ISPRA

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D' ITALIA
Organo Cartografico dello Stato (legge n°68 del 2.2.1960)

NOTE ILLUSTRATIVE della CARTA GEOLOGICA D'ITALIA alla scala 1:50.000

foglio 302
TOLENTINO

A cura di:
G. Deiana[1]

Con i contributi di:*
M. Chiocchini[1], P. Didaskalou[1], S. Galdenzi[2], E. Pistolesi[2], M. Potetti[1], A. Romano[1], M. Roscioni[2] *(stratigrafia)*
G. Pambianchi[1] *(depositi continentali e geomorfologia)*
S. Galdenzi[2], S. Mazzoli[3], E. Turco[1] *(tettonica)*
E. Le Pera[4], S. Critelli[4] *(petrologia delle areniti)*
G. Pambianchi[1], E. Pistolesi[2] *(aspetti applicativi)*

* Contributo degli Autori specificato nell'Introduzione
(1) Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Camerino;
(2) Libero Professionista - rilevatore a contratto;
(3) Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Napoli "Federico II";
(4) Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi della Calabria.

Ente realizzatore

Regione Marche
SERVIZIO AMBIENTE E PAESAGGIO
Posizione di Funzione
Informazioni Territoriali e Beni Paesaggistici

PROGETTO CARG

Direttore del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA:
A. TODISCO

Responsabile del Progetto CARG per ISPRA - Servizio Geologico d'Italia:
F. GALLUZZO

Responsabile del Progetto CARG per la Regione Marche:
M. PRINCIPI

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA:

Revisione scientifica:
A. Cacciuni, F. Capotorti, D. Delogu, P. Gambino, C. Muraro, S. Nisio

Coordinamento cartografico:
D. Tacchia (coord.)**, S. Grossi**

Revisione informatizzazione dei dati geologici:
L. Battaglini, C. Cipolloni, D. Delogu; M. C. Giovagnoli (ASC)

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

M. Vatovec, S. Grossi

PER LA REGIONE MARCHE

Allestimento editoriale e cartografico:
P. P. Pierantoni[1]

Informatizzazione e allestimento per la stampa dalla Banca Dati
L. Carmignani[5]**, B. Graziosi**[5]
(5) - *Centro di GeoTecnologie, Università di Siena*

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:
M. T. Lettieri - Servizio Geologico d'Italia - ISPRA

Si ringraziano i componenti del precedente Comitato Geologico Nazionale per il loro contributo scientifico

Stampa: **A.T.I.** - **S.EL.CA.** srl - **L.A.C.** srl - **SYSTEMCART** srl - **2009**

PROGETTO CARG

INDICE

I - INTRODUZIONE ..... Pag. 7

II - STUDI PRECEDENTI ..... » 9

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO E CENNI DI GEOMORFOLOGIA ..... » 13

IV - STRATIGRAFIA ..... » 19
1. - BIOSTRATIGRAFIA E CRONOSTRATIGRAFIA ..... » 19
2. - SUCCESSIONE GIURASSICA ..... » 26
2.1. - Calcare massiccio (**MAS**) ..... » 26
2.2. - Successioni condensate ..... » 27
2.2.1. - *Gruppo del Bugarone* (**BU**) ..... » 27
2.3. - Successioni complete ..... » 29
2.3.1. - Corniola (**COI**) ..... » 29
2.3.2. - Rosso ammonitico (**RSA**) ..... » 30
2.3.3. - Calcari a Posidonia (**POD**) ..... » 30
2.3.4. - Calcari diasprigni (**CDU**) ..... » 31
2.3.4.1. - Membro selcifero ($\mathbf{CDU_1}$) ..... » 31
2.3.4.2. - Membro dei calcari a Saccocoma ed Aptici ($\mathbf{CDU_2}$) ..... » 31
2.4. - Successioni composte ..... » 31
3. - SUCCESSIONE CRETACICO-OLIGOCENICA ..... » 32
3.1. - Maiolica (**MAI**) ..... » 32
3.2. - Marne a Fucoidi (**FUC**) ..... » 33
3.3. - Scaglia bianca (**SBI**) ..... » 34
3.4. - Scaglia rossa (**SAA**) ..... » 35
3.5. - Scaglia variegata (**VAS**) ..... » 36
3.6. - Scaglia cinerea (**SCC**) ..... » 37
4. - SUCCESSIONE MIOCENICA ..... » 38
4.1. - Bisciaro (**BIS**) ..... » 38
4.2. - Schlier (**SCH**) ..... » 39

BACINO DI CAMERINO

4.3. - Formazione di Camerino (**FCI**) ..... » 41
4.3.1. - *litofacies arenaceo-conglomeratica* ($\mathbf{FCI_b}$) ..... » 42
4.3.2. - *litofacies pelitico-arenacea* ($\mathbf{FCI_e}$) ..... » 42
4.3.3. - *litofacies pelitica* ($\mathbf{FCI_f}$) ..... » 43
4.3.4. - *litofacies arenaceo-pelitica* ($\mathbf{FCI_d}$) ..... » 43
4.4. - Formazione gessoso-solfifera (**GES**) ..... » 44

PROGETTO CARG

Bacino di Aliforni-San Severino

4.5. - Formazione della Laga-membro pre-evaporitico (**LAG$_1$**)....Pag. 46
4.5.1. - *litofacies arenaceo-pelitica* (**LAG$_{1d}$**)..... » 46
4.5.2. - *litofacies arenacea* (**LAG$_{1c}$**)..... » 47
4.5.3. - *litofacies pelitico-arenacea* (**LAG$_{1e}$**)..... » 47
4.6. - Formazione gessoso-solfifera (**GES**)..... » 48
4.7. - Formazione di San Donato (**FSD**)..... » 49
4.7.1. - *litofacies pelitico-arenacea* (**FSD$_e$**)..... » 49
4.7.2. - *litofacies arenaceo-pelitica* (**FSD$_d$**)..... » 49

Area di Tolentino

4.8. - Formazione gessoso-solfifera (**GES**)..... » 51
4.9. - Formazione della Laga-membro post-evaporitico (**LAG$_3$**).... » 51

Area di Cingoli-Avenale

4.10. - Formazione a Colombacci (**FCO**)..... » 52
4.10.1. - *litofacies arenaceo-conglomeratica* (**FCO$_b$**)..... » 53
4.10.2. - *litofacies arenacea* (**FCO$_c$**)..... » 53
4.10.3. - *litofacies arenaceo-pelitica* (**FCO$_d$**)..... » 54
4.10.4. - *litofacies pelitico-arenacea* (**FCO$_e$**)..... » 54
5. - SUCCESSIONE PLIOCENICA..... » 54
5.1. - Formazione delle Argille azzurre (**FAA**)..... » 54
5.1.1. - *Membro delle arenarie di Borello* (**FAA$_2$**)..... » 56
6. - SEQUENZE DEPOSIZIONALI DELLA SUCCESSIONE MIO-PLIOCENICA ..... » 57
7. - DEPOSITI CONTINENTALI..... » 60
7.1. - Sintema del Fiume Musone (**MUS**)..... » 60
7.2. - Sintema di Matelica (**MTI**)..... » 61
7.3. - Supersintema di Colle Ulivo-Colonia Montani (**AC**)..... » 62
7.4. - Sintema di Urbisaglia (**URS**)..... » 63

V - PETROLOGIA DELLE ARENITI..... » 65
1. - COSTITUENTI FONDAMENTALI DELLO SCHELETRO. » 65
2. - COSTITUENTI FONDAMENTALI DEGLI INTERSTIZI.... » 69
3. - FORMAZIONE DI CAMERINO..... » 71
4. - FORMAZIONE DELLA LAGA - MEMBRO PRE-EVAPORITICO ..... » 71
5. - FORMAZIONE DELLA LAGA - MEMBRO POST-EVAPORITICO ..... » 74
6. - FORMAZIONE A COLOMBACCI..... » 74

PROGETTO CARG

7. - FORMAZIONE DELLE ARGILLE AZZURRE-
MEMBRO DELLE ARENARIE DI BORELLO ..... Pag. 75

VI - EVOLUZIONE TETTONO-SEDIMENTARIA ..... » 77

VII - TETTONICA ..... » 81
1. - STRUTTURE PRE-OROGENICHE ..... » 81
2. - STRUTTURE COMPRESSIVE ..... » 92
2.1. - Sinclinale di Camerino ..... » 92
2.2. - Anticlinale di M. San Vicino ..... » 93
2.3. - Sinclinorio di Aliforni-San Severino ..... » 94
2.4. - Sovrascorrimento di Apiro-Granali ..... » 95
2.5. - Anticlinale di Cingoli ..... » 97
2.6. - Anticlinale di Strada ..... » 98
3. - CRONOLOGIA DELLA DEFORMAZIONE COMPRESSIVA ..... » 99

VIII - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATIVA ..... » 101

BIBLIOGRAFIA ..... » 105

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO CARG

I - INTRODUZIONE

Il Foglio 302 «Tolentino» della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 è stato realizzato nell'ambito del Progetto CARG, a seguito di convenzione tra Servizio Geologico d'Italia (Dipartimento dei Servizi Tecnici Nazionali - Presidenza del Consiglio dei Ministri) e Regione Marche.

L'area del Foglio - che è stata oggetto in passato di rilevamenti per due edizioni dei Fogli 117 Jesi (1933 e 1966) e 124 Macerata (1933 e 1967) della Carta Geologica Ufficiale in scala 1:100.000 - ricade nell'Appennino umbro-marchigiano di cui occupa un settore a cavallo tra la dorsale appenninica e l'antistante fascia pedemontana. Nella prima rientrano la porzione centro-orientale della depressione intrappenninica di Camerino e la ruga esterna appenninica che fa capo al gruppo montuoso del San Vicino, entrambe allungate in direzione NNW-SSE. Alla fascia pedemontana appartengono la depressione di Aliforni-S. Severino e più ad oriente la dorsale di Cingoli, cui segue verso est una fascia di bassi rilievi dalla quale emerge la parte meridionale della dorsale minore di Strada-Bellafuglia e la piccola dorsale di Treia.

La carta geologica in scala 1:50.000 è stata prodotta sulla base dei rilevamenti *ex novo* in scala 1:10.000 effettuati nel periodo 1996-1999.

I rilevamenti del substrato pre-quaternario sono stati condotti seguendo il criterio litostratigrafico e dell'analisi di *facies*, al fine del riconoscimento dei paleoambienti e della loro evoluzione spazio-temporale. È stata effettuata una revisione critica delle unità litostratigrafiche note in letteratura: in molti casi ciò

ha portato a ulteriori suddivisioni delle unità stesse, in altri a un aggiornamento della denominazione esistente anche se si è cercato di conservare, ove possibile, il vecchio nome delle unità. Alcune unità sono nuove.

Per i depositi continentali quaternari è stata elaborata una suddivisione in *sintemi*. Questa suddivisione è ispirata a cicli identificabili per i sedimenti alluvionali, che rappresentano i depositi continentali più importanti dell'area marchigiana e per i quali è possibile una classificazione in termini di UBSU (*Unconformity Boundary Sedimentary Units*). Nello schema proposto, pur con le cautele derivanti dalla incertezza di alcune attribuzioni cronologiche, ogni maggiore evento deposizionale, insieme alla successiva reincisione, è stato attribuito a un sintema. Ai vari sintemi si è cercato poi di attribuire gli altri depositi continentali (detriti di versante, depositi eluvio-colluviali, ecc.).

Le successioni torbiditiche sono state distinte in base al bacino di appartenenza.

Per quanto riguarda gli schemi biozonali sono state utilizzate biozonazioni precedentemente elaborate per l'area umbro-marchigiana e ampiamente collaudate a scala regionale.

Alla stesura delle Note hanno collaborato con il coordinatore i seguenti autori:

Inquadramento geologico e cenni di geomorfologia (**Titolo III**): G. Pambianchi; Successione giurassica (**Titolo IV**, **Cap**. **2**): M. Chiocchini, S. Galdenzi; Successione cretacico-oligocenica (**Titolo IV**, **Cap 3**): E. Pistolesi, M. Potetti, M. Roscioni; Successione miocenica (**Titolo IV**, **Cap 4**): M. Potetti, A. Romano; Successione pliocenica (**Titolo IV**, **Cap 5**): P. Didaskalou, E. Pistolesi; Tettonica (**Titolo VII**): S. Galdenzi, S. Mazzoli, E. Turco.

Inoltre M. Chiocchini, M. Potetti hanno curato il capitolo della Biostratigrafia e Cronostratigrafia (**Titolo IV**, **Cap**. **1**); P. Didaskalou, M. Potetti quello delle Sequenze deposizionali della successione mio-pliocenica (**Titolo IV**, **Cap**. **6**); G. Pambianchi quello dei Depositi continentali (**Titolo IV**, **Cap. 7**); E. Le Pera, S. Critelli si sono occupati della Petrologia delle areniti (**Titolo V**) e G. Pambianchi, E. Pistolesi degli Elementi di Geologia tecnica e applicativa (**Titolo VIII**).

L'*editing* delle Note è stato curato da P.P. Pierantoni.

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

II - STUDI PRECEDENTI

Il settore della catena appenninica in cui ricade il Foglio Tolentino è stato oggetto di studio da parte di molti ricercatori fin dalla fine dell'800. In particolare Canavari, in alcuni importanti lavori (1878a, 1878b, 1879, 1880, 1881, 1882), ha posto le prime basi della stratigrafia dell'area, attraverso l'analisi dei caratteri litostratigrafici dei corpi rocciosi affioranti, il rinvenimento e lo studio dei macrofossili. Di poco successivi sono il lavoro di Bonarelli (1893) relativo allo studio paleontologico-stratigrafico delle unità liassiche e i contributi di Mariani (1900, 1902) alle conoscenze geologiche del camerinese.

Tra i vecchi lavori vanno ricordati anche quello di Fabiani (1920) sulle condizioni geologiche dell'area di San Severino, quelli di Fossa Mancini (1921 a e b) sui caratteri paleontologici del *Calcare massiccio* e sulla geologia dell'area di Frasassi e, in particolare, quello a carattere geologico-geomorfologico di Ugolini (1924), nel quale per la prima volta viene evidenziato il rovesciamento delle unità mesozoiche costituenti la dorsale ad occidente della depressione di Camerino.

Più tardi (Sacco & Bonarelli, 1936) vedono la luce le Note illustrative relative al primo rilevamento dei Fogli Macerata e Jesi.

La prima organica e moderna trattazione delle problematiche geologiche (stratigrafico-strutturali e applicative) della regione marchigiana si deve comunque ai lavori di Selli (1950, 1954). Nella fase di ricerche che segue meritano di essere segnalati gli studi di Carloni, che in due lavori successivi (1960, 1964), illustra la stratigrafia e l'assetto strutturale dell'*anticlinale di Cingoli* (la cui prosecuzione

meridionale è descritta in Moretti & Stampanoni, 1966) e quello di Damiani (1968) che inquadra l'assetto strutturale del gruppo del M. S. Vicino.

Un quadro conoscitivo più completo della geologia dell'area proviene dalla nuova edizione dei Fogli Jesi (1966) e Macerata (1967) della Carta Geologica d'Italia, corredata con le relative Note Illustrative (Moretti, 1964; Carloni *et alii*, 1971), che ha costituito la base per il successivo fiorente sviluppo degli studi geologici, i quali acquistano ormai un carattere sempre più specializzato. Così numerose ricerche sono focalizzate sui caratteri sedimentologici e stratigrafici delle *facies* carbonatiche giurassiche (Colacicchi & Pialli, 1969; 1974; Centamore *et alii,* 1969; 1971), le quali risultano organizzate in successioni tra loro differenziate in relazione alla tettonica sinsedimentaria che porta alla individuazione del margine meridionale della Neotetide.

