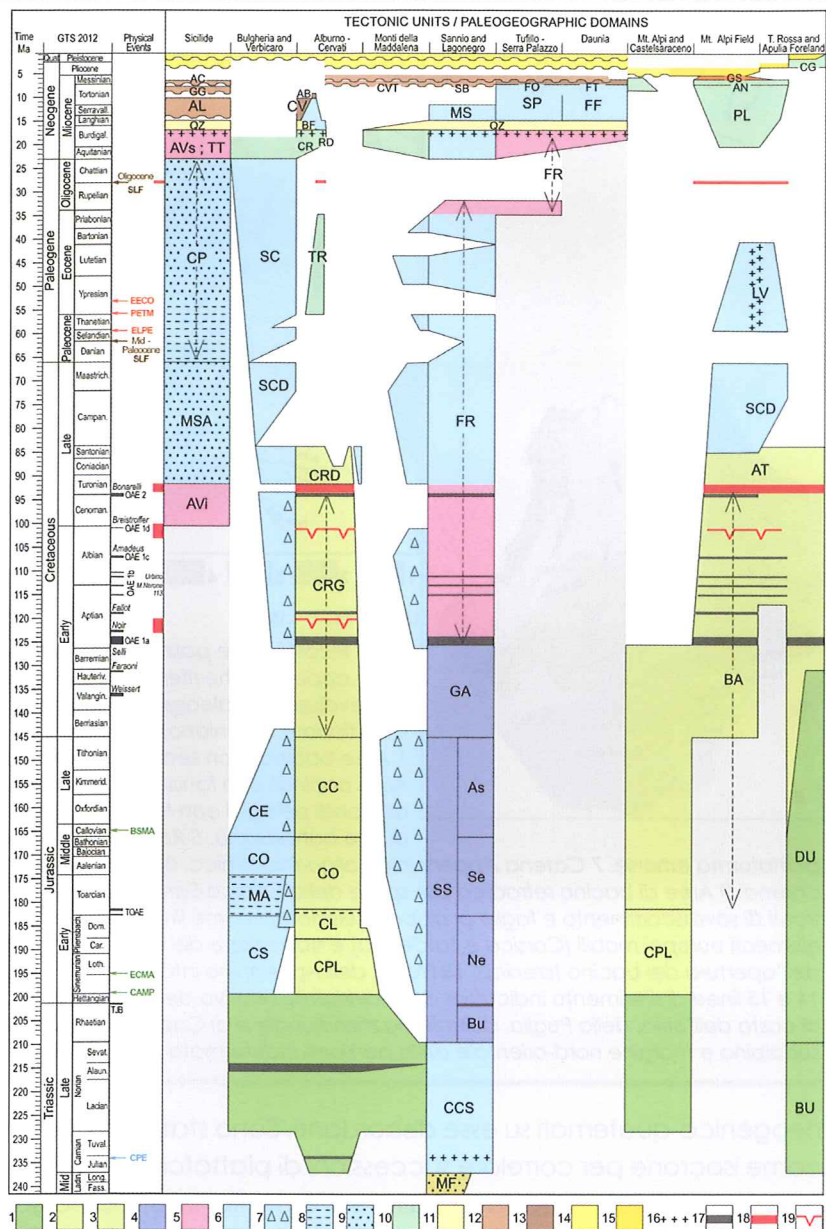
In quasi tutte le unità tettoniche riconosciute la successione stratigrafica termina con depositi silicoclastici di tipo flysch i quali marcano il momento nel quale il corrispondente dominio deposizionale è stato interessato dalla subsidenza flessurale ed è stato incorporato nel bacino di avanfossa. L'età dell'inizio della sedimentazione terrigena di tipo flysch, via via più giovane muovendosi dai domini più interni (occidentali) verso quelli più esterni (orientali), descrive il progressivo arretramento della cerniera della flessura della piastra d'avampaese. Il momento nel quale i vari domini deposizionali di avampaese/avanfossa sono stati incorporati nel sistema di catena è ovviamente definito dall'età dei depositi di tipo flysch, accumulati nei bacini di avanfossa, e dall'età dei primi depositi di tipo *thrust-top* discordanti sulle diverse unità tettoniche (v. Fig. 5).

3. I domini interni

Con il termine informale "unità interne" o "coltri interne" ci si riferisce, nella letteratura corrente sull'Appennino Meridionale, alle coltri di ricoprimento provenienti da domini paleogeografici originariamente ubicati ad occidente della Piattaforma Appenninica, quest'ultima nota anche come Piattaforma Campano-Lucana o Piattaforma Interna. In Basilicata le coltri interne

Fig. 4 Schema cronostratigrafico delle successioni meso-cenozoiche dell'Appennino Campano-Lucano e dell'Avampaese Apulo (per la parte miocenica, pliocenica e pleistocenica, si veda lo schema cronostratigrafico di Figura 5). I vincoli stratigrafici sono discussi nel testo, unitamente alla fonte dei dati. La scala dei tempi e gli eventi fisici (ad eccezione delle anomalie magnetiche ECMA e BSMA e ad eccezione degli eventi di emersione marcati da terre rosse e/o bauxiti) fanno riferimento a Gradstein et alii (2012).

Nella colonna Physical Events sono riportati tutti gli eventi fisici che trovano un riflesso nelle successioni stratigrafiche dell'Appennino Meridionale e che sono stati utilizzati per correlazioni a scala regionale. Le frecce in marrone indicano gli eventi di 1° ordine di abbassamento del livello medio del mare (SLF-Sea Level Fall) nel corso del Paleogene (al limite Daniano-Selandiano e al limite Rupeliano-Chattiano). Le frecce in arancio indicano i massimi termici dell'intervallo di riscaldamento globale paleoceno-eocenico: EECO (Early Eocene Climatic Optimum, Zachos et alii (2001, 2005); PETM (Paleocene/Eocene Thermal Maximum), Bralower et alii (2002); ELPE (Early Late Paleocene Event), Westerhold et alii (2008). In nero sono riportati gli eventi anossici oceanici (OAE-Ocean Anoxic Event) che cadono nel Giurassico e Cretacico e intorno al limite Retico-Hettangiano. Le frecce verdi indicano il picco di attività magmatica della Central Atlantic Magnetic Province (CAMP) a 199 Ma da Chabou et alii (2010), la East Coast Magnetic Anomaly (ECMA) a 195 Ma da Sahabi et alii (2004) e la Blake Spur Magnetic Anomaly (BSMA) a 165 Ma da Sahabi et alii (2004) e Labails (2008). In rosso, infine, sono indicati i maggiori eventi di emersione conosciuti nell'Appennino (Piattaforma Appenninica, Simbruini-Matese e Marsica Occidentale-Meta) e in Puglia, testimoniati da orizzonti di terre rosse e/o bauxiti. La successione delle unità tettoniche/domini paleogeografici segue la ricostruzione proposta in Figura 3. Le aree in grigio nelle diverse colonne indicano assenza di informazioni stratigrafiche.



Stigle. AB Argille a blocchi; AL Formazione di Albidona e Gruppo del Cilento; AC Arenarie a clipeastridi; AT Calcare di Altamura; AN Calcare di Andrano; As Scisti Silicei, Membro Acqua Sulfurea; AVi Argille Varicolori Inferiori; AVs;TT Argille Varicolori Superiori e Tuffi di Tusa; BA Calcare di Bari; BF Formazione del Bifurto; Bu Scisti Silicei, Membro Buccaglione; BU Formazione di Burano; CC Calcari a Cladocoropsis; CCS Calcari con Selce; CE Calcari ad Ellipsactinia; CG Calcarenite di Gravina; CL Calcari a Lithotis; CO calcari oolitici; CP Formazione di Corleto Perticara; CPL Calcari a Palaeodasycladus; CR Formazione di Cerchiara; CRD Calcari a Radiolitidi; CRG Calcari a Requienidi e Gasteropodi; CS calcari e dolomie con selce; CV Arenarie di Civita; CVT Formazione di Castelvetere; DU Dolomie di Ugento; FF Formazione di Faeto; FO Flysch di Olmi; FR "Flysch Rosso"; FT Flysch del Treste; GA Galestri; GG Formazione di Gorgoglione; GS Formazione Gessoso-Solfifera; LV Formazione Lavello; MA Marne Gialle ad Ammoniti; MF Formazione di Monte Facito; MS Marne e Arenarie di Serra Cortina; MSA Formazione di Monte Sant'Arcangelo; Ne Scisti Silicei, Membro Nevera; PL Pietra Leccese; QZ Quarzareniti Numidiche; RD Formazione di Roccadaspide; SB Formazione di San Bartolomeo; SC Scaglia; SCD Scaglia Detritica; Se Scisti Silicei, Membro Serra; SP Formazione di Serra Palazzo; SS Scisti Silicei; TR Formazione di Trentinara.

Caselle e simboli. 1 Dolomie e subordinati calcari dolomitici peritidali. 2 Calcari di mare basso. 3 Calcari marnosi di mare basso. 4 Depositi bacinali sedimentati sotto la CCD o all'interno della lisoclina della calcite. 5 Argilliti varicolori. 6 Calcari bacinali. 7 Breccie di talus. 8 Calcari marnosi e marne bacinali. 9 Calcari silicoclastici bacinali. 10 Depositi di rampa carbonatica. 11 Quarzareniti. 12 Depositi miocenici di tipo thrust-top. 13 Depositi miocenici di avanfossa. 14 Depositi pliocenici e pleistocenici di tipo thrust-top. 15 Depositi pliocenici e pleistocenici di avanfossa. 16 Vulcaniti e vulcanoclastiti. 17 Depositi euxinici. 18 Terre rosse e bauxiti. 19 Episodi minori di emersione.

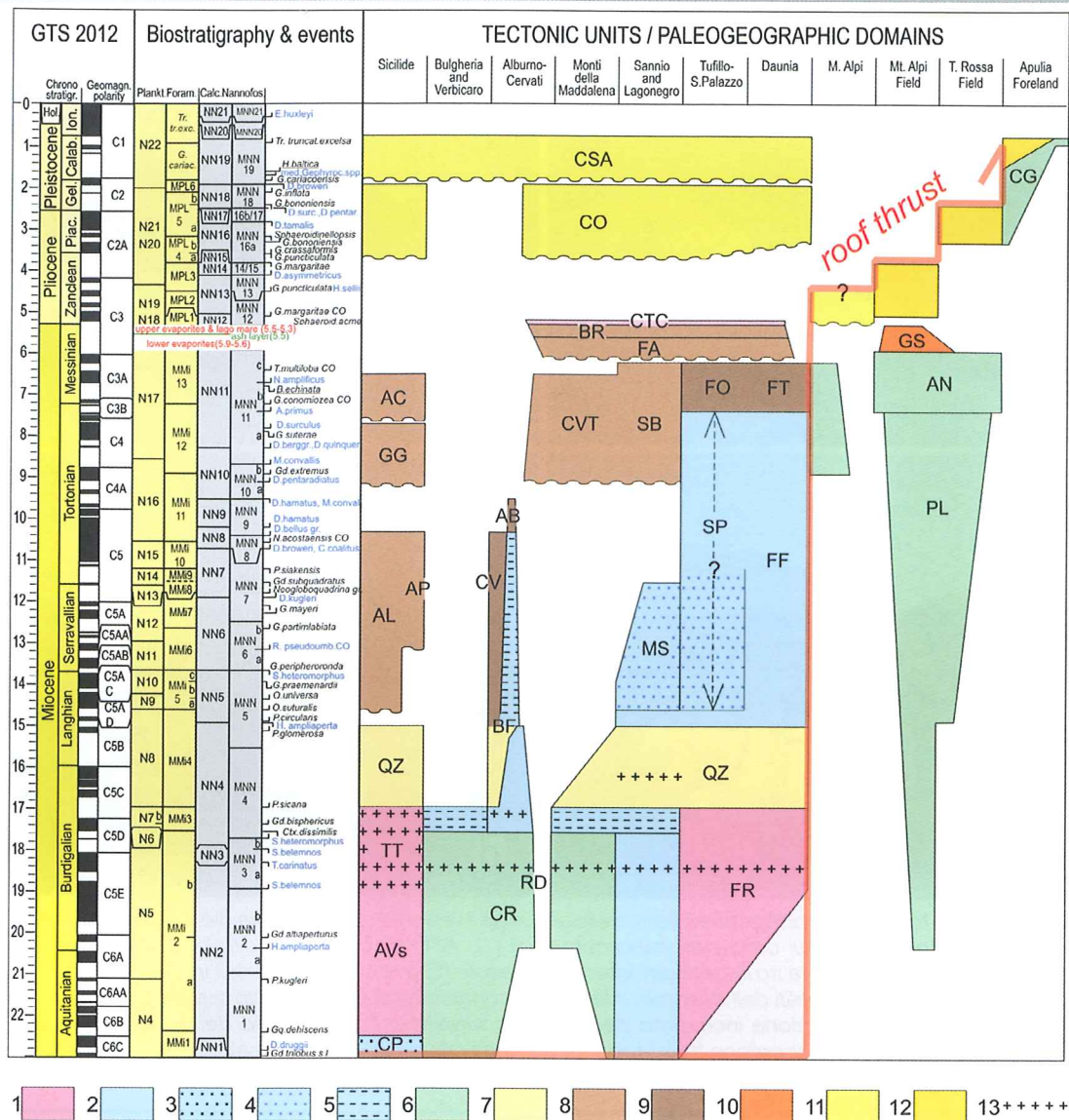


Fig. 5 Schema cronostatigrafico mostrandente la migrazione spazio-temporale dei bacini di avanfossa (depositi di tipo flysch) e la progressiva incorporazione in catena dei diversi domini di avampaese (depositi di tipo thrust-top). I vincoli stratigrafici sono discussi nel testo, unitamente alla fonte dei dati. La scala dei tempi adottata è quella di Gradstein et alii (2012). Biozone a foraminiferi planctonici: N da Blow (1969); MPL da Cita (1975), Iaccarino (1985), Sprovieri (1992, 1993) e Iaccarino et alii (2007); MMi da Iaccarino e Salvatorini (1982) e Iaccarino (1985) emendate e rinominate da Foresi et alii (1998) e Sprovieri et alii (2002). Biozone a nannofossili calcarei: NN da Martini (1971) e Raffi et alii (2006); MNN da Rio et alii (1990), Fornaciari et alii (1996) e Fornaciari e Rio (1996). Gli eventi fisici del Messiniano derivano da Odin et alii (1997). Le età dei bioeventi (in blu gli eventi relativi ai nannofossili, in italico ai foraminiferi planctonici, in italico sottolineato ai foraminiferi bentonici) derivano da Lourens et alii (2004a, b), Hilgen et alii (2005, 2009), Lirer e Iaccarino (2005), Kouwenhoven et alii (2006), Morigi et alii (2007), Abdul Aziz et alii (2008), Di Stefano et alii (2008, 2011), Turco et alii (2011), Wade et alii (2011). Tutti gli eventi fisici e biologici sono stati ricalibrati nella scala di Gradstein et alii (2012). L'area in grigio alla base delle successioni Tuffillo-Serra Palazzo e Daunia indica mancanza di informazioni.

Segle. AB Argille a blocchi; AC Arenarie a clipeastridi; AL Formazione di Albidona e Gruppo del Cilento; AN Calcare di Andrano; AP Arenarie di Piaggine; AVs Argille Varicolori Superiori; BF Formazione del Bifurto; BR Formazione del Torrente Braneta; CB Ciclo Bradano; CG Calcarenite di Gravina; CO Ciclo Ofanto; CP Formazione di Corleto Perticara; CR Formazione di Cerchiara; CTC Complesso Caotico del Torrente Calaggio; CV Arenarie di Civita; CVT Formazione di Castelvetere; FA Formazione di Altavilla; FF Formazione di Faeto; FR "Flysch Rosso"; FT Flysch del Treste; GG Formazione di Gorgoglione; GS Formazione Gessoso-Solfifera; MS Marne e Arenarie di Serra Cortina; PL Pietra Leccese; QZ Quarzareniti Numidiche; RD Formazione di Roccadaspide; SP Formazione di Serra Palazzo; TT Tuffiti di Tusa.

Casele e simboli. 1 Argilliti varicolori. 2 Calcari bacinali. 3 Arenarie e calcareniti silicoclastiche. 4 Arenarie e calcareniti. 5 Calcari marnosi e marne bacinali. 6 Depositi di rampa carbonatica. 7 Quarzareniti. 8 Depositi miocenici di tipo thrust-top. 9 Depositi miocenici di avanfossa. 10 Depositi messiniani evaporitici (Formazione Gessoso-Solfifera). 11 Depositi pliocenici e pleistocenici di tipo thrust-top. 14 Depositi pliocenici e pleistocenici di avanfossa. 13 Vulcaniti e vulcanoclastiti.

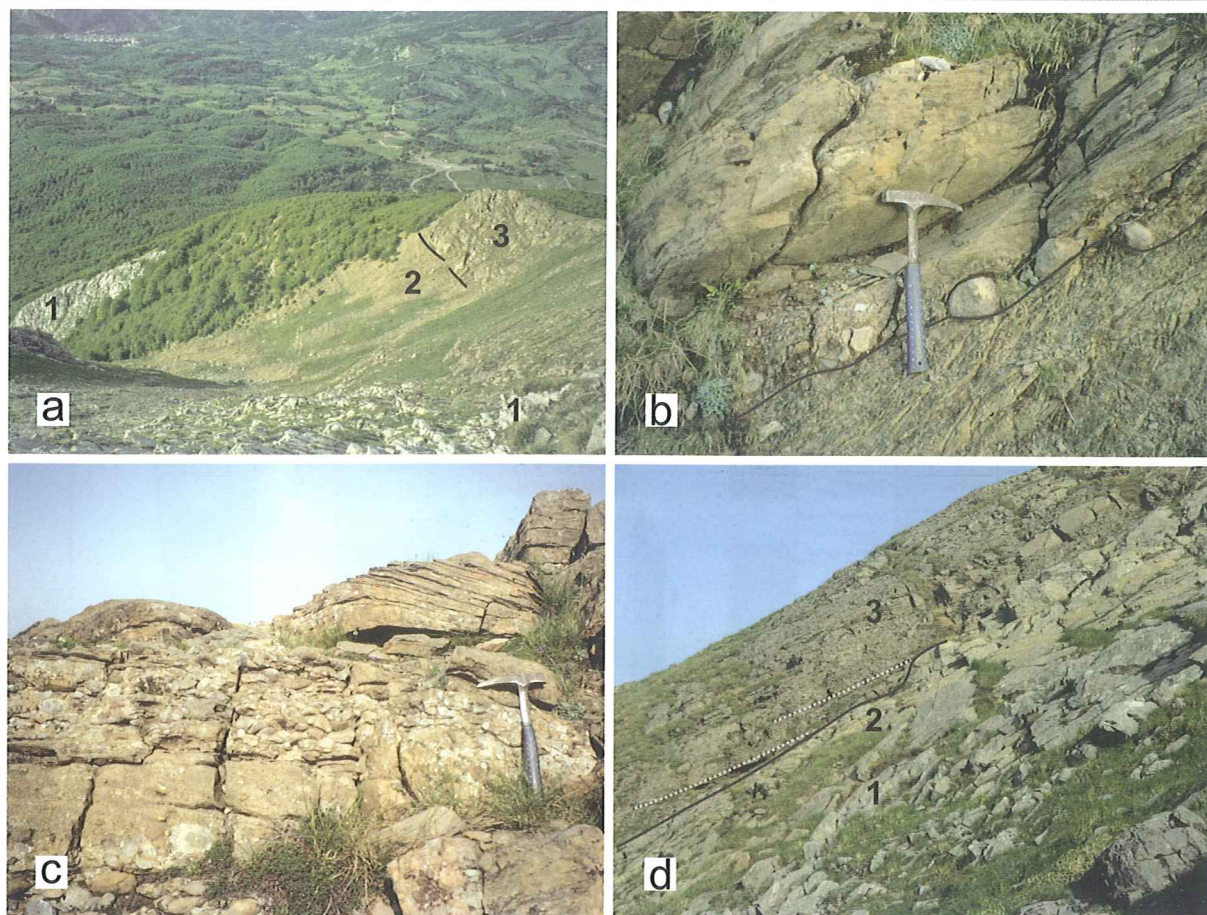


Fig. 6 Depositi thrust-top attribuiti al Pliocene inferiore esposti lungo il versante settentrionale del Monte Alpi. 7a Appoggio dei depositi thrust-top (2 e 3) sui carbonati meso-cenozoici (1). All'interno della successione thrust-top il profilo di erosione mette in evidenza il limite tra le peliti dell'intervallo inferiore (2) e i conglomerati dell'intervallo superiore (3). 7b Particolare del contatto tra le peliti dell'intervallo inferiore e i conglomerati dell'intervallo superiore. 7c Conglomerati poligenici e calcilitti a stratificazione incrociata dell'intervallo superiore. 7d Appoggio dei conglomerati poligenici dell'intervallo superiore della successione thrust-top sui carbonati miocenici del Monte Alpi. 1 Calcari a lithothamni; 2 calcari marnosi a foraminiferi planctonici; 3 conglomerati poligenici.

includono l'Unità del Frido e l'associato Mélange di Episcopia-San Severino Lucano, l'Unità Nord-Calabrese e l'Unità Sicilide. In questa nota le unità interne rivestono un aspetto marginale e per esse rimandiamo alla bibliografia esistente. Fa eccezione l'Unità Sicilide la cui derivazione da un dominio interno è stata messa in discussione da alcuni autori (es. Pescatore *et alii* 1988, 1999). Questi autori hanno accorpato le successioni sicilidi con le successioni lagonegresi sulla base di presunti contatti stratigrafici tra la Formazione dei Galestri, facente parte delle Coltri Lagonegresi, e la Formazione delle Argille Varicolori, classicamente attribuita in letteratura (v. Ogniben, 1969; Lentini, 1979) all'Unità Sicilide. Noi abbiamo rivisitato le località nelle quali sarebbe esposto il passaggio stratigrafico tra i terreni lagonegresi e quelli di attribuzione sicilide, ma non abbiamo riconosciuto elementi che suggeriscano una natura sedimentaria e non tettonica di questo contatto. È possibile che questa interpretazione sia stata favorita dal fatto che siano state incluse nelle Argille Varicolori sicilidi litologie simili che appartengono in realtà ad altre unità tettoniche. Nel seguito discuteremo brevemente la posizione geometrica dell'Unità Sicilide a scala regionale e riassumeremo i caratteri sedimentari delle diverse unità litostratigrafiche che la compongono, profondamente diversi da quelli dei coevi termini delle successioni lagonegresi.

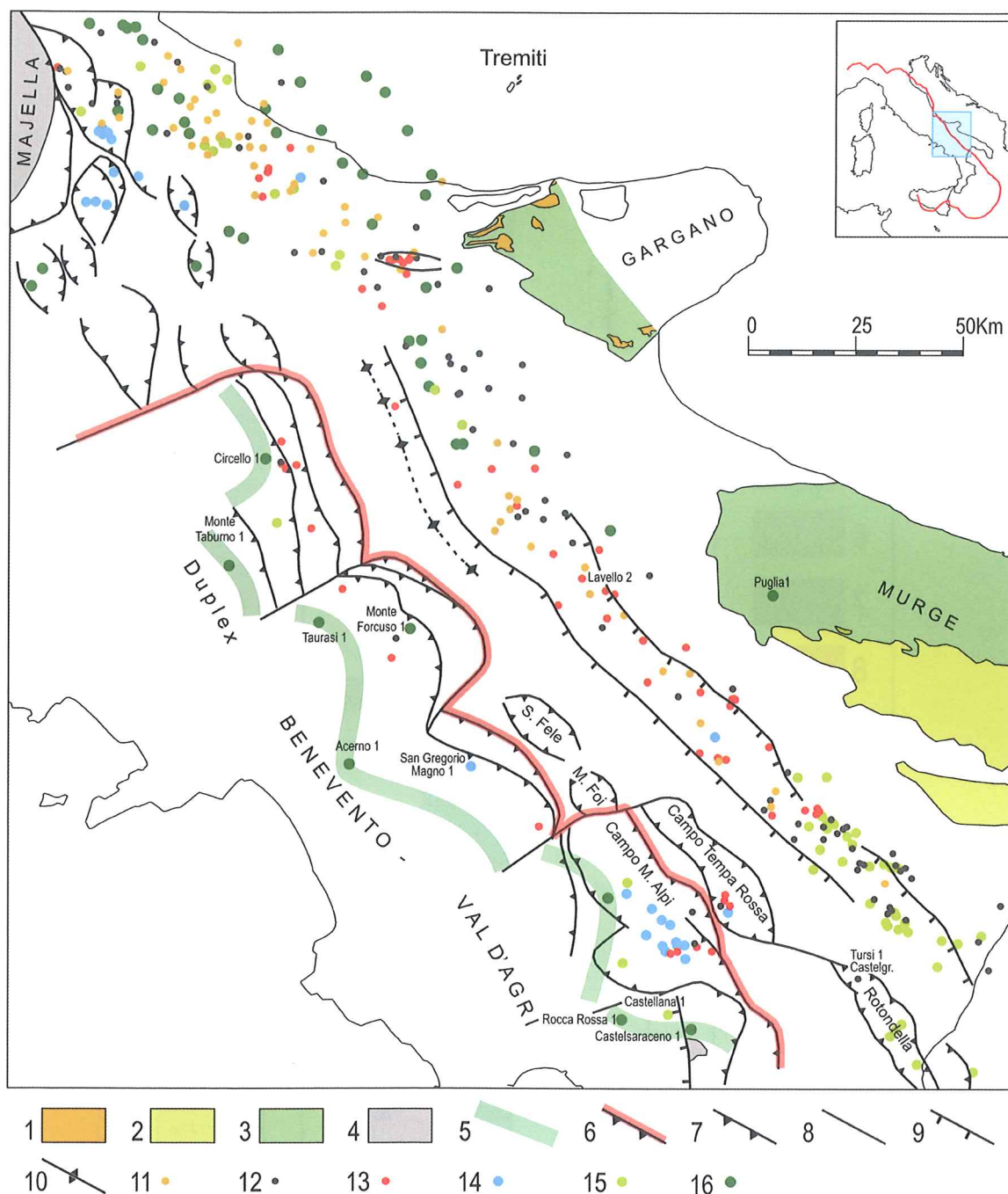


Fig. 7 Carta strutturale semplificata riferita al top dei carbonati apuli. Attraverso colori diversi è stata messa in evidenza l'età dei carbonati incontrati in pozzo subito sotto i depositi miocenici trasgressivi o, in assenza di questi, sotto i depositi plio-pleistocenici. La figura mostra che i termini pre-miocenici più recenti si trovano nei campi Monte Alpi e Tempa Rossa, nella Fossa Bradanica tra Ascoli Satriano e Grottole e immediatamente ad est della Montagna della Majella.

Geologia di superficie. 1 Calcareniti di Apricena (Serravalliano-Tortoniano) e Pietra Leccese (Burdigaliano-Tortoniano) con terre rosse alla base. 2 Calcare di Altamura (Turoniano-Senoniano p.p.). 3 Calcare di Bari, Calcare di Sannicandro e Calcari oolitici di Coppa Guardiola-Monte Spigno (Giurassico superiore-Cenomaniano). 4 Carbonati mesozoici e cenozoici indifferenziati della Majella e del Monte Alpi di Latronico.

Geologia di sottosuolo. 5 Limite orientale del paleoalto di carbonati apuli prospiciente il Bacino Lagonegrese-Molisano riconosciuto all'interno del Duplex Benevento-Val d'Agri (trend Rocca Rossa-Castelsaraceno-Circello). 6 Rampa laterale (a nord di Circello 1) e rampa frontale del Duplex Benevento-Val d'Agri. 7-8 Sovrascorrimenti e retroscorrimenti (7 rampe frontali, 8 rampe laterali). 9 Faglie dirette. 10 Asse di anticlinale. 11 Pozzi che hanno raggiunto la sommità della Piattaforma Apula ma si sono arrestati all'interno dei depositi miocenici. 12-16 Pozzi che hanno esplorato i depositi pre-miocenici della Piattaforma Apula. Alla base della trasgressione miocenica o alla base della trasgressione plio-pleistocenica laddove i depositi miocenici sono assenti, sono stati incontrati: 12 carbonati indifferenziati di età pre-miocenica non meglio definita; 13 Formazione di Lavello (Paleocene-Eocene); 14 Scaglia (Senoniano p.p.); 15 Calcare di Altamura (Turoniano-Senoniano p.p.); 16 Calcare di Bari (Neocomiano-Cenomaniano).

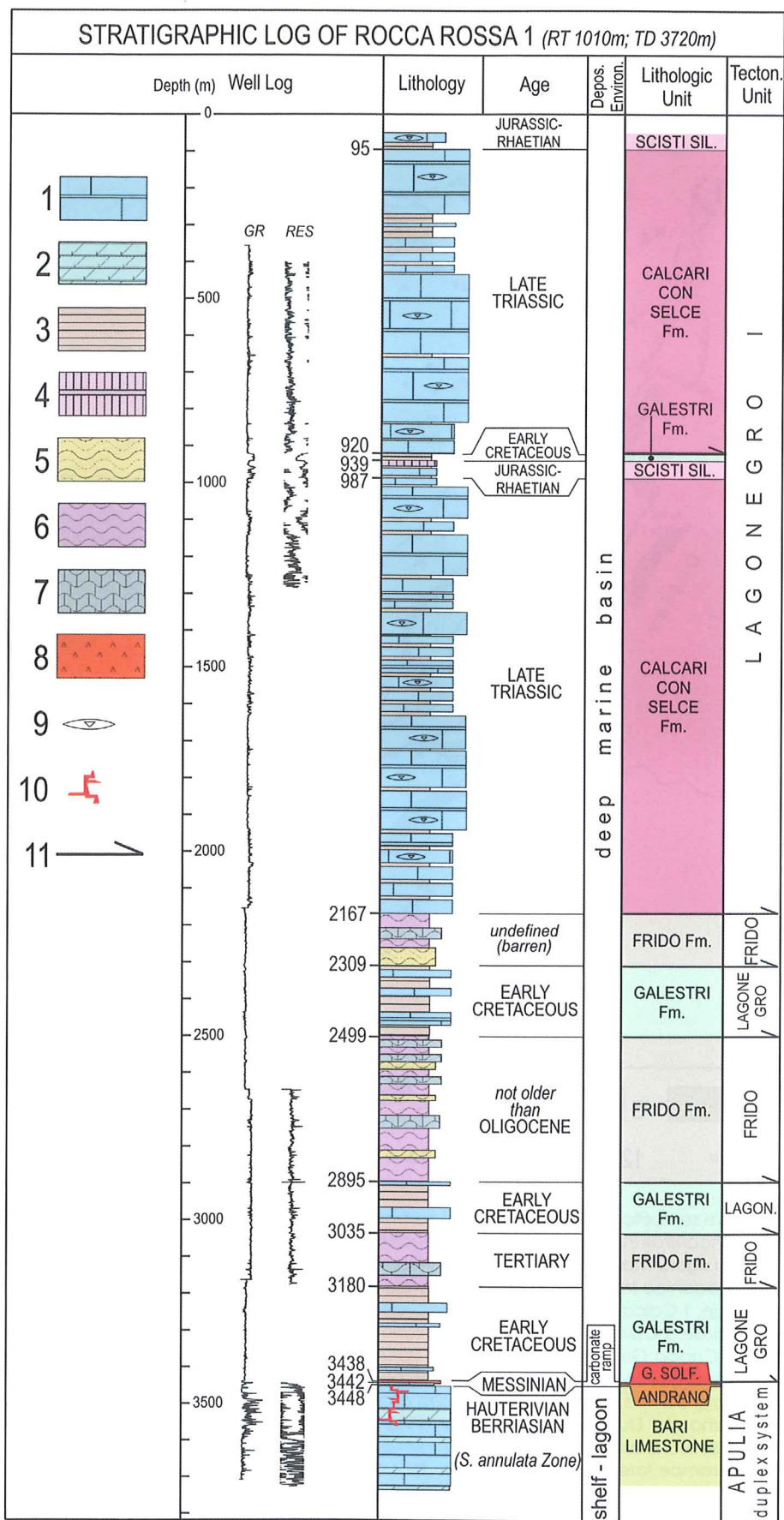


Fig. 8 Log stratigrafico del pozzo Rocca Rossa 1.