Ulteriori approfondimenti di questo aspetto della ricerca hanno condotto a dettagliate ricostruzioni paleogeografiche e dei processi tettono-sedimentari nell'ambito di ricerche localizzate, tra le quali spiccano quelle di Coltorti (1980), Bosellini & Coltorti (1980), Galdenzi (1986, 1988) e Di Bucci *et alii,* (1994). In particolare Bosellini & Coltorti riconoscono un quadro paleogeografico estremamente frammentato e privo di un ben definito *trend* strutturale, mentre Galdenzi (1988) ritiene che l'assetto paleotettonico del Giurassico sia il risultato dell'azione di due famiglie di faglie principali, orientate ESE-WNW e NNE-SSW. In questo ambito, particolarmente importanti per l'analisi dei processi paleotettonici e sedimentari sono risultati gli studi integrati di sedimentologia e biostratigrafia ad ammoniti (Santantonio, 1993).

L'analisi stratigrafica e sedimentologica dei terreni mio-pliocenici ha rappresentato un altro importante filone di studio, sviluppatosi nell'area nel quadro del progresso delle conoscenze sulla evoluzione sedimentaria dei bacini sintettonici neogenici dell'Appennino (Ricci Lucchi, 1975; 1986, Ori *et alii,* 1991). Tra i numersoi lavori relativi a queste tematiche si ricordano quelli di Carloni *et alii,* (1974), di Borsetti *et alii,* (1974), di Cantalamessa *et alii,* (1980, 1981; 1982) e di Monaco (1983) riguardanti i depositi messiniani del «bacino marchigiano esterno», i lavori di Calamita *et alii* (1977 e 1979 a e b) relativi ai sedimenti miocenici del *bacino di Camerino* e quelli di Centamore *et alii,* (1978), Cantalamessa *et alii,* (1986a) e Chiocchini & Cipriani (1986) che costituiscono una sintesi delle conoscenze sui bacini minori torbiditici dell'Appennino umbro-marchigiano.

Detti lavori, frutto di rilevamenti geologici condotti con i criteri proposti per l'analisi di *facies* (Mutti & Ricci Lucchi, 1972, 1975) e spesso corredati di carte geologiche di dettaglio, rappresentano importanti documenti per la comprensione dell'evoluzione tettono-sedimentaria dei bacini torbiditici periadritici.

Nelle ricerche più recenti (Bassetti *et alii,* 1994) i depositi messiniani sono analizzati in chiave stratigrafico-fisica secondo un approccio adottato in altri settori dell'avanfossa appenninica (Roveri *et alii*, 1998).

PROGETTO CARG

Per quanto riguarda i sedimenti pliocenici (affioranti solo nell'estrema porzione orientale del Foglio), i lavori di riferimento sono tutt'ora quelli di Cantalamessa *et alii,* (1986b) e di Ori *et alii,* (1991). In questi lavori vengono descritti il *pattern* stratigrafico, i sistemi deposizionali e l'assetto tettonico dell'avanfossa periadriatica nelle ultime fasi della sua storia.

Accanto agli studi sedimentologico-stratigrafici un grosso impulso hanno avuto, negli ultimi due decenni, le ricerche di tipo strutturale. Importanti contributi alle conoscenze dell'assetto geometrico e dello stile tettonico, derivanti dalle deformazioni neogeniche, si trovano in Calamita & Deiana (1986, 1988) e Menichetti (1991), mentre in Calamita *et alii,* (1989, 1990, 1991) viene affrontato il problema dell'età della deformazione compressiva. Nell'ultimo lavoro inoltre, sulla base dello studio dei profili sismici a riflessione, viene riconosciuto in profondità, in corrispondenza del Gruppo del M. S. Vicino, il *sovrascorrimento dei M. Sibillini*, di recente ipotizzato anche in superficie da Barchi *et alii,* (1996) in un lavoro che analizza l'assetto strutturale e la storia deformativa del gruppo montuoso suddetto. Più recentemente Scisciani (1998) e Scisciani *et alii,* (2000) evidenziano l'importanza delle faglie distensive mioceniche (già ipotizzate da Calamita & Deiana, 1980, nel *bacino di Camerino*) nella strutturazione neogenica, mentre Cello *et alii,* (1996) e Marchegiani (1998) analizzano le strutture sinsedimentarie cretacico-paleogeniche e il loro ruolo nella evoluzione pre-orogenica di questo settore della catena appenninica.

Tra gli altri contributi si sottolineano i risultati dell'analisi mesostrutturale dei conglomerati tardo-messiniani appoggiati sulle unità paleogeniche del fianco orientale dell'*anticlinale di Cingoli* (Calamita *et alii,* 1987) e i dati di uno studio integrato, strutturale e paleomagnetico, relativo ai *thrust sheet* di M. S. Vicino e di Cingoli-Staffolo (Calamita *et alii*, 1996).

Di carattere geologico più generale è, infine, il lavoro di Ciancetti & Nanni (1989) relativo all'area di Cingoli.

Un commento a parte meritano i depositi continentali (alluvioni, detriti stratificati, coperture colluviali) con le problematiche connesse alla loro evoluzione, alla loro definizione cronologica ed ai loro rapporti. Le ricerche finora condotte (Alessio *et alii*, 1979; Biondi & Coltorti, 1982; Dramis, 1983; Gentili & Pambianchi, 1987; Coltorti & Dramis, 1988; Cilla, 1990; Calderoni *et alii*, 1991; Coltorti *et alii*, 1991; Cilla *et alii*, 1994, Coltorti, 1997), pur con le cautele legate all'incertezza di alcune definizioni cronologiche, portano ad una attribuzione dei processi di aggradazione valliva e della genesi dei detriti stratificati (che con i depositi alluvionali talora si interdigitano) alle fasi fredde del Quaternario, e dei fenomeni di reincisione e terrazzamento alle fasi temperate.

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO CARG

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO E CENNI DI GEOMORFOLOGIA

Il Foglio Tolentino ricade nel settore centrale dell'*Appennino umbro-marchigiano*, una catena a pieghe e sovrascorrimenti che occupa le zone esterne dell'Appennino settentrionale. Esso è ubicato a cavallo tra la dorsale montuosa (Appennino propriamente detto) e la fascia pedemontana adriatica, in un'area quindi di passaggio tra il fronte montuoso della catena e l'antistante avanfossa mio-pliocenica.

Detta area costituisce un settore chiave per la comprensione dell'evoluzione delle zone esterne dell'orogeno appenninico per i seguenti motivi:

1) la culminazione assiale della ruga esterna appenninica in corrispondenza del Gruppo del Monte San Vicino rende possibile lo studio dei caratteri stratigrafici e strutturali delle unità più antiche della copertura sedimentaria umbro-marchigiana e la definizione dell'assetto paleotettonico di questo settore del margine afro-adriatico;
2) la diffusione dei sedimenti marini messiniani e pliocenici (questi ultimi discordanti sulle strutture carbonatiche) ha consentito una registrazione pressoché continua della storia deformativa neogenica delle zone esterne della catena appenninica;
3) per l'evoluzione geologico-strutturale delle zone esterne di una catena collisionale, quello della terminazione della catena (*thrust front*) e dei suoi rapporti con l'antistante avanfossa è uno dei problemi più rilevanti.

La successione stratigrafica umbro-marchigiana riflette l'evoluzione del margine di Adria a partire dal Trias. La sequenza inferiore, essenzialmente carbonatica (Trias - Eocene), con le sue variazioni verticali e laterali, è riferibile alla individuazione ed evoluzione di un margine passivo da un ambiente di tipo continentale a uno di piattaforma carbonatico-evaporitica, a uno di tipo pelagico. La sequenza emipelagica che segue, il cui tetto è via via più giovane verso l'esterno (Burdigaliano *pp*. nel "bacino umbro" ad ovest, Tortoniano- Messiniano *pp*. nel "bacino marchigiano esterno" ad est), segna l'inizio della flessurazione della litosfera dell'avanpaese, identificando la rampa che lega quest'ultimo all'avanfossa. Le sequenze torbiditiche che chiudono la successione sono anch'esse gradualmente più giovani verso l'esterno (*Formazione marnoso-arenacea* di età Burdigaliano *p.p.* - Tortoniano inferiore ad ovest, unità torbidiche plioceniche ad est) e segnano la progressiva migrazione della deformazione compressiva.

Se si prescinde dalla tettonica estensionale che durante il Giurassico, con la creazione *del Bacino ligure-piemontese*, ha assottigliato il margine insubrico adriatico, l'*Appennino umbro-marchigiano* deve la sua formazione a due fasi deformative neogeniche. La prima, compressiva, è associata alla crescita della catena a pieghe e sovrascorrimenti durante il Miocene medio-Pliocene; la seconda è in relazione a un processo di fagliamento distensivo-transtensivo *post-thrusting*, attivo nel Quaternario.

Le deformazioni formano una famiglia di strutture che, alla grande scala, come in ogni avampaese deformato, è costituita da pieghe parallele, sovrascorrimenti (avanvergenti e retrovergenti), faglie trascorrenti e faglie normali-transtensive.

La considerevole mole di dati acquisiti negli ultimi anni, sia di superficie che profondi, ultimi dei quali quelli relativi alla esecuzione del Profilo CROP 3 (Pialli *et alii*, 1998), hanno consentito di disporre di un quadro conoscitivo idoneo ad affrontare i principali problemi stratigrafici, sedimentologici e tettonici della regione nell'ambito della evoluzione geodinamica del Mediterraneo occidentale.

L'area del Foglio Tolentino presenta aspetti morfologici estremamente contrastanti tra loro in relazione alla natura e disposizione dei terreni affioranti, e ai processi morfogenetici passati e presenti che l'hanno modellata.

L'elemento geomorfologico più antico riconosciuto nell'area è rappresentato da antiche superfici di erosione, a bassa energia di rilievo, rinvenibili alla sommità delle dorsali calcaree («Paleosuperficie sommitale», riconosciuta da diversi Autori in numerose aree dell'Appennino centro-settentrionale (Desplanque, 1969, Coltorti 1981, Bartolini 1982, Calamita *et alii*, 1982, Ciccacci *et alii*, 1985; Dramis *et alii*, 1991; Dramis, 1992; Coltorti & Farabollini, 1995) e dei rilievi collinari ("superficie Villafranchiana" di Demangeot, 1965), nonchè lungo i versanti a varie altezze, fino ad arrivare all'unità alluvionale terrazzata più antica (*sintema di Urbisaglia*)**.** La superficie più antica, quella sommitale dei rilievi cal-

PROGETTO CARG

carei, è correlabile con un sistema morfoclimatico diverso dall'attuale, dove prevalevano processi di erosione areale in condizioni sub-aride (Dramis, 1992). Le superfici sottostanti sono da attribuire invece, prevalentemente, a processi di tipo fluviale avvenuti verosimilmente durante distinte fasi del sollevamento regionale.

La «Paleosuperficie sommitale», veniva e viene collocata da diversi Autori (Calamita *et alii*,1982; Ciccacci *et alii*, 1985; Coltorti & Farabollini, 1995; Calamita *et alii*, 1999) in un generico Pliocene se non addirittura nel Pliocene inferiore iniziale**.** In un recente lavoro viene ipotizzato invece un inizio più recente del modellamento della stessa, avvenuto verosimilmente a partire dal Pliocene superiore (Gentili & Pambianchi, 1999).

L'andamento altimetrico di questa paleosuperficie e, in parte, di quelle sottostanti, partendo da aree ubicate a sud del Foglio (Gruppo dei Monti Sibillini), è caratterizzato da una progressiva e generale diminuzione di quota fino al Fiume Potenza, per risalire poi, abbastanza bruscamente, in corrispondenza dell'interfluvio tra questo e il Fiume Esino. Queste grandi ondulazioni, in senso meridiano, delle "paleosuperfici", sono state interpretate essenzialmente come risposta a sollevamenti tettonici differenziali quaternari lungo strutture trasversali orientate circa E-O e/o NE-SW (Dramis *et alii*, 1992).

Nell'area in parola affiorano estesi lembi della superficie sommitale, sia nella dorsale appenninica che in quella di Cingoli (Monte della Sporta-Monte Cimara, Monte di Serripola, pianoro di Canfaito, dorsale di Cingoli, ecc.). Questi sono caratterizzati da forme dolci e sub-pianeggianti che contrastano notevolmente con i ripidi versanti che li bordano, e talora sono interrotti da aspri e isolati rilievi (Monte S. Vicino), da scarpate ed altre discontinuità, legate principalmente a strutture geologiche, per lo più passive.

Incassati all'interno di questi lembi sommitali si riconoscono, talvolta, ampi valloni rappresentanti antiche vie di drenaggio, come nei pressi di M. Argentaro e nei depositi terrigeni del *sinclinorio di Aliforni*. Anche lungo la valle del Fiume Potenza la superficie di M. Crispiero e quella del Dosso Vallonica, rappresentano i resti di un'ampia paleovalle. Superfici poste a quote poco superiori rispetto alle più antiche alluvioni terrazzate (*Sistema di Urbisaglia*), sono ben conservate nell'area di S.Giuseppe (a nord di Tolentino) e a nord-est della dorsale di Cingoli (Dramis *et alii*,1992).

Questo antico paesaggio, dalle forme dolci e dalle valli ampie, è stato profondamente disarticolato a partire dalle fine del Pleistocene inferiore, come conseguenza del rapido sollevamento tettonico che ha interessato l'Italia centrale e parte del Mediterraneo orientale (Ambrosetti *et alii*, 1982). A questo sollevamento è seguito un veloce approfondimento della rete idrografica a cui si è sovrapposto il lavoro delle variazioni climatiche del Pleistocene medio e superiore. Lungo i versanti e nei fondovalle, durante le fasi fredde prevalevano i fenomeni di sedimentazione, mentre in quelle calde i fenomeni di erosione.

PROGETTO CARG

Fasi sedimentarie ed erosive portavano alla formazione di unità alluvionali terrazzate che si rinvengono a diverse altezze sul fondovalle attuale. Queste unità, incassate l'una nell'altra, sono così disposte: le più antiche (Pleistocene inferiore/medio-medio: *sintema di Urbisaglia*) fino a 200 m sul fondovalle, quelle del Pleistocene medio (parte sommatale) (*sintema di Colle Ulivo-Colonia Montani*) fino a 100 m, e quelle più recenti (Pleistocene superiore: *sintema di Matelica*), fino a circa 40 m. L'unità sopra descritte sono di origine climatica, mentre quella più recente (Olocene: s*intema del Fiume Musone*) risulta di origine antropica e quindi legata a fenomeni di sedimentazione indotti dal degrado dei versanti conseguenti prevalentemente ai diboscamenti di epoca protostorica, storica e recente (Gentili & Pambianchi, 1987).

I corsi d'acqua principali presenti nell'area sono il Fiume Potenza, il più esteso, il Fiume Esino e il Fiume Musone. Il Potenza attraversa, nel tratto più occidentale, la *sinclinale di Camerino*, incassandosi profondamente nelle alluvioni del Pleistocene superiore e in quelle dell'Olocene, con scarpate che raggiungono e superano i 30 metri.

All'interno della dorsale appenninica, dove il fiume presenta tratti ad andamento meandriforme, l'approfondimento dell'erosione in alveo è sempre rilevante fino a raggiungere il substrato roccioso, come ad esempio nei pressi dell'abitato di San Severino Marche e nella parte più orientale dell'area del Foglio.

I depositi alluvionali sono particolarmente sviluppati all'interno della *sinclinale di Camerino*, dove la piana alluvionale del Fiume Esino è ben sviluppata e rappresentata in prevalenza dai depositi del Pleistocene superiore (*Sintema di Matelica*). Incassati in quest'ultimi, con scarpate anche notevoli e interessate da crolli**,** si osservano limitati depositi alluvionali olocenici (*Sintema del Fiume Musone*) che risultano invece particolarmente sviluppati nelle pianure dei Fiumi Potenza e Chienti.

Conoidi alluvionali sono particolarmente evidenti allo sbocco delle dorsali calcaree dove se ne rinvengono diverse generazioni anche molto antiche (Pleistocene medio-iniziale), spesso sormontate da paleosuoli arrossati. Di notevole interesse è la presenza, lungo il Torrente Rudielle nei pressi di Cingoli, di relitti di antichi conoidi costituiti da ghiaie grossolane. Il loro significato è quello di un paleoreticolo, molto diverso e profondamente troncato dall'attuale, la cui alimentazione era verosimilmente in relazione alla dorsale del Monte SanVicino.

I depositi alluvionali più estesi, e comprendenti tutti i sintemi, affiorano lungo i Fiumi Chienti e Potenza, dove gli affluenti di sinistra di quest'ultimo, provenienti dalla dorsale di Cingoli, hanno prodotto una copiosa sedimentazione di materiali ghiaiosi depostisi in prevalenza attraverso meccanismi di conoide alluvionale.

Lungo i ripidi e articolati versanti delle dorsali calcaree si rinvengono diverse generazioni di detriti stratificati di versante correlati alle fasi fredde del Pleistocene

PROGETTO CARG

medio e superiore (Coltorti *et alii*, 1983). A quella del Pleistocene superiore viene attribuita la stragrande maggioranza dei detriti presenti nell'area, particolarmente abbondanti e diffusi in prevalenza nelle formazioni calcaree e calcareo marnose della *Maiolica* e della *Scaglia rossa*. I detriti sono disposti in falde o a coni che regolarizzano versanti o riempiono le testate e i tratti iniziali delle valli appenniniche, talora completamente secche e a fondo piatto, tipiche pertanto di ambienti periglaciali con forti fenomeni di sovralluvionamento. L'esempio più rappresentativo è quello della valle del Fosso di Magliano che si presenta a fondo piatto e notevolmente sospesa rispetto all'attuale rete idrografica.

Lungo i versanti la regolarità delle falde detritiche è spesso interrotta da scarpate, la cui origine può essere attribuita all'erosione selettiva su litotipi a diversa competenza del substrato (es. le cengie delle *Marne a Fucoidi* nei rilievi di M. Rotondo, M. Cuccola e M. Castiglione), a fasce particolarmente tettonizzate, e in alcuni rari casi anche a paleoscarpate di faglie giurassiche (es. Fosso del Crino, M. Cipollara, versante SSW di Monte San Vicino) riesumate dall'erosione e da fenomeni gravitativi.

L'andamento delle valli, sia nelle dorsali calcare che nei depositi terrigeni, è spesso condizionato dalle strutture geologiche: ciò si osserva, ad esempio, nel Fiume Esino per il tratto che scorre nella *sinclinale di Camerino* e, relativamente alla rete minore, nel *sinclinorio di Aliforni*. Casi particolari sono costituiti dalla Val Sorda e parte del Fosso di S. Bonfiglio impostati lungo l'affioramento delle *Marne a Fucoidi*; altri fossi invece, seguono a tratti il contatto tra la successione carbonatica ed i depositi terrigeni più erodibili, mio-pliocenici.

Nelle vaste aree di affioramento delle unità terrigene, come la *sinclinale di Camerino*, l'alternanza di litotipi a diversa competenza, da origine per erosione selettiva a rilievi isolati, prevalentemente arenacei, o a forma allungata come in corrispondenza degli affioramenti del *Bisciaro*.

Per quanto riguarda i fenomeni carsici questi si presentano molto limitati e rinvenibili sporadicamente nella "superficie sommitale" e più frequentemente nella formazione del *Calcare massiccio*, specialmente nei livelli oolitici (Galdenzi, 1983), con la produzione di forme e microforme di corrosione superficiale (fori, cavità di dissoluzione e piccole depressioni doliniche), che conferiscono alla roccia un aspetto cariato e irregolare. Le forme ipogee sono limitate e di breve sviluppo come le «Grotte» nel *Calcare massiccio* di S. Eustachio. Infine altri fenomeni carsici si sviluppano limitatamente nelle formazioni della *Maiolica* e della *Scaglia rossa*.

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO CARG

IV - STRATIGRAFIA

1. - BIOSTRATIGRAFIA E CRONOSTRATIGRAFIA

Nell'ambito delle ricerche stratigrafiche relative al Progetto CARG-Marche, coordinate da A. Micarelli, allo scopo di conferire uniformità ai dati biostratigrafici sono stati definiti, insieme ai biostratigrafi operanti nel progetto, i criteri generali per l'elaborazione dei vari schemi zonali a cui fare riferimento. Questi sono stati messi a punto da M. Chiocchini, per l'intervallo Giurassico e da M. Potetti per l'intervallo Cretacico-Pleistocene inferiore. Complessivamente gli schemi utilizzati sono cinque e si riferiscono alle successioni complete e alle successioni condensate del Giurassico (fig. 1), alla successione cretacica (fig. 2), alla successione paleogenica (fig. 3), alla successione miocenica (fig. 4) e alla successione plio-pleistocenica inferiore (fig. 5).

Per quanto riguarda la successione giurassica, lo schema biozonale è ripreso da Centamore *et alii,* 1971 e da Centamore *et alii,* 1986, con modifiche che riguardano la denominazione di alcune biozone (variazioni tassonomiche degli indicatori zonali). Nello schema stratigrafico relativo è stata anche tentata una correlazione con la biozonazione *standard* ad ammoniti (Baumgartner, 1984; Cecca *et alii,* 1985; 1990; Cecca & Santantonio, 1986; 1989; Cresta, 1988; Cresta *et alii,* 1986).

Anche le biozonazioni a calpionelle e a foraminiferi planctonici sono state riprese da schemi utilizzati precedentemente per l'area umbro-marchigiana,

opportunamente modificati (Micarelli *et alii,* 1977; Micarelli & Potetti, 1985; Centamore *et alii,* 1986; Cantalamessa *et alii*, 1986b; Centamore & Micarelli, 1991). In essi sono stati indicati tutti gli eventi che definiscono i limiti biostratigrafici, che permettono pertanto di evidenziare le variazioni apportate agli schemi zonali originali. Sono stati inoltre aggiunti bioeventi che, pur non rientrando nella definizione delle biozone, sono utili sia in assenza dei *markers* che definiscono i limiti sia per la correlazione con altri schemi (ad esempio con le biozonazioni *standard* di Berggren *et alii*, 1995 riportate nello schema del Paleogene).

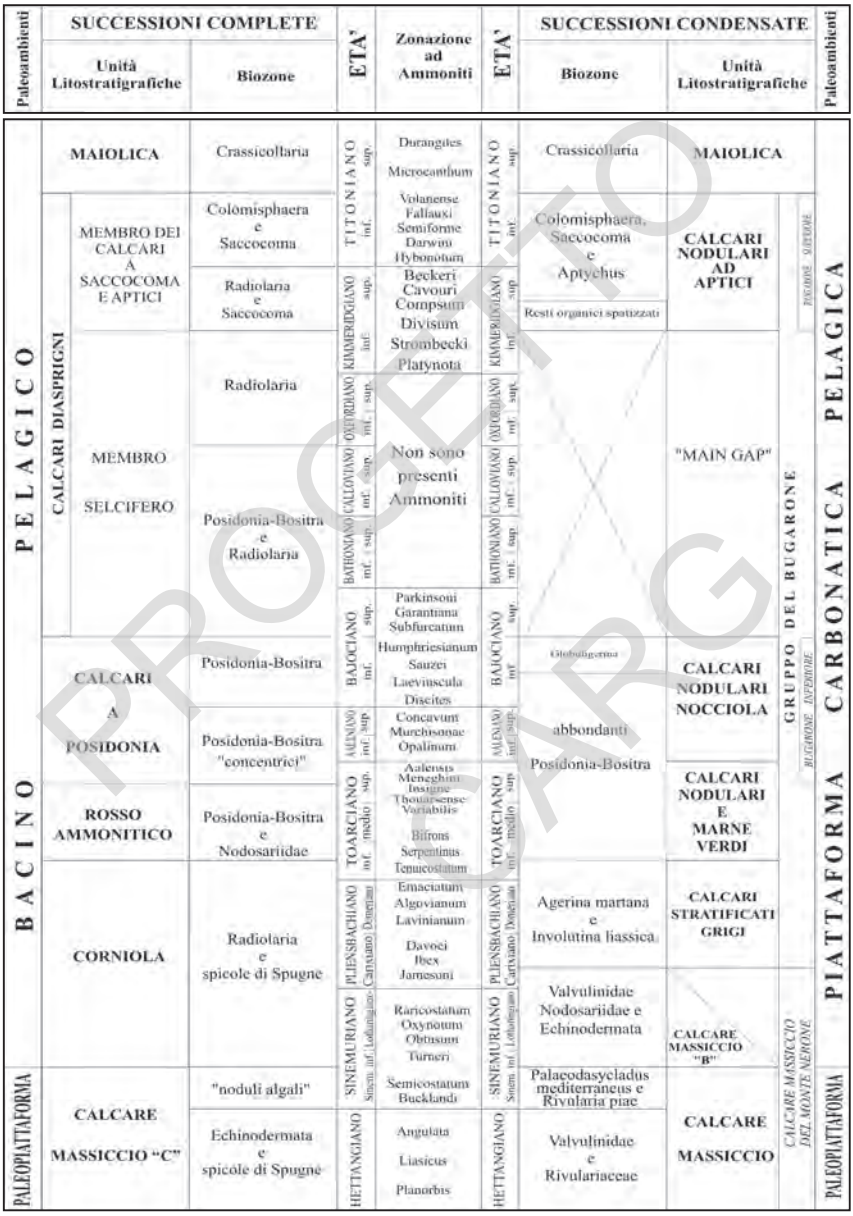
Infine le biozonazioni a nannofossili calcarei sono riprese da Martini, 1971; da Rio *et alii,* 1990; da Fornaciari *et alii,* 1996; da Fornaciari & Rio, 1996; da Negri *et alii,* 1999. Esse integrano gli schemi biozonali a foraminiferi planctonici per l'intervallo Miocene-Pleistocene inferiore. Anche per queste biozone sono stati indicati i bioorizzonti che definiscono i limiti.

In tutti gli schemi, con il tratteggio sono stati riportati i bioeventi con un'età cronometrica incerta, cioè che non risultano correlati direttamente con la scala delle inversioni di polarità o che non hanno una taratura astronomica.

Per le attribuzioni cronostratigrafiche delle unità cartografate si è fatto riferimento alla scala cronostratigrafica *standard* (SCS) e alle indicazioni più recenti delle commissioni e sottocommissioni internazionali di stratigrafia (CIS, 1998; CIS, 1999). Tuttavia, come è noto, la posizione di molti limiti cronostratigrafici risulta ancora incerta: in mancanza di sezioni stratotipiche del limite di validità globale, gli specialisti di ogni gruppo fossile usano criteri differenti per individuare le unità cronostratigrafiche. Pertanto, in attesa di una definizione formale dei limiti controversi, per le unità litostratigrafiche cartografate nei Fogli 302, 303, 314, 292 e 279, la datazione è stata dedotta dal gruppo fossile oggetto delle analisi biostratigrafiche. Negli schemi stratigrafici di seguito riportati tali limiti risultano tratteggiati. Per il Miocene e il Pliocene, dove le analisi sono state condotte sia sui foraminiferi sia sul nannoplancton calcareo, negli schemi elaborati sono indicati gli intervalli di incertezza.

In particolare per il Foglio 302 «Tolentino» le analisi biostratigrafiche si sono basate principalmente sui foraminiferi planctonici, sui foraminiferi bentonici, sulle alghe calcaree e sulle calpionelle. Negli schemi stratigrafici che seguono, la scala biostratigrafia, basata sui diversi gruppi di microfossili studiati, è stata correlata con la scala cronostratigrafica e, per l'intervallo Cretacico-Pleistocene inferiore, con la scala cronometrica in milioni di anni (Ma) e con quella delle inversioni di polarità (GPTS).

PROGETTO CARG



PROGETTO ARG

Fig. 1 - *Schema stratigrafico delle facies pelagiche e della paleopiattaforma del Giurassico da Centamore et alii (1971, 1986), modificato con l'introduzione della biozonazione standard ad ammoniti, da Baumgartner (1984); da Cecca et alii (1985, 1990); da Cecca & Santantonio (1986, 1989); da Cresta (1989); da Cresta et alii (1986).*

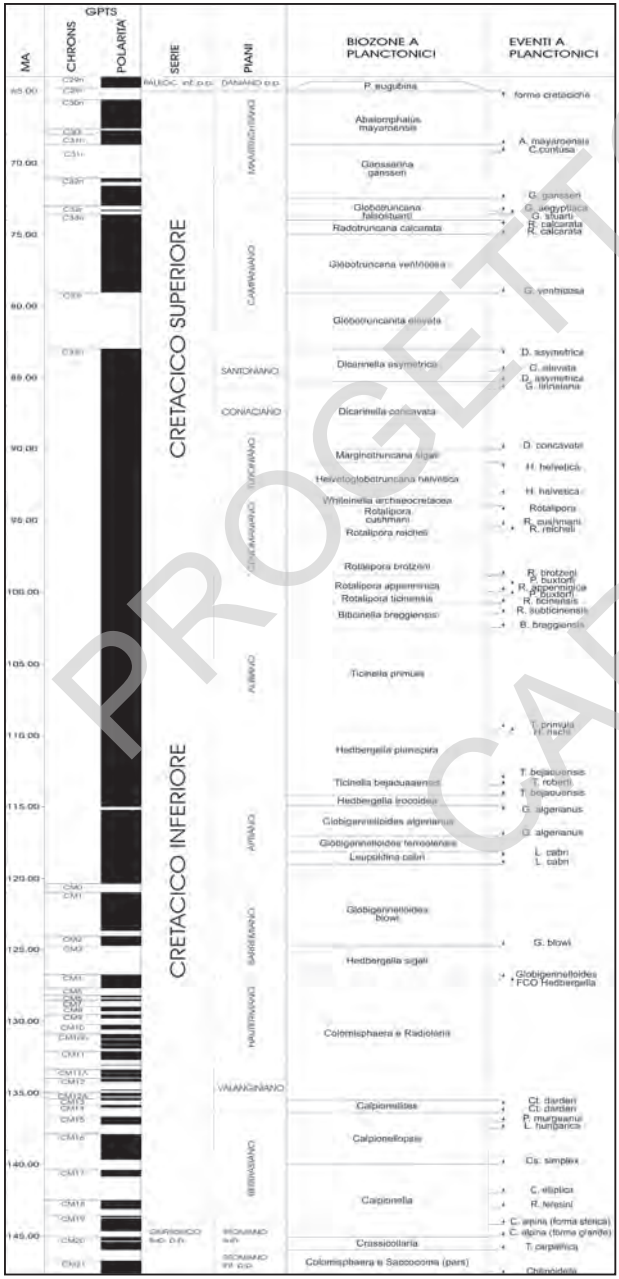


Fig. 2 -
Schema stratigrafico del Cretacico. Magnetostratigrafia (GPTS) da Gradstein et aiil. (1994, 1995); da Cande & Kent (1995). Biocronologia da Bralower et alii (1995); da Ogg et alii (1991); da Premoli Silva & Sliter (1995). Cronostratigrafia da Rawson et alii Eds (1996).
I limiti cronostratigrafici tratteggiati corrispondono a correlazioni indirette o a limiti in via di ridefinizione. Biozone a calpionelle da Micarelli et alii (1977), in parte modificate; biozone a foraminiferi planctonici da Centamore & Micarelli (1991) in parte modificate. Il tratteggio in corrispondenza di alcuni bioeventi corrisponde a dati biocronologici incerti.