1. Calcari. 2 Calcari dolomitici. 3 Argilliti silicee. 4 Radiolariti. 5 Metarenarie e metasiltiti. 6 Metapeliti. 7 Metacalcari. 8 Evaporiti. 9 Liste e noduli di selce. 10 Carsismo e terre rosse. 11 Superfici di accavallamento (thrusts).

3.1. Unità del Frido e Mélange di Episcopia-San Severino Lucano

L'Unità del Frido corrisponde al "Flysch Argilloso-Filladico" di Ippolito e Lucini (1956), al "Flysch Fillonitico" di Cotecchia (1958) e al "Flysch à Quartzites" di Grandjacquet (1961). L'Unità del Frido è stata considerata da Ogniben (1969) e da Vezzani (1969) come la porzione neocomiano-albiana del Complesso Liguride che nel suo insieme si estenderebbe dal Giurassico medio-superiore all'Eocene inferiore-medio. Questi autori non hanno tenuto nella dovuta considerazione l'impronta metamorfica di questa unità che la differenzia nettamente dai sovrastanti terreni non metamorfici della Formazione delle Crete Nere, della Formazione del Saraceno e della Formazione di Albidona, tutti attribuiti dai suddetti autori alla medesima successione. La supposta età neocomiano-albiana del Frido è stata sensibilmente ringiovanita da Bonardi *et alii* (1993) che hanno rinvenuto nannofossili oligocenici all'interno di metacalcari di questa unità.

Vogliamo qui segnalare che nel Lagonegrese sono presenti lembi di terreni epimetamorfici riferibili all'Unità del Frido interposti tra i Galestri dell'Unità Lagonegro I e la Formazione di Monte Facito dell'Unità Lagonegro II. La presenza di questi lembi colloca il raddoppio delle Coltri Lagonegresi in un momento successivo al trasporto tettonico delle unità interne nel Bacino Lagonegrese-Molisano. È interessante osservare che il pozzo Rocca Rossa 1, ubicato 5-6 chilometri a NNE dell'abitato di Lagonegro, dopo aver attraversato l'Unità Lagonegro I interamente raddoppiata ha incontrato a tetto dei carbonati apuli del duplex sepolto tre embrici costituiti della coppia tettonica Galestri-Frido (v. Fig. 8).

All'Unità del Frido è associato un mélange che include ofioliti metamorfiche e non, con lembi delle rispettive coperture sedimentarie, e metamorfiti di crosta continentale di alto grado metamorfico. In Calabria le ofioliti e le metamorfiti di alto grado sono organizzate in vere e proprie unità tettoniche aventi notevole estensione areale e spessori anche rilevanti (v. Dietrich e Scandone 1972; Amodio Morelli *et alii* 1976).

Dati nuovi sull'Unità del Frido e sull'associato Mélange di Episcopia-San Severino Lucano sono contenuti nei lavori di Cavalcante *et alii* (2009) e Vitale *et alii* (2013) ai quali rimandiamo, con la relativa bibliografia.

3.2. Unità Nord-Calabrese

Questa unità è composta, in Basilicata, dalla Formazione delle Crete Nere (Eocene-Oligocene inferiore) e dalla Formazione del Saraceno (Oligocene superiore-Miocene inferiore). Nel Cilento la Formazione del Saraceno passa in alto stratigraficamente alle Arenarie di Cannicchio di età miocenica inferiore. Una revisione critica dell'Unità Nord-Calabrese in quest'area è contenuta in Cammarosano *et alii* (2004) e in Martelli e Nardi (2005). Concordiamo con la ricostruzione proposta da questi autori che vede l'Unità Nord-Calabrese e l'Unità Sicilide derivate dallo stesso bacino sedimentario all'interno del quale le successioni nord-calabresi occupavano la parte più occidentale. Ribadiamo, invece, le perplessità già espresse in Patacca e Scandone (2007a) sulla supposta continuità della successione che inizierebbe con le rocce basiche di Tempa delle Murge e arriverebbe ad includere i depositi torbiditici della Formazione del Saraceno. Su questa supposta continuità è basata l'esistenza di un bacino oceanico lucano limitato ad oriente dalla Piattaforma Appenninica, persistente dal Giurassico al Miocene inferiore (v. Bonardi *et alii*, 1988; Guerrera *et alii*, 2005).

3.3. Unità Sicilide

L'Unità Sicilide (chiamata anche Complesso Sicilide) è stata riconosciuta nell'Appennino Campano-Lucano da Ogniben (1969) ed è stata poi studiata nella Val d'Agri e descritta con maggiore dettaglio da Lentini (1979, 1991).

La successione tipo dell'Unità Sicilide in Basilicata, ben ricostruibile sia in superficie sia in sottosuolo (in particolare nei pozzi che hanno perforato la struttura di Tempa Rossa), è rappresentata da

quattro unità litostratigrafiche ciascuna con rango di formazione.

Argille Varicolori Inferiori. Sono costituite da argilliti grigio-scure, verdi e violacee, calcilutiti silicee grigio-scure e arenarie calcaree fini. Rari foraminiferi planctonici indicano un'età compresa tra il Cenomaniano e il Senoniano inferiore. Lo spessore si aggira sui 100-150 metri.

Formazione di Monte Sant'Arcangelo. Questa parte della successione, descritta in Patacca e Scandone (2007a) come un membro della Formazione di Corleto Perticara, viene qui considerata un'unità litostratigrafica di rango superiore. È costituita da una successione di sedimenti bacinali torbiditici rappresentati da arenarie fini calcaree e biocalcareniti silicoclastiche con liste e noduli di selce e con intercalazioni argillitiche rosse prevalenti verso il basso. Il contenuto bioclastico è rappresentato da globotruncane associate a frammenti di rudiste e prismi di inoceramidi e, nella parte alta, da macroforaminiferi (*Orbitoides* e *Siderolites*). L'età risulta essere senoniana. Lo spessore si aggira sui 150 metri.

Formazione di Corleto Perticara. La Formazione di Corleto Perticara (*sensu* Selli, 1962) è composta da marne biancastre e rosate, calcilutiti biancastre e biocalcareniti silicoclastiche fini torbiditiche. Salendo nella successione, sono presenti breccie silicoclastiche con clasti di piattaforma e arenarie quarzolitiche con prevalenti litici metamorfici di medio e basso grado, con detrito plutonico e subordinato detrito ofiolitico (Fornelli e Piccarreta, 1997). La parte alta è interamente composta da arenarie da quarzolitiche a feldspatolitiche (Arenarie di Corleto della letteratura) contenenti intercalazioni di argilliti grigio-verdi. I fossili sono rappresentati da globotruncane rimaneggiate, morozovelle e macroforaminiferi (*Alveolina*, *Discocyclina* e *Asterocyclina*) risedimentati da aree di piattaforma. L'età va dal Paleocene al Miocene inferiore basale (presenza di *Sphenolithus conicus* nella parte alta, che individua la Zona MNN1). Lo spessore è non inferiore a 300-400 metri.

Argille Varicolori Superiori e Tufiti di Tusa. Questa parte della successione è costituita da un insieme spesso alcune centinaia di metri di argilliti rosso-violacee, verdi e grigio-scure, arenarie verdi fini sottilmente stratificate, calcilutiti e calcareniti silicoclastiche, biocalcareniti grigio-ferro con alghe rosse, briozoi e macroforaminiferi (*Discocyclina*, *Lepidocyclina* e *Miogypsina*), arenarie vulcanoclastiche con granuli di metamorfiti di basso grado, subordinati litici sedimentari e vulcanici, cristalli isolati di anfibolo (orneblenda), subordinato pirosseno e plagioclasti zonati. Queste arenarie vulcanoclastiche sono molto simili, come vedremo, a quelle a composizione andesitica e dacitica presenti in *slumps* nei depositi miocenici del Pollino e del Cervati. Nella parte alta sono presenti marne verdi spicolitiche e peliti vulcanoclastiche biancastre con sottilissimi *shards* di vetro, frammenti di pomice e cristalliti. Per la caratterizzazione petrografica di dettaglio delle tufiti affioranti in Basilicata meridionale rimandiamo a Critelli *et alii* (1990, 2011) i quali propongono per il materiale a composizione andesitica e riolitica una provenienza dall'arco vulcanico calcalcario della Sardegna. Sono frequenti i foraminiferi planctonici (*Catapsidrax dissimilis dissimilis*, *Globigerinoides trilobus*, *Globoquadrina dehiscens dehiscens*, *Neogloboquadrina continuosa*). I nanofossili indicano un intervallo temporale che va dall'Aquitano p.p. al Burdigaliano (base MNN4 per la presenza di *Calcidiscus leptopus*, *Sphenolithus abies* e *Reticulofenestra pseudumbilica* 5-7 μm). Lo spessore è dell'ordine di varie centinaia di metri. Al tetto della successione si intercalano quarzareniti fini verdastre con quarzo policiclico arrotondato che segnano l'inizio dell'evento umidico nei domini sud-appenninici (Wezel, 1970; Patacca *et alii*, 1992a). Le Tufiti di Tusa affioranti in Basilicata meridionale-Calabria settentrionale sono state attribuite al Burdigaliano (Zone a foraminiferi planctonici N5/N6) da Zuppetta *et alii* (1984).

Dal Cilento all'alta Valle del Sele l'Unità Sicilide giace tettonicamente sui carbonati mesozoici della Piattaforma Appenninica. Esposizioni spettacolari del contatto, con una superficie meccanica striata e incrostata di ossidi di ferro, sono visibili in molti posti lungo il versante meridionale dei Monti Alburni. I carbonati di piattaforma, a loro volta, giacciono su termini diversi della successione lagonegrese, come documentato in affioramento dalle finestre tettoniche di Giffoni Vallepiana e di Campagna (Monti Picentini) e in sottosuolo

dai pozzi Contursi 1, Acerno 1 e San Gregorio Magno 1. Questi rapporti geometrici mal si accordano con una ricostruzione secondo la quale le successioni sicilidi deriverebbero dal Bacino Lagonegrese. In aggiunta, è da dire che i caratteri litostratigrafici delle successioni sicilidi differiscono sensibilmente da quelli dei depositi coevi sicuramente appartenenti alle successioni lagonegresi ("Flysch Rosso" Auct.). Una caratteristica peculiare delle successioni sicilidi, in particolare, è costituita dalla costante presenza di materiale silicoclastico anche nelle porzioni più calcaree della sequenza come la Formazione di Monte Sant'Arcangelo e la Formazione di Corleto Perticara. Nelle successioni lagonegresi, invece, non è presente alcun *input* silicoclastico più vecchio del Burdigaliano.

4. La Piattaforma Appenninica e i suoi margini

La Piattaforma Appenninica è uno degli elementi paleogeografici più importanti dell'Appennino Meridionale il quale separava il Dominio Ionico, che rappresentava un ramo occidentale della Tetide triassica, dal Dominio Sicilide che era parte del margine meridionale della Tetide giurassica. Successioni carbonatiche riferibili alla Piattaforma Appenninica e ai suoi margini affiorano con continuità dal Lazio alla Calabria settentrionale. In Sicilia la Piattaforma Panormide occupava una posizione analoga a quella della Piattaforma Appenninica, tra il Bacino Sicilide e il Bacino Imerese (Fig. 3). Considerato il piccolo *gap* tra gli affioramenti più meridionali di carbonati meso-cenozoici riferibili alla Piattaforma Appenninica o ai suoi margini (Stretta di Catanzaro) e gli affioramenti più orientali di carbonati panormidi in Sicilia, è probabile che la Piattaforma Panormide e la Piattaforma Appenninica costituissero un unico elemento paleogeografico. Non possiamo tuttavia escludere che esistessero due piattaforme indipendenti, allineate e separate da un braccio di mare più o meno profondo come avviene per il prolungamento della Piattaforma Apula tra la Penisola Salentina e il confine greco-albanese.

4.1. Le successioni di scarpata/bacino lungo il bordo occidentale della Piattaforma Appenninica

Depositi di *slope*/bacino provenienti da aree che a partire dal Sinemuriano bordavano il margine occidentale della Piattaforma Appenninica sono presenti a Capri, al Monte Bulgheria e nella Calabria settentrionale (Unità di Verbicaro). Sono inoltre noti nel Salernitano piccoli affioramenti di calcari bacinali contenenti materiale risedimentato da una coeva piattaforma carbonatica di mare basso (es. Monte Monna, Monti Mai), ma è da dire che la loro posizione tettonica non è univocamente definita. La successione stratigrafica ricostruita utilizzando varie sezioni esposte tra Capri e la Calabria settentrionale è costituita da dolomie e calcari dolomitici peritidali di età norico-hettangiana seguiti da depositi carbonatici di *slope*/bacino di età compresa fra il Sinemuriano e il Miocene inferiore.

La parte norica della successione è rappresentata da una spessa pila di dolomie grigioscure frequentemente stromatolitiche grossolanamente stratificate contenenti *Worthenia contabulata* (ex *W. solitaria*) e *Isognomon exilis*. Le dolomie stromatolitiche sono seguite a luoghi (Unità di Verbicaro) da dolomie nere bituminose più regolarmente e sottilmente stratificate testimonianti l'esistenza di bacini intrapiattaforma a circolazione ristretta durante il Norico medio-superiore (Mastandrea *et alii*, 2003; Perri *et alii*, 2003). Queste dolomie bituminose rappresentano molto probabilmente l'evento trasgressivo a scala globale che si trova alla base del ciclo trasgressivo-regressivo di 3° ordine siglato No1 in Hardenbol *et alii* (1988) e in Snedden e Liu (2011).

Le dolomie passano verso l'alto a calcari e calcari dolomitici grigi a megalodonti di età norico sup.-retica per la presenza del *marker* *Triasina hantkeni* (Climaco *et alii*, 1997). Seguono calcari e calcari dolomitici da peritidali a subtidali di mare progressivamente più aperto di età liassica inferiore, probabilmente hettangiana, con un'associazione a *Thaumatoporella parvovesiculifera* e *Aeolisaccus dunningtoni* cui si associano rari e incerti *Palaeodasycladus*

(v. Compagnoni e Damiani, 1971). Nelle successioni più complete (es. Monte Bulgheria, Praia a Mare, Buonvicino, Montea di Belvedere) ai calcari di mare basso seguono depositi bacinali rappresentati da calcari e calcari dolomiti grigi con selce del Lias inferiore nei quali sono intercalate calcitorbiditi e detriti con materiale risedimentato di piattaforma di mare basso (Scandone *et alii*, 1963; Compagnoni e Damiani, 1971). Nelle porzioni più prossimali del bacino (es. Capri), su dolomie stromatolitiche peritidali di probabile età retico-hettangiana poggiano brecce di *talus* con megablocchi di calcari a *Lithiotis*. Queste brecce sono state attribuite al Lias medio per la presenza di *Palaeodasycladus* (Barattolo e Pugliese, 1987; D'Argenio *et alii*, 2011), ma probabilmente rappresentano anche il Toarciano come suggerito dalla presenza di lamellibranchi pelagici riferibili a *Posidonomya alpina* nella scarsa matrice delle megabrecce. Sempre a Capri, il Giurassico medio è rappresentato da risedimenti bacinali con *Nautiloculina oolithica*, *Kurnubia palastiniensis*, *Labyrinthina mirabilis* e *Mohlerina basiliensis*. Nel Salernitano (Monti Mai) brecce e risedimenti bacinali con selce contenenti *Palaeodasycladus mediterraneus*, *Agerina martana*, *Amjiella amji*, *Lituosepta termieri* e *Pseudocyclamina liasica* (Pappone *et alii*, 2010) documentano inequivocabilmente il Pliensbachiano. Lo stadio iniziale dello smembramento e del collasso dello *shelf* epeirico rappresentato dai carbonati di mare basso del Norico-Hettangiano è testimoniato dai risedimenti bacinali del Monte Bulgheria e dell'Unità di Verbicaro. Le brecce di *talus* di Capri presuppongono l'esistenza di paleoscarpate legate a *block faulting* forse nel Pliensbachiano superiore e sicuramente nel Lias superiore. Questa tettonica sinsedimentaria, legata alle prime fasi di apertura dell'Atlantico Centrale (evento ECMA-East Coast Magnetic Anomaly datato 195 Ma da Sahabi *et alii*, 2004), iniziò molto probabilmente a circa 199 Ma in corrispondenza del picco di attività magmatica della Central Atlantic Magnetic Province (CAMP) che segnò il break-up del supercontinente Pangea (Chabou *et alii*, 2010)

Tra il Toarciano p.p. e il Berriasiano p.p. la presenza di calcareniti (calcari oolitici Aucct.) e di brecce di *talus* sigillate da calcilutiti con *Calpionella alpina* (calcari ad *Ellipsactinia* Aucct.) testimonia accumuli gravitativi al piede di una piattaforma con margine prima orlato da barre ooidiche (tra il Toarciano p.p. e il Bajociano) e poi da biocostruzioni con stromatopori, coralli ed *Ellipsactinia* (tra il Bathoniano e il Titonico). Nel dominio Bulgheria-Verbicaro alla base di risedimenti ooidici con *Lucasella bizonorum* (ex *Dictyoconus cayeuxi*) sono presenti marne gialle ad ammoniti di età tardo-pliensbachiano-toarciana contenenti nella parte altissima *Leioceras opalinum* indicativo della base dell'Aaleniano (Scandone *et alii*; 1963; Barbera, 1963). Questi depositi marnosi sono l'espressione della grave crisi di produttività di carbonati verificatasi nel Toarciano a scala globale (Dera *et alii*, 2010; Guex *et alii*, 2012), marcata da una prominente escursione negativa nella curva dell'isotopo del carbonio ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ CIE-Carbon Isotope Excursion). La crisi di produttività del carbonato di calcio, espressa con maggiore evidenza nei depositi pelagici, è legata allo stato di sottosaturazione in carbonato negli oceani indotto da alte concentrazioni in CO_2 nell'atmosfera probabilmente causate dall'attività vulcanica multifasica della provincia ignea (Large Igneous Province) di Karoo-Ferrar (Dera *et alii*, 2010; Moulin *et alii*, 2010, 2011). Molto verosimilmente è da considerare rappresentativa dell'evento anossico toarciano anche la successione del Monte Monna presso Salerno, costituita da calcari marnosi e marne grigio-scure laminate sormontate da calcari lastroidi scuri con bivalvi pelagici e calcari oolitici contenenti *Bosniella croatica* e *Protopeneroplis striata* (Pappone *et alii*, 2010).

Nel Cretaceo-Paleogene prevalgono risedimenti bacinali più o meno grossolani (calcareniti e brecce) ricchi in materiale di piattaforma (rudiste in frammenti e macroforaminiferi del Campaniano-Maastrichtiano) seguiti da depositi bacinali via via più fini e da emipelagiti del Paleocene-Eocene (Scaglia). Tutta la successione è interrotta da ampie lacune sia erosionali sia non deposizionali.

Il Miocene inferiore è rappresentato da una successione di rampa carbonatica in approfondimento verso l'alto costituita da calcareniti bioclastiche a *Miogypsina* ed *Elphidium*

contenenti clasti arrotondati di piattaforma perforati da litodomi. Queste calcareniti sono seguite verso l'alto da marne gialle che alternano poi regolarmente con calcari marnosi grigio-scuri ricchi in spicole di spugna. Nelle marne spicolitiche sono presenti foraminiferi planctonici (comuni *Globigerinoides trilobus*, *Gd. bisphericus*, *Neogloboquadrina continuosa*, *Globoquadrina dehiscens dehiscens*) indicanti la Zona MMi3 e nanofossili (rarissimi e mal preservati *Sphenolithus heteromorphus* e *Sph. abies*) indicativi di un'età burdigaliana, Zona MNN4. A nord di Verbicaro, nella zona di confine calabro-lucano, questi depositi sono sormontati da un complesso caotico costituito da argille con *slides* e *slumps* di quarzareniti fini verdastre e biocalcareni a lepidocycline e miogypsine, con blocchi di dolomie grigio-scure.

4.2. Le successioni della Piattaforma Appenninica

La Piattaforma Appenninica è rappresentata da una potente successione carbonatica di mare basso all'interno della quale è possibile riconoscere tre diversi stadi deposizionali:

- 1)** *shelf* epeirico aperto a SE verso i domini oceanici tetidei, rappresentato da dolomie e calcari dolomitici del Trias superiore-Hettangiano dello spessore di qualche migliaia di metri;
- 2)** piattaforma isolata, inizialmente con profilo morfologico poco rilevato (tra il Sinemuriano e la gran parte del Pliensbachiano) e successivamente evolvente (tra la fine del Pliensbachiano e il Turoniano basale) ad una geometria di tipo FTP (Flat-Topped Platform) con ampie zone protette periodicamente emerse, margini oo-bioclastici o localmente biocostruiti e scarpate acclivi. Il passaggio da *shelf* epeirico a piattaforma isolata fu controllato dalla tettonica sinsedimentaria legata alle prime fasi di apertura dell'Atlantico Centrale. Gli originari margini della piattaforma non sono di regola preservati perché interessati da faglie che hanno provocato fenomeni generalizzati di collasso e cannibalizzazione negli antistanti bacini. La morfologia e la tipologia dei margini, pertanto, sono state dedotte dall'analisi della successioni di *slope*/bacino adiacenti la piattaforma, vale a dire delle successioni Capri-Bulgheria-Verbicaro ad ovest e delle successioni dei Monti della Maddalena e di Lagonegro ad est;
- 3)** piattaforma aperta tra il Turoniano p.p. e il Senoniano inferiore (Coniaciano-Santoniano) con geometria di rampa che si raccorda agli adiacenti bacini attraverso cunei di risedimenti gravitativi intercalati a depositi emipelagici.

Tra il Coniaciano/Santoniano e l'Oligocene incluso gran parte della Piattaforma Appenninica rimase emersa tranne che durante l'Eocene come documentato dalla presenza di discontinui e circoscritti depositi trasgressivi di rampa carbonatica. A partire dall'Aquitano, una generalizzata trasgressione marina interessò le aree precedentemente emerse determinando condizioni di sedimentazione tipiche di una rampa carbonatica. Nel Burdigaliano superiore-Langhiano, finalmente, la parte più interna della Piattaforma Appenninica venne raggiunta dalla subsidenza flessurale e diventò un bacino di avanfossa.

La porzione triassico-hettangiana della successione documentante lo stadio di *shelf* epeirico è ben rappresentata nei Monti Picentini (Scandone e Sgrosso, 1964) dove è costituita da dolomie e calcari dolomitici intertidali potenti non meno di duemila metri. In questa porzione sono presenti due livelli anossici legati ad importanti eventi a scala globale. Il primo livello si trova a tetto di dolomie massive che formano la parte più bassa della successione triassica ("dolomie infraraibliane" della letteratura geologica) ed è rappresentato da marne e calcari marnosi grigio-scuri ben stratificati di ambiente lagunare asfittico (strati ad *Avicula decipiens* e *Myophoria vestita* della letteratura). In questi strati è stata riconosciuta la specie *Euestheria minuta* (De Castro, 1990), crostaceo segnalato dal Longobardiano allo Julico (Kozur e Bachmann, 2010; Kozur e Weems, 2010). Il livello marnoso ad *Avicula* documenta molto verosimilmente l'evento pluviale che si verificò nella parte alta dello Julico al limite del Tivalico a seguito di un episodio di riscaldamento globale che determinò un forte incremento dell'umidità e delle precipitazioni con conseguente riduzione della salinità delle acque marine e sviluppo di anossia. Questo

evento, registrato in tutte le aree della Tetide nord-occidentale sia in successioni di mare basso (Roghi *et alii*, 2010; Stefani *et alii* 2010; Sykora *et alii*, 2011) sia in successioni bacinali (Rigo *et alii*, 2007), è caratterizzato da un significativo incremento dell'*input* silicoclastico che causò un progressivo deterioramento dei precedenti ambienti a sedimentazione carbonatica. Esso è conosciuto in letteratura come Carnian Crisis (Hornung *et alii*, 2007), Raibl Turnover (Schlager e Schöllenger, 1974) o Carnian Pluvial Event (Simms e Ruffel, 1989) e si colloca tra la parte altissima della Zona Aonoides e il top della Zona Austriacum. Il secondo livello anossico di importanza regionale è rappresentato da scisti neri bituminosi a pesci con sottili intercalazioni di dolomie e calcari dolomitici scuri subtidali (Scisti Ittiolitici Auct.). Questo livello si trova all'interno di dolomie stratificate contenenti *Isognomon exilis* e *Worthenia contabulata* che rappresentano l'equivalente della Dolomia Principale delle Alpi Meridionali. Gli Scisti Ittiolitici testimoniano molto probabilmente la risalita del livello del mare in corrispondenza del tratto trasgressivo della sequenza deposizionale di 3° ordine del Norico medio (No1 *sensu* Hardenbol *et alii*, 1988 e Snedden e Liu, 2011). Questo evento è lo stesso di quello registrato dalle dolomie bituminose dell'Unità di Verbicaro.

Sulle dolomie stratificate noriche in facies di Dolomia Principale giacciono calcari e calcari dolomitici a megalodonti del Sevatico-Retico contenenti la tipica associazione a *Triasina hantkeni* e aulotortidi, i quali sono a loro volta sormontati da calcari e calcari dolomitici da peritidali a subtidali, scarsamente fossiliferi dell'Hettangiano contenenti un'associazione poco diversificata rappresentata solamente da *Thaumatoporella* e *Aeolisaccus dunningtoni* (Scandone e Sgrosso, 1964; De Castro, 1990). Segue una potente e monotona successione di calcari di piattaforma interna (Sartoni e Crescenti, 1961; De Castro, 1962a, 1987; Scandone e Sgrosso, 1964) di età compresa tra il Sinemuriano e il Turoniano p.p. costituita, dal basso verso l'alto, da:

- calcari a *Palaeodasycladus mediterraneus* del Sinemuriano-Pliensbachiano contenenti nella parte alta biostromi con grossi bivalvi (livello a *Lithiotis* Auctt.) del tardo Pliensbachiano-Toarciano basale;
- calcari oolitici bianchi del Toarciano p.p.-Bathoniano;
- calcari a *Pfenderina salernitana*, *Cladocoropsis mirabilis* e *Clypeina jurassica* del Calloviano-Titonico;
- calcari a requienidi e grossi gasteropodi del Berriasiano-Turoniano p.p. caratterizzati dalla presenza di facies ooidiche nella parte berriasiano-hauteriviana, da un orizzonte marnoso ad orbitolinidi nell'Aptiano-Albiano e da depositi ad alveolinidi primitivi e raphidioninidi nella parte cenomaniana.

In questo insieme piuttosto monotono di calcari di piattaforma interna interrotto da sporadici episodi di alta energia si riconoscono alcuni livelli guida importanti dal punto di vista cronologico, che possono essere utilizzati per correlazioni a scala regionale perché legati ad eventi climatico-oceanografici ed eustatici sviluppati a scala globale. Questi livelli sono:

- il livello di calcari marnosi verdastrici che caratterizzano la parte alta dei calcari a *Lithiotis*, rappresentativo dell'evento TOAE (Woodfine *et alii*, 2008; Trecalli *et alii*, 2012). L'arricchimento in contenuto di argilla in corrispondenza di questo evento è inferiore a quello registrato nelle successioni bacinali (v. marne gialle ad ammoniti nella successione del M. Bulgheria);
- l'orizzonte marnoso ad orbitoline, largamente siluppato in tutta la Piattaforma Appenninica dal Lazio alla Calabria settentrionale. Questo evento, che marca la prima comparsa di *Mesorbitolina texana* associata a *M. parva* (De Castro, 1962b; Cherchi *et alii*, 1978) è stato correlato da Raspini (2012) con il livello anossico Fallo del Aptiano superiore (Gargasiano medio). Si tratta di un livello guida ben riconoscibile in affioramento, caratterizzato da marne e marne argillose grigio verdi di ambiente lagunare, ricche di oogoni di characee. Sotto il livello ad orbitoline è a luoghi riconoscibile un livello ittiolitico, ben rappresentato in Penisola Sorrentina (Bravi e De Castro, 1995), costituito da dololutiti e calcari marnosi sottilmente stratificati. Questo

livello potrebbe molto verosimilmente corrispondere all'evento anossico OAE1a, conosciuto anche come evento Selli;

- il livello di dolomie bituminose scure fogliettate, ricche in foglie di piante terrestri, presente al Monte Tobenna e al Monte Chianello all'interno di calcari e calcari dolomitici contenenti *Pseudorhapydionina dubia*, *Praecrysalidina infracretacea*, *Sellialveolina viallii* e *Pseudolituonella reicheli* (Bravi et alii, 2004; Martelli e Nardi, 2005). Questo orizzonte testimonia un ambiente peritidale/paralico a circolazione ristretta ed è con ogni probabilità correlabile con l'evento OAE2 del Cenomaniano superiore, rappresentato dal ben noto livello Bonarelli della Scaglia umbra.

Tra l'Aptiano superiore e la parte bassa del Turoniano la Piattaforma Appenninica registrò frequenti brevi episodi di emersione associati ad una scarsa subsidenza dell'area come indicato dai ridotti spessori della successione in questo intervallo temporale. I più importanti e prolungati episodi di emersione, testimoniati da evidenti strutture paleocarsiche, sono segnalati nell'Albiano superiore/base Cenomaniano e nel Turoniano inferiore/medio del Monte Pollino (Foglia, 1992). L'evento regressivo turoniano, a luoghi marcato da terre rosse, è presente anche al Monte Cervati (Martelli e Nardi, 2005), nell'area Monte Soprano-Monte Chianello e nell'Alburno al tetto di calcari contenenti *Pseudorhapydionina dubia*, *Cisalveolina fraasi*, *Crysalidina gradata* e *Pseudolituonella reicheli*. E' da rilevare che nel Turoniano è registrato un importante abbassamento del livello del mare a scala globale (Middle Turonian Unconformity in Haq e Al-Qahatani, 2005) anche se nelle curve eustatiche di 1° ordine l'intero Cretaceo superiore è caratterizzato da un trend trasgressivo.