PROGETTO CARG

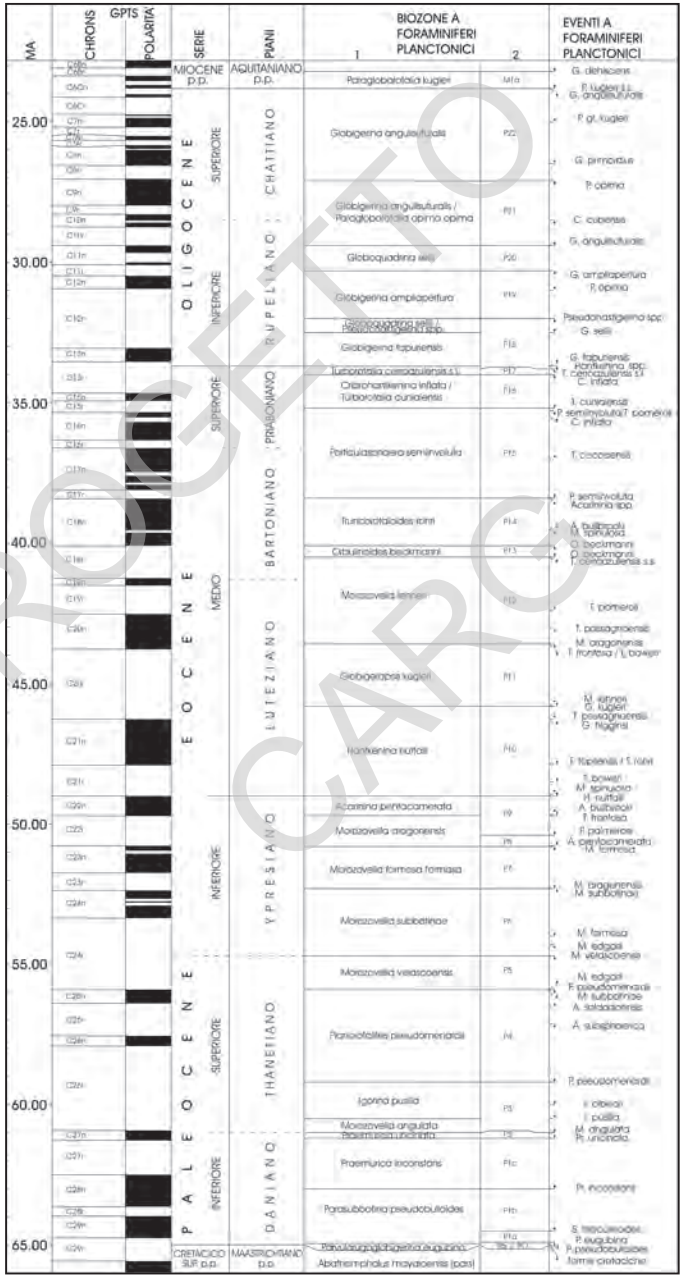


Fig. 3 - *Schema stratigrafico del Paleogene. Magnetostratigrafia (GPTS) da* Cande & Kent *(1995). Biocronologia e cronostratigrafia da* Berggren et alii *(1995). I limiti cronostratigrafici tratteggiati corrispondono a correlazioni indirette o a limiti in via di ridefinizione. Biozone a foraminiferi planctonici 1) da* Centamore & Micarelli *(1991) in parte modificate; 2) da* Berggren et alii *(1995). Il tratteggio in corrispondenza di alcuni bioeventi corrisponde a dati biocronologici incerti.*

PROGETTO CARG

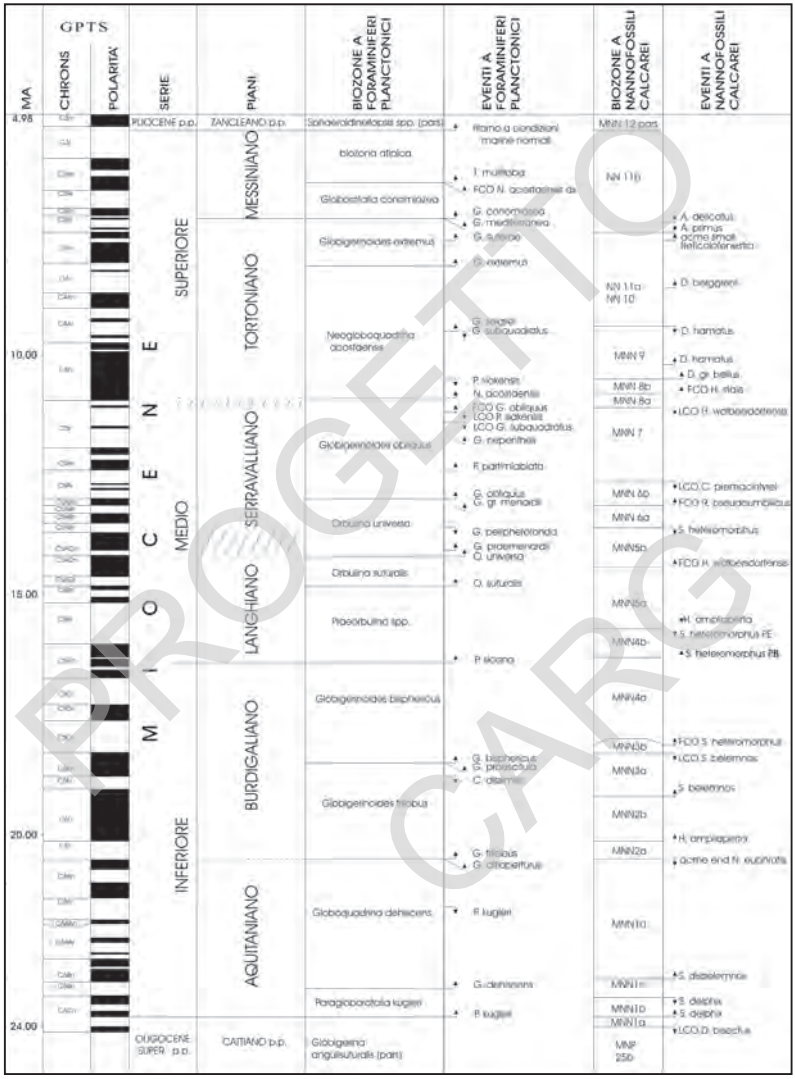


Fig. 4 - *Schema stratigrafico del Miocene.*
Magnetostratigrafia (GPTS) da Cande & Kent (1995). Biocronologia e cronostratigrafia da Berggren et alii (1995); da Montanari et alii Eds (1997); da Sprovieri et alii (1996). I limiti cronostratigrafici tratteggiati corrispondono a limiti in via di ridefinizione. Biozone a foraminiferi planctonici da Micarelli & Potetti (1985) in parte modificate. Biozone a nannofossili calcarei da Fornaciari & Rio (1996) per il Miocene inferiore; da Fornaciari et alii (1996) fino al Tortoniano inferiore; da Martini (1971) con eventi supplementari di Negri et alii (1999) per il restante Miocene superiore. Il tratteggio in corrispondenza di alcuni bioeventi corrisponde a dati biocronologici incerti. (PB = Paracme Beginning; PE = Paracme End).

PROGETTO CARG

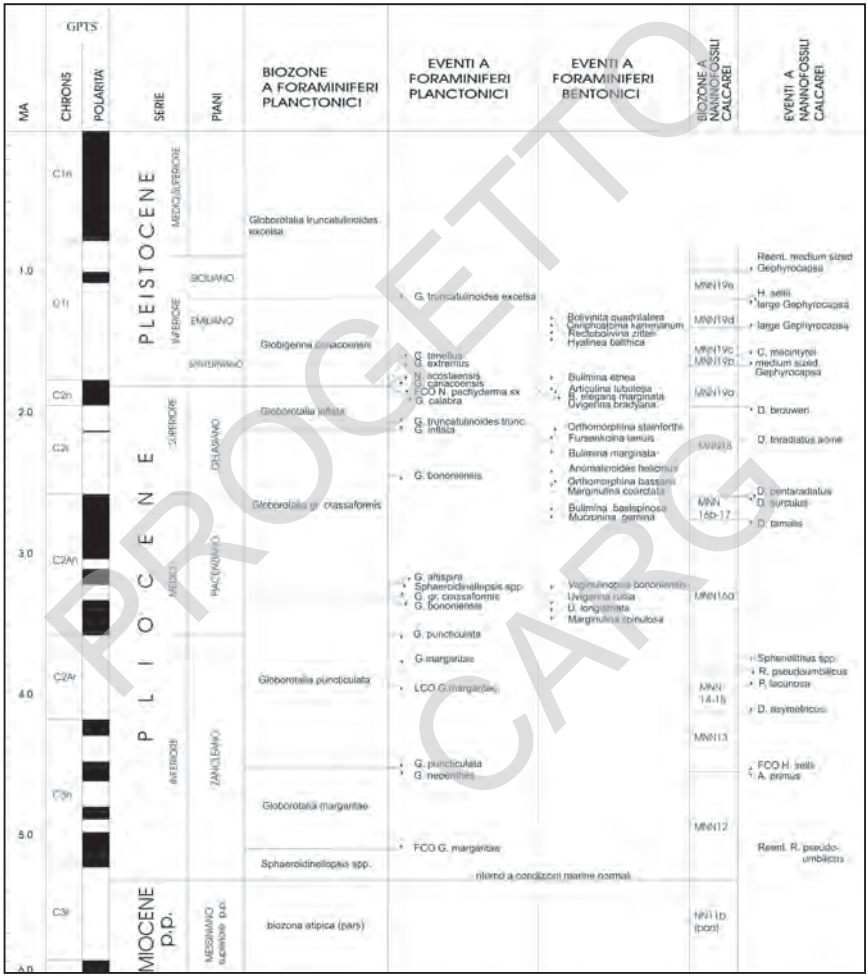


Fig. 5 - *Schema stratigrafico del Pliocene-Pleistocene inferiore.*
Magnetostratigrafia (GPTS) da Cande & Kent (1995). Biocronologia da Sprovieri (1993). Biozone a nannofossili calcarei da Rio et alii (1990). Biozone a foraminiferi planctonici da Cantalamessa et alii (1986). Cronostratigrafia da Rio et alii (1994). Il tratteggio in corrispondenza di alcuni bioeventi corrisponde a dati biocronologici incerti.

2. - SUCCESSIONE GIURASSICA

Delle successioni giurassiche affioranti nell'area al di sopra del *Calcare massiccio*, le più comuni sono le «successioni complete» e le «successioni condensate»; soltanto in alcune situazioni si hanno «successioni composte» (Centamore *et alii*, 1971), generalmente ubicate nelle zone di passaggio tra paleorilievi (luogo di sedimentazione condensata) e bacini (aree a più forte sedimentazione).

Le *successioni complete* presentano caratteri abbastanza uniformi in termini di *litofacies* e spessori (non meno di 400 m), mentre le *successioni condensate* mostrano sensibili variazioni litologiche e spessori esigui (compresi tra 30 e 50 m).

2.1. - Calcare massiccio (**MAS**)

Corrisponde al *Calcare massiccio del M.te Nerone* di Centamore *et alii* (1972, 1975) e costituisce la più antica unità affiorante. Esso è presente con le tipiche *facies* riferibili a una sedimentazione ciclotemica; fa eccezione la porzione sommitale che è essenzialmente biodetritica e costituisce il *membro del Calcare massiccio B* (**MAS$_1$**).

La porzione ciclotemica, per uno spessore affiorante di circa 300 m (*Calcare massiccio a ciclotemi* di Colacicchi & Pialli, 1969 e di Colacicchi *et alii*, 1970; *Calcare massiccio A* di Centamore *et alii*, 1971), è organizzata in cicli plurimetrici, ognuno indicante un ambiente oscillante tra il subtidale poco profondo ed il sopratidale. Le *facies* subtidali sono date da granuli (ooidi, peloidi, oncoidi, fossili) con matrice scarsa o assente nei litotipi ad alta energia, prevalente in quelli a bassa energia. Le *facies* intertidali mostrano lamine stromatolitiche con *fenestre* e *bird-eyes*. I periodi di esposizione subaerea sono testimoniati da strutture vadose (pisoliti e caliche), di disseccamento e sottili paleosuoli arrossati.

L'associazione micropaleontologica è costituita da *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), *Rivularia piae* (Frollo), *Siphovalvulina sp., Ammobaculites sp., Trocholina sp*.; nella parte superiore compaiono *Palaeodasycladus mediterraneus* (Pia) e *Glomospira sp.*.

Biozona a *Valvulinidae e Rivulariaceae* e biozona a *Palaeodasycladus mediterraneus e Rivularia piae.*[1]

L'età è Hettangiano - Sinemuriano inferiore *p.p*.

[1]Carloni (1964) segnala nella parte mediana del *Calcare massiccio* affiorante nella struttura di Cingoli, la presenza di *Megalodon*.

PROGETTO CARG

Il *Calcare massiccio B* (Centamore *et alii*, 1971 (corrispondente alla *Barra oolitica* di Colacicchi & Pialli, 1974) è costituito da calcari biancastri, granulosostenuti, con piccoli ooidi e fine biodetrito, in strati medi. Lo spessore varia da alcuni metri a qualche decina di metri: nei casi di spessore minimo l'unità non è stata cartografata. Questa talora sembra mancare in relazione a probabili erosioni sottomarine.

L'associazione paleontologica è costituita da frammenti di Mollusca, Echinodermata, alghe calcaree, *Siphovalvulina sp*., *Glomospira sp*., *Nodasaria sp*., *Lenticulina sp*. e spicole di Porifera (limitatamente alla parte superiore del membro)[2].

Biozona a *Valvulinidae, Nodosariidae e Echinodermata*.

I caratteri suddetti denotano che il *Calcare massiccio B* si è deposto in un ambiente caratterizzato da alta energia e da una comunicazione diretta con il mare aperto; queste condizioni possono verificarsi alla sommità degli alti strutturali isolati nel bacino pelagico, appena formatisi in relazione ai momenti iniziali della fase distensiva giurassica, ed ancora produttori di carbonato. Quindi il *Calcare massiccio B* rappresenta l'annegamento incipiente di detti alti.

L'età dela presente unità è Sinemuriano inferiore *p.p.* - Carixiano *p.p*..

Complessivamente la formazione del *Calcare massiccio* è riferibile all'Hettangiano - Carixiano *p.p*.

2.2. - Successioni condensate

2.2.1. - *Gruppo del Buarone* (**BU**)

Corrisponde alla *Formazione del Bugarone* di Centamore *et alii* (1972) e Iacobacci *et alii* (1974). Esso è costituito da calcari e calcari marnosi nodulari cui si associano spesso, nella parte mediana, marne e marne calcaree verdastre, a stratificazione irregolare con giunti ondulati o di tipo stilolitico; a luoghi sono ricchi in fossili (ammoniti, brachiopodi, aptici, belemniti, crinoidi, ecc.).

I suddetti Autori, confermando la suddivisione litostratigrafia di Centamore *et alii* (1971), hanno distinto dal basso verso l'alto quattro membri: *calcari stratificati grigi, calcari nodulari con marne verdi, calcari nodulari nocciola, calcari nodulari ad Aptici.* Questi corrispondono rispettivamente alle seguenti unità di Cecca *et alii* (1990): *Corniola-equivalente, Rosso ammonitico-equivalente, Bugarone inferiore, Bugarone superiore.*

Lo spessore medio si aggira sui 30 m.

[2] Livelli oolitici, a luoghi scarsamente cementati, si rinvengono anche nella porzione mediana del Calcare massiccio.

PROGETTO CARG

Una successione di questo tipo affiora nell'area di Elcito, di M. Puro, di Monte Varco, di Monte Cipollara, di Abbadia Valle Fucina, di Monte Petroso, di Monte Martino, della Valle del T. Rudielle nella struttura di Cingoli (vedi anche Pozza in Deiana *et alii*, 1994) e di Monte Pulece (dove si hanno megabrecce associate alle *facies* nodulari del Pliensbachiano e del Bajociano). In queste zone, tuttavia, non sempre è stato possibile riconoscere i suddetti membri a causa di una quasi generale uniformità delle *litofacies*, della talora intensa dolomitizzazione o delle esposizioni non idonee.

L'associazione paleontologica è inizialmente costituita da *Agerina martana* (Farinacci), *Involutina liassica* (Jones), *Globochaete alpina* (Lombard), Nodosariidae, Ostracoda, Echinodermata, spicole di Porifera, piccoli Gastropoda, Radiolaria. Nella parte media dell'unità l'associazione è meno diversificata, risultando costituita in prevalenza da *Posidonia-Bositra*, *Globuligerina* sp., Ostracoda e Radiolaria. Nella porzione superiore l'associazione paleontologica è nuovamente più ricca ed è costituita da *Saccocoma sp*., Aptychus sp., Nodosariidae, Radiolaria, spicole di Porifera, Calcisphaerulidae. Tra i macrofossili sono tipicamente abbondantissimi ammoniti ed aptici.

Biozona a *Agerina martana e Involutina liassica*, biozona a *Abbondante Posidonia-Bositra*, biozona a *Globuligerina*-lacuna («*Main gap*») - biozona a *Resti organici spatizzati*, biozona a *Colomisphaera, Saccocoma e Aptychus*.

L'età è Carixiano *p.p.* - Titoniano inferiore (con lacuna estesa dal Bajociano superiore al Kimmeridgiano inferiore *p.p.*; Cecca *et alii*, 1990, *cum* bibliografia).

Localmente, intercalati nella successione sopra descritta, si rinvengono un livello calcareo-marnoso rossastro e un livello calcareo-selcifero simili, rispettivamente, al *Rosso ammonitico* e ai *Calcari diasprigni* delle *successioni complete*. Lo spessore del *Gruppo del Bugarone* è, in questi casi, maggiore (fino a 50 m).

Situazioni di questo tipo (*successioni ridotte* di Coltorti & Bosellini, 1980 e Galdenzi, 1988) si osservano a Monte Canfaito, nell'alto Fosso di Braccano, a Monte Varco, nel rilievo di Monte Martino-Vigne e nell'alta valle di S. Eustacchio (presso S. Severino), dove possono essere distinti i seguenti livelli, dal basso verso l'alto:

1) Calcari micritici grigi (corrispondenti ai *calcari stratificati grigi* di Centamore *et alii*, 1971 ed alla *Corniola-equivalente* di Cecca *et alii,* 1990). Sono tipicamente nodulari, ricchi in fossili, con sottili intercalazioni argillose e noduli piritici.
2) Calcari marnosi nodulari e argille marnose rossastre (verdi nell'affioramento di S. Eustacchio).
3) Calcari micritici nocciola (corrispondenti ai *calcari nodulari nocciola* di Centamore *et alii*, 1971 ed al *Bugarone inferiore* di Cecca *et alii*, 1990). Sono rappresentati da *litofacies* calcaree tra loro diverse: nelle successioni più condensate prevalgono le *facies* più scure, bruno-rossastre, con

PROGETTO CARG

ammassi di gusci di *Posidonia-Bositra*; dove le successioni sono leggermente più spesse si hanno soprattutto calcari con colorazioni più chiare, con interstratificazioni argillose e Posidonie sparse.

4) Calcari selciferi, con spessori variabili, inferiori comunque ai 20 m. Questo livello corrisponde in parte alla lacuna stratigrafica suddetta.
5) Calcari ad Aptici (corrispondenti ai *calcari nodulari ad Aptici* di Centamore *et alii*, 1971 ed al *Bugarone superiore* di Cecca *et alii*, 1990). Costituiscono il tetto dell'unità: presentano colorazioni chiare, abbondante contenuto in fossili, con *Saccocoma* ed aptici, resti di echinodermi e di molluschi. Sono presenti ricche faune ad ammoniti.

Il *Gruppo del Bugarone* poggia, con contatti sostanzialmente concordanti, sul *Calcare massiccio* in zone strutturalmente elevate rispetto alle aree deposizionali delle *successioni complete* (*Piattaforma pelagica* di Santantonio, 1993; 1994). In alcuni casi (Monte Varco, zona Monte Martino-Vigne) è possibile osservare come nello stesso paleorilievo si passi lateralmente dalle *facies* essenzialmente calcaree alle *facies* contenenti il livello calcareo-marnoso rosso e quello calcareo-selcifero. In questa situazione (assimilabile al 2° tipo di *Piattaforma pelagica* di Santantonio, 1994), si può ritenere che le prime marcassero il margine più elevato di paleorilievi basculati, mentre le seconde si deponessero nelle zone leggermente più ribassate di questi ultimi.

2.3. - Successioni complete

Le successioni complete sono molto comuni nell'area e caratterizzano vasti affioramenti, da Vallacera-Monte La Croce a Val di Castro-Vallone del Tufo, a Pian dell'Elmo-Villanova. Sono presenti inoltre a nord del Monte Scoccioni, a sud dei rilievi di Monte San Vicino e Monte Cipollara (Prati di S.Vicino, Acqua della Vena, Poggeto) ed in due fasce ristrette nella zona di Acquarella e ad est di Monte San Vicino. Nel settore più meridionale affiorano piuttosto diffusamente nell'alto Fosso di Braccano, dove il termine più antico affiorante è il *Rosso ammonitico*.

2.3.1. - Corniola (**COI**)

È costituita da calcari fango-sostenuti biancastri e avana, in strati medio-spessi, con selce in liste e noduli, con sottili livelli marnoso-argillosi e con sporadiche intercalazioni biodetritiche (Fosso delle Cerquete). Da segnalare la presenza, a nord di Castelletta, di un livello arrossato in prossimità del passaggio con il *Rosso ammonitico* e di grossi accumuli di megabrecce (Galdenzi, 1986). Il passaggio con il *Calcare massiccio* non è osservabile.

PROGETTO CARG

Lo spessore massimo affiorante supera i 200 m (Val di Castro). L'associazione paleontologica è costituita essenzialmente da Radiolaria e spicole di Porifera, ai quali si accompagnano soltanto *Globochaete alpina* LOMBARD, rare Nodosariidae ed Echinodermata.

I fossili riconosciuti permettono di riferire questa unità alla biozona a *Radiolaria e spicole di spugne*.

L'età è Sinemuriano inferiore *p.p.* - Toarciano inferiore *p.p.*

2.3.2. - Rosso ammonitico **(RSA)**

È costituito da calcari marnosi e marne di colore principalmente rossastro e, subordinatamente, con bande verdi e giallastre; i litotipi calcarei, in strati medi e sottili, prevalgono alla base, mentre la parte sommitale risulta più marnosa. Nella Val di Castro alla base sono presenti, per alcuni metri, *facies* argilloso-marnose grigie. Gli spessori variano tra 25 e 40 m.

L'associazione paleontologica è prevalentemente costituita da ricche faune ad ammoniti, alle quali si accompagnano *Globochaete alpina* Lombard, Ostracoda, *Lenticulina* sp., *Dentalina* sp., *Nodosaria* sp. ed i primi resti di *Posidonia - Bositra*.

Biozona a *Posidonia - Bositra e Nodosariidae*.

L'età è Toarciano *p.p.*

2.3.3. - Calcari a Posidonia (**POD**)

Si tratta di calcari biancastri, talora nodulari, marnosi e spesso rossastri alla base, a luoghi ricchi di gusci di lamellibranchi pelagici; la selce può essere presente nella parte basale e, più frequentemente, in quella sommitale.

Talora sono presenti sottili intercalazioni argillose rossastre e verdastre.

Il passaggio con le unità di letto e di tetto è graduale e non sempre osservabile, in particolare quello inferiore. Convenzionalmente il passaggio con i *Calcari diasprigni* è stato posto in corrispondenza dell'aumento della frazione silicea e della comparsa delle selci verdastre.

Un orizzonte di megabrecce, costituite da blocchi di *Calcare massiccio* e di litotipi della *successione condensata*, si rinviene intercalato oppure a tetto della presente unità a nrd di M. Scoccioni.

Lo spessore di questa formazione è compreso tra i 20 e i 40 m.

L'associazione paleontologica è monotona, risultando costituita quasi esclusivamente da resti di *Posidonia-Bositra*, talora accompagnati da *Globochaete alpina* Lombard e Ostracoda.

Biozona a *Posidonia-Bositra «concentrici»* e biozona a *Posidonia-Bositra*.

L'età è Toarciano superiore *p.p.* - Bajociano inferiore.

PROGETTO CARG

2.3.4. - Calcari diasprigni (**CDU**)

I classici *Calcari diasprigni* sono stati suddivisi in due membri, cartografati separatamente: *membro selcifero* (**CDU$_1$**), quello inferiore, e *membro dei Calcari a Saccocoma ed Aptici* (**CDU$_2$**), quello superiore. Quando ciò non è stato possibile l'unità è rimasta indifferenziata (**CDU**).

2.3.4.1. - Membro selcifero (**CDU$_1$**)

E' costituito da calcari silicizzati e calcari grigio-verdastri o rossastri di aspetto granulare, in strati da sottili a medi, con selce varicolore in liste e noduli. Il contenuto siliceo aumenta verso l'alto. Lo spessore si aggira sui 60-70 m.

L'associazione paleontologica, molto monotona, è inizialmente costituita da *Posidonia-Bositra* e Radiolaria e nella parte superiore da soli Radiolaria.

Biozona a *Posidonia-Bositra e Radiolaria* e biozona a *Radiolaria*.

L'età è Bajociano superiore - Kimmeridgiano inferiore *p.p*.

2.3.4.2. - Membro dei calcari a Saccocoma ed Aptici (**CDU$_2$**)

E' costituito da calcari selciferi, a luoghi da *packstones* biodetritici, spesso ricchi in aptici, di colore grigio-verdastro e talora rossastro, in strati medi e sottili. Lo spessore si aggira sui 30-40 m.

L'associazione paleontologica è costituita inizialmente da *Saccocoma* sp. e Radiolaria ai quali superiormente si aggiungono Echinodermata, Nodosariidae e frequente Calcisphaerulidae e, nei livelli sommitali, *Chitinoidella* sp.

Biozona a *Radiolari e Saccocoma* e biozona a *Colomisphaera e Saccocoma*.

L'età è Kimmeridgiano inferiore *p.p.* - Titoniano inferiore

Complessivamente i *Calcari diasprigni* sono riferibili al Bajociano superiore -Titoniano inferiore.

2.4. - Successioni composte

Le successioni composte, costituite da termini delle *successioni condensate* sormontati da unità bacinali, sono presenti in aree piuttosto ristrette a ridosso di paleoscarpate del *Calcare massiccio*. A questo tipo di successione possono essere ascritte quelle presenti a Monte Fiori, a Poggio S. Romualdo, a sud di Monte La Croce, a Sasso Orecchie, ad est di Monte Maltempo e nella Valle del T. Rudielle (*anticlinale di Cingoli*). In queste successioni, che si appoggiano con discordanze

PROGETTO CARG

angolari sul *Calcare massiccio*, i termini inferiori comprendono *facies* condensate del Lias medio, sopra le quali si appoggiano, a loro volta in discordanza, le unità delle *successioni complete* a partire dalla *Corniola* o dai *Calcari a Posidonia* (come avviene nella struttura di Cingoli) oppure dai *Calcari diasprigni* (S. Eustacchio). In quest'ultima situazione è presente una lacuna tra i termini della *successione condensata* e quelli della *successione completa*.

Le associazioni di *facies* composte costituiscono le porzioni sommitali di gradini ribassati per faglia o rappresentano il riempimento di nicchie d'erosione ai margini delle paleoscarpate. Tali nicchie potrebbero derivare da scivolamenti di pacchi di strati da zone superiori delle paleoscarpate stesse. Le ultime situazioni descritte sono simili a quelle illustrate da Santantonio (1994), Galluzzo & Santantonio (1994) e Santantonio *et alii* (1996).

3. - SUCCESSIONE CRETACICO-OLIGOCENICA

3.1. - Maiolica (**MAI**)

Chiude la sedimentazione giurassica ed è caratterizzata nell'insieme da micriti biancastre, ben stratificate, con frattura concoide, e da selce grigia o nerastra in liste e noduli. In prossimità del passaggio con le *Marne a Fucoidi* si hanno colorazioni più scure nei litotipi calcarei, frequenti intercalazioni di peliti scure e di sottili strati di selce nera a fratturazione prismatica e, talora, *slumps*.

Nella parte inferiore si osservano sensibili differenziazioni litologiche: nella *Maiolica* presente al di sopra della *successione condensata* si rinvengono *litofacies* nodulari e dolomitiche o dolomitiche (queste ultime d'aspetto saccaroide e di colore bruno-giallastro), in strati spessi o molto spessi (Fosso di Braccano, Monte Scoccioni e T. Rudielle); nella *Maiolica* presente al di sopra delle *successioni complete* si hanno calcari bianco-verdastri in strati medio-spessi, in prossimità del passaggio con il *membro dei calcari a Saccocoma ed Aptici* sottostanti.

Lo spessore della formazione è variabile: anche 400 metri al di sopra delle *successioni complete*; 100 - 150 metri (Macere) fino ad oltre 200 metri (est di Elcito) per la *Maiolica* di alto strutturale.

La *Maiolica* è l'unità più diffusa nell'area costituendo una cospicua parte dei fianchi dell'*anticlinale di Monte S. Vicino*, ma occupando diverse aree anche nella zona di cresta.

Nella parte inferiore dell'unità il contenuto paleontologico è rappresentato prevalentemente da una ricca microfauna a Calpionellidae; nella parte media e superiore, da un'associazione a Radiolaria a cui si associano piccoli foraminiferi planctonici che verso l'alto aumentano progressivamente di frequenza.

PROGETTO CARG

Le condizioni di affioramento non hanno consentito di osservare il livello guida Faraoni (Cecca *et alii*, 1994), rinvenuto in altre aree dove si presenta ricco di ammoniti, la cui forma più significativa, *Pseudothurmannia cotulloi* (Parona), ne ha permesso l'attribuzione all'Hauteriviano terminale.

Le forme più comuni dell'associazione paleontologica sono: *Saccocoma* sp. (solo nei livelli basali), Ammonoidea, Gastropoda (particolarmente frequenti nella parte basale della *Maiolica* delle successioni condensate), *Aptychus* sp., Radiolaria*, Colomisphaera carpathica* (Borza*), Crassicollaria* spp.*, Tintinnopsella carpathica* (Murg. & Fil.), *Calpionella alpina* Lorenz, *Remaniella* spp., *Calpionella elliptica* (Cadisch), *Calpionellopsis simplex* (Colom)*, Cs. oblonga* (Cadisch), *Praecalpionellites murgeanui* (Pop), *Calpionellites darderi* (Colom), *Hedbergella* spp., *Globigerinelloides blowi* (Bolli).

L'associazione sopra descritta permette di riferire l'unità in esame all'intervallo che si estende dalla biozona a *Crassicollaria* a gran parte della biozona a *Globigerinelloides blowi* (Bolli).

Età: Titoniano superiore-Aptiano inferiore *p.p*.

3.2. - Marne a Fucoidi (**FUC**)

Le *Marne a Fucoidi* sono costitute essenzialmente da marne, marne argillose e calcari marnosi. La porzione inferiore è data da marne e marne argillose in strati sottili con toni rossastri, verdi e con bande giallastre e da sottili intercalazioni calcareo-marnose verdoline e beige. La porzione superiore è caratterizzata da calcari marnosi e marne calcaree in strati medi, biancastri (talora verdolini e rosei), con sottili intercalazioni di marne argillose grigio-verdi. In quest'ultima compare sporadicamente la selce in liste e noduli, talora policromi. Sono frequenti i livelli di *black-shales* di cui quello basale (livello Selli *Auct*.) rappresenta un *marker* regionale.

Differente è la situazione nella struttura di Cingoli ed in quella del Monte S. Vicino ad ovest di Elcito. Qui letti anche abbondanti di selce verdastra contraddistinguono anche la parte alta della porzione inferiore.

Lo spessore si aggira generalmente sui 60-65 m; un po' minore è invece negli affioramenti del Fosso di Elcito.

Il passaggio con la sovrastante *Scaglia bianca* è caratterizzato dall'aumento della frazione calcarea, dalla comparsa della frattura scagliosa e dal rapido aumento della selce rosata.