A partire dall'emersione turoniana la piattaforma protetta evolve in piattaforma aperta. Questo passaggio avvenne forse localmente già a partire dal Cenomaniano terminale/Turoniano basale, come suggerito dalla presenza di calciferulidi e foraminiferi planctonici (*Witheinella* sp., *Hedbergella* sp. ed eterohelicidi) a Monteforte Cilento subito sopra a calcari con *Cisalveolina fraasi* (Simone et alii, 2012). Il Senoniano inferiore (Coniaciano-Santoniano) è ben sviluppato, rappresentato da calcari a rudiste (prevalentemente radiolitidi, v. Cestari e Pons, 2004) con ricche associazioni a foraminiferi bentonici estremamente diversificate a *Pseudostaffella sphaeroidea*, *Accordiella conica*, *Moncharmontia apenninica*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Scandonea samnitica* e *Keramosphaera tergestina*. L'intero intervallo è caratterizzato da mounds biostromali a radiolitidi con stratificazione incrociata a grande scala. Alla sommità dei mounds sono presenti paleosuperfici legate ad emersione. Su queste superfici giacciono in disconformità i calcari con *Spirolina* della Formazione di Trentinara depositi sulla parte più interna di una rampa carbonatica. La parte bassa della Formazione di Trentinara è rappresentata da calcareniti nodulari variegata con intercalati sottili livelli di argille rosse e verdi contenenti oogoni di characee e discorbidi e livelli di brecce residuali associate a prodotti di pedogenesi quali rizoconcrezioni e cavità legate all'attività di radici. Questi depositi testimoniano ambienti lagunari protetti prossimi all'emersione. La presenza di livelli bioclastici ricchi in *Spirolina* localmente associata ad alveolinidi, che diventano via via più frequenti nella parte alta della formazione, indica il raggiungimento di condizioni marine subtidali legate ad un graduale annegamento della Piattaforma Appenninica. Sulla base delle associazioni ad alveolinidi (v. Vecchio et alii, 2007) l'età della Formazione di Trentinara sarebbe compresa tra l'Eocene inferiore (base Ipresiano, Zona a foraminiferi bentonici SBZ6 di Cahuzac e Poignant, 1997) e l'Eocene medio p.p. (Luteziano inferiore, Zona SBZ13). Nei Monti Alburni sono noti anche limitati affioramenti di calcareniti con macroforaminiferi (nummuliti, alveoline, discocycline, assiline e orbitolitidi associati a *Chapmanina gassinensis* e *Fabiania cassis*) dell'Eocene superiore (Zona SBZ 17-19) che poggiano in disconformità sui calcari di piattaforma del Senoniano inferiore e che testimoniano condizioni di rampa persistente almeno fino a parte del Priaboniano. Queste calcareniti sono ricoperte da pochi metri di calcilutiti e marne scure contenenti oogoni e frustuli di caracee testimoniando ambienti asfittici. Seguono,

infine, marne e calcari marnosi fogliettati, bituminosi, ricchi in pesci e crostacei decapodi (Bravi e Schiattarella, 1988).

La Formazione di Trentinara è ricoperta in disconformità dalle calcareniti a *Miogypsina* della Formazione di Cerchiara, sviluppata prevalentemente nel Gruppo del Pollino, nei dintorni di Sapri e nel Gruppo del Cervati, e della Formazione di Roccadaspide, rappresentata tipicamente nella zona di Monte Soprano-Monte Chianello (Selli 1957, 1962). La costante presenza di miogypsine appartenenti al gruppo *gunteri-tani* e localmente al gruppo *globulina-intermedia* indica che la trasgressione miocenica si verificò tra l'Aquitaniense e il Burdigaliano. Alla base della Formazione di Roccadaspide è presente un livello di terre rosse che localmente può raggiungere uno spessore di 10-15 metri. La Formazione di Cerchiara e la Formazione di Roccadaspide, entrambe rappresentate da una successione di calcari bioclastici di rampa carbonatica organizzati nel complesso in una sequenza in approfondimento verso l'alto, appaiono essersi deposte in parti diverse di una medesima rampa omoclinale. La Formazione di Roccadaspide è costituita nella parte bassa da calcareniti grossolane a stratificazione incrociata cuneiforme a grande scala, con biostromi lenticolari (*mounds*) ad ostreidi e pettinidi. Si tratta di litobiocalcareni con *Lepidocyclina*, *Amphistegina*, *Miogypsinoidea*, *Miogypsina*, *Heterostegina*, piccoli esemplari di *Elphidium*, balanidi, frammenti di *Lithothamnion*, briozoi e ditrupe. Ai bioclasti si associano grossi granuli fecali fosfatizzati e litoclasti calcarei di piattaforma cretacei e paleogenici, questi ultimi riferibili soprattutto alla Formazione di Trentinara. I litoclasti sono arrotondati, ossidati e perforati. Sono anche presenti frammenti rimaneggiati e arrotondati di alveoline, nummuliti e discocycline. Seguono calcareniti glauconitiche a stratificazione piano-parallela con evidente bioturbazione nella parte alta contenenti foraminiferi planctonici, spicole di spugna e granuli di glauconie. L'ambiente di deposizione è quello di una rampa interna ad alta energia evolvente ad una rampa esterna come testimoniato dal più alto rapporto plancton/bentos verso l'alto. La Formazione di Cerchiara è anch'essa caratterizzata da calcareniti lito-bioclastiche bioturbate, glauconitiche, di aspetto grossolanamente stratificato, con un contenuto in foraminiferi planctonici maggiore di quello presente nella parte bassa della Formazione di Roccadaspide. L'abbondanza di foraminiferi planctonici, assieme alle caratteristiche tessiturali generali della roccia, testimonia una sedimentazione di rampa esterna sin dalla base. Calcareniti biolitoclastiche con caratteristiche sedimentarie, età e giacitura uguali a quelle della Formazione di Cerchiara affiorano in Penisola Sorrentina (Recommone) dove poggiano in disconformità sui calcari a rudiste del Senoniano inferiore attraverso una superficie perforata da litodomi (Scandone e Sgrosso, 1965; D'Argenio *et alii*, 2011).

All'interno delle calcareniti glauconitiche della parte alta della Formazione di Roccadaspide è presente un livello vulcanoclastico (Perrone, 1987) ricco in fenocristalli eudrali di plagioclasio zonato (da andesina a labradorite), clinopirosseno e scarso ortopirosseno, anfiboli (orneblenda) e biotite assieme a frammenti di vulcaniti e a frammenti di vetro vescicolare. Questo livello testimonia un'attività vulcanica di natura andesitica molto probabilmente coeva a quella che ha fornito il materiale vulcanoclastico delle Tufiti di Tusa al Burdigaliano nella zona del confine calabro-lucano attribuite (Zona a foraminiferi planctonici N5/N6, Zuppetta *et alii*, 1984) e considerate non più vecchie della Zona a nanofossili MNN3a in Sicilia (De Capoa *et alii*, 2002). Materiale vulcanoclastico con plagioclasio zonato, pirosseno, anfibolo e frammenti di vetro, o contenente solo plagioclasti zonati e frammenti di vulcaniti, è presente anche nelle calcareniti della Formazione di Cerchiara affioranti lungo il margine sud-occidentale del massiccio del Cervati (zona di Sanza-Caselle in Pittari) e nel massiccio del Pollino. Come nella Formazione di Roccadaspide, anche qui al materiale vulcanoclastico si associano bioclasti indeterminati cloritizzati o glauconitizzati, *pellets* fecali fosfatizzati, grosse spicole di spugna e abbondanti granuli di glauconie, nonché foraminiferi planctonici il cui contenuto aumenta verso l'alto. Livelli vulcanoclastici della stessa età affioranti nell'Appennino Settentrionale (es. Marne di Antognola, v. Odin *et alii*, 1997) e nell'Appennino Centrale (es. Bisciario, v. Coccioni *et alii*,

1997) sono stati associati alla sequenza vulcanica calcocalcina della Sardegna occidentale da Montanari *et alii* (1994).

Il tetto della Formazione di Roccadaspide è rappresentato (es. Monte Soprano) da marne silicee fogliettate color ocra, sterili, dello spessore di alcuni metri, seguite da biocalcareniti di aspetto massivo con dispersi granuli di quarzo molto ben arrotondati di tipo numidico (v. Patacca *et alii*, 1992a). L'aspetto massivo e la presenza di soft clasts suggeriscono una deposizione in massa attraverso processi di tipo gravitativo. La parte alta delle calcareniti della Formazione di Cerchiara è rappresentata da depositi bacinali prevalentemente emipelagici costituiti da marne silicee fogliettate biancastre e calcilutiti con noduli di selce, bioturbate, ricche in radiolari e spicole di spugna (es. Vallone Torno nel massiccio del Pollino, Monte Raparello, Il Fosso e Sorgente le Fistole nel massiccio del Cervati). Alle calcilutiti e alle marne si intercalano calcitorbiditi in strati sottili che localmente contengono vetro vulcanico, pomici e biotite. Questo materiale vulcanoclastico acido è con ogni probabilità coevo di quello che costituisce il livello Piero della Francesca del dominio umbro-marchigiano, interposto tra la Formazione del Bisciario e lo Schlier in corrispondenza di una magnetozona normale. Questo livello è stato attribuito alla Zona N7 e datato radiometricamente con $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ a 17.1 ± 0.2 Ma (Coccioni *et alii*, 1997; Deino *et alii*, 1997).

Come nella Formazione di Roccadaspide, anche nella Formazione Cerchiara le calcitorbiditi si arricchiscono verso l'alto in granuli dispersi di quarzo arrotondato di tipo numidico concentrati a volte a formare sottili strati di vere e proprie quarzareniti. Questo complesso di depositi bacinali a composizione mista, verosimilmente coevi con le marne silicee fogliettate al tetto della Formazione di Roccadaspide, è stato denominato da Selli (1957) Formazione del Bifurto. I depositi della Formazione del Bifurto testimoniano un brusco annegamento della rampa omoclinale sulle cui parti più esterne e distali la sedimentazione carbonatica veniva contaminata dall'apporto di quarzo di provenienza numidica, oltre che da un consistente apporto di materiale vulcanogenico legato ad attività esplosiva penecontemporanea. Generalizzati fenomeni di *slumping* al tetto dei carbonati della Formazione Cerchiara e all'interno della Formazione del Bifurto testimoniano un'instabilità del bacino, presumibilmente connessa con la flessurazione della piastra d'avampaese. L'età dell'annegamento dei carbonati di mare basso della Formazione di Cerchiara e della Formazione di Roccadaspide è burdigaliana per la presenza di un'associazione a foraminiferi planctonici dominata da *Globigerinoides trilobus*, *Globoquadrina dehiscens dehiscens* e *Neogloboquadrina continuosa*, indicativa della Zona a foraminiferi planctonici MMi3, e per la presenza di un'associazione a nannofossili costituita da *Coccolithus pelagicus*, *Sphenolithus moriformis*, *Cyclacargolithus floridanus* e *C. abisectus*, nonché da rari *Sph. abies*, *Sph. heteromorphus*, *Reticulofenestra pseudoumbilica* con dimensioni di 5-7 μm (Patacca *et alii*, 1992a) e *Discoaster variabilis* (Sgrosso *et alii*, 2010) i quali indicherebbero la Zona a nannofossili calcarei MNN4.

Spessore, composizione ed architettura stratale della Formazione del Bifurto variano notevolmente spostandosi dal Pollino al Cervati attraverso i monti di Lauria, di Sapri e di Caselle in Pittari. Lo spessore massimo, che può raggiungere alcune centinaia di metri, si realizza nella zona del Pollino dove sono ben sviluppate le arenarie numidiche (v. Patacca *et alii*, 1992a) e dove a queste segue una successione di arenarie torbiditiche a composizione arcocosa (Arenarie di Civita) organizzate nell'insieme in una successione di tipo *coarsening - and thickening-upward*. Le Arenarie di Civita sono risultate sistematicamente sterili. Lo spessore minimo dei depositi misti carbonatico-silicoclastici della Formazione del Bifurto è stato osservato lungo il margine sud-occidentale del Cervati, al piede della Raja del Pedale, dove anche la Formazione di Cerchiara è ridotta a pochi metri o è addirittura assente. Qui è presente una successione condensata dello spessore complessivo di pochi metri rappresentata da biocalcareniti scure fortemente bioturbate, nodulari, in strati sottili e discontinui, contenenti echinidi, grosse spicole di spugna e foraminiferi planctonici (*Globigerinoides trilobus*, *Gd. bisphericus*, *Praeorbulina glomerata* e

Globigerina paraboloides), da marne e calcilutiti marnose ocracee e grigio-scuro fortemente manganesefere e infine da marne silicee con radiolari, diatomee, spicole di spugna e rari *Globigerinoides*. A questa altezza stratigrafica sono presenti livelli discontinui di cineriti costituite interamente da sottilissimi *shards* di vetro prevalentemente bruno. Al tetto delle marne silicee contenenti i livelli cineritici è stata rinvenuta un'associazione a nannofossili rappresentata da *Discoaster broweri* e *D. pentaradiatus* associati a *Reticulofenestra pseudoumbilica* $>7 \mu\text{m}$, *D. variabilis* e *Calcidiscus leptoporus* indicativi della Zona MNN8. L'età dedotta dall'associazione a nannofossili è confermata dalla presenza di rari esemplari di *Globorotalia acostaensis* (E. Ruggiero Taddei, Università di Napoli, comunicazione verbale) indicativa della Zona N16 (Tortoniano inferiore).

Nel massiccio del Pollino sui depositi condensati sopra descritti e sulle quarzareniti della Formazione del Bifurto giace un complesso caotico ("Argille a blocchi" di Grandjacquet, 1971; Formazione del Raganello p.p. di Santo e Sgrosso, 1988) costituito da *slides* di quarzareniti umidiche e di biocalcareni a macroforaminiferi (lepidocycline e miogypsine) contenenti anche granuli dispersi di quarzo arrotondato. Rari blocchi di calcari di piattaforma derivati dalla Formazione di Trentinara carsizzati e associati a terre rosse rappresentano molto evidentemente porzioni del substrato deformate e cannibalizzate all'interno del bacino. Nel gruppo del Pollino questo complesso caotico affiora estesamente ed è stato cartografato nel Foglio 1:100.000 221-Castrovillari con la sigla *fr*. Le argille del complesso caotico hanno fornito un'associazione a nannofossili sempre poco significativa a *Coccolithus pelagicus*, *Cyclocargolithus floridanus*, *Helicosphaera carteri*, *Sphenolithus moriformis* e *Cy. abisectus* associati ad abbondanti forme cretacee e paleogeniche rimaneggiate. Solo in rarissimi casi, come lungo il versante meridionale del Cervati (Sorgente le Fistole al piede della Raja del Pedale), sono state rinvenute nannoflore riferibili alla Zona MNN8 del Tortoniano inferiore per la presenza di *Discoaster variabilis*, *Reticulofenestra pseudoumbilica* $>7 \mu\text{m}$ e *Calcidiscus leptoporus*. Al momento non abbiamo elementi sufficienti per definire il significato paleotettonico delle "Argille a blocchi". Non sappiamo, cioè, se esse rappresentano un deposito di avansfossa prossimo al fronte dell'alloctono, accumulato su un substrato autoctono dislocato da faglie dirette legate ai processi di flessurazione dell'avampaese, o se rappresentano invece un deposito di tipo *thrust-top* discordante su un substrato già raggiunto dal fronte della compressione e incorporato nel sistema di catena. L'assenza di conglomerati poligenici, che spesso caratterizzano i depositi di tipo *thrust-top* sia bacinali sia di mare basso e che sono indicativi di un sistema di alimentazione da aree già incise da un reticolo idrografico ben sviluppato, fa propendere per la prima ipotesi.

4.3 Le successioni di scarpata/bacino lungo il bordo orientale della Piattaforma Appenninica

Successioni giurassico-neogeniche estremamente lacunose di scarpata/bacino prossimale affiorano estesamente nei Monti della Maddalena. Esse sono costituite in gran parte da brecce e risedimenti grossolani che poggiano in disconformità su dolomie loferitiche del Norico superiore-Retico contenenti *Triasina hantkeni* e su calcari del Lias inferiore-medio a *Palaeodasycladus*. Cavità paleocarsiche con riempimenti multifasici di silt vadoso arrossato e *dripstones* speleotemici incidono profondamente il tetto delle dolomie evidenziando ripetute emersioni e scarsa subsidenza di questo segmento. Westerhold T., Röhl U., Raffi I., Fornaciari E., Monechi S., Reale V., Bowles J., Evans H.F. (2008). Astronomical calibration of the Paleocene time. o del margine orientale della Piattaforma Appenninica prima del suo annegamento. Le prime fasi di annegamento sono documentate da megabrecce con blocchi fino a decametrici di dolomie triassiche e di calcari liassici che poggiano sulle dolomie norico-retiche, testimoniando in tal modo un annegamento abbastanza precoce della piattaforma. Più comunemente sulle dolomie poggiano calciruditi del Giurassico medio e superiore con megablocchi e clasti

derivati dal margine della piattaforma (*grainstones* ooidici con *Meyendorffina bathonica*, *Protopenneroplis striata* e *Trocholina* spp.) e da settori interni della piattaforma protetti, assieme a grossi frammenti di coralli, ellipsactinie e chetetidi. Alle brecce di *talus* si intercalano corpi canalizzati di detriti e calcitorbiditi che evidenziano ripetute superfici di troncatura erosionali. Una persistenza delle detriti grossolane canalizzate nel Cretaceo inferiore è documentata localmente dalla presenza di frammenti di rudiste assieme ad orbitolinidi e a frammenti di *Lithocodium aggregatum/Bacinella irregularis*. Le brecce di scarpata sono ricoperte da lembi discontinui di detriti e calcitorbiditi a frammenti di rudiste e macroforaminiferi (*Orbitoides* e *Siderolites*) del Cretaceo superiore (Campaniano-Maastrichtiano) e successivamente da bioclastiti a nummuliti e alveoline con rare intercalazioni di marne emipelagiche del Paleocene superiore-Eocene. Su tutti i termini della successione descritta poggiano biocalcareni con *Miogypsina* ed *Heterostegina* le quali passano gradualmente verso l'alto a marne emipelagiche grigio-verdi ricche in foraminiferi planctonici e grosse spicole di spugna. Anche nelle successioni dei Monti della Maddalena i depositi miocenici trasgressivi indicano una sedimentazione di rampa carbonatica in approfondimento verso l'alto. Nelle marne sono presenti localmente sottili livelli di calcareniti con quarzo arrotondato e abbondante plagioclasio vulcanico. Le marne passano in alto alle quarzareniti numidiche. La presenza di *Sphenolithus abies*, *Sph. heteromorphus* e *Discoaster variabilis* nelle associazioni nannofloristiche che caratterizzano la parte alta delle marne emipelagiche permette di fissare al Burdigaliano MN4 l'inizio della sedimentazione delle quarzareniti numidiche anche nel dominio dei Monti della Maddalena.

I depositi carbonatici dei Monti della Maddalena sono troncati da una prominente superficie di disconformità che arriva ad incidere anche le brecce giurassiche. Su questa superficie di erosione poggiano le arenarie della Formazione di Castelvete che localmente (es. Laviano e Caggiano) formano anche filoni sedimentari all'interno delle stesse brecce.

Brecce di *talus* del Dogger-Cretaceo inferiore comparabili con quelle dei Monti della Maddalena sono presenti anche al Monte Marzano, dove sono state attraversate dai primi 440 metri del pozzo San Gregorio Magno 1 (v. Scandone e Patacca in questo volume). Nell'Alta Val d'Agri su calcari di piattaforma del Cretaceo inferiore pre-Aptiano giacciono depositi emipelagici contenenti un'associazione a foraminiferi planctonici rappresentata da dicarinelle e marginotruncane di età turoniana (Mancinelli e Coccia, 2002). In entrambi i casi ci troviamo strutturalmente all'interno dell'Unità Alburno-Cervati, ma l'originario dominio sedimentario doveva essere non lontano dal dominio Monti della Maddalena.

4.4. Successioni appartenenti ad unità di incerta collocazione paleogeografica: l'Unità del Monte Foraporta

L'Unità del Monte Foraporta, riconosciuta nel Lagonegrese come un'unità tettonica distinta dall'Unità Alburno-Cervati e dall'Unità Monti della Maddalena, è stata istituita da Boni *et alii* (1974) ed è stata successivamente rivisitata da De Alfieri *et alii* (1986). È rappresentata da affioramenti di carbonati di limitata estensione che fanno parte di complesse scaglie tettoniche sovrapposte alle dolomie dell'Unità Monti della Maddalena e in contatto tettonico non definito con i calcari dell'Unità Alburno-Cervati. La successione ricostruita è costituita da carbonati bacinali di età compresa tra il Retico e il Dogger con facies anossiche/disossiche nella parte retico-hettangiana della successione rappresentate da calcitorbiditi quasi del tutto dolomitizzate. L'originario dominio deposizionale di questa successione è stato riposizionato dagli autori sopra citati tra il dominio dell'Alburno-Cervati e quello dei Monti della Maddalena. È da osservare, tuttavia, che questa collocazione paleogeografica mal si accorda con la distribuzione delle facies che fino a tutto il Retico sono identiche nell'Alburno-Cervati e nei monti della Maddalena e che si differenziano soltanto a partire dal Lias inferiore-medio con lo sviluppo di facies di scarpata/bacino nei Monti della Maddalena mentre persistono facies di piattaforma protetta nell'Alburno Cervati. Una diversa ricostruzione palinspastica è stata

proposta da Sgrosso (1986) il quale ha collocato il bacino del Monte Foraporta tra una Piattaforma Campano-Lucano-Calabrese, della quale farebbe parte il Pollino, e una piattaforma più esterna, denominata Piattaforma Laziale-Campano-Lucana, della quale farebbe parte la Penisola Sorrentina (v. anche, più recentemente, Sgrosso *et alii*, 2010). Noi riteniamo che non esistano elementi discriminanti che permettano di individuare due piattaforme all'interno di quella che viene chiamata Piattaforma Appenninica e che non esistano altresì elementi oggettivi per giustificare una simile ricollocazione del dominio del Monte Foraporta. Un'altra possibile ricostruzione paleogeografica che meglio giustifica la distribuzione delle facies a scala regionale è quella che vede la successione del Monte Foraporta appartenere al margine occidentale del Bacino Lagonegrese. Questa ricostruzione comporta però una storia tettonica più complessa, con un retroscorrimento dei carbonati del Monte Foraporta su quelli dei Monti della Maddalena e un successivo trasporto di entrambi sui terreni lagonegresi. In mancanza di nuovi dati, tuttavia, qualunque ricollocazione palinspastica del dominio del Monte Foraporta rimane nel campo delle pure ipotesi anche perché gli affioramenti di terreni appartenenti a questa unità sono esigui e limitati al solo Lagonegrese.

5. La terminazione occidentale del Dominio Ionico: il Bacino Lagonegrese-Molisano

A differenza della gran parte dei bacini peritetidei, i quali si individuarono tra l'Hettangiano e il Sinemuriano in connessione con le prime fasi di apertura dell'Oceano Atlantico e con il *break-up* della Pangea, il bacino Lagonegrese-Molisano si impostò nel Trias medio diventando rapidamente un *seaway* pelagico che raggiunse profondità elevate, prossime alla CCD, già a partire dal Retico. Assieme ai suoi analoghi della Sicilia, rappresentati dal Bacino Imerese e dal Bacino Sicano, il Bacino Lagonegrese-Molisano si collegava verso oriente, via Ionio, alla Tetide oceanica triassica formando la terminazione occidentale di una rete che comprendeva altri *seaways* stretti e allungati, primo fra tutti il bacino del Pindos, oggi incorporati nelle Dinaridi-Elleidi e nei Tauridi, nelle Alpi e nell'Arco Carpato-Balcanico (Scandone, 1975). Verso nord-ovest, il bacino si chiudeva contro i domini di mare basso della Piattaforma Appenninica, del Matese, della Marsica Occidentale e della Piattaforma Apula, ma è probabile che uno stretto ramo di bacino si insinuasse tra la Piattaforma Appenninica e la Piattaforma Simbruini-Matese (v. Fig. 3a).

La porzione triassica della successione lagonegrese affiora estesamente in Basilicata (Scandone, 1967, 1972) e si estende in Campania in Irpinia (dorsale del Monte Forcuso) e nel Salernitano (finestre tettoniche di Campagna e di Giffoni Vallepiana nei Monti Picentini). Verso nord, lembi discontinui di carbonati bacinali triassici riconducibili alla successione lagonegrese affiorano in Molise nella Valle del Trigno (Patacca *et alii*, 2012) e nei Monti della Meta (Bertinelli *et alii*, 2005).

5.1. La successione lagonegrese-sannitica

La coppia Unità Lagonegro I-Unità Lagonegro II e l'Unità Sannio formano oggi due distinte falde di ricoprimento caratterizzate da differente posizione geometrica e differente assetto strutturale (v. Fig. 2). Fino al Miocene medio, tuttavia, la successione lagonegrese e la successione sannitica facevano parte di un'unica successione stratigrafica deposta nella parte occidentale del Bacino Lagonegrese-Molisano (Fig. 3). La porzione cretacea p.p.-serravalliana di questa successione si è poi scollata dal suo substrato triassico-cretaceo p.p. (future Coltri Lagonegresi) acquisendo nel corso dell'orogenesi una sua indipendenza strutturale e cinematica (Coltre Sannitica).

A tutt'oggi i meccanismi tettonici che hanno portato alla genesi del Bacino Lagonegrese-Molisano non sono stati interamente chiariti. La storia dell'apertura di questo bacino è scritta nella Formazione di Monte Facito, un deposito bacinale che si trova alla base dell'Unità Lagonegro II

il quale raggiunge in superficie spessori di 600-700 metri e che in sottosuolo è stato attraversato da numerosi pozzi, in alcuni dei quali per molte centinaia di metri (es. San Fele 1) o addirittura per più di 1000 metri (Monte Foi 1, v. Patacca, 2007). La Formazione di Monte Facito è costituita in prevalenza da arenarie fini spesso calcaree, argille marnose giallo-verdastre e argilliti rosse e verdi ad assetto caotico inglobanti blocchi anche ettometrici di calcari di scogliera. Un tentativo di ricucitura dei vari componenti è stato fatto da Ciarapica e Passeri (2000) e Passeri e Ciarapica (2010) i quali hanno cartografato nel dettaglio i vari litotipi che compongono la Formazione di Monte Facito nell'area tipo. La comprensione del significato deposizionale di questo complesso eterogeneo, tuttavia, non è facile perché in esso si trovano dispersi in maniera apparentemente casuale frammenti di un puzzle estremamente complicato costituiti da facies ed associazioni litologiche rappresentative di ambienti deposizionali profondamente diversi tra loro, con età disperse tra il Permiano e il Ladinico. La Formazione di Monte Facito, infatti, contiene accostati in un singolo affioramento (ad esempio alla Cerchiara presso Sasso di Castalda o lungo la strada che da Marsico Nuovo sale alla Pietra Maura) blocchi di calcari biocostruiti ricoperti da argille e marne gialle a brachiopodi dell'Anisico, arenarie quarzitiche fini a matrice calcarea e calcareniti silicoclastiche di ambiente tidale, anch'esse dell'Anisico con *Meandrospira pusilla*, caratterizzate da laminazione ondulata da moto ondoso e dalla costante presenza di ooidi, blocchi di calcari biocostruiti con diplopore di età ladinica e slides di siltiti policrome contenenti daonelle del Ladinico. I calcari biocostruiti sono incrostati da calcilutiti e marne rosse pelagiche nodulari di tipo Rosso Ammonitico contenente ammoniti e bivalvi pelagici. Sono presenti, infine, slides di radiolariti silicee rosse deposte sotto la CCD, calcareniti torbiditiche e brecciole calcaree deposte da flussi gravitativi, ammassi di *pillow lavas* associate a ialoclastiti e, prevalentemente nella parte alta del complesso, arenarie fini rosse a laminazione ondulata generate da correnti unidirezionali e oscillatorie.

Dal complicato puzzle rappresentato dalla potente pila di depositi caotici bacinali della Formazione di Monte Facito è possibile ricucire l'originaria successione nell'area di provenienza dei materiali e tentare così di ricostruirne l'evoluzione a partire dall'Anisico:

- presenza di un ampio *shelf* con sedimentazione mista carbonatico-silicoclastica e con scogliere isolate a dasicladacee (Anisico);
- sviluppo di piattaforme biocostruite a *Teutloporella* (Ladinico);
- annegamento delle stesse, come testimoniato dal drappeggio di calcari rossi nodulari con ammoniti e lamellibranchi pelagici che le ricopre (Ladinico);
- sviluppo di un bacino, con attività vulcanica sottomarina di natura basaltica, caratterizzato dalla presenza di risedimenti da flussi gravitativi e di radiolariti rosse e verdi.

Il complesso caotico bacinale è alla fine sigillato dalla deposizione generalizzata di marne emipelagiche a *Daonella lommeli* (Ladinico superiore, parte alta del Longobardiano) che costituiscono un livello guida riconosciuto dalla Basilicata meridionale (Picco dell'Armizzone) al Salernitano (Campagna).

La successione di eventi che si ricostruisce presenta numerose analogie con quella che caratterizza le successioni dolomitiche, ad eccezione della sedimentazione radiolaritica che implica condizioni di sedimentazione al di sotto della CCD. E' indiscutibile che l'assetto caotico della Formazione di Monte Facito debba essere legato ad una tettonica sinsedimentaria attiva durante il Ladinico, ma il ruolo di questa tettonica e il significato del complesso caotico non sono univocamente definiti. Non si tratta di un *mélange* o di una *broken formation sensu* Hsü (1974) perché mancano del tutto le strutture tettoniche di alta pressione confinante che caratterizzano questi complessi. D'altro canto un semplice trasporto in massa al piede di scarpate create da faglie dirette, in un contesto tettonico di tipo distensivo, non è sufficiente a spiegare la composizione del complesso caotico che è drappeggiato da marne a lamellibranchi pelagici che indicano una sedimentazione al di sopra della CCD ma contiene al suo interno blocchi di radiolariti che si sono certamente deposte sotto la CCD e non possono pertanto rappresentare porzioni della stessa successione franati dall'alto. Un'attività tettonica di tipo trascorrente

potrebbe forse fornire una spiegazione ragionevole al contesto deposizionale osservato ammettendo che movimenti di *strike-slip* possano aver deformato e messo a contatto porzioni di successioni originariamente distanti tra loro, depositate in aree del bacino aventi differente batimetria. Le conoscenze, tuttavia, sono ancora troppo frammentarie e non permettono di ricostruire un quadro del tutto coerente al suo interno.