Le *Marne a Fucoidi* affiorano lungo i due fianchi delle strutture di Monte S. Vicino e di Cingoli.

Nella parte inferiore dell'unità il contenuto paleontologico è costituito da piccoli foraminiferi planctonici, per lo più scarsi e a distribuzione discontinua, e da radiolari particolarmente frequenti. Questi ultimi si rinvengono, sia sparsi che concentrati, in livelli dove spesso rappresentano l'unica componente microfauni-

PROGETTO CARG

stica. Nella parte superiore i foraminiferi planctonici aumentano di dimensione e di frequenza mentre i radiolari diventano meno abbondanti.

Le forme più significative, in ordine stratigrafico, sono: *Globigerinelloides blowi* (Bolli), *Leopoldina cabri* (Sigal), *Globigerinelloides ferreolensis* (Moullade), *Hedbergella gorbachikae* Longoria, *Globigerinelloides algerianus* Cushman & Ten Dam, *Ticinella bejaouaensis* Sigal, *T. roberti* (Gandolfi), *T. primula* (Luterbacher), *Hedbergella rischi* Moullade, *Globigerinelloides bentonensis* (Morrow), *Hedbergella simplex* (Morrow), *Biticinella breggiensis* (Gandolfi), *Rotalipora subticinensis* (Gandolfi), *R. ticinensis* (Gandolfi), *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi), *Rotalipora appenninica* (Renz), *Planomalina buxtorfi* (Gandolfi).

Pertanto l'unità è riferibile all'intervallo che si estende dalla parte superiore della biozona a *Globigerinelloides blowi* a gran parte della biozona a *Rotalipora appenninica.*

Età: Aptiano inferiore *p.p.*-Albiano superiore *p.p.*

3.3. - Scaglia bianca (**SBI**)

Nella *Scaglia bianca*, il cui spessore si aggira sui 60-70 m, si riconoscono due *litofacies* sovrapposte. Quella inferiore è costituita da calcari e calcari marnosi biancastri, a frattura scagliosa, in strati medi, con sottili livelli bituminosi, e da strati di selce rosata. Quella superiore è data da calcari e calcari marnosi bianchi con selce nerastra, zonata; nella parte alta, in prossimità del passaggio con la *Scaglia rossa*, è presente lo strato-guida Bonarelli *Auct.* (argilliti e siltiti nere e giallastre) dello spessore variabile da pochi decimetri a un metro; al di sotto di questo livello si rinviene sempre una lista (di 10-15 cm di spessore) di selce nera.

L'associazione a foraminiferi planctonici è abbastanza ricca e diversificata ad eccezione di quella della parte sommitale dell'unità, in corrispondenza del «livello Bonarelli», dove i foraminiferi sono scarsi o assenti. I radiolari al contrario sono particolarmente frequenti in corrispondenza del livello anossico, dove si rinvengono anche resti di pesci. Gli eventi più significativi dell'associazione a foraminiferi planctonici sono: la scomparsa di *Planomalina buxtorfi* (Gandolfi) e di *Ticinella* spp. alla base; la comparsa in ordine stratigrafico di *Rotalipora brotzeni* (Sigal) e di *R. reicheli* Mornod (sempre rare e discontinue), di *R. cushmani* (Morrow), di *Dicarinella algeriana* (Caron); l'aumento di frequenza di Heterohelicidae; la scomparsa di *Rotalipora* spp., di *Globigerinelloides bentonensis* (Morrow) e la comparsa di *Whiteinella archaeocretacea* Pessagno, rispettivamente sotto e sopra il «livello Bonarelli», al tetto dell'unità.

Gli eventi sopracitati permettono di riferire la *Scaglia bianca* all'intervallo che si estende dalla parte superiore della biozona a *Rotalipora appenninica* alla biozona a *Whiteinella archaeocretacea.*

Età: Albiano superiore *p.p*. -Turoniano inferiore *p.p*.

PROGETTO CARG

3.4. - Scaglia rossa **(SAA)**

Questa unità, che affiora diffusamente lungo i fianchi delle due anticlinali maggiori dell'area, è stata suddivisa in tre membri: *membro inferiore* (**SAA_1**), *membro intermedio* **(SAA_2)** e *membro superiore* (**SAA_3**).

Il *membro inferiore* è costituito da calcari marnosi rosati, talora con bande policrome e da selce rossa in liste e noduli. Il *membro intermedio* è caratterizzato da calcari rossi e rosso mattone senza selce, talora con toni biancastri diffusi e passanti lateralmente alle *litofacies* rossastre; all'interno di tale membro si hanno livelli marnosi e marnoso-calcarei, dello spessore di 5-10 metri (concentrati soprattutto nella parte alta), e rari strati calcarei risedimentati. Il *membro superiore* infine, è dato da calcari e calcari marnosi rossastri con selce rossa in liste e noduli ed ha talora uno spessore ridotto, fino a pochi metri (come si osserva lungo la strada che collega S. Elena a Cesello); a luoghi può anche mancare (ad esempio, a Monte Cuccoli nella struttura del Monte S. Vicino, e a nord della Valle del T. Rudielle nella struttura di Cingoli) e la *Scaglia variegata* viene allora direttamente a contatto con le *litofacies* marnoso-calcaree del *membro intermedio*. Al tetto del *membro superiore* si osservano spesso importanti *slumps* e olistostromi; un olistostroma sembra sostituire detto membro nella zona di Domo.

Gli spessori sono variabili: il *membro inferiore* mostra spessori compresi tra 10 e 90 metri; quello *intermedio* di 70-200 metri; il m*embro superiore* infine ha spessori minori, non superiori ai 40 metri, talora in buona parte costituiti da depositi olistostromici.

Le buone esposizioni sono molto comuni. L'unità intermedia in particolare è bene esposta lungo la strada Poggio S. Vicino - Cingoli, lungo il sentiero che sale verso Elcito (nel versante nord della Valle omonima) e lungo la strada Frontale - Pian dell'Elmo.

Nelle zone di cresta delle anticlinali di Monte S. Vicino e di Cingoli la *Scaglia rossa* presenta un diffuso colore biancastro.

L'associazione a foraminiferi planctonici presente nell'unità può essere suddivisa in due distinti intervalli separati da un netto ricambio microfaunistico. Questo si verifica all'interno del secondo membro della *Scaglia rossa* e corrisponde al passaggio Cretacico-Paleogene. L'associazione di norma è abbastanza ricca, tuttavia alcune specie indice si rinvengono raramente o possono mancare (*Dicarinella asymetrica*, *Abathomphalus mayoroensis, Orbulinoides beckmanni* etc.).

Le forme più significative dell'intervallo inferiore, in ordine stratigrafico, sono le seguenti: *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli), *Marginotruncana renzi* (Gandolfi), *Marginotruncana schneegansi* (Sigal), *Hedbergella flandrini* Porthault, *Dicarinella primitiva* (Dalbiez), *Globigerinelloides bollii* Pessagno, *Archaeoglobigerina* spp., *Dicarinella concavata* (Brotzen), *Contusotruncana fornicata* (Plummer), *Dicarinella asymetrica* (Sigal), *Heterohelix globulosa*

PROGETTO CARG

(Ehrenberg), *Globotruncana arca* (Cushman), *Globigerinelloides prairiehillensis* Pessagno, *Globotruncanita elevata* (Brotzen), *Globotruncana ventricosa* WHITE, *Contusotruncana* sp., *Laeviheterohelix* sp., *Radotruncana calcarata* (Cushman), *Globotruncanella* spp., *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer), *Globotruncanita stuarti* (De Lapparent), *Globotruncanita conica* (White), *Contusotruncana contusa* (Cushman), *Racemiguembelina fructicosa* (Egger), *Gansserina* spp., *Abathomphalus mayoroensis* (Bolli). Nell'intervallo superiore le forme più importanti sono *Parvulorugoglobigerina* spp., *Parasubbotina pseudobulloides* Plummer, *Subbotina triloculinoides* Plummer, *Praemurica inconstans* (Subbotina), *Morozovella uncinata* Bolli, *Morozovella angulata* White, *Igorina pusilla* (Bolli), *Morozovella aequa* Cushman & Renz, *Planorotalites pseudomenardii* (Bolli), *Morozovella subbotinae* (Morozova), *Morozovella formosa* (Bolli), *Morozovella aragonensis* (Nuttall), *Acarinina bullbrooki* (Bolli), *Turborotalia frontosa* (Subbotina), *Morozovella spinulosa* (Cushman), *Hantkenina* sp., *Truncorotaloides rohri* (Brönnimann & Bermudez), *Truncorotaloides* cf. *topilensis* Cushman.

L'associazione sopra riportata permette di riferire l'unità in esame all'intervallo che si estende dalla biozona a *Helvetoglobotruncana helvetica* alla parte inferiore della biozona a *Hantkenina nuttalli.*

Età: Turoniano inferiore *p.p.*-Luteziano *p.p.*

3.5. - Scaglia variegata (**VAS**)

La *Scaglia variegata,* dello spessore variabile da 20 a 50 metri, in generale è costituita da calcari, calcari marnosi e marne calcaree in strati sottili e medi, di colore variabile da rosa a verdino.

Localmente i caratteri variano però in maniera anche rilevante. Ad esempio, piuttosto frequente è la presenza di selce rossa, in liste e grossi noduli, nei livelli basali (come si osserva lungo la strada che collega Castel S. Pietro a Elcito o in prossimità di Poggeto); questi ultimi inoltre sono talora interessati da *slumps*.

A luoghi comunque la selce può essere nera (poco a sud di Cingoli) o rossa e nera (Fosso Pidocchio, sempre nella zona di Cingoli), oppure può essere presente anche nella porzione sommitale (come in prossimità di Palazzo).

Sul fianco occidentale dell'*anticlinale di Cingoli*, in tutta la zona a sud del

T. Rudielle, l'intervallo stratigrafico corrispondente alla *Scaglia variegata* è rappresentato da marne calcaree grigie, omogenee, fortemente bioturbate, con tracce fossili molto evidenti e abbondanti resti di *Zoophycos*; la *facies* risulta simile alla sovrastante *Scaglia cinerea*, dalla quale è difficilmente distinguibile.

A questa unità infine sono state ascritte anche *facies* calcaree biancastre con selce nera presenti a Nord di Palazzo, sul fianco orientale dell'*anticlinale di Monte S. Vicino.*

L'associazione a foraminiferi planctonici è abbastanza ricca, ma alcuni *marker*

PROGETTO CARG

zonali come *Morozovella lehneri* (Cushman & Jarvis) e *Orbulinoides beckmanni* (Saito) sono risultati assenti nei campioni analizzati. La parte inferiore dell'unità è caratterizzata da un'elevata frequenza del genere *Acarinina* con *A. bullbrooki* (Bolli) sempre ben rappresentata; segue un aumento di frequenza dei generi *Globigerapsis* (per lo più *G. kugleri* Bolli, Loeblich & Tappan) e *Truncorotaloides* (*T. rohri* Brönnimann & Bermudez e *T. topilensis* (Cushman)). In tutta l'unità *Morozovella spinulosa* (Cushman) risulta quasi sempre presente, mentre raramente si osservano le specie del genere *Hantkenina*. Nella parte superiore della *Scaglia variegata* diminuiscono di dimensioni e diventano sporadiche le specie del genere *Acarinina*, invece risultano comuni i generi *Globigerapsis* e *Subbotina*. Gli eventi più significativi osservati nell'ambito dell'unità sono la comparsa di *Truncorotaloides topilensis* (Cushman) alla base, cui fanno seguito la comparsa di *Globigerapsis kugleri* Bolli, Loeblich & Tappan, la scomparsa di *Morozovella aragonensis* (Nuttall), le comparse di *Turborotalia pomeroli* (Toumarkine & Bolli) e di *T. cerroazulensis* (Cole) e infine le scomparse di *A. bullbrooki* e *M. spinulosa*. L'associazione sopra descritta permette di riconoscere l'intervallo che si estende dalla parte medio-superiore della biozona a *Hantkenina nuttalli* a parte della biozona a *Truncorotaloides rohri.*

Età: Luteziano *p.p.*-Bartoniano *p.p*.

3.6. - Scaglia cinerea (**SCC**)

La *Scaglia cinerea* è costituita da marne calcaree, marne e marne argillose (subordinatamente da calcari marnosi) in strati di 10-20 cm di spessore, con prevalenza di *litofacies* più calcaree nella porzione inferiore, al passaggio con la sottostante *Scaglia variegata*, e *litofacies* via via più marnose ed argillose in quella superiore. Il colore d'insieme è grigio-verde, anche se, soprattutto nella parte inferiore, sono presenti bande rossastre. Nelle aree centro-settentrionali della struttura del Monte S. Vicino e in quella di Cingoli è presente un livello policromo dello spessore di una decina di metri, ubicato a circa 50 metri dalla base.

Nelle zone dell'*anticlinale di Cingoli*, dove affiora la «*facies* particolare» di *Scaglia variegata* sopra descritta, la parte inferiore della *Scaglia cinerea* e lo stesso livello policromo sono molto ricchi di tracce fossili di *Zoophycos*.

Anche la *Scaglia cinerea,* il cui spessore si aggira sui 200 m, si rinviene con relativa continuità longitudinale sui fianchi delle due anticlinali maggiori, ma è spesso mascherata dal terreno di alterazione e dai detriti di versante.

L'associazione a foraminiferi planctonici può essere suddivisa in due distinti intervalli tra i quali cade il limite Eocene-Oligocene. In quello inferiore scompaiono i generi *Acarinina* e *Truncorotaloides* e aumenta la frequenza di *Turborotalia* gr. *cerroazulensis* (soprattutto con *T. cerroazulensis* (Cole) e con

PROGETTO CARG

T. cocoensis (Cushman)) e del genere *Globigerapsis* (rappresentato per lo più da *Globigerapsis index* (Finlay)). *Hantkenina, Globigerapsis* e *Turborotalia* gr. *cerroazulensis* scompaiono al tetto di questo intervallo. Nell'intervallo superiore si nota un'elevata frequenza di *Catapsydrax dissimilis* (Cushman & Bermudez), *Globoquadrina tripartita* (Koch), *G. sellii* (Borsetti), *Globigerina venezuelana* Hedberg, *G.* gr. *praebulloides* e *Paragloborotalia* spp. Gli eventi più significativi in ordine stratigrafico sono: la scomparsa di *Acarina* spp. e di *Truncorotaloides* spp.; la comparsa di *T. cocoensis* Cushman) e di *T. cunialensis* (Toumarkine & Bolli); la scomparsa di *Hantkenina* spp., di *Globigerapsis* spp. E di *Turborotalia* gr. *cerroazulensis*; la comparsa di *Globigerina tapuriensis* (Blow & Banner) seguita da quella di *Globoquadrina sellii* Borsetti; la comparsa di *Paragloborotalia opima opima* (Bolli), di *Globigerina angulisuturalis* Bolli e di *Globigerinoides primordius* Blow & Banner e, nella parte alta, di *Paragloborotalia kugleri* (Bolli) e di *Globoquadrina dehiscens* (Chapman, Parr & Collins).

Tra le forme bentoniche, ben rappresentate, le più comuni sono *Ammodiscus cretaceus* (Reuss), *Anomalinoides alazanensis* (Nuttall), *Cibicidoides pseudoungerianus* (Cushman), *Gyroidinoides peramplus* (Cushman & Stainforth), *Hanzawaia ammophila* (Gumbel), *Heterolepa mexicana* (Nuttall), *H. grimsdalei* (Nuttall), *Oridorsalis umbonatus* (Reuss), *Osangularia pteromphalia* (Gümbel), *Planulina marialana* Hadley, *P. renzi* Cushman & Stainforth, *Pleurostomella alternans* Schwager, *Pullenia bulloides* (d'Orbigny), *Uvigerina auberiana* d'Orbigny *e U. gallowayi* Cushman *e U. basicordata* Cushman *&* Renz.

L'associazione presente nell'unità in esame permette di riconoscere l'intervallo che si estende dalla parte superiore della biozona a *Truncorotaloides rohri* a parte della biozona a *Globoquadrina dehiscens.*

Età: Bartoniano *p.p.* -Aquitaniano *p.p.*

4. - SUCCESSIONE MIOCENICA

4.1. - Bisciaro (**BIS**)

Questa unità è costituita da un'alternanza di calcari e calcari silicei scuri, calcari marnosi grigiastri, marne e marne argillose grigie. Nella porzione basale prevalgono i litotipi più calcarei. Sono frequenti i livelli vulcanoclastici di vario spessore, di cui quello più basso (livello Raffaello *Auct.*) segna il passaggio alla *Scaglia cinerea*. Localmente si rinviene la selce nera.

Nella struttura di Cingoli il *Bisciaro*, i cui affioramenti sono distribuiti essenzialmente sul fianco occidentale, presenta *facies* piuttosto marnose.

Nell'area mancano quasi del tutto le esposizioni in cui possano essere rilevati i

PROGETTO CARG

caratteri di dettaglio dell'unità e i suoi rapporti con le formazioni di letto e di tetto. Per la cartografia, di grande aiuto è il risalto morfologico dovuto alla minore erodibilità del *Bisciaro* nei confronti della *Scaglia cinerea* e dello *Schlier*.

Il passaggio con quest'ultimo, dove affiora (ad esempio nei pressi di Colle Tenuto e di Case la Mucchia nel *bacino di Camerino*), è graduale e caratterizzato da una progressiva diminuzione della frazione calcarea rispetto a quella marnoso-argillosa.

Lo spessore varia tra i 30 e gli 80 metri.

Nella parte inferiore dell'unità le microfaune sono per lo più costituite da abbondanti e mal conservati foraminiferi planctonici e da radiolari. Segue un intervallo dove i foraminiferi diminuiscono di frequenza e sono in cattivo stato di conservazione mentre i radiolari e spicole di spugna diventano importanti componenti dell'associazione. Nella parte superiore infine i foraminiferi planctonici tornano ad essere predominati e rappresentati prevalentemente da *Globoquadrina* spp. e da *Globigerinoides* spp.

Gli eventi più significativi, osservabili nell'ambito del Bisciaro, sono dati dalla scomparsa di *Paragloborotalia kugleri* (Bolli) e dall'aumento di frequenza di *Globigerina woodi* Jenkins; dalla comparsa di *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *G. altiaperturus* Bolli, *G. subquadratus* Brönnimann; dalla scomparsa di *Catapsydrax dissimilis* (Cushman & Bermudez) e infine dalla comparsa di *Globorotalia praescitula* Blow e di *Globigerinoides bisphericus* Todd.

Le forme bentoniche più comuni, presenti nella parte inferiore e superiore dell'unità, sono *Bolivina reticulata* Hantken, *Dentalina leguminiformis* (Batsch), *Globocassidulina subglobosa* (Brady), *Heterolepa dertonensis* (Ruscelli), *Karreriella bradyi* (Cushman), *K. gaudryinoides* (Fornasini), *Melonis padanum* (Perconig), *Pleurostomella alternans* Schwager, *Pullenia bulloides* (d'Orbigny), *Siphonina reticulata* (Czjzek), *Stilostomella nuttalli* (Cushman & Jarvis), *Uvigerina auberiana* d'Orbigny, *Vulvulina pennatula* (Batsch).

L'associazione sopra descritta permette di riferire il Bisciaro all'intervallo che si estende dalla parte superiore della biozona a *Globoquadrina dehiscens* alla parte basale della biozona *Globigerinoides bisphericus.*

Età: Aquitaniano *p.p.*-Burdigaliano superiore *p.p.*

4.2. - Schlier (**SCH**)

Questa unità è costituita da marne calcaree, marne argillose grigiastre e da calcari marnosi in quantità subordinata. Questi ultimi predominano nella porzione mediana. È localmente ricca in fossili, soprattutto gasteropodi.

Gli affioramenti sono molto limitati per la sua natura facilmente erodibile.

Lo spessore varia dai 100 ai 250 m, in relazione alle difformità del fondo marino.

PROGETTO CARG

La base dello *Schlier* è sincrona in tutta l'area, il tetto è riferibile al Tortoniano medio *p.p*. (al Tortoniano superiore nel fianco occidentale) nella *sinclinale di Camerino* e al Messiniano basale nelle zone esterne.

Nella parte settentrionale del *bacino di Aliforni - S.Severino*, al passaggio con le *facies* arenacee della *Formazione della Laga* (*membro pre-evaporitico*), si hanno sottili livelli pelitici grigi, bioturbati, ricchissimi di foraminiferi. Nella porzione meridionale dello stesso bacino si rinvengono sottili intercalazioni di calcari marnosi detritici.

In questa unità i foraminiferi, rappresentati per lo più da forme planctoniche, sono generalmente comuni e ben diversificati. Nella parte inferiore l'associazione è caratterizzata da un'elevata frequenza del genere *Globigerinoides* (*G. trilobus* (Reuss)*, G. bisphericus* Todd*, G. sacculifer* (Brady)*, G. quadrilobatus* (d'Orbigny)*, G. subquadratus* Brönnimann) seguito per importanza dal genere *Globoquadrina* (soprattutto con *G.* gr. *altispira*). Successivamente diventano molto comuni *Paragloborotalia* (prevalentemente con *P. siakensis* (Le Roy)), *Globigerinoides* gr. *obliquus* e *Orbulina* spp. Gli eventi più importanti che si verificano nell'ambito di questa unità sono: la comparsa del genere *Praeorbulina* seguita da quella di *Orbulina* prima con *O. suturalis* Brönnimann, successivamente con *O. universa* d'Orbigny; la comparsa di *Globorotalia praemenardii* Cushman & Stainforth e la scomparsa di *Globorotalia peripheroronda* Blow & Banner seguite dalla comparsa di *Globorotalia* gr. *menardii,* di *Globigerinoides obliquus* Bolli e di *Paragloborotalia partimlabiata* Ruggieri & Sprovieri). Diminuiscono di frequenza *Globigerinoides subquadratus* Brönnimann e *Paragloborotalia siakensis* (Le Roy), mentre *Globigerinoides obliquus* Bolli diventa comune. Compare *Neogloboquadrina acostaensis* (Blow) seguita da *Globigerinoides extremus* Bolli & Bermudez. Nella parte sommitale dello Schlier, presente nelle zone esterne, compare anche *Globorotalia conomiozea* Kennett. Nelle stesse aree, dopo questo evento si osserva una graduale riduzione delle dimensioni di tutte le forme presenti, una notevole diminuzione dei bentonici e una tendenza all'oligotipia nell'ambito delle forme planctoniche.

Tra i bentonici, ben diversificati, le forme più comuni sono *Anomalinoides flinti* (Cushman), *A. helicinus* (Costa), *Bolivina antiqua* d'Orbigny, *B. punctata* d'Orbigny, *B. reticulata* Hantken, *Bigenerina nodosaria* d'Orbigny, *Cancris oblongus* (Williamson), *Chrysalogonium longicostatum* Cushman & Jarvis, *Cibicides lobatulus* (Walker & Jacob), *Cibicidoides pseudoungerianus* (Cushman), *Cylindroclavulina rudis* (Costa), *Dentalina leguminiformis* (Batsch), *Gyroidinoides* spp., *Heterolepa dertonensis* (Ruscelli), *H. mexicana* (Nuttall), *H. miocenica* (Colom), *Karreriella bradyi* (Cushman), *K. chilostoma* (Reuss), *Lenticulina* spp*., Marginulina hirsuta* d'Orbigny, *Martinottiella communis* (d'Orbigny), *Oridorsalis umbonatus* (Reuss), *Osangularia pteromphalia* (Gümbel), *Planularia auris* (Defrance), *Planulina ariminensis* d'Orbigny, *P. wullerstorfi* (Schwager),

PROGETTO CARG

Pleurostomella alternans Schwager, *Pullenia* spp. *Siphonina reticulata* (Czjzek), *Stilostomella* spp., *Uvigerina barbatula* Macfadyen, *U. rutila* Cushman & Todd, *U. striatissima* Perconig, *Vulvulina pennatula* (Batsch).

L'associazione sopra descritta permette di riferire l'unità in esame complessivamente all'intervallo che si estende dalla parte inferiore della biozona a *Globigerinoides bisphericus* alla biozona a *Globorotalia conomiozea*.

Età: Burdigaliano superiore *p.p* -Messiniano inferiore *p.p.*

I depositi del Miocene superiore soprastanti lo *Schlier* appartengono a due distinte aree: il *bacino di Camerino* ed il *bacino marchigiano esterno*, rispettivamente ad ovest e ad est della dorsale del Monte San Vicino.

BACINO DI CAMERINO

4.3. - Formazione di Camerino (**FCI**)

Corrisponde alle *Arenarie di Camerino* (Calamita *et alii*, 1979) ed è costituita da torbiditi pelitico-arenacee, pelitiche, arenaceo-pelitiche, arenacee e conglomeratiche con rapporti di sovrapposizione e laterali. Sono state distinte quattro *litofacies*.

Alla base dell'unità, in corrispondenza delle *facies* pelitiche e pelitico-arenacee, le caratteristiche dell'associazione a foraminiferi sono simili a quelle riscontrate nei livelli sommitali del sottostante *Schlier*, dove compare *Globigerinoides extremus* Bolli & Bermudez. Successivamente si ha un netto impoverimento delle microfaune, che risultano costituite per lo più da planctonici di ridotte dimensioni. Si possono avere anche livelli oligotipici a *Globigerina* spp. e *Orbulina* spp. o livelli sterili. Le forme che si rinvengono comunemente sono: *Globigerina* cf. *woodi* Jenkins, *Globigerinita glutinata* (Egger), *G. uvula* (Ehrenberg), *Globigerinoides extremus* Bolli & Bermudez, *G. obliquus* Bolli, *Globorotalia scitula* (Brady), *Neogloboquadrina acostaensis* (Blow), *Orbulina suturalis* Brönnimann, *O. universa* d'Orbigny, *Paragloborotalia* cf. *mayeri* (Cushman & Ellisor), *Turborotalita quinqueloba* (Natland). I bentonici, sempre scarsi, sono rappresentati prevalentemente da Buliminidae (*Bulimina aculeata* d'Orbigny*, B. costata* d'Orbigny*, B. minima* Tedeschi & Zanmatti*, B. echinata* d'Orbigny*, Brizalina dentellata* Tavani *e B. dilatata* (Reuss)).

L'evento più significativo, che avviene nella parte inferiore dell'unità, è la comparsa di *Turborotalita multiloba* (Romeo). I caratteri dell'associazione sopra descritta sono indicativi dell'intervallo che si estende dalla biozona a *Globigerinoides extremus* alla parte inferiore della *biozona atipica*.

Età: Tortoniano *p.p*. -Messiniano *p.p*.

PROGETTO CARG

4.3.1. - *litofacies arenaceo-conglomeratica* (**FCI$_b$**)

Affiora lungo tutto il margine orientale del *bacino di Camerino*, da Albacina alla valle del Potenza, costituendo il nucleo della sinclinale di Braccano ed il fianco rovescio dell'anticlinale di Colpaola.

Si tratta di arenarie e conglomerati poligenici con rari livelli pelitici, emipelagici. Le prime, di colore giallastro, a granulometria medio-grossolana, si presentano in strati molto spessi e massicci, spesso amalgamati, privi di strutture interne, talora separati da sottili partimenti pelitici.

I conglomerati sono costituiti in prevalenza da elementi di *Bisciaro* e di *Schlier*, ma abbondano anche clasti di *Scaglia cinerea* e di *Scaglia rossa*.

La tessitura è in genere caotica, a luoghi si nota, però, un certo isorientamento e accenni di embriciatura dei ciottoli. La granulometria è variabile dal ciottolo al blocco. La matrice è sabbioso-argillosa. La forma geometrica dei corpi conglomeratici è marcatamente lenticolare, con spessori molto variabili dal metro alla decina di metri. I conglomerati, costituiti a spese del *Bisciaro* e dello *Schlier*, sono ben osservabili lungo la strada che da le Cerquete porta a Case San Martino; quelli costituiti da *Scaglia cinerea* e *Scaglia rossa* sono ben affioranti lungo la strada asfaltata che da Colleferraio porta a Rastia. In prossimità di Acquosi, intercalati nell'unità in parola, si rinvengono paraconglomerati con matrice arenacea e pacchi di strati di rocce più antiche. Questi potrebbero rappresentare il materiale di accumulo di frane sottomarine staccatesi dal versante occidentale della dorsale del Monte S. Vicino, che doveva costituire una scarpata di faglia che metteva a nudo anche i terreni cretaceo-paleogenici (Calamita *et alii,* 1979). Nel settore meridionale, alla base e nella parte mediana dell'unità, si rinviene un sottile livello pelitico-arenaceo (**FCI$_e$**).

Il passaggio con la sovrastante unità non è mai ben visibile, ma è segnato, morfologicamente, da una brusca diminuzione del pendio. I contatti basali sono sempre di tipo erosivo. Lo spessore può raggiungere i 500 m.

4.3.2. - *litofacies pelitico-arenacea* (**FCI$_e$**)

Si rinviene a due altezze stratigrafiche ed è rappresentata da arenarie a granulometria fine, grigio-giallastre, in strati sottili, con sequenze di Bouma del tipo T_{c-e} e T_{d-e}, e da marne argillo-siltose scure. Il rapporto sabbia/argilla è minore di uno.

Sono presenti, seppure subordinate, torbiditi arenaceo-peliticche e peliti emipelagiche. Le prime si compongono di arenarie medio-grossolane, in strati medio-spessi o spessi con accenno di laminazione piano-parallela alla base dello strato, e da marne argillo-siltose grigio-scure. Il rapporto sabbia/argilla è maggiore di uno. Le peliti emipelagiche sono costituite da marne argillose e siltose grigio-verdoline o chiare.

PROGETTO CARG

Nel settore meridionale dell'area, all'interno dell'unità stratigraficamente più bassa, si hanno corpi lentiformi arenaaceo-pelitici (**FCI_d**) e arenacei (**FCI_c**).

Lo spessore calcolato varia da poche decine (a ovest) a diverse centinaia di m (a est).

La presente unità è in parte eteropica con la successiva.

4.3.3. - *litofacies pelitica* (**FCI_f**)

È composta quasi esclusivamente da marne argillo-siltose e da argille marnoso-siltose scure, sottilmente stratificate e talora laminate, a luoghi bioturbate, con sequenza di Bouma del tipo T_e.

In associazione si rinvengono pacchi di strati pelitico-arenacei, dati da arenarie grigie finissime o siltiti scure, in strati sottili o molto sottili, con sequenze di Bouma del tipo T_{c-e} o T_{d-e}, e marne argillo-siltose scure. Lo spessore dell'unità è di 200-300 metri, ma diminuisce verso sud in relazione alla progressiva chiusura dell'unità stessa.

4.3.4. - *litofacies arenaceo-pelitica* (**FCI_d**)

Si rinviene in due distinti livelli stratigrafici ed è costituita da arenarie giallastre, medio-grossolane, in strati medio-spessi e talora massicci, a luoghi lenticolari, con sequenze di Bouma del tipo $T_{a/d-e}$, e da marne siltose grigie.

Il rapporto sabbia/argilla è maggiore di uno.

In maniera subordinata sono presenti pacchi di strati arenacei, pelitico-arenacei e peliti emipelagiche. I primi sono dati da arenarie a granulometria media, in strati da medi a molto spessi con laminazione appena accennata, talora gradati, e da sottili strati marnosi. Il rapporto sabbia /argilla è molto elevato.

I pacchi di strati pelitico-arenacei, come pure le peliti emipelagiche, presentano gli stessi caratteri delle analoghe *litofacies* sopra descritte. Nel livello stratigrafico superiore sono presenti corpi lenticolari pelitico-arenacei (**FCI_e**).