Il passaggio dalla Formazione di Monte Facito ai soprastanti Calcari con Selce avviene attraverso una fitta alternanza di calcilutiti sottilmente stratificate e di marne rosse e verdi dello spessore massimo di qualche decina di metri all'interno della quale si colloca il limite Ladinico-Carnico. I Calcari con Selce costituiscono una successione pelagica di età carnico-norica dello spessore di alcune centinaia di metri contenenti *Halobia* spp, grossi radiolari e rare ammoniti. La fonte primaria della sedimentazione carbonatica è rappresentata da calcisfere calcaree (Guaiumi, 2008). La regolare e ciclica alternanza di calcilutiti con liste e noduli di selce e di interstrati marnosi è solo raramente disturbata da fenomeni di franamento sottomarino, con risedimenti gravitativi che rielaborano materiale intrabacinale. Nella porzione inferiore dei Calcari con Selce dell'Unità Lagonegro II è conosciuto un livello tuftico associato ad argille verdi con *Halobia superba*. Nell'Unità Lagonegro I alla stessa altezza stratigrafica è presente un intervallo della potenza di alcune centinaia di metri costituito da un'alternanza di calcilutiti e argilliti grigio-scure anch'esse con *Halobia superba*. Nella porzione più alta dei Calcari con Selce (Norico superiore, Sevatico) si assiste ad un graduale aumento nel contenuto di materiale argilloso attraverso multiple intercalazioni di argilliti rosse, e al tempo stesso si verifica un arricchimento nel contenuto in radiolari. Il contatto tra la Formazione dei Calcari con Selce e la Formazione degli Scisti Silicei viene da noi posto in corrispondenza della scomparsa dei depositi emipelagici calcarei con bivalvi pelagici e radiolari, alla base di un intervallo composto da argilliti e *mudstones* silicei rossi e verdi e subordinatamente neri (Lower Variegated Member di Amodeo e Baumgartner, 1994 o Membro Buccaglione in Amodeo, 1999) al cui interno si rinvengono rare intercalazioni di calcitorbiditi, spesso silicizzate, contenenti foraminiferi bentonici e microrganismi problematici incrostanti sfuggiti alla dissoluzione (*Galeanella lucana*, *G. panticae*, *Altinerina meridionalis*, *Costifera battagliaensis*, *Foliotortus*, *Pseudocucurbita* etc.). Concordiamo con Amodeo e Baumgartner (1994) e con Amodeo (1999) sulla suddivisione degli Scisti Silicei in quattro membri: 1) Lower Variegated Member o Membro Buccaglione, di età retica (Reggiani *et alii*, 2005); 2) Black Calcareous Member o Membro Nevera, con un'età che comprende la parte alta del Retico e il Lias inferiore e medio. Questo membro è costituito da argilliti silicee da nere a grigio-scure e grigio-verdi e da radiolariti silicee con sporadici livelletti calcitorbiditici alimentati da una coeva piattaforma di mare basso. Nelle calcitorbiditi sono presenti *Lituosepta*, *Orbitopsella*, *Agerina martana*, *Protopenneroplis striata* e *Haurania deserta* (Scandone, 1967; Amodeo, 1999); 3) Red Shale Member o Membro Serra, che comprende il Lias superiore e si spinge in alto fino a comprendere parte del Dogger. Anche questo intervallo, prevalentemente argillitico, contiene sporadici livelli radiolaritici e calcitorbiditici; 4) Green Radiolarite Member o Membro Acqua Sulfurea, che si estende dal Dogger p.p. al Titonico. Questo intervallo è prevalentemente costituito da radiolariti verdi nell'Unità Lagonegro I e da radiolariti rosse e verdi nell'Unità Lagonegro II. Segue la Formazione dei Galestri che rappresenta la parte più alta della successione tanto nell'Unità Lagonegro I quanto nell'Unità Lagonegro II e che comprende il Neocomiano e il Barremiano. Nella parte più alta dei Galestri un'associazione a *Cretarhabdus* spp. e *Nannoconus* spp. con la concomitante presenza di *Rucinolithus irregularis* e *Assipetra infracretacea* testimonia il limite Barremiano/Aptiano prima della crisi dei nannoconidi, momento che precede di poco l'evento anossico Selli. I Calcari con Selce e gli Scisti Silicei, con i vari intervalli distinti in Amodeo e Baumgartner (1994) e in Amodeo (1999), sono perfettamente riconoscibili in pozzo attraverso l'analisi dei *cuttings* perché molto ben caratterizzati in termini litologici (composizione, colore e microfacies, v. Patacca, 2007). Nelle successioni dell'Unità Lagonegro II, i Calcari con Selce sono facilmente riconoscibili nei logs per i bassi valori di GR e i valori medio-alti di resistività che determinano

un caratteristico profilo cilindrico seghettato prominente rispetto alla sottostante Formazione di Monte Facito e ai sovrastanti Scisti Silicei ambedue caratterizzati da valori medi di GR e bassi di resistività. Il livello tuftico nella parte inferiore dei Calcari con Selce, inoltre, è sempre molto ben individuabile perché corrisponde ad un picco con valori elevati di GR e bassa resistività. Negli Scisti Silicei, infine, si individua molto bene l'intervallo del Lias superiore-Dogger perché più argilloso e meno resistivo rispetto alle soprastanti radiolariti silicee e alle sottostanti argilliti con più frequenti intercalazioni calcaree. In casi molto rari (es. a Pecorone tra Lagonegro e Lauria e nei dintorni di Pergola tra Marsico Nuovo e Brienza) la Formazione dei Galestri passa stratigraficamente verso l'alto ad argilliti silicee policrome con intercalati subordinati risedimenti carbonatici identiche a quelle che sistematicamente costituiscono la parte più bassa della successione dell'Unità Sannio (argilliti e radiolariti di Campomaggiore in Sabato *et alii*, 2007). In altri casi, anch'essi molto rari (es. zona di Vaglio-Campomaggiore in Basilicata, zona di Riccia nel Sannio), sono state riconosciute alla base della successione sannitica calcilutiti silicee grigie e argilliti grigio-scure riferibili alla Formazione dei Galestri che passano in alto stratigraficamente alle argilliti e radiolariti di Campomaggiore. In Basilicata l'intera successione sannitica è stata divisa da Sabato *et alii* (2007) in tre unità litostratigrafiche: argilliti e radiolariti di Campomaggiore (Aptiano-Turoniano), calcareniti e argille rosse di Fontana Valloneto (Cretaceo superiore p.p.-Aquitano) e Flysch Numidico (Burdigaliano-Langhiano inferiore). In letteratura la porzione pre-numidica è nota anche come "Flysch Rosso" (v. Scandone, 1967, 1972; Pescatore *et alii*, 1999).

Nella descrizione stratigrafica della Piattaforma Appenninica abbiamo messo in evidenza l'esistenza di livelli guida che sono il riflesso di ben precisi eventi fisici riconosciuti a scala globale. Questi eventi sono molto ben registrati anche nella successione bacinale lagonegrese-sannitica. Tra i più significativi (v. Fig. 4), ricordiamo:

- l'evento pluviale carnico, riconosciuto da Rigo *et alii* (2007) nei Calcari con Selce dell'Unità Lagonegro II in corrispondenza del livello ad *Halobia superba* descritto da Scandone (1967, 1972). Lo stesso evento è rappresentato nell'Unità Lagonegro I dal Membro di Sorgente Acero dei Calcari con Selce. Anche in questo caso si assiste ad un significativo incremento in materiale argilloso tanto che i caratteri litologici del Membro di Sorgente Acero ricordano quelli della Formazione dei Galestri sia nelle sezioni di superficie sia nei logs di pozzo, al punto che sono stati erroneamente attribuiti a questi ultimi;
- il livello anossico al limite Retico/Hettangiano, registrato nella parte bassa degli Scisti Silicei dell'Unità Lagonegro I e dell'Unità Lagonegro II alla base del Membro Nevera. È rappresentato da pochi metri di argilliti silicee grigio-verdastre e grigio-scure associate ad un livello di selci nere indicative di condizioni di sottoalimentazione del bacino. Questo livello è stato attribuito al tardo Retico da Reggiani *et alii* (2005) sulla base dell'associazione a radiolari in esso contenuta;
- l'improvvisa accelerazione dell'espansione oceanica dell'Atlantico Centrale avvenuta nel Calloviano a circa 165 Ma (anomalia magnetica Blake Spur, v. Sahabi *et al.*, 2004; Labails, 2008), molto probabilmente registrata nel Bacino Lagonegrese-Molisano dall'inizio della sedimentazione delle radiolariti silicee del Green Radiolarite Member o Membro Acqua Sulfurea. La più elevata produttività biosilicea nel Bacino Lagonegrese-Molisano, probabilmente coeva di quella verificatasi anche in altri bacini profondi caratterizzati da sedimentazione silicea a radiolari (vedi Diaspri delle successioni toscane) potrebbe essere messa in relazione ad un più elevato livello di eutrofizzazione delle acque marine causato dalla deriva dell'Adria verso il paleoequatore in seguito alla rapida espansione dell'Atlantico Centrale (Aiello e Hagstrum, 2001; Muttoni *et alii*, 2005). Non a caso questo evento coincide con lo sviluppo nelle piattaforme appenniniche di margini aggradanti caratterizzati da costruzioni a chetetidi ed ellipsactinie;
- i cinque orizzonti di *black shales* riconosciuti da Sabato *et alii* (2007) nelle argilliti silicee della parte bassa dell'Unità Sannio (Argilliti e Radiolariti di Campomaggiore) correlati da questi autori con gli orizzonti Selli, 113, Nerone, Urbino e Bonarelli della successione umbro-marchigiana e con i corrispondenti eventi anossici OAE1a, OAE1b e OAE2. L'assenza o l'estrema povertà

di carbonato di calcio nei depositi aptiano-cenomaniani di altri domini bacinali appenninici (vedi le Argilliti di Brolio *sensu* Canuti *et alii*, 1965 nel Dominio Toscano, La Argille Varicolori Inferiori nel Dominio Sicilide e gli Scisti a Fucoidi nel Dominio Umbro), nonché nelle successioni di piattaforma, rappresenta in qualche modo una delle testimonianze del generale *trend* di riscaldamento climatico medio-cretaceo verificatosi a scala globale. Per alcuni autori il riscaldamento fu innescato dalle grosse emissioni di CO₂ vulcanogenica legate alla formazione di grandi province magmatiche nell'area pacifica di Ontong Java (Hofmann e Wagner, 2010; Wagner, 2010; Moriya, 2011).

La porzione cretaceo superiore-paleogenica della successione sannitica affiora più estesamente in Campania (Sannio) e nel Molise. Si tratta di successioni calcaree frequentemente risedimentate da processi gravitativi (calcitorbiditi e detriti più o meno grossolane spesso canalizzate) ricche in materiale bioclastico di mare basso, caratterizzate dalla presenza di liste di selce e di intercalazioni di marne e argille marnose rosse e verdi nella parte cretaceo superiore-paleocena e di argille rosse nella parte eocenica. Lacune deposizionali e più frequentemente erosionali, l'ampiezza delle quali varia da sezione a sezione, sono presenti a più altezze stratigrafiche. La parte alta della successione paleogenica (parte alta del Priaboniano e Oligocene) è rappresentata prevalentemente da argilliti e argille marnose rosse e verdi che testimoniano una drastica sottoalimentazione nel bacino deposizionale. Una mancanza generalizzata di *record* biostratigrafico in corrispondenza delle Zone a foraminiferi planctonici P19-P22 e delle Zone a nannofossili calcarei NP24-NP25, le quali individuano la parte altissima del Rupeliano e il Chattiano, mette in evidenza in tutto il dominio lagonegrese-molisano la presenza di un'importante lacuna deposizionale in corrispondenza dell'emersione della Piattaforma Appenninica marcata da terre rosse che si trovano alla base delle calcareniti mioceniche. L'emersione generalizzata è connessa ad un'importante abbassamento eustatico del livello del mare a scala globale verificatosi intorno al limite Rupeliano-Chattiano.

L'intervallo prevalentemente argillitico rosso e verde del Paleocene-Oligocene p.p. è stato spesso confuso con le Argille Varicolori Superiori delle successioni sicilidi, soprattutto in condizioni di scarsa continuità di affioramento. La presenza sistematica di arenarie fini nei depositi sicilidi rappresenta tuttavia un sicuro elemento di discriminazione fra le due successioni perché materiale silicoclastico è del tutto assente nelle successioni terziarie sannitiche e molisane deposte prima del Burdigaliano superiore. L'aumento del contenuto in argilla nei depositi paleogenici rappresenta un fatto abbastanza generalizzato nei domini mediterranei (v. Guasti *et alii*, 2005; Zachos *et alii*, 2005; Ernst *et alii*, 2006; Arenillas *et alii*, 2008; Westerhold *et alii*, 2008), ed anche in questo caso a seguito di un riscaldamento a scala globale culminante nell'optimum climatico dell'Eocene inferiore che fu determinato da grandi effusioni basaltiche (EECO, v. Zachos *et alii*, 2001; Bralower *et alii*, 2002; Miller *et alii*, 2005; Storey *et alii*, 2007).

Nelle successioni sannitiche l'Aquitano-Burdigaliano è rappresentato da calcitorbiditi lito-bioclastiche contenenti *Lepidocyclina*, *Miogypsina* e *Miogypsinoidea* con rielaborati clasti calcarei di piattaforma arrotondati, perforati e carsizzati alle quali si intercalano sottili livelli di marne emipelagiche. Verso l'alto le calcareniti sono gradualmente sostituite da marne spesso silicee ricche in spicole di spugna, radiolari e diatomee. Al passaggio biocalcareni-marne spicolitiche è stata riconosciuta un'attività vulcanica della stessa età di quella riconosciuta nella Formazione di Cerchiara e nella Formazione di Roccadaspide nella Piattaforma Appenninica e di quella che ha alimentato le Tufiti di Tusa nel Dominio Sicilide. Questa attività è documentata nelle biocalcareni da cristalli euedrali di anfibolo, plagioclasio zonato e raro pirosseno e nelle marne da sottili livelli tuffici con frammenti finissimi di vetro vulcanico vescicolare e piccolissimi cristalli di plagioclasio e pirosseno. Le marne contengono un'associazione a *Globigerinoides subquadratus*, *Gd. quadrilobatus*, *Gd. trilobus*, *Neogloboquadrina continuosa*, *Gd. bisphericus* e *Praeorbulina* sp. che permette di fissare un'età burdigaliana al limite tra le Zone MMi3 e MMi4. Il contenuto in nannofossili è poco significativo in termini di età. Le marne spicolitiche sono sormontate da alcune centinaia di metri di quarzareniti umidiche deposte da flussi gravitativi

granulari concentrati che verso l'alto passano ad una regolare alternanza di calcitorbiditi bioclastiche e marne contenenti *Globigerinoides bisphericus*, *Praeorbulina glomerosa* e *Globoquadrina langhiana* indicativi del Langhiano, MMi4. Gli scarsi nannofossili presenti, tra i quali *Sphenolithus heteromorphus*, *Sph. abies*, *Sph. belemnos* e *Discoaster variabilis* associati a rarissimi esemplari di *Reticulofenestra pseudumbilica* >7 indicano le Zone MNN4-MNN5, in accordo con l'età suggerita dai foraminiferi planctonici. Nelle quarzareniti numidiche è stato localmente riconosciuto un altro livello vulcanoclastico costituito per la quasi totalità da vetro vescicolare. L'inizio della sedimentazione delle arenarie numidiche è un evento all'incirca isocrono in più domini deposizionali che segue l'evento vulcanico alto-burdigaliano, compreso tra la comparsa di *Globigerinoides bisphericus* e la comparsa di *Praeorbulina sicana* che si colloca all'incirca al limite tra le Zone MMi3 e MMi4. La successione sannitica termina con una potente pila di depositi conosciuti in Basilicata come Arenarie e Marne di Serra Cortina (Ogniben, 1969), costituiti da una regolare alternanza di arenarie e calcareniti deposte in gran parte da correnti torbiditiche. La presenza di *Orbulina suturalis* assieme a *Globorotalia mayeri* indica un generico Serravalliano che è in accordo con il contenuto in nannofossili calcarei dominato da *Reticulofenestra pseudumbilica* > μm .

5.2. Le successioni molisane

Nell'area tipo le Coltri Molisane sono composte dall'Unità di Frosolone-Agnone, dall'Unità Tuffillo-Serra Palazzo e dall'Unità Daunia. L'Unità di Frosolone-Agnone, la sola tra le unità molisane ad avere una successione stratigrafica che include termini mesozoici, non è presente in Basilicata. Qui sono invece rappresentate l'Unità Tuffillo-Serra Palazzo e l'Unità Daunia, la prima lungo l'intero margine appenninico, la seconda limitatamente alla zona del Vulture. La successione stratigrafica di queste due unità si estende dal Paleogene al Miocene superiore. L'evento fisico più importante per operare correlazioni alla scala dell'intero bacino è quello rappresentato dalle arenarie numidiche con volumi elevati che decrescono da sud verso nord nell'Unità Tuffillo-Serra Palazzo e ridotte a pochi strati di quarzareniti nell'Unità Daunia.

La successione dell'Unità Tuffillo-Serra Palazzo e quella dell'Unità Daunia sono rappresentate alla base da poche decine di metri di calcitorbiditi bioclastiche con interstrati argillitici verdi e rosso-violacei spesso associate a radiolariti e calcilutiti scure fortemente manganesifere. Il contenuto fossilifero delle biocalcareniti indica l'Eocene superiore-Oligocene inferiore con *Chapmanina gassinensis*, *Asterigerina rotula* e *Halkyardia minima* associate a foraminiferi planctonici rappresentati nella parte bassa da *Turborotalia gr. cerroazulensis* e *Catapsidrax dissimilis* e verso l'alto da grossi esemplari di *Subbotina corpulenta*, *S. linaperta*, *S. praeturritilina* e *Turborotalia increbrescens*. Segue, attraverso un hiatus deposizionale che probabilmente comprende l'Oligocene superiore e una parte del Miocene inferiore, qualche decina di metri di biocalcareniti contenenti *Miogypsina*, *Nephrolepidina*, *Amphistegina* ed *Elphidium* assieme a frammenti di alghe rosse e briozoi. A questa altezza si intercalano e diventano prevalenti verso l'alto marne spicolitiche contenenti esemplari di *Praeorbulina*. Sono presenti frammenti di bolle di vetro vulcanico e sparsi cristalli euedrali di feldspato che testimoniano anche in questi domini l'attività vulcanica burdigaliana di probabile provenienza sarda. I depositi dell'Eocene superiore-Miocene inferiore p.p. delle successioni Tuffillo-Serra Palazzo e Daunia presentano fortissime analogie litologiche con la coeva porzione della successione lagonegrese-sannitica tanto che tutti assieme vengono frequentemente chiamati Flysch Rosso nella letteratura geologica corrente (v. ad esempio Sgrosso *et alii*, 2010; Ciaranfi *et alii*, 2011; Pieri *et alii*, 2011). Seguono, come nella successione sannitica, quarzareniti numidiche che negli affioramenti più meridionali dell'Unità Tuffillo-Serra Palazzo si presentano in bancate metriche e raggiungono uno spessore di circa 200 metri mentre si riducono a pochi metri nell'Unità Daunia dove sono associate a biocalcareniti deformate plasticamente per fenomeni di franamento sottomarino. All'interno di biocalcareniti intercalate alle quarzareniti è stata riconosciuta un'associazione

a foraminiferi planctonici costituita da *Globigerinoides bisphericus*, *Gd. subquadratus* e *Gd. trilobus* che suggeriscono un'età non più vecchia del Burdigaliano Zona MMi3, la quale confermerebbe l'isocronia dell'inizio dell'input numidico nei domini sud-appenninici. Le quarzareniti sono ricoperte da calcilutiti e marne calcaree emipelagiche bianche a foraminiferi planctonici spesso interessate da deformazioni sinsedimentarie (Formazione Tuffillo, Formazione Serra Palazzo e Flysch di Faeto Aucitt.) alle quali si intercalano calcitorbiditi e brecciole calcaree con materiale bioclastico proveniente da aree di piattaforma di mare basso coeve (es. rodoliti algali a *Lithothamnion* e briozoi che caratterizzano le rampe carbonatiche del Miocene e con nummuliti, alveoline, discocycline, assiline ecc. che caratterizzano le rampe carbonatiche paleoceno-eoceniche). Nella Formazione di Serra Palazzo, inoltre, la vicinanza della Piattaforma Apula è confermata dall'esistenza di un olistolite di dimensioni decametriche costituito da calcari di piattaforma a rudiste del Cretaceo superiore riferibile al Calcare di Altamura delle Murge (Loiacono e Sbarra, 1991). Nella porzione post-numidica delle successioni dell'Unità Tuffillo-Serra Palazzo ai depositi calcarei si intercalano (e negli affioramenti più meridionali possono diventare molto abbondanti) arcosi ed arcosi litiche in strati e banchi di spessore metrico depositi prevalentemente da flussi torbiditici e flussi granulari concentrati. Raramente sono presenti anche microconglomerati con clasti di granito e clasti sedimentari. I depositi silicoclastici sono sviluppati prevalentemente nelle successioni più occidentali e più meridionali dell'Unità Tuffillo-Serra Palazzo mentre mancano del tutto nelle successioni dell'Unità Daunia. È da sottolineare che l'apporto discontinuo di materiale silicoclastico non è legato alla formazione di un bacino di avanfossa (che nel Dominio Molisano si sviluppa nel Tortoniano superiore altissimo) dal momento che le arenarie sono sistematicamente intercalate a calcitorbiditi e a marne emipelagiche ricche di foraminiferi planctonici senza che ci sia mai commistione tra materiale calcareo e materiale silicoclastico, la qual cosa indica differenti aree di provenienza. Il primo arrivo del materiale silicoclastico non è ben costretto biostratigraficamente per il forte rimaneggiamento delle microfaune e delle microflore. Tuttavia per le caratteristiche litologiche dei depositi e per la loro posizione stratigrafica pensiamo che le arenarie siano almeno in parte coeve con le Arenarie e Marne di Serra Cortina dell'Unità Sannio. Le calcilutiti e le marne calcaree emipelagiche sono generalmente ricche in foraminiferi planctonici sia nell'Unità Tuffillo-Serra Palazzo sia nell'Unità Daunia. Le associazioni presenti nella porzione media e superiore della successione indicano il Tortoniano Zona MMi11 con *Orbulina universa*, *O. suturalis*, *O. bilobata*, *Globigerinoides obliquus obliquus*, *Neogloboquadrina acostaensis* e rare globorotalie del gruppo *merotumida*. Le nannoflore, caratterizzate dall'abbondanza di *Reticulofenestra pseudoumbilica* >7 µm, non apportano ulteriori precisazioni sull'età.

Nella loro parte più alta sia le successioni dell'Unità Tuffillo-Serra Palazzo sia quelle dell'Unità Daunia passano stratigraficamente a depositi silicoclastici fini aventi il significato di un vero e proprio flysch (rispettivamente Formazione Olmi e Formazione Treste in Patacca *et alii*, 1990, 1992b) costituiti da peliti e siltiti con intercalazioni di arenarie gradate più spesse e frequenti nell'Unità Tuffillo-Serra Palazzo, più sottili e meno frequenti nell'Unità Daunia. Nelle successioni daune questi depositi sono stati chiamati in letteratura "Marne di Toppo Capuana", ma si tratta di una denominazione impropria perché la sezione di Toppo Capuana si riferisce in realtà alla parte più alta della Formazione di San Bartolomeo che è un deposito di tipo *thrust-top* discordante sull'Unità Sannio. La parte bassa di questi depositi silicoclastici fini è riferibile al Tortoniano superiore altissimo per i foraminiferi planctonici (globorotalie del gruppo *scitula*, *Globigerinoides obliquus obliquus*, *Gd. obliquus extremus* e *Globorotalia suterae*) che definiscono la Zona MMi12 e i nannofossili calcarei (abbondanti *Discoaster pentaradiatus*, *D. quinqueramus* e *D. berggreni*) che indicano un'età non più vecchia della Zona MNN11a. La parte alta è certamente messiniana pre-crisi di salinità (Zona Mmi13) per la presenza di *Globorotalia mediterranea*, *Gb. conomiozea* e *Turborotalia multiloba* associate a globorotalie del gruppo *merotumida* e *Gb. suterae*, in accordo con il contenuto in nannofossili che sebbene

povero (*Discoaster triradiatus*, *D. surculus*, *D. berggreni* e rari esemplari di *Amaurolithus primus*) individua la Zona MNN11b.

6. La Piattaforma Apula in affioramento e in sottosuolo

I carbonati apuli esposti nel Gargano, nelle Murge e nel Salento rappresentano la porzione affiorante dell'avampaese appenninico. Tra il margine sud-occidentale del Gargano e delle Murge e il fronte della catena i carbonati dell'avampaese immergono verso SW ricoperti dai depositi pleistocenici dell'avanfossa e si seguono in profondità sotto le coltri appenniniche fino al *leading edge* del Duplex Benevento-Val d'Agri. Questa parte dell'avampaese è interessata da strutture di compressione, per lo più strutture di inversione, caratterizzate da modesto accorciamento tettonico (es. campo Tempa Rossa e struttura di Rotondella). Segue verso occidente il sistema Duplex Benevento-Val d'Agri, esteso in sottosuolo dal Molise alla Calabria settentrionale per una lunghezza di oltre 300 chilometri, che forma la spina dorsale dell'Appennino Meridionale. In quanto potenziale serbatoio ad olio, esso è stato esplorato intensivamente attraverso indagini di sismica a riflessione e attraverso perforazioni. L'unico luogo dove i carbonati del sistema duplex raggiungono la superficie e sono quindi direttamente osservabili è nella finestra tettonica del Monte Alpi di Latronico aperta nelle Coltri Nord-Calabresi e Lagonegresi (Fig. 1).

6.1. La finestra tettonica del Monte Alpi di Latronico

Lungo il ripido versante occidentale del Monte Alpi è esposta una successione di piattaforma di età compresa tra il Giurassico superiore (calcarei a *Cladocoropsis mirabilis* e *Kurnubia palastiniensis*) e il Cretaceo inferiore (calcarei a *Salpingoporella dinarica*). Sui calcari del Cretaceo inferiore poggia in disconformità un insieme di depositi di rampa carbonatica in approfondimento verso l'alto costituito da biocalcareni a frammenti di briozoi e lithothamni ricchi di *Elphidium* che passano stratigraficamente verso l'alto a calcilutiti grigio-scure nodulari a foraminiferi planctonici e quindi a marne emipelagiche contenenti un'associazione a nannofossili con *Discoaster pentaradiatus*, *D. quinqueramus*, *D. surculus* e *Amaurolithus primus*) del Tortoniano superiore/Messiniano inferiore. *Turborotalia multiloba*, segnalata da Sgrosso (1988) e documentata da Taddei e Siano (1992) fissa l'età di questi depositi al Messiniano pre-crisi di salinità. I calcari mesozoici e miocenici sono a loro volta ricoperti in discordanza angolare da depositi di tipo *thrust-top* di ambiente compreso tra il mare basso e il paralico aventi un centinaio di metri di spessore. Il contatto è dato da una superficie di disconformità molto accidentata che modella un substrato dislocato da faglie. È interessante mettere in evidenza il fatto che i depositi *thrust-top* del Monte Alpi sono ricoperti tettonicamente dalla Coltri Appenniniche e pertanto giacciono al di sotto del *roof thrust* del sistema duplex. Queste condizioni di giacitura indicano che il trasporto dell'alloctono sui carbonati apuli (*main thrust*) è avvenuto attraverso un meccanismo fuori sequenza dopo l'incorporazione del Monte Alpi nel prisma orogenico. Episodi di trasporto tettonico in sequenza alternanti con episodi di trasporto fuori sequenza sono abbastanza comuni in Appennino (v. Patacca *et alii*, 1990), ma quello che rende unica la situazione del Monte Alpi di Latronico è che depositi di tipo *thrust-top* si trovino al tetto dei carbonati apuli al di sotto del *roof thrust* sul quale poggia l'intera pila di Coltri Appenniniche con tutti i suoi depositi *thrust-top* miocenici. Questa è la ragione per la quale abbiamo preferito trattare in questo paragrafo i depositi *thrust-top* del Monte Alpi laddove tutti i depositi *thrust-top* discordanti sulle Coltri Appenniniche sono discussi in un capitolo ad essi dedicato.

Nelle sezioni più complete all'interno dei depositi *thrust-top* del M. Alpi è possibile distinguere due intervalli (Fig. 6a e Fig. 6b). L'intervallo inferiore, organizzato in una megasequenza di tipo *fining-upward*, è costituito da arenarie litiche a stratificazione incrociata che passano verso l'alto

ad una successione di marne più o meno siltose e arenarie fini in strati di spessore centimetrico con laminazione ondulata e convoluta di ambiente di *shelf*. L'intervallo superiore è costituito per intero da conglomerati poligenici con ciottoli spesso disposti ad embrici i quali alternano con arenarie litiche calcaree a stratificazione incrociata (Fig. 6c) che diventano sempre più frequenti verso l'alto fino ad essere prevalenti. Le arenarie litiche, classificabili come calciliti *sensu* Folk (1974) hanno una composizione molto caratteristica, dominata da litici sedimentari extrabacinali prevalentemente calcarei e da quarzo ben arrotondato di origine plutonica. Tra i litici sedimentari calcarei sono rappresentati calcari di piattaforma giurassici e cretacei, calcilutiti della Formazione dei Galestri, biocalcareni bacinali del Cretacico superiore con prismi di inocerami e frammenti di rudiste, biocalcareni con macroforaminiferi paleocenico-eocenici, biocalcareni con foraminiferi planctonici dell'Eocene-Oligocene, biocalcareni del Miocene inferiore con lepidocycline e *Miogypsinoidea*, calcilutiti emipelagiche del Miocene medio-superiore con *Orbulina* spp., biocalcareni del Miocene superiore con frammenti di briozoi e *Lithothamnion*. Altri litici sono rappresentati da selci rosse e nere, radiolariti silicee granulari, rarissime arenarie fini feldspatiche, quarzosiltiti, serpentinoscisti e vulcaniti. Nei ciottoli dei conglomerati sono rappresentati tutti i litotipi che caratterizzano le diverse unità appenniniche, dalle unità interne metamorfiche alle Unità Molisane. È interessante osservare che l'intervallo superiore della successione *thrust-top* poggia direttamente sia sui calcari miocenici (Fig. 6d) sia sui calcari cretacei con geometrie di tipo *onlap*.

I depositi *thrust-top* del Monte Alpi non hanno rilasciato fossili significativi in termini di età, ma la loro giacitura in discordanza su emipelagiti del Messiniano pre-crisi di salinità fa presupporre un'età non più vecchia del Messiniano superiore. Noi propendiamo per un'età pliocenica inferiore dal momento che arenarie a composizione calcilitica di questa età identiche a quelle che caratterizzano i depositi terrigeni del Monte Alpi sono state rinvenute in sottosuolo nel vicino campo Monte Alpi dove, come vedremo nel seguito, costituiscono dei depositi di avanfossa a tetto dei carbonati apuli. Se questa attribuzione cronologica è corretta il Monte Alpi di Latronico deve appartenere ad un dominio paleogeografico più interno di quello al quale apparteneva il campo Monte Alpi dal momento che nel Pliocene inferiore basso il primo era già stato coinvolto nella deformazione compressiva mentre il secondo era parte del bacino di avanfossa. Appartiene certamente all'elemento Monte Alpi di Latronico la successione stratigrafica attraversata dal pozzo Castellana 1 che è stato perforato nel blocco ribassato dalla grande faglia che borda il versante occidentale del Monte Alpi (vedi Fig. 1). Castellana 1 ha trovato al di sotto di terreni riferibili all'Unità Nord-Calabrese e alle Coltri Lagonegresi gli stessi conglomerati poligenici che in superficie si è visto rappresentano un deposito di tipo *thrust-top*. L'unica differenza tra la sezione del Monte Alpi e quella di Castellana 1 è rappresentata dal fatto che nel pozzo la successione cretacea è più completa. Al di sopra dei calcari aptiani a *Salpingoporella dinarica*, infatti, si sviluppano circa 600 metri di calcari a *Cuneolina pavonia parva* dell'Albiano-Cenomaniano ricoperti a loro volta da una ventina di metri di calcari del Senoniano inferiore contenenti *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Aeolisaccus kotori* e *Moncharmontia appenninica*. Tra i calcari senoniani e quelli cenomaniani è presente, come in tutta la Piattaforma Apula, un orizzonte bauxitico.

6.2. I depositi meso-cenozoici del sistema duplex sepolto

I depositi meso-cenozoici di quella parte della Piattaforma Apula che è stata incorporata in catena e che forma oggi il sistema duplex sepolto (Duplex Benevento-Val d'Agri) sono stati esplorati da numerosi pozzi per ricerca petrolifera. I pozzi che hanno attraversato la porzione più occidentale del duplex (Castelsaraceno 1, Rocca Rossa 1, Acerno 1, Taurasi 1 in Fig. 1 e, più a nord, Monte Taburno 1 e Circello 1) definiscono un *trend* interno (*trend* Rocca Rossa-Castelsaraceno-Circello, v. Fig. 7) caratterizzato dall'assenza di termini cretacei più recenti del Cenomaniano, dall'assenza di termini del Paleogene (a meno di qualche metro di sporadici

depositi lagunari di età oligocenica, come nel caso di Circello 1) e dall'assenza di termini del Miocene inferiore-medio che sono invece ben sviluppati nei pozzi più esterni della Piattaforma Apula. Lungo tutto questo *trend* i calcari del Cretaceo inferiore, equivalenti del Calcare di Bari delle Murge, sono ricoperti in disconformità da depositi del Tortoniano superiore-Messiniano costituiti da calcari ricchi in *Lithothamnion* ed *Heterostegina* e più frequentemente direttamente da depositi messiniani rappresentati dal Calcare di Andrano o dalla Formazione Gessoso-Solfifera, quest'ultima ridotta quasi sempre a pochi metri di calcari criptalgali con noduli e sottili livelli di anidrite e con strutture carsiche riempite da terre rosse residuali (v. Fig. 8). All'interno di questo *trend* più interno particolarmente interessante ai fini stratigrafici è il pozzo Castelsaraceno 1 (Fig. 9) che ha raggiunto i termini triassici della successione.

Spostandosi dal *trend* Rocca Rossa-Castelsaraceno-Circello verso l'esterno, la successione diventa più completa essendo presenti non solo il Calcare di Bari (Neocomiano-Cenomaniano) ma anche il Calcare di Altamura (Turoniano-Senoniano inferiore) che a sua volta è ricoperto dalla Formazione della Scaglia (Senoniano). La Formazione del Calcare di Bari è rappresentata da calcari e calcari dolomitici di piattaforma interna del Neocomiano-Barremiano seguiti da una successione di calcari a luoghi dolomitizzati dell'Aptiano-Albiano che può raggiungere uno spessore di parecchie centinaia di metri e infine da 300-400 metri di calcari del Cenomaniano. Nei pozzi l'intervallo aptiano-albiano è caratterizzato da valori di GR medio-alti con forti picchi associati a livelli scuri anossici. Il più basso di questi livelli, che si colloca nell'Aptiano inferiore in corrispondenza della Zona a *Palorbitolina lenticularis*, rappresenta l'evento anossico OAE1a e trova corrispondenza nel livello a *Palorbitolina* delle Murge (Cherchi *et alii*, 1978). Un altro livello all'interno dei calcari dell'Aptiano superiore a *Salpingoporella dinarica* molto verosimilmente corrisponde al livello Fallof. Seguono livelli plurimi all'interno dei calcari della parte bassa e nella parte alta dell'Albiano (Zona a *Cuneolina camposaurii* e Zona a *Cuneolina pavonia parva* rispettivamente). I calcari del Cenomaniano, che mostrano nei logs valori di radioattività sistematicamente medio-bassa, sono costituiti da grainstones a milioliti con *Pseudorhapydionina dubia*, *Pseudorhapydionina laurinensis*, *Pseudolituonella reicheli*, *Nummoloculina heimi* e *Cuneolina pavonia parva*. Il contatto tra il Calcare di Bari e il soprastante Calcare di Altamura è segnato in pozzo da un cambiamento nella curva GR che mostra un improvviso aumento di radioattività con picchi anche estremamente elevati all'interno di un intervallo dello spessore di 50-60 metri caratterizzato anche da alti valori di resistività. Questo intervallo, che rappresenta la parte basale del Calcare di Altamura, è costituito da dolomie loferitiche contenenti una fauna oligotipica a ostracodi e milioliti associati a *Discorbis* cfr. *turonicus* e *Nummoloculina* cfr. *irregularis* che nelle piattaforme appenniniche indicano il Turoniano superiore. Sono anche presenti dolomicrospariti rosse che testimoniano un evento di emersione correlabile con il livello di bauxiti che nelle Murge separa il Calcare di Bari dal Calcare di Altamura. Seguono calcari biancastri e nocciola contenenti frammenti di rudiste e *Dicyclina schlumbergeri*, *Cuneolina pavonia parva*, *Moncharmontia appenninica*, *Scandonea samnitica*, *Murgeina apula*, *Rotorbinella scarsellai*, *Nummofalloia apula* e *Pseudocyclamina sphaeroidea* dello spessore di oltre 400 metri. Il Calcare di Altamura è sormontato dai depositi emipelagici della Scaglia contenenti a più altezze materiale di piattaforma di mare basso risedimentato. Questo complesso, che può raggiungere spessori di 400-500 metri, presenta molte analogie con la "Scaglia Detritica" Auctt. che caratterizza molte successioni di slope/bacino prossimale del Cretacico superiore dell'Appennino Centrale e Meridionale. La Scaglia è nella gran parte dei casi rappresentata da calcisiltiti ricche in calcisferulidi che passano verso l'alto a calcilutiti con selce ricche in globotruncanidi. A tutte le altezze, ma prevalentemente nella parte inferiore e media della successione, sono intercalate calcareniti e calciruditi lito-bioclastiche con materiale di piattaforma di mare basso. Nella parte bassa della successione la porzione fine, ricca in calcisferulidi, contiene prismi di inocerami, frammenti di rudiste e placche di echinidi assieme a *Dicarinella asymmetrica*, *D. concavata*, *Globigerinelloides* spp. e *Marginotruncana coronata* che indicano il Santoniano medio-superiore. La parte alta

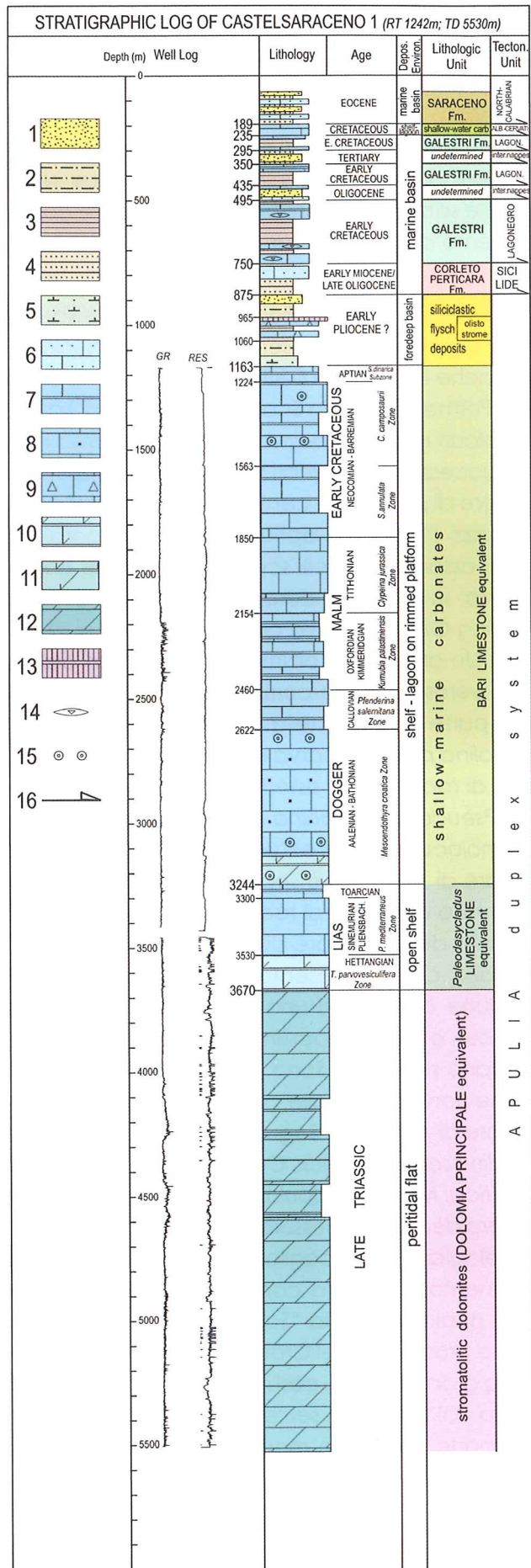


Fig. 9. Log stratigrafico del pozzo Castelsaraceno 1, sezione di riferimento per la stratigrafia dei carbonati mesozoici del Duplex Benevento-Val d'Agri tra l'Aptiano e il Trias superiore.

1 Arenarie. 2 Argille siltose e argille marnoso-siltose. 3 Argilliti e argilliti silicee. 4 Argilliti siltose e argilliti marnoso-siltose. 5 Marne siltose. 6 Calcareniti silicoclastiche. 7 Calclutiti. 8 Calcareniti. 9 Calciruditi. 10 Calcarei dolomitici. 11 Dolomie calcaree. 12 Dolomie. 13 Radiolariti silicee. 14 Liste e noduli di selce. 15 Ooidi. 16 Superficie di accavallamento (thrust).

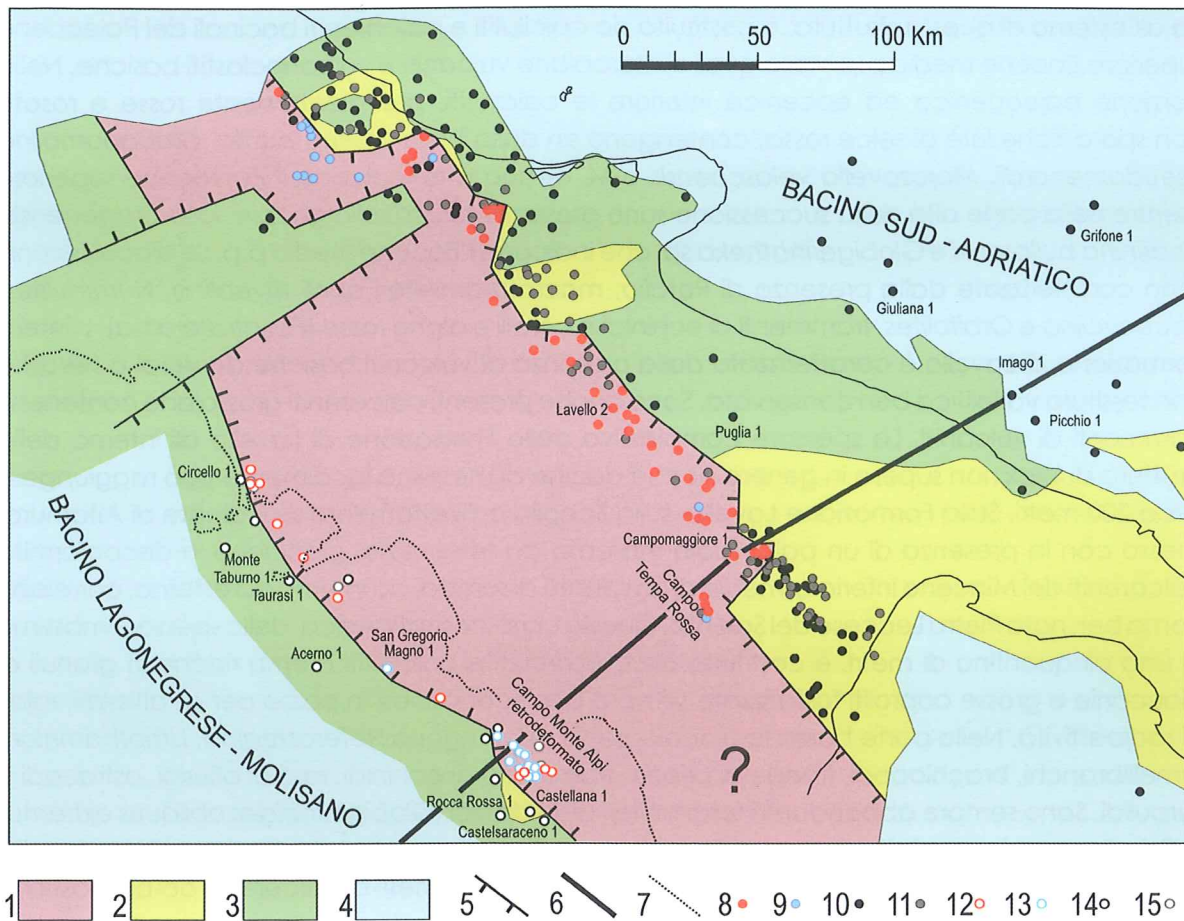


Fig. 10 Carta geologica schematica riferita al top della Piattaforma Apula nel Paleogene dopo la deposizione della Formazione di Lavello e prima della trasgressione dei Calcari a Lepidocyclina.

1 Depressione occupata dalla Formazione di Lavello e dalla Formazione della Scaglia. 2 Calcare di Altamura. 3 Calcare di Bari. 4 Aree bacinali intorno alla Piattaforma Apula. 5 Faglie dirette. 6 Traccia del profilo schematico illustrato in Fig. 10. Attuale linea di costa tirrenica, da considerare come puro riferimento geografico. 8-11 Pozzi che hanno esplorato i depositi pre-miocenici nelle aree di avampaese. Alla base della trasgressione miocenica sono stati incontrati: 8 Formazione di Lavello; 9 Scaglia; 10 Calcare di Altamura o Calcare di Bari nelle aree di piattaforma e depositi pre-miocenici indifferenziati nel Bacino Sud-Adriatico e nel Bacino Ionico; 11 calcari di piattaforma miocenici indifferenziati. 12-15 Pozzi che hanno esplorato i depositi pre-miocenici del Duplex Benevento-Val d'Agri e che sono stati spostati verso SW assieme al leading edge del duplex. Alla base della trasgressione miocenica sono stati incontrati: 12 Formazione di Lavello; 13 Scaglia; 14 Calcare di Altamura o Calcare di Bari; 15 calcari di piattaforma pre-miocenici indifferenziati.

della successione ha un'età campaniano-maastrichtiana per la presenza di *Globotruncana ventricosa*, *Contusotruncana arca*, *C. patelliformis*, *Radotruncana calcarata*, *G. tricarinata*, *G. lapparenti-limneiana*, *G. bulloides*, *G. stuarti* e *G. stuartiformis* alle quali si associano localmente *Orbitoides* sp. e *Siderolites calcitrapoides*. Il materiale risedimentato di piattaforma è rappresentato prevalentemente da foraminiferi bentonici tra i quali *Scandonea samnitica*, *Cuneolina* spp., *Moncharmontia appenninica*, *Nummoloculina* sp. e *Dicyclina* sp. assieme a *Aeolisaccus kotori*, *Thaumatoporella parvovesiculifera* e *Bacinella irregularis/Lithocodium aggregatum*. In misura minore sono presenti anche litoclasti di piattaforma interna. Localmente, lungo il bordo occidentale del bacino della Scaglia calciruditi turoniane contenenti nella matrice *Praeglobotruncana* spp. ed *Helvetoglobotruncana helvetica* poggiano direttamente su calcari di margine di piattaforma del Giurassico superiore-Cretaceo inferiore (es. San Gregorio Magno 1, vedi Scandone e Patacca in questo volume).

Nelle successioni più complete la Formazione della Scaglia è ricoperta in disconformità dalla Formazione di Lavello, nota anche, tra i geologi del petrolio, con il nome "Brecce di Lavello" (es.

Sella *et alii*, 1988). Questa formazione, ben sviluppata sia nel Sistema Duplex Benevento-Val d'Agri sia all'esterno di questa struttura, è costituita da calcilutiti e calcareniti bacinali del Paleocene superiore. Eocene medio p.p. nelle quali si intercalano vulcaniti e vulcanoclastiti basiche. Nella porzione paleocenica ed eocenica inferiore le calcilutiti, prevalentemente rosse e rosate con sporadiche liste di selce rossa, contengono sin dalla base *Igorina pusilla*, *Globanomalina pseudomenardii*, *Morozovella velascoensis* e *M. aequa* che indicano il Paleocene superiore mentre nella parte alta della successione sono presenti *Morozovella* gr. *spinulosa-aragonensis*, *Acarinina bullbrooki* e *Globigerinatheka* sp. che indicano l'Eocene medio p.p. Le biocalcareniti sono caratterizzate dalla presenza di *Rotalia*, macroforaminiferi quali *Alveolina*, *Nummulites*, *Discocyclina* e *Orbitolites*, frammenti di echinidi e coralli e alghe rosse (*Polystrata alba*). L'intera Formazione di Lavello è caratterizzata dalla presenza di vulcaniti basiche da verdi a nerastre con tessitura variolitica ben conservata. Sono anche presenti calcareniti grossolane contenenti frammenti di vulcaniti. Lo spessore complessivo della Formazione di Lavello all'interno della struttura duplex non supera in genere poche decine di metri ma localmente può raggiungere circa 200 metri. Sulla Formazione Lavello, sulla Scaglia o direttamente su Calccare di Altamura, spesso con la presenza di un paleosuolo marcato da terre rosse, giacciono in disconformità calcareniti del Miocene inferiore-medio di ambiente di rampa, da interna ad esterna, correlabili con la ben nota Pietra Leccese del Salento. Questa unità litostratigrafica, dello spessore massimo di una cinquantina di metri, è costituita da calcareniti e calcilutiti crema ricche in granuli di glauconie e grosse coproliti fosfatizzate sempre ben riconoscibili in pozzo per gli altissimi valori di radioattività. Nella parte bassa le biocalcareniti contengono *Heterostegina*, *Lithothamnion*, lamellibranchi, brachiopodi, fronde di briozoi, frammenti di echinidi, resti di ofiuridi, ostracodi e serpulidi. Sono sempre abbondanti i foraminiferi planctonici (*Globigerinoides obliquus extremus* e *Orbulina* spp.) associati a frequenti *Elphidium*. La Pietra Leccese è ricoperta in disconformità dal Calccare di Andrano, rappresentato da poche decine di metri di calcareniti oo-bioclasiche con alghe rosse, serpulidi, ostreidi, *Elphidium* e grosse *Ammonia* che passano in alto a pochi metri di marne contenenti microforaminiferi ialini a guscio biseriato (buliminidi e bolivinidi) e foraminiferi planctonici (globigerinidi) associati a spicole di spugna. L'età è Messiniana pre-crisi di salinità. Il Calccare di Andrano passa in alto stratigraficamente alla Formazione Gessoso-Solfifera. Questa formazione, che ha registrato la crisi di salinità del Mediterraneo nel corso del Messiniano, è costituita da anidriti e argille gessifere spesse fino ad un centinaio di metri oppure da pochi metri di calcari criptalgali e da calcari vacuolari con pseudomorfi di calcite su gesso e alite e noduli di anidrite. Sono spesso associate terre rosse, che indicano una locale ulteriore emersione dopo la deposizione dei gessi.

Le successioni carbonatiche meso-cenozoiche del Duplex Benevento-Val d'Agri mettono in evidenza nella parte occidentale di questa struttura (Fig. 7) l'esistenza di un alto strutturale persistente caratterizzato da una lacuna temporale di oltre 115 milioni di anni (dal Cretaceo inferiore p.p. al Tortoniano superiore-Messiniano inferiore). Questa situazione, osservabile anche nella finestra tettonica del Monte Alpi di Latronico, si riferisce all'intero trend Roccarossa-Castelsaraceno-Circello e può pertanto essere considerata rappresentativa di tutto il margine interno della Piattaforma Apula che si affacciava sul Bacino Lagonegrese-Molisano (v. Fig. 11). Una situazione di alto strutturale è presente anche lungo il margine orientale della Piattaforma Apula prospiciente il Bacino Sud-Adriatico, ma il quadro complessivo è alquanto differente per la diversa età di impostazione del bacino, per la diversa profondità e per il diverso accumulo di depositi di slope. Il Bacino Lagonegrese-Molisano, impostato precocemente nel Trias medio, è un bacino sostanzialmente sottoalimentato che permase per lungo tempo, dal Retico fino al Turoniano p.p., al di sotto della CCD e che per il resto del Cretacico e per tutto il Paleogene fu a cavallo della lisoclina della calcite. La sostanziale sottoalimentazione del Bacino Lagonegrese-Molisano suggerisce che esso doveva essere limitato ad oriente da uno slope non deposizionale. Verso ovest, pertanto, la Piattaforma Apula non dovette sviluppare nel Giurassico medio-superiore e nel Cretaceo inferiore un margine biocostruito aggradante

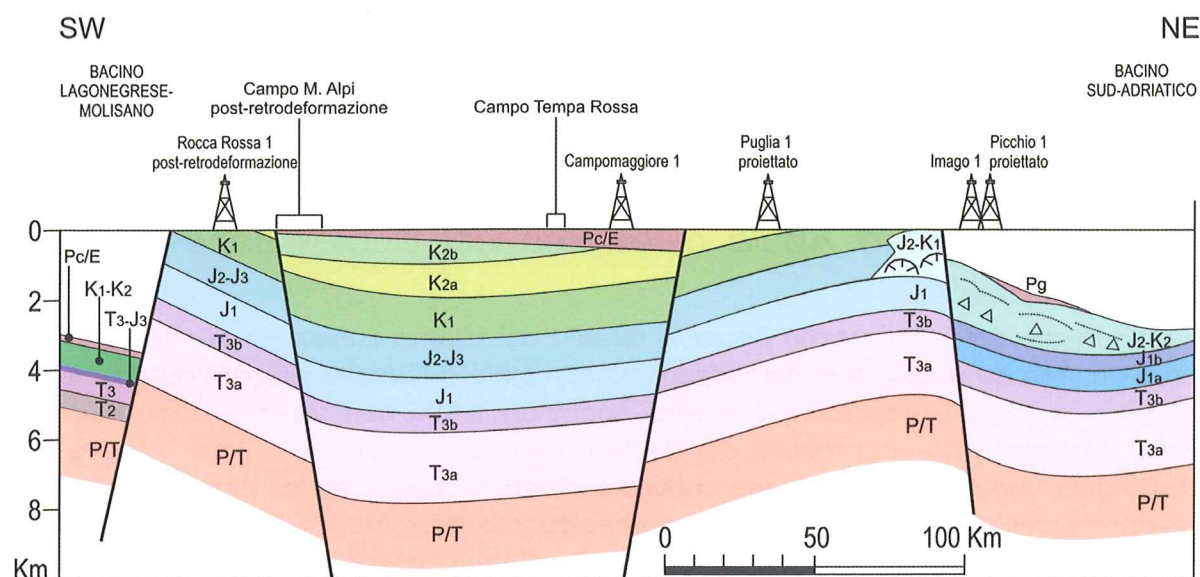


Fig. 11. Profilo geologico schematico attraverso la Piattaforma Apula e il margine del Bacino Sud-Adriatico riferito al Paleogene dopo la deposizione della Formazione di Lavello e prima della trasgressione dei Calcari a *Lepidocyclina*. La traccia del profilo è indicata in Fig. 10

Bacino Lagonegrese-Molisano: Pc/E Paleocene-Eocene della successione bacinale sannitica. K₁-K₂ Cretacico inferiore e superiore (Galestri e Argilliti e Radiolariti di Campomaggiore). T₃-J₃ Retico-Titonico (Scisti Silicei). T₃ Carnico-Norico (Calcari *selce*). T₂ Trias medio (Formazione di M. Facito). P/T Permo-Trias (depositi misti carbonatico-silicoclastici). **Piattaforma Apula.** Pc/E Paleocene-Eocene (Formazione di Lavello). K_{2b} Cretacico superiore p.p. (Scaglia). K_{2a} Turoniano-Senoniano inferiore (Calcere di Altamura). K₁ Neocomiano-Cenomaniano (Calcere di Bari p.p.). J₂-K₁ Dogger-Cretacico inferiore (biocostruzioni a coralli, ellipsactinie e organismi incrostanti sviluppate lungo il margine orientale della Piattaforma Apula). J₂₋₃ Dogger-Malm (Calcere di Bari p.p.). J₁ Lias (Calcari a *Palaeodasycladus*). T_{3b} Retico (dolomie al tetto della Formazione di Burano), T_{3a} Trias sup. indifferenziato (Formazione di Burano s.l.). P/T Permo-Trias (depositi misti carbonatico-silicoclastici sottostanti alla Formazione di Burano).

Bacino Sud-Adriatico. Pg Paleocene-Eocene (Calcere di Peschici e Scaglia paleogenica). J₂-K₂ Dogger-Cretacico superiore (brecce di scarpata dolomitizzate e risedimenti carbonatici associati, equivalenti all'insieme Calcari ad Aptici-Scaglia cretacea). J_{1b} Lias medio e superiore (Corniola e Rosso Ammonitico). J_{1a} Lias inferiore (Calcere Massiccio). T_{3b} Retico (dolomie al tetto della Formazione di Burano), T_{3a} Trias sup. indifferenziato (Formazione di Burano s.l.). P/T Permo-Trias (depositi misti carbonatico-silicoclastici sottostanti alla Formazione di Burano).

come quello che si sviluppò lungo il bordo orientale, ben riconoscibile nei profili sismici e affiorante nel Gargano con ottime esposizioni. Lungo il bordo orientale della Piattaforma Apula si sviluppò nel Giurassico superiore e nel Cretaceo inferiore una larga fascia di risedimenti di slope/bacino prossimale che formano un insieme di conoidi più o meno coalescenti. Nell'off-shore questi depositi sono stati attraversati, per esempio, dal pozzo Giuliana 1 (brecce ad ellipsactinie del Giurassico superiore) e dal pozzo Picchio 1 (calciruditi del Cetaceo). Il Bacino Sud-Adriatico si impostò, a differenza del Bacino Lagonegrese-Molisano, nel Lias inferiore-medio come testimonia il pozzo Grifone 1 che ha attraversato una successione bacinale fino al Lias medio (Formazione della Corniola) per poi entrare in calcari, calcari dolomitici e dolomie del Lias inferiore (Calcere Massiccio) e raggiungere dolomie ed evaporiti del Trias superiore (Formazione di Burano). Il Bacino Sud-Adriatico non raggiunse mai profondità al di sotto della CCD, come testimonia l'assenza di depositi radiolaritici silicei. Tornando al trend Rocca Rossa-Castelsaraceno-Circello, la larghezza di questo alto persistente doveva essere non meno di 25 chilometri (v. Fig. 11) anche se la sua terminazione verso occidente non è stata identificata con certezza. Suggestivi e indicazioni vengono dal profilo sismico CROP-04 (v. Plates 1 e 2 in Patacca e Scandone, 2007c) che nella sua porzione occidentale mostra un cambio di risposta sismica in quella che è stata genericamente interpretata come Piattaforma Apula al di sotto di forti riflettori interpretati come depositi bacinali lagonegresi. Nel tratto di profilo compreso tra Gregorio Magno 1 e Controne, vale a dire all'incirca tra i CDP 700 e 1400, l'horst più elevato di carbonati apuli mostra una sismofacies sorda che ben si accorda con facies di piattaforma.

Spostandosi verso ovest, invece, e segnatamente fra tra il Monte Soprano e Agropoli, al di sotto dei forti e continui riflettori attribuiti alle Coltri Lagonegresi si può osservare la presenza di riflettori deboli e discontinui, ma comunque ben evidenti, che potrebbero indicare facies bacinali e potrebbero pertanto stabilire la posizione del limite piattaforma-bacino lungo questo transetto (v. anche Fig. 1b in Scandone e Patacca, questo volume).

6.3. La Piattaforma Apula all'esterno del Duplex Benevento-Val d'Agri

La successione della Piattaforma Apula all'esterno del sistema duplex Benevento-Val d'Agri non è dissimile da quella delle successioni più complete del duplex ubicate ad oriente del trend Rocca Rossa-Castelsaraceno-Circello. Anche qui, infatti, al di sopra del Calcarea di Bari giace, separato dalla discontinuità del Turoniano inferiore, il Calcarea di Altamura che può raggiungere uno spessore di diverse centinaia di metri. Le microfacies sono indicative del Turoniano superiore-Senoniano inferiore, con *Aeolisaccus kotori*, *Moncharmontia appenninica* e *Dicyclina schlumbergeri*. Come nel Duplex Benevento-Val d'Agri, all'interno del Calcarea di Bari l'Albiano è caratterizzato da litofacies prevalentemente scure frequentemente sterili e da calcari microbialitici con strutture di disseccamento. Il contenuto fossilifero è sempre scarso ed è in genere rappresentato da ostracodi e miliolidi indicativi di ambienti lagunari anossici. I depositi anossici dell'Albiano passano superiormente, nel Cenomaniano, a facies indicative di ambienti di più alta energia rappresentate da *grainstones* a *Pseudorhapydionina dubia*, *P. laurinensis* e *Pseudolituonella reicheli* rappresentativi della Zona a *Cuneolina pavonia parva*. Le uniche differenze apprezzabili rispetto ai settori orientali del duplex riguardano i depositi bacinali cretacei della Formazione della Scaglia che andando verso est si riducono di spessore fino a scomparire e i depositi della Formazione di Lavello che andando nella stessa direzione si ispessiscono considerevolmente fino a superare 700 metri nel pozzo Lavello 2. In questo settore della Piattaforma Apula la Formazione della Scaglia è rappresentata soltanto da alcune decine di metri di calcilutiti a foraminiferi planctonici del Campaniano superiore-Maastrichtiano (associazione a *Ventilabrella* spp., *Globotruncana lapparenti*, *G. arca*, *Contusotruncana* spp., *Gansserina gansseri* e *Globotruncana conica*) che poggiano direttamente sui calcari coniaciano-santoniani della Formazione di Altamura. Questo contatto suggerisce l'esistenza di un hiatus deposizionale con un *onlap* di facies distali della Scaglia alto-cretacica sui calcari di mare basso. Al di sopra della Formazione di Lavello si sviluppa la Pietra Leccese rappresentata, come nelle parti più occidentali della Piattaforma, da biocalcareni ricche in granuli di glauconie con alla base lamellibranchi e frammenti di coralli ed alghe rosse associati ad *Amphistegina*. Verso l'alto le biocalcareni si arricchiscono in marne emipelagiche con foraminiferi planctonici e spicole di spugna. La presenza di *Globigerinoides trilobus*, *Orbulina suturalis*, *O. universa*, *Globoturborotalita woodi* e *Gd. obliquus obliquus* nelle marne indica il Miocene medio-superiore. Tra la Formazione di Lavello e la Pietra Leccese è presente un livello bauxitico ricco in pisoidi ferruginosi, spesso fino a qualche decina di metri, che testimonia l'emersione alto-paleogenica riconosciuta in sottosuolo anche nelle porzioni interne della Piattaforma Apula e in superficie nella Piattaforma Appenninica. I depositi messiniani sono rappresentati dal Calcarea di Andrano. Spesso manca la Formazione Gessoso-Solfifera e i depositi silicoclastici del Pliocene poggiano direttamente sulle calcareniti della Formazione di Andrano. L'assenza della Formazione Gessoso-Solfifera è probabilmente dovuta ad erosione, come suggerito dalle terre rosse, indicative di emersione, che nelle aree più interne giacciono sulle anidriti.

La parte profonda della successione è stata esplorata dal pozzo Puglia 1 che ha attraversato l'intera piattaforma raggiungendo, sotto le dolomie e le evaporiti del Trias superiore, depositi misti silicoclastici e carbonatici di età permo-triassica. Questi ultimi sono stati esplorati per 958 metri ma questo spessore rappresenta meno di un ottavo dello spessore totale ricavabile da

profili sismici commerciali e dal profilo CROP 11 (Patacca *et alii*, 2008). La descrizione della stratigrafia dei depositi carbonatici meso-cenozoici dell'avampaese affioranti nel Gargano, nelle Murge e nel Salento esula dagli scopi di questo lavoro. Vogliamo invece discutere una questione relativa alla Piattaforma Apula che ci pare di notevole importanza per le implicazioni paleogeografiche che ne derivano. La scoperta in sottosuolo di depositi del Cretaceo superiore e del Paleogene ha suggerito negli anni 80 l'esistenza di un bacino meso-cenozoico, chiamato "Bacino Apulo", posto tra una "Piattaforma Apula Interna" e una "Piattaforma Apula Esterna" (v. Mostardini e Merlini, 1986). Analogamente alla gran parte dei sistemi di piattaforma-bacino dell'area periadriatica, questi domini si sarebbero differenziati nel corso del Giurassico inferiore. La Piattaforma Apula Interna e il Bacino Apulo sarebbero stati poi coinvolti nella deformazione compressiva mentre la Piattaforma Apula Esterna avrebbe giocato il ruolo di avampaese. Dal Bacino Apulo sarebbe derivata una parte delle coltri alloctone che formano oggi la parte frontale della catena nell'Appennino Foggiano. Questo modello, adottato dalla maggioranza dei geologi del petrolio operanti nell'Appennino, è stato discusso criticamente in Patacca e Scandone (2007a). Vogliamo tuttavia rimarcare che i depositi bacinali alloctoni riferiti da Mostardini e Merlini (1986) al Bacino Apulo fanno in realtà parte delle Coltri Molisane (Unità Tufillo-Serra Palazzo e Unità Dauniana) e che il bacino della Formazione della Scaglia e della Formazione di Lavello non è un bacino giurassico tra due piattaforme ma è un bacino intrapiattaforma cretaceo-eocenico legato ad un'attività tettonica più recente dei calcari a rudiste della Formazione di Altamura che ne formano il substrato. La Figura 10 fornisce un'immagine semplificata della Piattaforma Apula a tetto della Formazione Lavello, prima della trasgressione miocenica. La Figura 11 rappresenta una sezione schematica attraverso l'intera Piattaforma Apula lungo la traccia indicata in Fig. 10. Trattandosi di una ricostruzione palinspastica, il *leading edge* del Duplex Benevento-Val d'Agri è stato traslato verso sud-ovest di una distanza pari all'accorciamento tettonico calcolato tra il campo Monte Alpi e il campo Tempa Rossa. L'accorciamento da noi stimato è non inferiore a 70 chilometri e pertanto i pozzi che hanno raggiunto i carbonati del duplex, con tutto il loro contenuto informativo, sono stati traslati 70 chilometri dalla loro collocazione attuale verso SW. La posizione del margine della piattaforma prospiciente il Bacino Lagonegrese deriva dalle facies sismiche riconosciute nella parte occidentale del profilo CROP-04 e dall'andamento ricostruito in sottosuolo del *trend* Rocca Rossa-Castelsaraceno-Circello.

7. I depositi di tipo *thrust-top* discordanti sulle coltri appenniniche

I depositi di tipo *thrust-top* che poggiano in discordanza sulle coltri appenniniche rivestono fondamentale importanza per stabilire i tempi di incorporazione in catena dei vari segmenti di avampaese rappresentati nelle diverse unità tettoniche che compongono la catena. Per ciascuna unità, infatti, il momento di incorporazione in catena è limitato inferiormente dall'età dei termini più alti della sua successione stratigrafica (di regola i depositi silicoclastici di tipo *flysch*) ed è limitato superiormente dall'età dei primi termini discordanti sulla stessa successione dopo che essa è stata coinvolta nel raccorciamento tettonico. È da rilevare, tuttavia, che coesistono in letteratura difformità nei dati biostratigrafici relativi agli stessi depositi di tipo *flysch* e di tipo *thrust-top* e conseguentemente non c'è accordo tra gli autori sulla loro età e sulle età di deformazione delle diverse unità appenniniche. Ciò deriva dalle oggettive difficoltà che si incontrano nel datare successioni bacinali deposte in gran parte da flussi gravitativi nelle quali i processi di rimaneggiamento mascherano le associazioni microfaunistiche e nannofloristiche "autoctone" che nelle successioni pelagiche o emipelagiche scandiscono le scale biostratigrafiche. Sarebbe quindi buona prassi prendere i dati di età relativi a questi depositi come indicativi di un "non più vecchio di...", limitandosi ad utilizzare i soli eventi di comparsa dei *markers* zionali e aiutandosi poi a circoscrivere meglio le età attraverso correlazioni a scala regionale.

7.1. I depositi del Langhiano-Tortoniano

Depositi di tipo *thrust-top* più antichi del Tortoniano superiore poggiano esclusivamente sulle unità interne e sono rappresentati dal Gruppo del Cilento, ivi inclusa la Formazione di Albidona, dalle Arenarie di Piaggine e dalla Formazione di Gorgoglione. Il Gruppo del Cilento poggia, anche con forti discordanze angolari, su differenti termini dell'Unità Nord-Calabrese e ricopre anche in disconformità (Martelli e Nardi, 2005) l'Unità Tettonica di Castelnuovo Cilento che dovrebbe rappresentare una sottounità dell'Unità Sicilide; le Arenarie di Piaggine poggiano in disconformità sulle Argille Varicolori Superiori dell'Unità Sicilide; la Formazione di Gorgoglione poggia in discordanza sul Gruppo del Cilento e su diversi termini dell'Unità Sicilide. Questi depositi *thrust-top* sono stati trasportati *in toto* verso l'avampaese assieme alle unità interne quando queste hanno scavalcato i carbonati dell'Unità Alburno-Cervati.

7.1.1. Gruppo del Cilento e Formazione di Albidona

Il Gruppo del Cilento è composto dalle Arenarie di Pollica e dalla Formazione di San Mauro, quest'ultima corrispondente alla Formazione di Albidona della Basilicata e della Calabria settentrionale. Un importante elemento di novità emerso dai rilevamenti CARG è costituito dal fatto che nel Cilento la Formazione di San Mauro e le sottostanti Arenarie di Pollica ricoprono in disconformità non soltanto l'Unità Nord-Calabrese ma anche l'Unità Sicilide, quest'ultima rappresentata da due sottounità di ordine minore denominate Unità Tettonica Sicilide s.str. o Unità Tettonica Sicilide della Valle del Calore e Unità Tettonica di Castelnuovo Cilento (v. Martelli e Nardi, 2005; Sgroso *et alii*, 2010 e relativi riferimenti bibliografici). In Basilicata e nella zona di confine calabro-lucano, invece, la Formazione di Albidona poggia esclusivamente sui terreni dell'Unità Nord-Calabrese e i primi depositi che ricoprono in discordanza sia l'Unità Nord-Calabrese sia l'Unità Sicilide sono rappresentati dalla Formazione di Gorgoglione.

L'età dei depositi del Gruppo del Cilento è molto controversa in letteratura (v. Formazione di Albidona in ISPRA - Catalogo delle Formazioni Geologiche Italiane all'indirizzo <http://193.206.192.231/suolo/Accordo-carg/catalogo.php>). In questa nota ci riferiamo a Russo *et alii* (1995) e a Martelli e Nardi (2005) i quali riportano la presenza di foraminiferi planctonici (*Praeorbulina transitoria* e *P. glomerata* nelle Arenarie di Pollica; *Neoglobobulimina acostaensis* e *Globobulimina gr. merotumida* nella Formazione di San Mauro) e di nannofossili (*Sphenolithus heteromorphus*, *Calcidiscus macintyreii* e *C. leptoporus* nelle Arenarie di Pollica; *Discoaster kugleri* e *D. bollii* nella Formazione di San Mauro) che sono indicativi di un intervallo temporale che va dal Langhiano, Zona a foraminiferi planctonici MMi4 e Zona a nannofossili MNN5, al Tortoniano inferiore, Zona a foraminiferi planctonici MMi1 e Zona a nannofossili MNN8. Questi dati biostratigrafici stabiliscono che la successione Sicilide, tettonicamente ricoperta dall'Unità Nord-Calabrese è stata incorporata in catena intorno al limite Burdigaliano/Langhiano, vale a dire dopo la deposizione delle Tuffi di Tusa attribuite al Burdigaliano e prima della deposizione delle Arenarie di Pollica attribuite al Langhiano.

7.1.2. Arenarie di Piaggine

Le Arenarie di Piaggine, affioranti discontinuamente nelle aree marginali del Cervati e dell'Alburno, sono riportate in letteratura come depositi di avanfossa di età tortoniana (Patacca *et alii*, 1990) o come depositi di tipo *piggy-back* di età serravalliano-tortoniana discordanti su diversi termini dell'Unità dell'Alburno-Cervati (Castellano *et alii*, 1997). Nuove osservazioni sulla giacitura delle Arenarie di Piaggine ci portano a considerare questa unità litostratigrafica come un deposito di tipo *thrust-top* discordante sull'Unità Sicilide. Localmente (es. margine nord-occidentale del Cervati tra Piaggine e il bivio Teggiano-Sacco) sono ben preservati gli originari rapporti stratigrafici tra le Arenarie di Piaggine e le Argille Varicolori Superiori della successione sicilide, queste ultime talora in posizione rovesciata. Più frequentemente le Arenarie di Piaggine sono tettonicamente inglobate nei terreni dell'Unità Sicilide (es. tra Corleto Monforte e la Costa dell'Icchio) e assieme a questi giacciono sui calcari di piattaforma cretacei e paleogenici

dell'Unità Alburno-Cervati attraverso contatti meccanici.

La successione delle Arenarie di Piaggine, ben esposta lungo il margine nord-occidentale del Cervati dove raggiunge uno spessore di alcune centinaia di metri, è costituita da un'alternanza regolare di arenarie e peliti deposte da flussi di densità altamente concentrata contenenti corpi franati di quarzareniti numidiche, calcilutiti con selce e calcitorbiditi bioclastiche con lepidocycline, amphistegine e frammenti di *Lithothamnion*. Sono anche presenti olistostromi di argille varicolori includenti arenarie tuffitiche di derivazione sicilide. Le arenarie che compongono la successione sono wackes e areniti a composizione quarzolitica (Critelli e Le Pera, 1995) con litici prevalentemente metamorfici di basso grado e vulcanici (rioliti e riodaciti, vulcaniti con orneblenda, vetro vulcanico basico totalmente cloritizzato) sempre associati a detrito di origine plutonica. Sono inoltre presenti litici di serpentiniti, scarsi litici sedimentari (selci e argilliti) e rari granuli monomineralici di anfibolo blu. I residui di lavaggio hanno mostrato rari foraminiferi planctonici in pessimo stato di conservazione. L'associazione a nannofossili è costituita da *Coccolithus pelagicus*, *Cyclocargolithus floridanus*, *C. abisectus* e *Helicosphaera carteri*. A queste forme si associano talvolta *Discoaster variabilis*, *Helicosphaera walbersdorfensis* e *Reticulofenestra* con dimensioni $>7 \mu\text{m}$ che indicano un'età non più vecchia della Zona MNN6b (Serravalliano).

7.1.3. Formazione di Gorgoglione e Conglomerati di Monte Sacro

La Formazione di Gorgoglione poggia in discordanza angolare su vari termini dell'Unità Sicilide e localmente (es. San Martino d'Agri) sulla Formazione di Albidona. È a sua volta ricoperta in disconformità da depositi di mare basso del Tortoniano superiore-Messiniano inferiore (Arenarie a clipeastridi di Montemurro e Armento della letteratura geologica, v. Crema, 1934; Parona, 1936). I Conglomerati di Monte Sacro del Cilento, che poggiano in disconformità sulla Formazione di San Mauro, sono stati correlati con la Formazione di Gorgoglione per la loro posizione stratigrafica.

In Val d'Agri la Formazione di Gorgoglione è divisibile in tre parti. La porzione inferiore è costituita da sets di sequenze *fining- and thinning-upward* che compongono nel complesso un'unica megasequenza *fining- and thinning-upward*. Nella parte bassa sono presenti corpi (megastrati) conglomeratici grossolani a geometria prevalentemente lenticolare (depositi da flussi di densità iperconcentrati e concentrati). I clasti di questi conglomerati sono costituiti da filladi, gneiss, graniti a feldspato rosa, quarzo, apliti, rarissime rioliti e rocce basiche. Nella parte alta prevalgono ciottoli ben arrotondati di rocce sedimentarie rappresentate da arenarie, calcari di piattaforma protetta e di margine di piattaforma del Malm-Neocomiano, calcari bacinali di età compresa tra il Malm e il Cretaceo superiore, calcari di rampa interna ed esterna del Paleocene-Eocene inferiore, calcilutiti e calcareniti di provenienza Sicilide. La porzione intermedia, avente un andamento *thickening-upward*, è prevalentemente pelitica con rapporto arenaria/pelite 1:2 (torbiditi Tbe). La porzione superiore è rappresentata da arenarie grossolane e arenarie ciottolose deposte da flussi di densità da concentrati a iperconcentrati che formano nell'insieme una megasequenza *thickening- and coarsening-upward*. La parte sommitale della successione, infine, è costituita da arenarie fini torbiditiche e peliti.

L'età della Formazione di Gorgoglione, come l'età di tutti gli altri depositi miocenici di tipo *thrust-top* dell'Appennino Meridionale, non è univocamente definita in letteratura. Le età assegnate variano da un Burdigaliano-"Elveziano" (es. Ogniben, 1969) ad un Tortoniano (es. Patacca *et alii*, 1990). In realtà le forme riconosciute indicano un'età tortoniana sin dalla base (Zone a foraminiferi planctonici MMi11-MMi12 e Zone a nannofossili MNN10b-MNN11a). Nella parte inferiore e in quella media l'associazione a foraminiferi planctonici è caratterizzata da *Globigerinoides trilobus*, *Orbulina universa*, *Neoglobobadrina acostaensis*, *N. humerosa praehumerosa*, *Globorotalia gr. merotumida* e *Zeaglobigerina apertura* mentre quella a nannofossili è caratterizzata da *Discoaster pentaradiatus*, *D. quinqueramus*, *D. berggreni*, *D.*

surculus e *Reticulofenestra pseudoumbilica* >7 µm. Nella parte superiore della successione sono stati riconosciuti *Neogloboquadrina acostaensis*, *N. humerosa prehumerosa*, *Globorotalia gr. merotumida* e *Zeaglobigerina apertura* tra i foraminiferi planctonici e *Discoaster prepentaradiatus*, *D. broweri* e *Reticulofenestra pseudoumbilica* >7 µm tra i nannofossili.

7.2. I depositi del Tortoniano superiore-Messiniano inferiore

All'interno dei depositi di tipo *thrust-top* del Tortoniano superiore-Messiniano inferiore è opportuno distinguere due tipi di successioni:

- successioni di mare basso evolventi a bacino deposte in domini più occidentali, le quali poggiano esclusivamente sulle unità interne e assieme a queste hanno scavalcato con trasporto fuori sequenza l'Unità Alburno-Cervati quando questa era già deformata e ricoperta dalla Formazione di Castelvete (successioni di Salerno-Montecorvino Rovella, Perosa e Oriolo e Arenarie a clipeastridi Auctt.);
- successioni bacinali deposte in domini più esterni, che poggiano in discordanza sulle Unità Alburno-Cervati e Monti della Maddalena (Formazione di Castelvete) e sull'Unità Sannio (Formazione di San Bartolomeo).

7.2.1. Le successioni di Salerno-Montecorvino Rovella, Perosa e Oriolo e le Arenarie a clipeastridi Auctt. di Montemurro-Armento

Fuori della Basilicata ma all'interno dell'area rappresentata in Fig. 1 depositi del Tortoniano superiore-Messiniano inferiore affiorano tra Salerno e Montecorvino Rovella trasgressivi sull'Unità Sicilide. Si tratta di arenarie glauconitiche a stratificazione incrociata, ricche di bivalvi, passanti in alto a depositi pelitici di *shelf* aperto/bacino. Nella zona di Ogliara-Montecorvino Rovella l'associazione a foraminiferi planctonici, rappresentata da *Neogloboquadrina acostaensis*, *Globigerinoides obliquus extremus*, *Globorotalia gr. merotumida* e *Gt. suterae* con in più, nella parte alta della sequenza, *Gt. conomiozea* indica un Tortoniano superiore-Messiniano inferiore, Zona MMi12 e parte bassa della Zona MMi13. I nannofossili confermano questa attribuzione di età per la presenza di diverse forme di *Amaurolithus*, fra le quali *A. primus* e *A. delicatus*, assieme varie forme di *Discoaster*, tra le quali *D. quinqueramus*, *D. berggreni* e *D. surculus*.

In Basilicata analoghe successioni silicoclastiche del Tortoniano superiore-Messiniano inferiore affiorano in Val d'Agri (zona di Montemurro-Armento), tra la Val d'Agri e la Valle del Sinni (M. Coppa, Timpone Mendolara, Timpone d'Arena ecc.), nella valle del Sinni (Perosa) e nella zona di confine calabro-lucano (Oriolo). Si tratta di piccoli affioramenti, non rappresentabili alla scala della carta della figura 1, di depositi terrigeni di mare basso evolventi gradualmente verso l'alto a depositi bacinali che sono stati attribuiti all'Elveziano dai vecchi autori (Crema, 1934; Parona, 1936) e al Tortoniano da Vezzani (1966, 1967). Queste successioni giacciono in discordanza sui terreni metamorfici dell'Unità del Frido e del Mélange di Episcopio-San Severino Lucano (Perosa), sui terreni sicilidi o sulla Formazione di Albidona (Oriolo) e sulla Formazione di Gorgoglione (Arenarie a clipeastridi). Anche qui come a Salerno le successioni appartenenti a questo ciclo sono costituite nella parte bassa da arenarie conchigliari a stratificazione incrociata e conglomerati a ciottoli molto ben arrotondati e a luoghi (Perosa) embriciati che testimoniano ambienti di *shelf* interno neritico-litorali più o meno prossimi allo sbocco di fumare e nella parte alta da depositi pelitici di *shelf* aperto che passano superiormente a depositi bacinali risedimentati da correnti gravitative di bassa densità. Nella zona di Montemurro-Armento i depositi di questo ciclo sono rappresentati da piccoli affioramenti di arenarie con molluschi ed echinidi. La loro età non più vecchia del Tortoniano superiore è stabilita dalla loro giacitura in appoggio trasgressivo, attraverso una superficie di disconformità, sui risedimenti bacinali della Formazione di Gorgoglione. A Perosa, dove affiora la successione forse più completa, le peliti hanno rilasciato un'associazione a foraminiferi planctonici caratterizzata dalla presenza di *Globigerinoides trilobus*, *Orbulina* spp., *Neogloboquadrina acostaensis*, *Globigerina bulloides*, *Zeaglobigerina apertura*, *Globorotalia gr. merotumida*, *Gb. obliquus extremus*, *Gt.*

suterae e *N. humerosa praehumerosa* indicativa del Tortoniano superiore, nonché numerosi esemplari di *Discospirina italica*, foraminifero bentonico frequente nelle successioni pelagiche/emipelagiche del Messiniano inferiore. Tra i nannofossili sono presenti *Discoaster broweri*, *D. variabilis*, *D. pentaradiatus*, *D. berggreni*, *D. quinqueramus* e *Reticulofenestra pseudoumbilica* >7 µm assieme a frequenti forme cretacee e paleogeniche rimaneggiate.

7.2.2. Formazione di Castelvete

I depositi terrigeni della Formazione di Castelvete poggiano in disconformità su termini diversi dell'Unità Alburno-Cervati (prevalentemente su calcari di piattaforma interna del Giurassico e del Cretaceo) e dell'Unità Monti della Maddalena (prevalentemente su brecce di scarpata del Giurassico e del Cretaceo). La superficie di contatto tra i carbonati del substrato e i depositi *thrust-top* appare frequentemente modellata da fenomeni carsici. In numerosi casi i depositi terrigeni riempiono cavità e fratture beanti formando dicchi e filoni-strato sedimentari con diverse generazioni di riempimento. In qualche caso il substrato è anche perforato da litodomi.

La Formazione di Castelvete è costituita da un complesso di arenarie medio-grossolane a composizione quarzoso-feldspatica deposte attraverso flussi gravitativi da iperconcentrati a concentrati con subordinati livelli di conglomerati e arenarie ciottolose intercalati a varie altezze. La successione è organizzata nel complesso in due megasequenze di tipo *fining-and thinning-upward* ciascuna dello spessore di 250-300 metri. La megasequenza inferiore è caratterizzata dalla presenza di grossi olistoliti (fino ad alcune centinaia di migliaia di metri cubi) di calcari di piattaforma interna e di margine/scarpata derivanti dal substrato carbonatico. Le arenarie che compongono questa megasequenza presentano vistose strutture di liquefazione e amalgamazione e mostrano spesso stratificazione incrociata a grande scala. Nei livelli conglomeratici intercalati i ciottoli, molto ben arrotondati, sono costituiti da prevalenti rocce ignee (porfidi granitici, graniti, granodioriti, quarzomonzoniti e apliti monzogranitiche) e da subordinate rocce sedimentarie e rocce metamorfiche di basso e medio grado. Le rocce sedimentarie sono rappresentate da biocalcareni silicoclastiche bacinali del Cretaceo superiore e del Paleogene e da calciliti bacinali tipo Pietra Paesina di provenienza sicilide, da calcari bacinali del Dogger e del Totonico-Neocomiano, da selci, da calcari di piattaforma del Cretaceo inferiore, da biocalcareni a frammenti di rudiste del Cretaceo superiore, da biocalcareni a macroforaminiferi del Miocene inferiore e infine da arenarie. La megasequenza superiore è caratterizzata dalla presenza di imponenti olistostromi di provenienza sicilide costituiti da argille varicolori con *slides* di arenarie vulcanoclastiche, quarzareniti di tipo numidico e calcari bacinali. Nei livelli conglomeratici alla base della seconda megasequenza anche i ciottoli sono costituiti prevalentemente da materiale di derivazione sicilide.

Spostandosi verso sud, nei Monti della Maddalena (es. Caggiano), la Formazione di Castelvete presenta caratteri litologici leggermente diversi, con la porzione basale composta da arenarie fini e peliti che poggiano in disconformità su brecce di scarpata di età compresa tra il Giurassico e l'Eocene. Anche qui le arenarie riempiono fessure nel substrato formando dicchi e filoni-strato sedimentari.

Abbiamo riferito allo stesso ciclo sedimentario della Formazione di Castelvete, perché aventi la medesima età, altri depositi terrigeni di tipo *thrust-top* affioranti in Penisola Sorrentina (Arenarie di Termini e Brecce di Punta del Capo in D'Argenio *et alii*, 2011) e nel massiccio dell'Alburno (conglomerati di Castelcivita e arenarie di Tempa del Prato, Serra Nuda, San Rufo, Madonna della Tempa ecc., v. anche Santo 1988, 1996; Merola, 1993; Volpini, 1993). Nei nuovi fogli CARG 503 e 504 una parte di questi depositi è stata attribuita, a nostro avviso erroneamente, alle arenarie di Piaggine (v. Martelli e Nardi, 2005; Sgrosso *et alii*, 2010).

Per quanto riguarda il contenuto fossilifero e l'età, i residui di lavaggio sono risultati per lo più sterili oppure hanno rivelato un'associazione a foraminiferi planctonici indicativa di un generico Miocene non più antico del Serravalliano con *Globigerina parabulloides*, *G. bulloides*,

Zeaglobigerina decoraperta, *G. quinqueloba* e *Orbulina universa* associate a forme più vecchie rimaneggiate. Solo in pochi casi (es. Caggiano nei Monti della Maddalena, Tempa del Prato e S. Angelo a Fasanella nei Monti Alburni, Lago Saetta presso Castelgrande, Penisola Sorrentina, San Mango) rari esemplari di *Neogloboquadrina acostaensis* e di globorotalie del gruppo *merotumida* indicano il Tortoniano. In pochissimi casi, infine, la presenza di *Globigerinoides obliquus extremus* (es. S. Angelo a Fasanella) indica un Tortoniano non più vecchio della Zona MMi 12. I nannofossili calcarei, rappresentati da frequenti *Discoaster broweri*, *D. pseudovariabilis*, *D. prepentaradiatus*, *D. intercalaris* e *Reticulofenestra pseudoumbilica* >7 µm spesso associati a forme cretacee e paleogeniche rimaneggiate, indicano un generico Tortoniano già dalla base. La presenza di *Discoaster pentaradiatus*, rinvenuto alla base della seconda megasequenza nei dintorni di Laviano e sotto il primo olistostroma di argille varicolori a San Mango, e la presenza di *D. surculus*, *D. quinqueramus* e *D. pansus* alla base dei depositi terrigeni (Caggiano nei Monti della Maddalena e Tempa del Prato nel massiccio dell'Alburno) testimoniano il Tortoniano superiore dalla Zona MNN 10b alla Zona MNN 11a. Forme attribuite a *Discoaster* cfr. *pentaradiatus* e *D. surculus* sono segnalati anche in Penisola Sorrentina (D'Argenio et alii, 2011) nelle Brecce di Punta del Capo, unità litostratigrafica da noi accorpata con la Formazione di Castelvete.

La parte più alta della Formazione di Castelvete affiora in Irpinia nella zona di Nusco-Lapio. Questa porzione della successione è rappresentata prevalentemente da peliti con intercalazioni di arenarie torbiditiche finì all'interno delle quali spicca un orizzonte tuffitico di spessore decimetrico. L'associazione a foraminiferi planctonici, abbastanza ricca, è indicativa del Messiniano, Zona MMi13, per la presenza di *Globorotalia conomiozea* e *Gt. miotumida* assieme ad abbondanti globorotalie scituloidi non carenate, tra le quali si riconoscono forme riferibili a *Gt. suteræ*. I nannofossili indicano la Zona MNN11c per la presenza di rari ma ben preservati esemplari di *Amaurolithus primus*, *A. delicatus*, *A. amplificus* e *A. tricorniculatus* associati ad abbondanti *Discoaster*, tra i quali *D. broweri*, *D. pentaradiatus*, *D. surculus*, *D. pansus* e *D. triradiatus*. L'età messiniana di questi depositi è confermata anche da una ricca associazione a buliminidi tra i quali sono state riconosciute forme appartenenti a *Bulimina aculeata* e *B. echinata*.

7.2.3. Formazione di San Bartolomeo

La Formazione di San Bartolomeo è stata descritta in letteratura come Flysch di San Bartolomeo da Crostella e Vezzani (1964), una successione terrigena bacinale arealmente molto sviluppato nel Beneventano e nel Molise che giace in discordanza angolare su vari termini dell'Unità Sannio. In Basilicata la Formazione di San Bartolomeo è stata riconosciuta solo nella Valle dell'Ofanto tra la Stazione di Rocchetta S. Antonio e Monticchio Bagni. A nord, dove affiorano le successioni più complete, la Formazione di San Bartolomeo è costituita da una megasequenza di tipo *fining-upward* dello spessore complessivo di circa 800 metri divisibile in tre parti. La porzione inferiore è rappresentata da conglomerati, arenarie ciottolose ed arenarie in strati amalgamati deposte prevalentemente da flussi iperconcentrati. I ciottoli dei conglomerati, sempre molto ben arrotondati, sono costituiti da graniti, porfidi rosa, calcilutiti marnose bianche, calcisiltiti grigio-scure, arenarie e radiolariti silicee verdi di sicura provenienza lagonegrese-sannitica. In Valfortore (es. Difesa San Luca presso Montefalcone Valfortore) la successione terrigena contiene *slides* di spessore decametrico di intere porzioni di successioni pelagiche di pertinenza sannitica costituite da calcilutiti e marne bianco-rosate del Cretaceo, calcilutiti bianche e marne rosse e rosate del Paleocene-Eocene e da calcari e marne verdastre del Miocene inferiore.

Il contenuto fossilifero della porzione inferiore della Formazione di San Bartolomeo è rappresentato da foraminiferi planctonici (*Globigerinoides obliquus obliquus*, *Gb. obliquus extremus*, *Globorotalia* gr. *merotumida*, *Globigerina parabolloides*, *Zeaglobigerina apertura* e *Z. decoraperta*) e nannofossili (*Discoaster surculus*, *D. pentaradiatus*, *D. prepentaradiatus*,

D. broweri, *C. macyntirei* e *R. pseudoumbilica* >7 µm) indicativi del Tortoniano superiore (rispettivamente Zona MMi 12 e parte alta della Zona MNN 11a. La porzione intermedia è una monotona successione di arenarie torbiditiche con regolari intercalazioni di peliti aventi lo stesso contenuto fossilifero della porzione inferiore con in più esemplari di *Neogloboquadrina acostaensis* e *N. humerosa praehumerosa* tra i foraminiferi planctonici. La porzione superiore è costituita da peliti e marne grigio-verdi con sottili intercalazioni di arenarie torbiditiche fini. In questo intervallo, che corrisponde alle Marne di Toppo Capuana della letteratura geologica, abbiamo rinvenuto *Neogloboquadrina humerosa praehumerosa*, *Turborotalia multiloba*, *Globorotalia suterae*, *Gt. conomiozea*, *Gt. mediterranea*, *Gt. miotumida*, *Gt. gr. merotumida* e *Zeaglobigerina apertura* fra i foraminiferi planctonici, nonché *Amaurolithus primus* e *Discoaster triradiatus* tra i nannofossili. Questi fossili indicano un'età messiniana inferiore (MMi 13 e MNN 11b rispettivamente).

Per tutte le altre considerazioni sulla Formazione di San Bartolomeo, ivi incluso il suo significato paleotettonico, rimandiamo a Patacca e Scandone (2007a).

7.3. I depositi del Messiniano superiore-Pliocene inferiore basale

La ben nota Formazione Gessoso-Solfifera appare essere del tutto assente in Basilicata mentre è ampiamente sviluppata verso sud, in Calabria, ed è presente anche verso nord, in Irpinia, dove è nota come Unità di Altavilla (D'Argenio *et alii*, 1972). Anche i depositi messiniani post-evaporitici di ambiente lago-mare, ampiamente sviluppati in Calabria e presenti in Campania tra Avellino e Benevento (Formazione del Torrente Braneta) non sembrano essere rappresentati in Basilicata. È possibile che l'assenza di questi depositi sia dovuta a mancata sedimentazione, piuttosto che ad erosione, per l'elevato rilievo acquisito da questo segmento della catena quando, nel Messiniano inferiore, le unità esterne con i loro depositi *thrust-top* scavalcarono l'Alburno e il Monte Marzano e andarono a ricoprire con un trasporto fuori sequenza le Unità Monti della Maddalena, Lagonegro e Sannio dopo che queste avevano già subito un considerevole accorciamento tettonico. È regionalmente ben sviluppato, invece, il Complesso Caotico del Torrente Calaggio che in Basilicata include l'Unità del Torrente Cerreto di Lentini (1979). Questa unità litostratigrafica, sviluppata in tutto l'Appennino meridionale, è costituita da olistostromi di materiali incompetenti rappresentati prevalentemente da argille varicolori provenienti dalle Coltri Sicilide, Sannitica e Molisane (in Basilicata soprattutto dalle Coltri Sicilide e Sannitica) inglobanti blocchi di materiali competenti (es. calcari a rudiste) e *slides* costituiti da intere porzioni di successioni delle diverse coltri appenniniche che possono raggiungere dimensioni di migliaia di metri cubi.

In letteratura il Complesso Caotico del Torrente Calaggio è stato interpretato come un *mélange* tettonico (es. Roure *et alii* 1991) o come una sorta di *mélange* tettonico-sedimentario (es. Festa *et alii* 2010) ed è stato associato a complessi simili affioranti in altre aree dell'Appennino e della Sicilia. Noi non concordiamo con interpretazioni che invocano meccanismi genetici di natura tettonica dal momento che mancano del tutto le strutture meccaniche tipiche di un *mélange* o di una *broken formation* e dal momento che il Complesso Caotico del Torrente Calaggio occupa sistematicamente la stessa posizione stratigrafica in ambienti tettonici profondamente diversi tra loro. Esso, infatti, si trova sia in bacini estensionali sviluppati lungo il margine tirrenico dell'Appennino sia in bacini sviluppati sul dorso delle coltri alloctone in prossimità del fronte della catena sempre sopra depositi del Messiniano superiore contenenti ostracofaune di "Lago-Mare" e sotto argille del Pliocene inferiore contenenti foraminiferi planctonici indicativi della Zona di acme di *Sphaeroidinellopsis*. Il contesto tettonico, pertanto, non rappresenta un minimo comune denominatore. È possibile, invece, che l'arrivo nel Mediterraneo, al limite Messiniano-Pliocene, delle grandi masse d'acqua atlantiche determinato dall'apertura improvvisa dello Stretto di Gibilterra abbia provocato una notevole risalita del livello del mare ed abbia pertanto innescato un grandioso sviluppo di fenomeni franosi isocrono su vaste aree.

7.4. I depositi del Plio-Pleistocene

Nell'Appennino Campano-Lucano sono presenti dal Beneventano fino al Golfo di Taranto vasti affioramenti di depositi di tipo *thrust-top* plio-pleistocenici, con sezioni naturali particolarmente ben esposte nella sinforme dell'Ofanto e nel bacino di Sant'Arcangelo. Questi depositi sono stati raggruppati in due sequenze deposizionali interamente controllate dall'attività tettonica (Patacca e Scandone 2001, 2004, 2007b). La prima sequenza, che chiamiamo Ciclo Ofanto perché ben sviluppata nella Valle del Fiume Ofanto, si estende dal Piacenziano p.p. (Pliocene superiore) al Gelasiano (Pleistocene inferiore p.p.). La seconda sequenza, ben affiorante nel bacino di Sant'Arcangelo dal quale prende il nome (Ciclo Sant'Arcangelo), è interamente pleistocenica e comprende l'intero Calabrian spingendosi fino alla parte bassa del Pleistocene medio. L'importanza geologica di queste due sequenze è data dal fatto che esse rappresentano una fedele registrazione temporale e deposizionale della migrazione verso l'esterno del sistema catena-avanfossa e dei cambiamenti nel tempo e nello spazio delle traiettorie dei *thrusts* attivi. Assieme ai coevi depositi di avanfossa, i depositi plio-pleistocenici *thrust-top* hanno permesso di fissare il *timing* della deformazione e le modalità della propagazione dei *thrusts* ed hanno pertanto consentito l'elaborazione di modelli cinematici dettagliati che spiegano le relazioni esistenti tra tettonica e sedimentazione al fronte della catena (vedi Patacca e Scandone (2001, 2004).

8. L'Avanfossa Appenninica nel Pliocene e nel Pleistocene

Prima di entrare nello specifico dei depositi d'avanfossa plio-pleistocenici dell'Appennino Campano-Lucano è opportuno fare una premessa di carattere generale sulla configurazione di un'avanfossa in un sistema duplex. Un bacino di avanfossa è il prodotto dell'arretramento dell'asse della flessura della piastra d'avampaese e della deflessione flessurale della stessa. Nell'Appennino Meridionale la velocità di subsidenza legata alla deflessione è dell'ordine del millimetro per anno, mentre la velocità di arretramento della flessura è dell'ordine di alcuni centimetri per anno. A parità di subsidenza e arretramento flessurale la configurazione del bacino di avanfossa sarà profondamente diversa in un sistema di tipo *imbricate fan* e in un sistema duplex (Fig. 12). Nel primo caso, infatti, lo spazio di accomodamento creato dalla flessura determina la formazione di un ampio bacino sedimentario nel quale possono accumularsi potenti successioni terrigene di tipo *flysch*. Nel secondo caso, invece, il bacino di avanfossa è molto ridotto in volume, e con esso sono ridotti i volumi dei depositi terrigeni che vi si accumulano. Una buona parte dello spazio di accomodamento creato, infatti, è occupato dalle unità di tetto del duplex e dai bacini che si sviluppano sul dorso dell'alloctono. Un sistema duplex ha complessità strutturali certamente maggiori di quelle di un sistema *imbricate fan*, ma offre al geologo la vantaggiosa condizione di disporre di un doppio *record* sedimentario, rappresentato sia dai depositi di tipo *flysch* sia dai depositi coevi di tipo *thrust-top*. E questo gli permette di analizzare le relazioni tra tettonica e sedimentazione nell'evoluzione del sistema catena-avanfossa più approfonditamente di quanto potrebbe farlo in una configurazione *imbricate fan*. In Basilicata si verificano le condizioni ideali per questa analisi: le buone esposizioni permettono uno studio accurato dei depositi *thrust-top* mentre i numerosi dati provenienti dall'esplorazione petrolifera permettono una ricostruzione attendibile delle successioni di avanfossa che sono presenti soltanto in sottosuolo.

Nell'Appennino il progressivo arretramento dell'asse della flessura della piastra di avampaese è registrato dal progressivo avanzamento dell'alloctono verso l'avampaese e dall'età dei *flysch* che diventa via via più giovane procedendo dalle aree più interne verso quelle più esterne. In Basilicata è stato possibile individuare in sottosuolo tre diversi bacini d'avanfossa plio-pleistocenici, scalati nel tempo e nello spazio. Nei primi due bacini la sedimentazione è stata interrotta dall'avanzamento delle coltri appenniniche; nel terzo bacino, sviluppato all'esterno dell'attuale fronte dell'alloctono, la sedimentazione è cessata a causa di un

cambiamento di regime tettonico probabilmente causato da un distacco dello *slab* litosferico subdotto in precedenza (Cinque *et alii*, 1993; Hippolyte *et alii*, 1994). Questo cambiamento è espresso da un'improvvisa cessazione della subsidenza flessurale a scala regionale seguita da un sollevamento *in toto* della catena e del margine interno dell'avampaese.

8.1. Il bacino d'avanfossa del Pliocene inferiore (Zancleano)

Nell'Alta Val d'Agri i risultati dell'esplorazione petrolifera relativi al campo Monte Alpi hanno rivelato, a tetto dei carbonati apuli, la presenza di depositi silicoclastici di tipo *flysch* costituiti da arenarie torbiditiche alternate ad argille siltose. Le arenarie, a granulometria da media a grossolana, sono caratterizzate dall'abbondanza di granuli di quarzo molto ben arrotondati associati a feldspati e a litoclasti di carbonati di mare basso altrettanto ben arrotondati. Sono presenti anche microconglomerati con clasti costituiti in prevalenza da calcari ooidici del Giurassico superiore-Cretaceo inferiore e di calcareniti bioclastiche a macroforaminiferi del Paleogene. A più altezze sono presenti olistostromi derivati dalle coltri appenniniche in via d'avanzamento, in particolare dalle Coltri Lagonegresi e dalle Unità Sannio e Tuffillo-Serra Palazzo. Lo spessore massimo dell'intera successione, interpretata come un deposito di avanfossa di tipo *wildflysch*, supera il migliaio di metri. L'età pliocenica inferiore (Zone MPL2-MPL3) è ben definita dai foraminiferi planctonici presenti nei residui di lavaggio. L'associazione microfaunistica è ricca e ben diversificata. Oltre ai *markers* zionali (*Globorotalia margaritae* e *Gt. puncticulata*) sono presenti *Neogloboquadrina acostaensis* dx, *Globigerinoides obliquus extremus*, *Zeaglobigerina apertura*, *Globigerina bulloides*, *Z. decoraperta*, *Orbulina suturalis*, *O. universa*, *Gt. gr. scitula* e *Gt. gr. merotumida*. L'età pliocenica inferiore è confermata dalle ricche associazioni nannofloristiche che indicano le Zone MNN12 e MNN13 per la presenza di *Amaurolithus delicatus*, *Reticulofenestra pseudumbilica*, *Sphenolithus* spp., *Discoaster variabilis*, *D. pansus*, *D. surculus*, *D. pentaradiatus*, *D. broweri*, *Discoaster* sp. a 5 raggi e *Discoaster* sp. a sei raggi, localmente associati ad *Helicosphaera sellii*.

A nord della Val d'Agri depositi terrigeni del Pliocene inferiore a tetto dei carbonati apuli sono stati riconosciuti con sicurezza soltanto nel pozzo San Gregorio Magno 1 (v. Patacca, 2007) e nel pozzo Bonito 1 dir. quest'ultimo perforato nella parte settentrionale della struttura di Monte Forcuso.

Depositi terrigeni della stessa età di quelli riconosciuti in sottosuolo nella Val d'Agri, anch'essi contenenti anche olistostromi derivati dalle coltri appenniniche in via di avanzamento, sono presenti in superficie in Abruzzo nell'Unità Majella.

8.2. Il bacino d'avanfossa del Pliocene superiore-Pleistocene inferiore p.p. (Piacenziano p.p.-Gelasiano)

I carbonati apuli che formano le strutture di Tempa Rossa e di Rotondella sono ricoperti stratigraficamente da depositi di avanfossa più giovani di quelli perforati in Val d'Agri (Crescenti, 1975; Balduzzi *et alii*, 1982; D'Andrea *et alii*, 1993; Patacca e Scandone, 2001). La successione stratigrafica, dello spessore non superiore a 500 metri, è costituita da una successione pelitico-arenacea rappresentata da argille siltose grigie con sottili intercalazioni di arenarie e sabbie fini grigie. Alla base dei depositi silicoclastici sono presenti marne siltose grigie emipelagiche ricche in foraminiferi planctonici con *Globorotalia puncticulata* associata a *Gt. bononiensis*, *Zeaglobigerina decoraperta*, *Globigerinoides elongatus*, *Gd. trilobus*, *Orbulina universa* e *O. suturalis*. Questa associazione è indicativa della parte alta della Zona MPL4b e della Zona MPL5a, ovvero del Piacenziano p.p. (attuale Pliocene superiore) e della parte bassa del Gelasiano (facente parte, attualmente, del Pleistocene inferiore). Questa età è confermata anche dai dati micropaleontologici relativi ai depositi silicoclastici della struttura di Rotondella

(pozzo Tursi 1 Castelgrande) nei quali è segnalata la presenza di *Globorotalia crassaformis* (Balduzzi *et alii*, 1982).

All'esterno delle strutture di Tempa Rossa e di Rotondella depositi torbiditici terrigeni del Pliocene superiore-Pleistocene inferiore sono stati incontrati in numerosi pozzi che hanno perforato la parte occidentale della Fossa Bradanica a cavallo del fronte sepolto delle coltri appenniniche. I profili sismici a riflessione permettono di riconoscere due intervalli. L'intervallo inferiore, scarsamente riflettivo, è costituito da peliti con sottili intercalazioni di arenarie contenenti il marker *Globorotalia crassaformis* che indica il Piacenziano. Un orizzonte calcarenitico presente nella parte alta dell'intervallo costituisce un orizzonte guida per correlazioni tra pozzi a scala regionale. L'intervallo superiore, coevo della parte alta dei depositi *thrust-top* del ciclo piacenziano-gelasiano, è costituito da una successione ben stratificata e molto evidente in sismica di arenarie e sabbie con intercalazioni di argille che nell'insieme formano un cuneo clastico torbiditico che appoggia in *onlap* sui carbonati apuli. In alcuni profili sismici è possibile riconoscere una progradazione verso l'avampaese di lobi deposizionali multipli disposti longitudinalmente rispetto all'allungamento del bacino.

Le intercalazioni pelitiche contengono il marker *Globorotalia inflata* indicativo del Gelasiano (attualmente Pleistocene inferiore p.p.). All'esterno del fronte dell'alloctono è sismicamente ben riconoscibile a tetto dei depositi torbiditici un riflettore molto marcato che corrisponde ad un livello condensato di peliti di età santerniana (Calabriano inferiore). Spostandosi dal fronte verso l'asse della catena, è possibile seguire sotto l'alloctono per una quindicina di chilometri il pacco di riflettori corrispondente ai depositi torbiditici contenenti *Globorotalia inflata*.

8.3. Il bacino d'avanfossa del Pleistocene inferiore p.p.-base del Pleistocene medio (Calabriano p.p.-base Ioniano)

Rappresenta il bacino di avanfossa più recente nell'Appennino Meridionale. Il substrato è costituito dai carbonati meso-cenozoici dell'Avampaese Apulo che si approfondiscono progressivamente verso SW seguendo la flessura della piastra d'avampaese. In prossimità del fronte dell'alloctono appenninico, il substrato carbonatico giace a profondità superiori ai duemila metri. I carbonati dell'avampaese continuano ad approfondirsi verso sud-ovest sotto le coltri appenniniche. I depositi che riempiono l'ultimo bacino d'avanfossa non sono stati interessati da significative deformazioni compressive ed hanno pertanto preservato perfettamente l'architettura stratale che ne definisce l'evoluzione sedimentaria. In sismica (Patacca e Scandone, 2001, 2004) si riconoscono cinque intervalli legati ad altrettanti momenti caratterizzati da diverse configurazioni delle traiettorie dei *thrusts*. Il primo intervallo è rappresentato da depositi emipelagici condensati di età santerniana (Calabriano inferiore) a tetto delle torbiditi a *Globorotalia inflata*. Questi depositi condensati testimoniano una sottoalimentazione del bacino legata al raggiungimento del profilo di equilibrio nei bacini idrografici dell'area di alimentazione, condizione che verosimilmente si raggiunge durante l'avanzamento dell'alloctono su un lungo *thrust flat*. I depositi condensati, espressi nei profili sismici da un prominente riflettore tracciabile a scala regionale, sono ricoperti da un prisma clastico sintettonico di età alto-santerniana (secondo intervallo) accumulato al piede della rampa frontale che contiene materiale esotico franato dalle coltri appenniniche e che verso l'esterno è rappresentato da un complesso di lobi deposizionali torbiditici. Il prisma sin-rampa è sigillato da un insieme di depositi torbiditici canalizzati (terzo intervallo) che poggiano in *onlap* sullo *slope* rappresentato dal fronte dell'alloctono e cominciano a riempire la depressione morfologica del bacino d'avanfossa. Il terzo intervallo iniziò a deporsi nell'Emiliano p.p. (Calabriano medio) in coincidenza con la cessazione dell'attività della rampa frontale per propagazione fuori sequenza dei *thrusts* attivi. Alla migrazione fuori sequenza dei *thrusts* verso l'interno della catena è legato lo sviluppo di un sistema trasgressivo (quarto intervallo) che

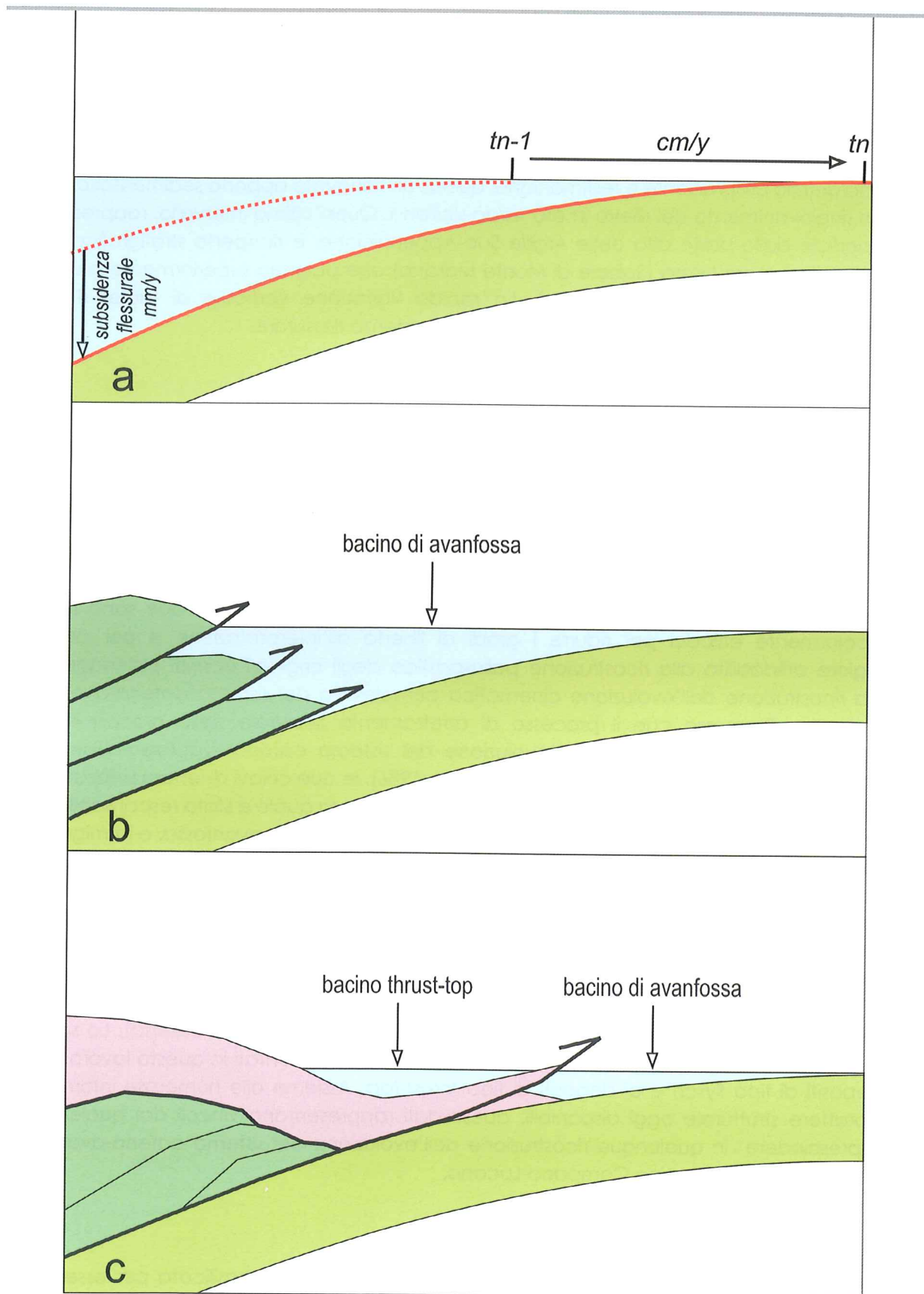


Figura 12. Configurazione del sistema catena-avanfossa in un'architettura strutturale di tipo imbricate fan e in un'architettura di tipo duplex.

Fig. 12a Arretramento della cerniera della flessura della piastra d'avampaese nell'intervallo temporale t_{n-1} - t_n e deflessione associata. 12b Bacino di avanfossa sviluppato al fronte di un sistema imbricate fan. 12c A parità di deflessione flessurale con la situazione 6b, bacino di avanfossa al fronte dell'alloctono e bacino thrust-top sul dorso delle coltri.

ricopre il fronte dell'alloctono. In questo stadio la sedimentazione nel bacino di avanfossa è rappresentata prevalentemente da depositi torbiditici fini del Calabriano medio-superiore (fine Emiliano-Siciliano p.p.) che portano alla colmatazione definitiva del bacino d'avanfossa permettendo lo sviluppo di uno *shelf*. I depositi del tratto trasgressivo sono ricoperti da un insieme di depositi caratterizzati da un progressivo aumento del rapporto sabbia/pelite (quinto intervallo). In sismica sono ben riconoscibili riflettori con geometria clinoforme che indicano un sistema deltizio progradante e testimoniano, quindi, un rinnovato apporto sedimentario legato ad un ringiovanimento del rilievo in età tardo-siciliana. Quest'ultimo intervallo, rappresentato in superficie dalla parte alta delle Argille Sub-Appenniniche, è ricoperto stratigraficamente da depositi di mare basso (Sabbie di Monte Marano) che passano superiormente a depositi continentali (Conglomerato di Irsina). La rapida variazione verticale di facies riflette il rallentamento e la successiva cessazione della subsidenza flessurale.

9. Considerazioni conclusive

Vogliamo concludere questa nota con qualche breve riflessione. Attraverso l'integrazione dei dati stratigrafici di superficie e di sottosuolo abbiamo cercato di introdurre nuovi vincoli al fine di ridurre i gradi di libertà insiti in qualunque tentativo di ricostruzione paleogeografica e in qualunque modello cinematico teso a descrivere l'evoluzione geologica di un'area così complessa come l'Appennino Campano-Lucano e al tempo stesso così ricca di informazioni sulla sua struttura profonda grazie ai risultati dell'esplorazione petrolifera.

Tra le molte chiavi di lettura delle successioni stratigrafiche analizzate due sono risultate particolarmente efficaci per ridurre i gradi di libertà all'interpretazione e per conferire maggiore affidabilità alla ricostruzione palinspastica degli originari domini paleogeografici e alla ricostruzione dell'evoluzione cinematica complessiva del sistema catena-avanfossa-avampaese. Premesso che il processo di arretramento flessurale della placca inferiore ha avuto un ruolo dominante nell'evoluzione del sistema catena-avanfossa-avampaese (meccanismo di "roll-back" di Malinverno e Ryan, 1986), le due chiavi di lettura utilizzate sono la migrazione spazio-temporale della subsidenza flessurale, la quale è stata responsabile della progressiva incorporazione di domini di avampaese nel bacino di avanfossa, e la migrazione spazio-temporale del fronte di compressione, la quale è stata responsabile della crescita del cuneo orogenico a spese di segmenti di avampaese via via più esterni. Nella pratica questo approccio si è tradotto nel definire con la maggiore precisione possibile l'età della base dei depositi silicoclastici di tipo *flysch* nelle successioni stratigrafiche rappresentative delle diverse unità tettoniche (impostazione nel bacino di avanfossa) e nel definire l'età dei primi depositi di tipo *thrust-top* che ricoprono in disconformità ciascuna unità tettonica dopo la sua prima deformazione compressiva (incorporazione nel cuneo di catena). Lo schema cronostratigrafico della Figura 6 sintetizza i dati stratigrafici presentati in questo lavoro relativi ai depositi di tipo *flysch* e ai depositi di tipo *thrust-top*. Assieme alle numerose informazioni di carattere strutturale oggi disponibili, questi dati rappresentano vincoli dai quale non si può prescindere in qualunque ricostruzione dell'evoluzione del sistema catena-avanfossa-avampaese nell'Appennino Campano-Lucano.

Ringraziamenti

Gli autori ringraziano la Presidenza dell'Ordine dei Geologi della Basilicata per essere stati invitati a presentare nel corso dei lavori del Congresso gli argomenti trattati in questa nota. Hanno contribuito al raggiungimento dei risultati qui presentati, attraverso l'analisi micropaleontologica di residui di lavaggio e di smear slides, M. Bellatalla, N. Perilli e U. Santini nelle sezioni di superficie e M. Bellatalla, A. Cascella, F. Lirer, D. Merola e U. Santini nelle sezioni di sottosuolo.

Riferimenti bibliografici

- Abdul Aziz H., Di Stefano A., Foresi L.M., Hilgen F.J., Iaccarino S.M., Kuiper K.F., Lirer F., Salvadorini G., Turco E. (2008). Integrated stratigraphy and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ chronology of early Middle Miocene sediments from DSDP Leg 42A, Site 372 (Western Mediterranean). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 257, 123-138.
- Aiello I.W., Hagstrum J.T. (2001). Paleomagnetism and paleogeography of Jurassic radiolarian cherts from the northern Apennines of Italy. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 113, 469-481.
- Amodeo F. (1999). Il Triassico terminale-Giurassico del Bacino Lagonegrese. Studi stratigrafici sugli Scisti Silicei della Basilicata (Italia meridionale). *Mém. des Géologie (Lausanne)*, 33, 1-121.
- Amodeo F., Baumgartner P.O. (1994). Stratigraphic revision of the "Scisti Silicei" Formation (Upper Triassic-Upper Jurassic), Lagonegro Basin, Southern Italy. Preliminary Report. *Paleopelagos*, 4, 35-46.
- Amodio-Morelli L., Bonardi G., Colonna V., Dietrich D., Giunta G., Ippolito F., Liguori V., Lorenzoni S., Paglionico A., Perrone V., Piccarreta G., Russo M., Scandone P., Zanettin-Lorenzoni E., Zuppeta A. (1976). L'Arco calabro-peloritano nell'orogene appenninico-maghrebide. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 17, 1-60.
- Arenillas I., Molina E., Ortiz S., Schmitz B. (2008). Foraminiferal and $\delta^{13}\text{C}$ isotopic event-stratigraphy across the Danian-Selandian transition at Zumaya (northern Spain): chronostratigraphic implications. *Terra Nova*, 20, 38-44.
- Baldacci L., Viola C. (1984). Sull'estensione del Trias in Basilicata e sulla tettonica generale dell'Appennino meridionale. *Boll. Com. Geol. d'It.*, 25(4), 372-390.
- Balduzzi A., Casnedi R., Crescenti U., Mostardini F., Tonna M. (1982). Il Plio-Pleistocene del sottosuolo del Bacino Lucano (Avanfossa Appenninica). *Geologica Romana*, 21, 89-111
- Barattolo F., Pugliese A. (1987). Il Mesozoico dell'isola di Capri. *Quad. Accad. Pontaniana*, 8, 172 pp.
- Barbera C. (1963). La fauna ad ammoniti di M. Bulgheria (Salerno). *Boll. Soc. Natur. Napoli*, 72, 249-284.
- Bertinelli A., Ciarapica G., Passeri L. (2005). Late Triassic-Jurassic basin successions in Molise and northern Basilicata: the northernmost witness of the Ionian Ocean. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 124, 177-188.
- Blow W. (1969). Late-Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In: Bronniman P., Renz M.M. (Eds.), "Proceeding of the First International Conference on Planktonic Microfossils, Geneva 1967", 199-421.
- Bonardi G., Amore F.O., Ciampo G., De Capoa P., Miconnet P., Perrone V. (1988). Il complesso liguride auct.: stato delle conoscenze e problemi aperti sulla sua evoluzione pre-appenninica ed i suoi rapporti con l'Arco Calabro. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 41, 17-35.
- Bonardi G., De Capoa P., Fioretti B., Perrone V. (1993). L'âge des métacalcaires de l'Unité du Frido (région calabro-lucanienne, Italie) et ses implications géodynamiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, s. 2, 317, 955-962.
- Boni M., Ippolito F., Scandone P., Zamparelli Torre V. (1974). L'unità del Monte Foraporta nel Lagonegrese (Appennino Meridionale). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 93, 469-512.
- Bralower T.J., Premoli Silva I., Malone M.J. (2002). New evidence for abrupt climate change in the Cretaceous and Paleogene: An Ocean Drilling Program expedition to Shatsky Rise, northwest Pacific. *GSA Today*, November 2002, 4-10.
- Bravi S., Civile D., Martino C., Barone Lumaga M.R., Nardi G. (2004). Osservazioni geologiche e paleontologiche su un orizzonte a piante fossili nel Cenomaniano di Monte Chianello (Appennino meridionale). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 123, 19-38.
- Bravi S., De Castro P. (1995). The Cretaceous fossil fishes level of Capo d'Orlando, near Castellammare di Stabia (NA): biostratigraphy and depositional environment. *Mem. Sci. Geol. Padova*, 47, 45-72.
- Bravi S., Schiattarella M. (1988). Stratigrafia dei livelli ittiolitici eocenici dei Monti Alburni (Appennino Campano). *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 41, 587-591.
- Cahuzac B., Poignant A. (1997). Essai de biozonation de l'Oligo-Miocène dans les bassins européens à l'aide des grands foraminifères néritiques. *Bull. Soc. Géol. France*, 168(2), 155-169.
- Cammarosano A., Cavuoto G., Danna M., De Capoa P., De Rienzo F., Di Staso A., Giardino S., Martelli L., Nardi G., Sgroso A., Toccaceli R.M., Valente A. (2004). Nuovi dati sul flysch del Cilento (Appennino meridionale, Italia). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 123(2), 253-273.
- Canuti P., Focardi P., Sestini G. (1965). Stratigrafia, correlazioni e genesi degli Scisti Policromi dei Monti del

Chianti (Toscana). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 84(5), 93-166.

Castellano M.C., Putignano M.L., Sgrosso I. (1997). Sedimentology and stratigraphy of the "Piaggine Sandstones" (Cilento, southern Apennines, Italy). *Giorn. Geologia, ser.3a*, 59(1-2), 273-287.

Cavalcante F., Belviso C., Finizio F., Lettino A., Fiore S. (2009). Carta geologica delle Unità Liguridi dell'area del Pollino (Basilicata): nuovi dati geologici, mineralogici e petrografici. Fiore S. (Ed.), ISBN 978-88-7522-026-6, 36 pp.

Cestari R., Pons J.M. (2004). Coniacian-Santonian rudists in Cilento (southern Italy). *CFS Courier Forschungs-Institut Senckenberg*, 247, 175-192.

Chabou, M.C., Bertrand, H., Sebai S. (2010). Geochemistry of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP). South western Algeria. *African Earth Sciences*. doi: 10.1016/j.jafrearsci.2010.02.009.

Cherchi A., De Castro P., Schroeder R. (1978). Sull'età dei livelli ad Orbitolinidi della Campania e delle Murge Baresi (Italia meridionale). *Boll. Soc. Natur. Napoli*, 87, 363-385.

Ciaranfi N., Gallicchio S., Loiacono F. (2011). Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, foglio 421 Ascoli Satriano.
http://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/note_illustrative/421_Ascoli_Satriano.pdf

Ciarapica G., Passeri L. (2000). Le facies del Triassico inferiore e medio (fm. di Monte Facito Auctt.) nelle aree di Sasso di Castalda e Moliterno (Basilicata). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 119, 329-378.

Cinque A., Patacca E., Scandone P., Tozzi M. (1993). Quaternary kinematic evolution of the Southern Apennines. Relationships between surface geological features and deep lithospheric structures. *Spec. Issue on the Workshop: "Modes of crustal deformation: from the brittle upper crust through detachments to the ductile lower crust"*, (Erice, 18-24 November 1991), *Ann. Geofis.*, 36, 249-260.

Cita M.B. (1975). Planktonic foraminiferal biozonation of the Mediterranean Pliocene deep sea record. A revision. *Riv. Ital. Paleont. Stratigr.*, 81, 527-544.

Climaco A., Boni M., Iannace A., Zamparelli V. (1997). Platform margins, microbial/serpulids bioconstructions and slope-to-basin sediments in the Upper Triassic of the "Verbicaro Unit" (Lucania and Calabria, Southern Italy). *Facies*, 36, 37-56.

Coccioni R., Montanari A., Fornaciari E., Rio D., Zevenboom D. (1997). Potential integrated stratigraphy of the Aquitanian to upper Burdigalian section at Santa Croce di Arcevia (NE Apennines, Italy). In: Montanari A., Odin G.S., Coccioni R. (Eds.), "Miocene Stratigraphy. An integrated Approach". Elsevier Science B.V., *Developments in Paleontology and Stratigraphy*, 15, 279-296.

Compagnoni B., Damiani A.V. (1971). Note illustrative alla Carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 220 Verbicaro. *Arti Grafiche E. Di Mauro*. Cava dei Tirreni

Cotecchia V. (1958). Le argille scagliose ofiolitifere della Valle del Frido a Nord del M. Pollino. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 77(3), 205-245.

Crema C. (1902). Il petrolio nel territorio di Tramutola (Potenza). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 21, XXXVI-XXXVIII.

Crema C. (1934). L'età delle arenarie di Montemurro e Armento (Potenza). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 53(1), 173-175.

Crescenti U. (1975). Sul substrato pre-pliocenico dell'avanfossa appenninica dalle Marche allo Ionio. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 94, 583-634.

Critelli S., De Rosa R., Sonnino M., Zuffa G.G. (1990). Significato dei depositi vulcanoclastici della formazione delle Tufiti di Tusa (Miocene inferiore, Lucania meridionale). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 109, 743-762.

Critelli S., Le Pera E. (1995). Tectonic evolution of the southern Apennine thrust-belt (Italy) as reflected in modal compositions of Cenozoic sandstone. *Journ. of Geology*, 103, 95-105.

Critelli S., Muto F., Tripodi V., Perri F. (2011). Relationships between Lithospheric Flexure, Thrust Tectonics and Stratigraphic Sequences in Foreland setting: the Southern Apennines foreland basin system, Italy. In: Schattner U. (Ed.), "New frontiers in tectonic research – At the Midst of Plate Convergence". ISBN: 978-953-307-594-5

Crostella A., Vezzani L. (1964). La geologia dell'Appennino foggiano. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 83, 121-141.

D'Andrea S., Pasi R., Bertozzi G., Dattilo P. (1993). Geological model, advanced methods help unlock oil in Italy's Apennines. *Oil and Gas Journ.*, Aug. 1993, 53-57.

D'Argenio B., Barattolo F., Budillon F., Cesarano M., Donadio C., Pappone G., Pugliese A., Putignano M.L. (2011). Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:25.000, sez. I NE Isola di Capri. www.isprambiente.gov.it/Media/carg/note_illustrative/484_Isola_di_Capri.pdf

D'argenio B., Pescatore T., Scandone P. (1972). Schema geologico dell'Appennino Meridionale (Campania e Lucania). Atti del Convegno: "Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino" (Roma 16-18 febr. 1972). Accad. Naz. Lincei, Quad. 183, 49-72.

De Alfieri A., Guzzi R., Sacchi M., D'argenio B., Perrone V., Zamparelli V. (1986). Monte Foraporta unit: a minor element of southern Apennine nappe pile. Stratigraphic and tectonic study. Rend. Soc. Geol. Ital., 9, 171-178.

De Capoa P., Di Staso A., Guerrera F., Perrone V., Tramontana M., Zaghoul M.N. (2002). The lower Miocene volcanoclastic sedimentation in the Sicilian sector of the Maghrebien Flysch Basin: geodynamic implications. *Geodinamica Acta*, 15(2), 141-157.

De Castro P. (1962a). Il Giura-Lias dei Monti Lattari e dei rilievi ad ovest della Valle dell'Irno e della Piana di Montoro. *Boll. Soc. Natur. Napoli*, 71, 3-34.

De Castro P. (1962b). Nuove osservazioni sul livello ad Orbitolina in Campania. *Boll. Soc. Natur. Napoli*, 71, 103-135.

De Castro P. (1987). Le facies di piattaforma carbonatica del Giurassico italiano: diffusione areale e lineamenti biostratigrafici. *Boll. Soc. Paleont. Ital.*, 26(3), 309-325.

De Castro P. (1990). Studies on the Triassic carbonates of the Salerno province (southern Italy): the Croci d'Acerno sequence. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 109, 187-217.

Deino A., Channel J., Coccioni R., De Grandis G., De Paolo D.J., Fornaciari E., Emmanuel L., Laurenzi M.A., Montanari A., Rio D., Renard M. (1997). Integrated stratigraphy of the upper Burdigalian-lower Langhian section at Moria (Marche region, Italy). In: Montanari A., Odin G.S., Coccioni R. (Eds.), "Miocene Stratigraphy. An integrated Approach". Elsevier Science B.V., *Developments in Paleontology and Stratigraphy*, 15, 315-342.

De Lorenzo G. (1894). Le montagne mesozoiche di Lagonegro. *Atti Acc. Sc. Fis e Mat Napoli.*, s.2, 6(15), 1-124.

Dera G., Neige P., Dommergues J.L., Fara E., Laffon R., Pelleverd P. (2010). High-resolution dynamics of Early Jurassic marine extinctions. The case of Pliensbachian-Toarcian ammonites (Cephalopoda). *Journ. of the Geol. Soc. London*, 167, 21-33.

Dietrich D., Scandone P. (1972). The position of the basic and ultrabasic rocks in the tectonic units of the Southern Apennines. *Atti Accad. Pontaniana Napoli*, 21, 61-75.

Di Stefano A., Foresi M.L., Lirer F., Iaccarino S., Turco E., Amore F.O., Mazzei R., Morabito S., Salvatorini F., Abdul Aziz H. (2008). Calcareous plankton high-resolution bio-magnetostratigraphy for the Langhian of the Mediterranean area. *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, 114(1), 51-76.

Di Stefano A., Verducci M., Cascella A., Iaccarino M.S. (2011). Calcareous plankton events at the Early/Middle Miocene transition of DSDP Hole 608: comparison with Mediterranean successions for the definition of the Langhian GSSP. *Stratigraphy*, 8(2-3), 145-161.

Ernst S.R., Guasti E., Dupuis C., Speijer R.P. (2006). Environmental perturbation in the southern Tethys across the Paleocene/Eocene boundary (Dababiya, Egypt): Foraminiferal and clay mineral records. *Marine Micropaleont.*, 60, 89-111.

Festa A., Pini G.A., Dilek Y., Codegone G., Vezzani L., Ghisetti F., Lucente C.C., Ogata K. (2010). Peri-Adriatic mélanges and their evolution in the Tethyan realm. *International Geology Review*, 52(4-6), 369-403.

Foglià C. (1992). Correlazioni microbiostratigrafiche tra alcune successioni Cretaceo-Paleogene del Massiccio del Pollino (Confine Calabro-Lucano). *Studi Geol. Camerti*, 12, 39-55.

Folk R.L. (1974). *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill Publishing Company. Austin, Texas 78703, 184 pp.

Foresi L.M., Iaccarino S., Mazzei R., Salvatorini G. (1998). New data on middle to late Miocene calcareous plankton biostratigraphy in the Mediterranean area. *Riv. Ital. Paleont. Stratigr.*, 104, 95-114.

Fornaciari E., Di Stefano A., Rio D., Negri A. (1996). Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region. *Micropaleontology*, 42(1), 38-64.

- Fornaciari E., Rio D. (1996). Latest Oligocene to early Middle Miocene quantitative calcareous nanofossil biostratigraphy in the Mediterranean region. *Micropaleontology*, 42(1), 1-37.
- Fornelli A., Piccarreta G. (1997). Mineral and chemical provenance in some early Miocene sandstones of the Southern Apennines (Italy). *Eur. J. Min.*, 9, 433-447.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M., Ogg G. (2012). *The Geological Time Scale 2012*. 2-Vol. Set, Elsevier
- Grandjacquet C. (1961). Le «flysch à quartzites» des territoires calabro-lucaniens (Italie méridionale) *Bull. Soc. Géol. France*, s. 7, 3(1), 115-120.
- Grandjacquet C. (1971). Les séries transgressives d'âge oligo-miocène inférieur de l'Apennin méridional; conséquences tectoniques et paléogéographiques. *Bull. Soc. Géol. France*, 13, 315-320.
- Guaiumi C. (2008). *Sedimentology of the Upper Triassic hemipelagic micrites (Lagonegro and Sicani basins)*. Tesi di Dottorato, Università di Padova.
- Guasti E., Kouvenhoven T. J., Brinkhuis H., Speijer R.P. (2005). Paleocene sea-level and productivity changes at the southern Tethyan margin (El Kef, Tunisia). *Marine Micropaleont.*, 55(1-2), 1-17.
- Guerrera F., Martín- Martín M., Perrone V., Tramontana M. (2005). Tectono-sedimentary evolution of the southern branch of the Western Tethys (Maghrebian Flysch Basin and Lucanian Ocean): consequences for Western Mediterranean geodynamics. *Terra Nova*, 17(4), 358-367.
- Gues J., Bartolini A., Spangenberg J., Vicente J.-C., Schaltegger U. (2012). Ammonoid multi-extinction crises during the Late Pliensbachian-Toarcian and carbon cycle instabilities. *Solid Earth Discussions*, 4, 1205-1228.
- Haq B.U., Al-Qahatani A.M., 2005. Phanerozoic cycles of sea level change on the Arabian Platform. *GeoArabia*, 10(2), 127-160
- Hardenbol J., Thierry J., Farley M.B., Jacquin T., de Graciansky P.C., Vail P.R. (1998). Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. In: de Graciansky P.C., Hardenbol J., Jacquin T., Vail P.R. (Eds.) "Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins". SEPM Special Publications 60, 3-13, 763-781, and chart supplements.
- Hilgen F.J., Abdul Aziz H., Bice D., Iaccarino S., Krijgsman W., Kuiper K., Montanari A., Raffi I., Turco E., Zachariasse W.-J., (2005). The Global boundary Stratotype Section and Point (GSSP of the Tortonian Stage, Upper Miocene) at Monte dei Corvi. *Episodes*, 28, 6-17.
- Hilgen F.J., Abels H.A., Iaccarino S., Krijgsman W., Raffi I., Sprovieri R., Turco E., Zachariasse W.J. (2009). The Global Stratotype Section and Point (GSSP) of the Serravallian Stage (Middle Miocene). *Episodes*, 32(3), 152-166.
- Hippolyte J.C., Angelier J., Roure F. (1994). A major geodynamic change revealed by Quaternary stress patterns in the Southern Apennines (Italy). *Tectonophysics*, 230, 199-210.
- Hofmann P., Wagner T. (2010). A warming pulse in the subtropical North Atlantic in response to Oceanic Anoxic Event 1a at ODP Site 641C. *EGU General Assembly 2010*, 1794.
- Hornung T., Brandner R., Krystyn L., Joachimski M.M., Keim L. (2007). Multistratigraphic constraints on the NW Tethyan "Carnian Crisis". In: Lucas G.S., Spielmann J.A. (Eds.), "The Global Triassic". *New Mexico Mus. Nat. Hist. Sci. Bull.*, 41, 59-67.
- Hsü K.J. (1974). Melanges and their distinction from olistostromes. *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineral.*, 19, 321-333.
- Iaccarino S. (1985). Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera. In: Bolli H.M., Saunders J.B., Perch-Nielsen K. (Eds.), "Plankton Stratigraphy". Cambridge University Press, 283-314.
- Iaccarino S.M., Premoli Silva I., Biolzi M., Foresi L.M., Lirer F., Turco E., Petrizzo M.R. (2007). Practical manual of Neogene planktonic foraminifera. Intern. School on Planktonic Foraminifera, 6th course, Perugia 19-23 February 2007, University of Perugia, 181 pp.
- Iaccarino S., Salvadorini G. (1982). A framework of planktonic foraminiferal biostratigraphy for early Miocene to late Pliocene Mediterranean area. *Paleont. Stratigr. Evol.*, Quad. 2, 115-125.
- Ippolito F., Lucini P. (1957). Il Flysch nell'Appennino meridionale. *Boll. Soc. Geol. Ital.* 75(3), 139-167.
- Kouwenhoven T.J., Morigi C., Negri A., Giunta S., Krijgsman W., Rouchy J.-M. (2006). Paleoenvironmental evolution of the eastern Mediterranean during the Messinian: constraints from integrated microfossil data of the Pissouri Basin (Cyprus). *Marine Micropaleontology*, 60, 17-44.

- Kozur H., Bachmann G.H. (2010). The Middle Carnian wet intermezzo of the Stuttgart Formation (Schilfsandstein), Germanic Basin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 290, 107-119.
- Kozur H., Weems R.E. (2010). The biostratigraphic importance of conchostraceans in the continental Triassic of the northern hemisphere. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 334, 315-417.
- Labails C. (2008). *Le marge sud-marocaine et les premières phases d'ouverture de l'océan Atlantique Central*. Thèse de Doctorat Université de Bretagne Occidentale, Brest, 134 p.p.
- Lentini F. (1979). Le Unità Sicilidi della Val d'Agri (Appennino lucano). *Geol. Romana*, 18, 215-224.
- Lentini F. (Ed.) (1991). *Carta geologica del Bacino del Fiume Agri. Regione Basilicata-Dipartimento Assetto del Territorio, S.EL.CA. – Firenze*
- Lirer F., Iaccarino S. (2005). Integrated Stratigraphy (Cyclostratigraphy and Biochronology) of late Middle Miocene deposits in the Mediterranean area and comparison with the North and Equatorial Atlantic Oceans: synthesis of the major results. *Terra Nova*, 17, 338-349.
- Loiacono F., Sbarra R. (1991). Carbonate olistoliths in a foredeep succession, southern Apennines (Miocene). *Giornale di Geol.*, s. 3^a, 53(2), 227-233.
- Lourens I., Hilgen F., Shackleton N.J., Laskar J., Wilson D. (2004a). The Neogene Period. In: Gradstein F., Ogg J., Smith A. et al. (Eds.). "A Geologic Time Scale". Cambridge University Press, 409-440.
- Lourens I., Hilgen F., Shackleton N.J., Laskar J., Wilson D. (2004b). Appendix 2. Orbital tuning calibrations and conversions for the Neogene Period. In: Gradstein F., Ogg J., Smith A. et al. (Eds.). "A Geologic Time Scale". Cambridge University Press, 469-484.
- Malinverno A., Ryan W.B.F. (1986). Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as a result of arc migration driven by sinking of the lithosphere. *Tectonics*, 5, 227-245.
- Mancinelli A., Coccia B. (2002). Biostratigrafia di alcune successioni carbonatiche mesozoiche dell'Alta Val d'Agri (Lucania). *Studi Geol. Camerti*, n.s. 2, 97-125
- Martelli L., Nardi G. (2005). Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, foglio 503 Vallo della Lucania. www.difesa-suolo.regione.campania.it/dmdocuments/Cartografia_CARG/Foglio_503/Foglio_503_Vallo_della_Lucania_Note_Illustrative.pdf
- Martini, E. (1971). Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. In Farinacci A. (Ed.), "Proc. 2nd Planktonic Conference (Roma, 1970)", Ed. Tecnoscienza, 2, 739-777.
- Mastrandrea A., Perri E., Neri C., Russo F. (2003). Conodont biostratigraphy of the Norian-Rhaetian deposits in the Northern Calabria: the Valle Corvino and Grisolia sections. *Boll. Soc. Paleont. Ital.*, 42, 173-182.
- Merola D. (1993). Studio geologico-stratigrafico del Massiccio degli Alburni. I depositi terrigeni del Miocene superiore e loro relazioni con il substrato meso-cenozoico. Tesi di Laurea inedita, Università di Pisa, Facoltà di Scienze Matematiche Fisiche e Naturali, Corso di Laurea in Scienze Geologiche, Anno Accad. 1991-1992, 187 pp.
- Miller K.G., Kominz M.A., Browning J.V., Wright J.D., Mountain G.S., Katz M.E., Sugarman P.-J., Creamer B.S., Christie-Blick N., Pekar S.F. (2005). The Phanerozoic record of global sea-level change. *Science*, 310, 1293-1298.
- Miller K.G., Mountain G.S., Wright J.D., Browning J.V. (2011). A 180-million-year record of sea level and ice volume variations from continental margin and deep-sea isotopic records. *Oceanography*, 24(2), 40-53.
- Montanari A., Carey S., Coccioni R., Deino A. (1994). Early Miocene tephra in the Apennine pelagic sequence: An inferred Sardinian provenance and implications for western Mediterranean tectonics. *Tectonics*, 13(5), 1120-1134.
- Morigi C., Negri A., Giunta S., Kouwenhoven T., Krijgsman W., Blanc-Valleron M.M., Orszag-Sperber F., Rouchy J.M. (2007). Integrated quantitative biostratigraphy of the latest Tortonian-early Messinian Pissouri section (Cyprus): An evaluation of calcareous plankton bioevents. *Geobios*, 40(3), 267-279.
- Moriya K. (2011). Development of the Cretaceous greenhouse climate and the oceanic thermal structure. *Paleontological Research*, 15(2), 78-88.
- Mostardini F., Merlini S. (1986). Appennino centro-meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 35, 177-202.
- Moulin M., Fluteau F., Courtillot V.E., Marsh J., Delpéch G., Quidelleur X., Gérard M. (2010). Is there a

causal relationship between the timing of emplacement of large igneous provinces and their destructive consequences? Constraints from the Lesotho eruptive sequence (Karoo traps). *American Geophysical Union, Fall Meeting 2010, Abstract V13E-2399.*

Moulin M., Fluteau F., Courtillot V.E., Marsh J., Delpech G., Quidelleur X., Gérard M., Jai A.E. (2011). An attempt to constrain the age, duration, and eruptive history of the Karoo flood basalt: Naude's Nek section (South Africa). *Journ. of Geophysical Research*, 116, b07403, doi: 10.1029/2011JB008210.

Muttoni G., Erba E., Kent D.V., Bachdatse V., 2005. Mesozoic Alpine facies deposition as a result of past latitudinal plate motion. *Nature*, 434, 59-63.

Odin G.S., Amorosi A., Tateo F., Coccioni R., Cosca M., Negri A., Pini G.A., Hunziker J.C., 1997. Integrated stratigraphy (biostratigraphy and geochronology) of the early Miocene sequence from the Emilian Apennines (Italy). In: Montanari A., Odin G.S., Coccioni R. (Eds.), "Miocene Stratigraphy. An integrated Approach". Elsevier Science B.V., *Developments in Paleontology and Stratigraphy*, 15, 583-596.

Ogniben L. (1969). Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 8, 453-763.

Pappone G., Casciello E., Cesarano M., D'Argenio B., Conforti A. (2010). Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, foglio 467 Salerno. www.difesa.suolo.regione.campania.it/dmdocuments/Cartografia_CARG/Foglio_467/Foglio_467_Salerno_Note_Illustrative.pdf

Parona C.F. (1936). Qualche appunto per lo studio della fauna miocenica di Montemurro e di Armento (Potenza). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 55(1), 35-38.

Passeri L., Ciarapica G. (2010). Le litofacies permiane e triassiche della Formazione di M. Facito auctt. nell'area del M. Facito (successione di Lagonegro, Appennino meridionale). *Ital. J. Geosci. (Boll. Soc. Geol. Ital.)*, 129(1), 29-50.

Patacca E. (2007). Stratigraphic constraints on the CROP-04 seismic line interpretation: San Fele 1, Monte Foi 1 and San Gregorio Magno 1 wells (Southern Apennines, Italy). In: Mazzotti A., Patacca E., Scandone P. (Eds), "Results of the CROP Project, Sub-project CROP-04 Southern Apennines (Italy)". *Boll. Soc. Geol. Ital. (Ital. J. Geosci.)*, Spec. Issue 7, 185-239.

Patacca E., Sartori R., Scandone P. (1990). Tyrrhenian basin and Apenninic arcs: kinematic relations since Late Tortonian times. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 45, 425-451.

Patacca E., Scandone P. (2001). Late thrust propagation and sedimentary response in the thrust belt-foredeep system of the Southern Apennines (Pliocene-Pleistocene). In: Vai G.B., Martini I.P. (Eds), "Anatomy of a mountain: The Apennines and adjacent Mediterranean basins". *Kluwer Academic Publ.*, 401-440.

Patacca E., Scandone P. (2004). The Plio-Pleistocene thrust belt-foredeep system in the Southern Apennines and Sicily (Southern Apenninic Arc, Italy). In: Crescenti U., D'Offizi S., Merlini S., Sacchi L. (Eds) "Geology of Italy". Special vol. *Ital. Geol. Soc. IGC 32 Florence 2004*, 93-129.

Patacca E., Scandone P. (2007a). Geology of the Southern Apennines. In: Mazzotti A., Patacca E., Scandone P. (Eds) "Results of the CROP Project, Sub-project CROP-04 Southern Apennines (Italy)". *Boll. Soc. Geol. Ital. (Ital. J. Geosci.)*, Spec. Issue 7, 75-119.

Patacca E., Scandone P. (2007b). Constraints on the interpretation of the CROP-04 seismic line derived from Plio-Pleistocene foredeep and thrust-sheet-top deposits (Southern Apennines, Italy). In: Mazzotti A., Patacca E., Scandone P. (Eds) "Results of the CROP Project, Sub-project CROP-04 Southern Apennines (Italy)". *Boll. Soc. Geol. Ital. (Ital. J. Geosci.)*, Spec. Issue 7, 241-256.

Patacca E., Scandone P. (2007c). Geological interpretation of the CROP-04 seismic line (Southern Apennines, Italy). In: Mazzotti A., Patacca E., Scandone P. (Eds), "Results of the CROP Project, Sub-project CROP-04 Southern Apennines (Italy)", *Boll. Soc. Geol. It. (Ital.J.Geosci.)*, Spec. Issue 7(2007), 297-315.

Patacca E., Scandone P., Bellatalla M., Perilli N., Santini U. (1992a). The Numidian-sand event in the Southern Apennines. *Mem. Sci. Geol. già Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova*, all. 43, 297-337.

Patacca E., Scandone P., Bellatalla M., Perilli N., Santini U. (1992b). La zona di giunzione tra l'arco appenninico settentrionale e l'arco appenninico meridionale nell'Abruzzo e nel Molise. In: Tozzi M., Cavinato G.P., Parotto M. (Eds.), "Studi preliminari all'acquisizione dati del profilo CROP 11 Civitavecchia-Vasto, AGIP-CNR-ENEL", *Studi Geol. Camerti, vol.spec.*, 1991-2, 417-441.

Patacca E., Scandone P., De Martino V. (2012). Upper Triassic basinal carbonates between the Molise and Sannio Nappes near Frosolone (Duronio, Molise): geological implications. *Rend. Online Soc. Geol.*

Ital., 23, 83-89.

Patacca E., Scandone P., Di Luzio E., Cavinato G.P., Parotto M. (2008). Structural architecture of the Central Apennines: Interpretation of the CROP 11 seismic profile from the Adriatic coast to the orographic divide. *Tectonics*, 27, TC3006, doi: 10.1029/2005TC001917.

Perri E., Mastrandrea A., Neri C., Russo F. (2003). A micrite-dominated Norian carbonate platform from Northern Calabria (Southern Italy). *Facies*, 49, 101-118.

Perrone V. (1987). I depositi miocenici della dorsale di Monte Soprano (Appennino Campano): segnalazione di vulcanismo andesitico e nuova interpretazione. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 106, 3-12.

Pescatore T., Renda P., Schiattarella M., Tramutoli M. (1999). Stratigraphic and structural relationships between Meso-Cenozoic Lagonegro basin and coeval carbonate platforms in southern Apennines, Italy. *Tectonophysics*, 315, 269-286.

Pescatore T., Renda P., Tramutoli M., 1988. Rapporti tra le unità lagonegresi e le unità sicilidi nella media Valle del Basento, Lucania (Appennino meridionale). *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 41, 353-361.

Pieri P., Gallicchio S., Sabato L., Tropeano M. (2011). Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, foglio 471 Irsina. www.isprambiente.gov.it/Media/carg/note_illustrative/471_Irsina.pdf

Raffi I., Backman J., Fornaciari E., Pälke H., Rio D., Lourens L., Hilgen F. (2006). A review of calcareous nannofossil astrobiochronology encompassing the past 25 million years. *Quaternary Sc. Reviews*, 25(23-24), 3113-3137.

Raspini A (2012). Shallow water carbonate platforms (Late Aptian-Early Albian), Southern Apennines) in the context of supraregional to global changes: re-appraisal of palaeoecological events as reflectors of carbonate factory response. *Solid Earth*, 3, 225-249.

Reggiani L., Bertinelli A., Ciarapica G., Marcucci M., Passeri L., Ricci C., Rigo M. (2005). Triassic-Jurassic stratigraphy of the Madonna del Sirino succession (Lagonegro Basin, Southern Apennines, Italy). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 124, 281-291.

Rigo M., Preto N., Roghi G., Tateo F., Mietto P. (2007). A rise in the Carbonate Compensation Depth of western Tethys in the Carnian (Late Triassic). Deep-water evidence for the Carnian Pluvial Event. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 246(2-4), 188-205.

Rio D., Raffi I., Villa G. (1990). Pliocene-Pleistocene calcareous nannofossil distribution patterns in the western Mediterranean. *Proc. ODP, Sci. Results*, 107: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 513-533.

Roghi G., Gianolla P., Minarelli L., Pilati C., Preto N. (2010). Palynological correlation of Carnian humid pulses through western Tethys. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 290(1-4), 89-106.

Rosenbaum G., Lister G.S., Dubioz C. (2002). Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics*, 359, 117-129.

Roure F., Casero P., Vially R. (1991). Growth processes and melange formation in the southern Apennines accretionary wedge. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 102, 395-412.

Russo M., Zupetta A., Guida A. (1995). Alcune precisazioni stratigrafiche sul Flysch del Cilento (Appennino meridionale). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 114, 353-359.

Sabato L., Gallicchio S., Pieri P., Salvini G., Scotti P. (2007). Cretaceous anoxic events in the "argilliti e radiolariti di Campomaggiore" unit (Lagonegro-Molise basin, southern Italy). In: Mazzotti A., Patacca E., Scandone P. (Eds.), "Results of the CROP Project, Sub-project CROP-04 Southern Apennines (Italy)", *Boll. Soc. Geol. It. (Ital.J.Geosci.)*, Spec. Issue 7, 57-74.

Sahabi M., Aslanian D., Olivet J.L. (2004). Un nouveau point de départ pour l'histoire de l'Atlantique. central. *Comptes Rendus Geoscience*, 336(12), 1041-1052.

Santo A. (1988). Ricerche sul Terziario dei M. Alburni (Campania). *Atti del 74° Congr. Naz. Soc. Geol. Ital.:* "L'Appennino campano-lucano nel quadro geologico dell'Italia meridionale", (Sorrento 13-17 sett. 1988), *Extended Abstracts A*, 481-485.

Santo A. (1996). Le ruditi dei Monti Alburni nel quadro dell'evoluzione altomiocenica dell'Appennino campano. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 115, 519-528.

Santo A., Sgrosso I. (1988). La formazione del Torrente Raganello: secondo ciclo sedimentario miocenico nel gruppo del Pollino (Calabria). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 107, 413-424.

- Sartoni S., Crescenti U. (1961). Ricerche biostratigrafiche nel Mesozoico dell'Appennino meridionale. *Giornale Geol.*, s. 2, 29, 161-302.
- Scandone P. (1967). Studi di geologia lucana: la serie calcareo-silico-marnosa e i suoi rapporti con l'Appennino Calcareo. *Boll. Soc. Natur. Napoli*, 76, 301-469.
- Scandone P. (1972). Studi di geologia lucana: carta dei terreni della serie calcareo-silico-marnosa e note illustrative. *Boll. Soc. Natur. Napoli*, 81, 225-300.
- Scandone P. (1975). Triassic seaways and the Jurassic Tethys Ocean in the Central Mediterranean Area. *Nature*, 256, 117-119.
- Scandone P., Sgrosso I. (1964). Il Mesozoico nel gruppo montuoso dell'Acellica (M. Picentini-Salerno). *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 4, 1-8.
- Scandone P., Sgrosso I. (1965). Sulla paleogeografia della Penisola Sorrentina dal Cretacico superiore al Miocene. *Boll. Soc. Natur. Napoli*, 74, 159-177.
- Scandone P., Sgrosso I., Bruno F. (1963). Appunti di geologia sul Monte Bulgheria (Salerno). *Boll. Soc. Natur. Napoli*, 72, 19-27.
- Schlanger S.O., Premoli Silva I. (1986). Oligocene sea-level falls recorded in mid-Pacific atoll and archipelagic apron settings. *Geology* 14, 392-395.
- Schlager W., Schöllender W. (1974). Das Prinzip stratigraphischer Wenden in den Schichtfolge der Nördlicher Kalkalpen. *Mitt. Geol. Gesell. Wien*, 66/67, 165-193.
- Sella M., Turci C., Riva A. (1988). Sintesi geopetrolifera della Fossa Bradanica (avanfossa della catena appenninica meridionale). *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 41, 87-107.
- Selli R. (1957). Sulla trasgressione del Miocene nell'Italia meridionale. *Giornale Geol.*, s. 2, 26, 1-54.
- Selli R. (1962). Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia Meridionale. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 3, 733-789.
- Sgrosso I. (1986). Criteri ed elementi per una ricostruzione paleogeografica delle zone esterne dell'Appennino centro-meridionale. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 35, 203-219.
- Sgrosso I. (1988). Nuovi dati biostratigrafici sul Miocene del M. Alpi (Lucania) e conseguenti ipotesi paleogeografiche. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 41, 343-351.
- Sgrosso I., Bonardi G., Amore F.O., Ascione A., Castellano M.C., De Vita P., Di Donato V., Morabito S., Parente M., Pescatore E., Putignano M.L., Sandulli R., Schiattarella M., Tescione M. (2010). Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, foglio 504 Sala Consilina. www.isprambiente.gov.it/Media/carg/504_SALA_CONSILINA/Foglio.html
- Simms M.J., Ruffel A.H. (1989). Synchronicity of climatic change and extinctions in the Late Triassic. *Geology*, 17, 265-268.
- Simone L., Bravi S., Carannante G., Masucci I., Pomoni-Papaioannou F. (2012). Arid versus wet climatic evidence in the "middle Cretaceous" calcareous successions of the Southern Apennines. *Cretaceous Research*, 36, 6-23.
- Snedden J.W., Liu C. (2011). Recommendations for a uniform chronostratigraphic designation system for Phanerozoic depositional sequences. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 95, 1095-1122.
- Sprovieri R. (1992). Mediterranean Pliocene biochronology: an high resolution record based on quantitative planktonic foraminifera distribution. *Riv. Ital. Paleont. Stratigr.*, 98, 61-100.
- Sprovieri R. (1993). Pliocene-early Pleistocene astronomically forced planktonic abundance fluctuations and chronology of Mediterranean calcareous plankton bio-events. *Riv. Ital. Paleont. Stratigr.*, 99(3), 371-414.
- Sprovieri R., Bonomo S., Caruso A., Di Stefano A., Di Stefano E., Foresi L.M., Iaccarino S.M., Lirer F., Mazzei R., Salvatorini G. (2002). An integrated calcareous plankton biostratigraphic scheme and biochronology for the Mediterranean Middle Miocene. *Riv. Ital. Paleont. Stratigr.*, 108, 337-353.
- Stefani M., Furin S., Gianolla P. (2010). The changing climate framework and depositional dynamics of Triassic carbonate platforms from the Dolomites. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 290, 43-57.

- Storey M., Duncan R.A., Swisher III C.C. (2007). Paleocene-Eocene Thermal Maximum and the opening of the northeast Atlantic. *Science*, 316, 587-589.
- Sykora M., Siblík M., Soták J. (2011). Siliciclastics in the Upper Triassic dolomite formations of the Krizna Unit (Mola Fatra Mountains, Western Carpatians): constraints for the Carnian Pluvial Event in the Fatra Basin. *Geologica Carpathica*, 62(2), 121-138.
- Taddei A., Siano M.G. (1992). Analisi biostratigrafica e considerazioni paleoecologiche sulla successione neogenica del Monte Alpi (Lucania). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 111, 255-272.
- Trecalli A., Spangenberg J., Adatte T., Föllmi K.B., Parente M. (2012). Carbonate platform evidence of ocean acidification at the onset of the early Toarcian oceanic anoxic event. *Earth and Planetary Sci. Letters*, 357-358, 214-225.
- Turco E., Cascella A., Gennari R., Hilgen F.J., Iaccarino M.S., Sagnotti L. (2011). Integrated stratigraphy of the La Vedova section (Conero Riviera, Italy) and implications for the Burdigalian/Langhian boundary. *Stratigraphy*, 8(2-3), 89-110.
- Vecchio E., Barattolo F., Hottinger L. (2007). Alveolina horizons in the Trentinara Formation (Southern Apennines, Italy): Stratigraphic and paleogeographic implications. *Riv. Ital. Paleont. Stratigr.*, 113(1), 21-42.
- Vezzani L. (1966). La sezione tortoniana di Perosa sul fiume Sinni presso Episcopia (Potenza). *Geol. Romana*, 5, 263-290.
- Vezzani L. (1967). Stratigrafia della formazione tortoniana di Oriolo (Cosenza). *Geol. Romana*, 6, 87-120.
- Vezzani L. (1969). La Formazione del Frido (Neocomiano-Aptiano) tra il Pollino e il Sinni (Lucania). *Geol. Romana*, 8, 129-176.
- Vitale S., Fedele L., Tramparulo F., Ciarcia S., Mazzoli S., Novellino A. (2013). Structural and petrological analyses of the Frido Unit (southern Italy): New insights into the early tectonic evolution of the southern Apennines-Calabrian Arc system. *Lithos*, 168-169, 219-235.
- Volpini P. 1993. La successione mesozoico-terziaria dei Monti Alburni. Rapporti tra carbonati di piattaforma e depositi silicoclastici. Tesi di Laurea inedita, Università di Pisa, Facoltà di Scienze Matematiche Fisiche e Naturali, Corso di Laurea in Scienze Geologiche, Anno Accad. 1991-1992, 200 pp.
- Wade B.S., Pearson P.N., Berggren W.A., Pälike H. (2011). Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration of the geomagnetic polarity and astronomical time scale. *Earth-Science Reviews*, 104(1-3), 111-142.
- Wagner T. (2010). Hyperthermal climate events in the Mesozoic-Palaeogene greenhouse world: current status, challenges, novel approaches (Invited). AGU, Fall Meeting 2010, Abstracts PP21E-01.
- Westerhold T., Röhl U., Raffi I., Fornaciari E., Monechi S., Reale V., Bowles J., Evans H.F. (2008). Astronomical calibration of the Paleocene time. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 257(4), 377-403.
- Wezel F.C. (1970). Numidian Flysch: an Oligocene-early Miocene continental rise deposit off the African Platform. *Nature*, 228, 275-276.
- 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.
- Zachos J.C., Pigani M., Sloan L., Thomas E., Billups K. (2001). Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65Ma to Present. *Science*, 292, 686-693.
- Zachos J.C., Röhl U., Schelleberg S.A., Sluijs A., Hodell D.A., Kelly D.C., Thomas E., Nicolo M., Raffi I., Lourens L.J., McCarren H., Kroon D. (2005). Rapid acidification of the Ocean during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. *Science*, 308, 1611-1615.
- Zuppetta A., Russo M., Turco E. (1984). Alcune osservazioni sulle "Tufiti di Tusa" nell'area compresa tra la Valsinni e Rocca Imperiale (confine calabro-lucano). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 103, 623-627.