Lo spessore va dai 100 ai 300 m.

Ad occidente dell'allineamento Matelica - Monte Gallo, la successione torbiditica affiorante è sensibilmente diversa da quella sopra descritta, in quanto mancano sia l'unità basale (**FCI_b**) che quella pelitica (**FCI_f**) e lo spessore è pertanto notevolmente ridotto.

Sono state effettuate misure di paleocorrenti (*flute casts*) nelle arenarie della *litofacies arenaceo-pelitica* e in quelle della *litofacies arenaceo-conglomeratica.* Queste indicano una direzione dei flussi verso NNW; solo in località Colaiello, alla base di uno strato arenaceo della *litofacies arenaceo-conglomeratica,* sono stati rinvenuti *flute casts* indicanti una direzione di apporto da NNW.

PROGETTO CARG

Tenuto conto dei dati sopra esposti e di quelli di Calamita *et alii* (1979), si deduce che il bacino miocenico torbiditico di Camerino aveva un profilo trasversale fortemente asimmetrico, con la parte orientale più depressa e caratterizzata alla base da sedimentazione più spessa e grossolana.

Il profilo longitudinale mostra un leggero e graduale innalzamento del fondo verso NNW come dimostra il progressivo assottigliamento dei corpi torbiditici grossolani verso settentrione e la loro sostituzione con *facies* più fini. Ciò è in accordo con la distribuzione delle paleocorrenti che indicano una espansione dei flussi verso NNW dopo una probabile immissione trasversale da SW (Calamita *et. alii*, 1979).

4.4. - Formazione gessoso-solfifera (**GES**)

I depositi evaporitici di Case Gesso sono così costituiti, dal basso verso l'alto: argille e marne bituminose nerastre e marne tripolacee dello spessore di circa 30-40 metri; gessi microcristallini in strati sottili, laminati, con lamine chiare e lamine grigiastre in relazione alla presenza di materia organica (**GES_b**), dello spessore di pochi metri; argille e marne bituminose nerastre fogliettate, a luoghi di colore bruno-rossastro, anch'esse di esiguo spessore. Queste ultime sono presenti solo nella zona di Matelica.

L'età è Messiniano *p.p.*.

BACINO MARCHIGIANO ESTERNO

Per quanto riguarda la stratigrafia dei depositi tardo-miocenici del *bacino marchigiano esterno*, il Foglio 302 rappresenta un'area di transizione tra le Marche settentrionali e quelle meridionali. Nelle prime la sedimentazione torbiditica ed evaporitica avviene in piccoli bacini (*bacino di Montecalvo in Foglia* e *bacino di Monteluro*, Savelli & Wezel, 1978), mentre nelle Marche meridionali si individua una vasta area di avanfossa (*bacino della Laga*), dove si deposita la *Formazione della Laga,* una unità torbiditica potente 3-4000 metri, che contrasta con i minori spessori dei sedimenti dei bacini settentrionali.

In essa sono stati distinti tre membri: pre-evaporitico, evaporitico e post-evaporitico (Cantalamessa *et alii,* 1986a *cum* bibliografia).

Nell'area del Foglio ricade la porzione settentrionale del *bacino della Laga*, ivi compresa la depressione di Aliforni-S. Severino, considerata l'ultima propaggine del bacino in parola (Cantalamessa *et alii,* 1986a). Nella parte orientale (zona di Tolentino) affiorano solo le torbiditi post-evaporitiche, mentre ad occidente (bacino di Aliforni-S. Severino) è presente l'intera successione messiniana.

PROGETTO CARG

Per quanto riguarda, in particolare, le unità messiniane post-evaporitiche, Selli (1954) aveva distinto, nelle Marche settentrionali, una *Formazione di Tetto* e una *Formazione a Colombacci*. Questa bipartizione è stata successivamente confermata da Savelli e Wezel (1979) che, però, denominavano la *Formazione di Tetto* come *Formazione di San Donato* per il suo peculiare contenuto sabbioso.

Nelle Marche meridionali l'equivalente della *F.ne di San Donato* è rappresentato dal *membro post-evaporitico della Formazione della Laga*.

Per quanto riguarda la *F.ne a Colombacci,* Cantalamessa *et alii* (1981; 1986a) hanno ipotizzato una sua eteropia con il suddetto membro della *F.ne della Laga*, mentre Bassetti *et alii* (1994) ne hanno ridefinito i caratteri considerandola stratigraficamente sovrapposta al *membro post-evaporitico* della *F.ne della Laga.* Gli stessi Autori, inoltre, hanno rivalutato la *F.ne di Tetto*, attribuendovi le *facies* pelitiche affioranti ad ovest di Tolentino (*Argille a Colombacci* di Cantalamessa *et alii*, 1981), interpretate come i depositi marginali del più orientale bacino post-evaporitico della Laga.

In accordo con Cantalamessa *et alii* (1981) attribuiamo le torbiditi pre-*Formazione gessoso-solfifera* del *bacino di Aliforni-S. Severino* al *membro pre-evaporitico della F.ne della Laga,* affiorante largamente più a sud e con il quale è evidente la continuità longitudinale. Per quanto riguarda i sedimenti post-evaporitici e pre-*F.ne a Colombacci*, ferma restando l'appartenenza al membro post-evaporitico delle torbiditi della zona di Tolentino (Cantalamessa *et alii*, 1981; Bassetti *et alii*, 1994), ascriviamo le coeve torbiditi (comprese le suddette facies pelitiche) del più occidentale *bacino di Aliforni- S. Severino* alla *F.ne di S. Donato*[3] (Savelli & Wezel, 1978), come proposto da Roveri *et alii* (1998) per le coeve successioni comprese tra la Romagna orientale e le Marche settentrionali.

Per quanto concerne, infine, la *F.ne a Colombacci* riteniamo, come Bassetti *et alii* (1994), che l'unità in parola chiuda la sedimentazione messiniana. Essa poggia, infatti, sia sulla *F.ne della Laga* (area di Tolentino), sia sulla *F.ne di S. Donato* (bacino di Aliforni-S. Severino), che sulla *F.ne gessoso-solfifera* (area di Cingoli-Avenale).

Da quanto detto sopra si capisce come la successione messiniana del *bacino marchigiano esterno*, affiorante ad oriente dell'*anticlinale di Monte S. Vicino*, sia diversa da zona a zona. Sono state distinte, al di sotto della *Formazione a Colombacci*, tre successioni affioranti in altrettante aree.

[3] Come si vedrà più avanti, i caratteri sedimentari e strutturali di questi ultimi depositi sono tipici di una sequenza di bacini di *piggy-back.* Ciò a seguito della incorporazione della porzione occidentale della avanfossa pre-evaporitica della Laga nella catena (dove si sviluppa il residuo *bacino di Aliforni-S.Severino*), con *shifting* del depocentro della sedimentazione torbiditica verso l'esterno (zona di Tolentino).

PROGETTO CARG

Bacino di Aliforni - S. Severino

La successione pre-*Formazione a Colombacci* è la seguente, dal basso verso l'alto*: Formazione della Laga-membro pre-evaporitico - Formazione gessoso-solfifera - Formazione di S. Donato*.

4.5. - Formazione della Laga - membro pre-evaporitico (**LAG_1**)

Si tratta di una successione costituita da torbiditi arenacee (talora conglomeratiche), arenaceo-pelitiche, pelitico-arenacee e pelitiche con rapporti di sovrapposizione e laterali. È stata distinta una *litofacies arenacea* passante verso il basso e verso l'alto (a luoghi lateralmente) a torbiditi più fini, costituenti altre due unità (*litofacies pelitico-arenacea* e *litofacies arenaceo-pelitica*).

Lo spessore massimo può essere valutato attorno ai 350 m, ma si riduce fortemente sui due fianchi (parte settentrionale) o sul solo fianco occidentale (parte centrale del bacino) fino a pochi metri: nei casi estremi si può avere un contatto diretto tra la *Formazione gessoso-solfifera* e le emipelagiti pre-torbiditiche (zona di Palazzo-Cordivino e a SE di Castel Sanpietro sul fianco occidentale, tratto C. de Tosti - l'Annunziata - Moscosi e zona tra Apiro e Case Azzoni sul fianco orientale).

I campioni prelevati in questa unità o sono risultati sterili o hanno fornito un'associazione a foraminiferi molto povera costituita per lo più da: *Globigerina* cf. *woodi* Jenkins, *Globigerinita glutinata* (Egger), *G. uvula* (Ehrenberg), *Globigerinoides extremus* Bolli & Bermudez, *G. obliquus* Bolli, *Globorotalia scitula* (Brady), *Neogloboquadrina acostaensis* (Blow), *Orbulina suturalis* Brönnimann, *O. universa* d'Orbigny, *Paragloborotalia* cf. *mayeri* (Cushman & Ellisor), *Turborotalita quinqueloba* (Natland), *T. multiloba* (Romeo). Tra i bentonici si rinvengono *Bulimina aculeata* d'Orbigny, *B. echinata* d'Orbigny, *B. minima* Tedeschi & Zanmatti, *Brizalina dentellata* Tavani *B. dilatata* (Reuss) *e Sagrina dertonensis* (Giannotti). Sono presenti anche forme rielaborate dell'Oligocene-Miocene inferiore (*Catapsidrax* sp., *Globigerina angulisuturalis* Bolli).

L'associazione sopra descritta è riferita alla parte inferiore della *biozona atipica*.

Età: Messiniano *p.p*.

4.5.1. - *litofacies arenaceo-pelitica* (**LAG_{1d}**)

I litotipi principali sono dati da:

a) arenarie a granulometria da fine a grossolana, in strati da medi a spessi, piano-paralleli e lenticolari e peliti; il rapporto sabbia/argilla è molto elevato e la sequenza di Bouma più comune è del tipo $T_{a/c/e}$;

PROGETTO CARG

b) arenarie medio-fini in strati da medi a molto spessi, generalmente piano paralleli, con rapporto sabbia/argilla maggiore di uno e sequenza di Bouma più comune del tipo $T_{b/d\,e}$.

Meno frequenti sono le arenarie in strati spessi alternate a peliti, con rapporto sabbia/argilla maggiore di 1 e sequenza di Bouma del tipo $T_{abc/e}$ in cui l'intervallo «a» comprende quasi tutto lo strato arenaceo.

Molto subordinati sono i pacchi pelitico-arenacei con rapporto sabbia/argilla inferiore a 1 e sequenze di Bouma del tipo T_{bcde}.

Caratteristica è l'intercalazione di strati da spessi a massicci, a granulometria media e grossolana, talora laminati.

Lo spessore della presente unità varia da 50 m a 120 m.

4.5.2. - *litofacies arenacea* (**LAG_{1c}**)

E' data in prevalenza da arenarie medio-grossolane in strati spessi, molto spessi e massicci, piano paralleli e lenticolari, di solito amalgamati, talora gradati, frequentemente contenenti *clay chips*, resti vegetali e sferoidi diagenetici; il rapporto sabbia/argilla è molto elevato.

Meno diffuse sono le arenarie a granulometria media, in strati piano paralleli, medi e spessi, con lamine medie, spesse e molto spesse. Del tutto subordinati sono i pacchi di strati arenaceo-pelitici e pelitico-arenacei.

Localmente (a nord di S. Severino, nella zona di Frontale, in località Moscosi e Mozzacatena, a sud di Corsciano e nel Fosso di Portolo), nella porzione inferiore dell'unità, si hanno accumuli di paraconglomerati a matrice prevalentemente arenacea, con elementi ruditici calcarei (dai massi ai ciottoli) e calcareo-marnosi riferibili al *Bisciaro* ed allo *Schlier* (fig.6).

I contatti basali con lo *Schlier* sono di tipo erosivo e spesso marcati dalla presenza di *facies* caotiche ad elementi grossolani (anche metrici) di *Bisciaro* e di *Schlier*.

Lo spessore va da pochi metri (NNW di Aliforni) a 250 m (ESE di Palazzata).

4.5.3. - *litofacies pelitico-arenacea* (**LAG_{1e}**)

È costituita da una alternanza di:

- arenarie fini, in strati sottili e medi, piano paralleli e peliti, con rapporto sabbia/argilla minore di uno e sequenze di Bouma del tipo T_{cde} e $T_{c/e}$.
- arenarie medio fini in strati medi e spessi, per lo più piano-paralleli e peliti con rapporto sabbia/argilla maggiore di uno e sequenze di Bouma del tipo T_{de}, T_{bcde}, $T_{bc/e}$, $T_{c/e}$.
- peliti in strati da sottili a molto spessi con sequenza di Bouma tipo T_e.

Lo spessore è compreso tra pochi metri e 100 metri.

PROGETTO CARG

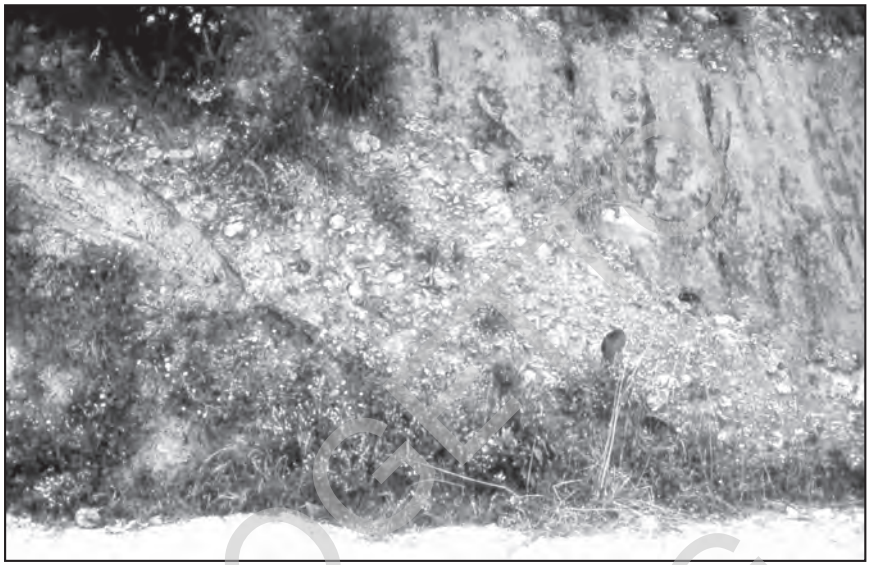


Fig. 6 - *Accumulo di para-conglomerato nella parte basale della F.ne della Laga (Frontale, Loc. Colle Pietra).*

4.6. - Formazione gessoso-solfifera (**GES**)

Nella parte settentrionale del bacino è costituita da una alternanza (per uno spessore molto variabile) di argille e argille marnose di color tabacco, marne tripolacee, argille scure, rari livelli di gesso laminato, calcari fetidi laminati, localmente ubicati alla base della successione e poggianti direttamente (zona di Frontale - Cordivino) sul substrato pre-messiniano.

Nella parte centro-meridionale l'unità è costituita da marne argilloso-bituminose nerastre, a luoghi di colore bruno e aranciato, nelle quali sono intercalati due livelli gessosi, non sempre contemporaneamente presenti.

Il livello inferiore (**GES_b**) è formato da strati medi e spessi di gessi cristallini laminati, contenenti foglie e pesci, alternati a marne bituminose e a siltiti avana. Spesso negli strati si rinvengono gessi secondari costituiti da veli sericolitici o da inclusioni fibroso-raggiate. Lo spessore va da alcune decine di metri fino a pochi metri (a sud).

Il livello gessoso stratigraficamente più alto (**GES_a**) è chiaramente di natura detritica: prevalgono le gessareniti medie e grossolane, ma a luoghi (Fosso Maestà) si hanno anche brecce gessose a matrice marnoso-gessosa. Nella zona di Case Sasso, dove ha spessore di circa 5 metri, esso è separato dal livello più basso da un orizzonte di circa un metro di depositi marnosi caotici attribuibili a *debris flow* (Carloni *et. alii*, 1974; Borsetti *et. alii*, 1975; Cantalamessa *et alii*, 1981).

Lo spessore complessivo della *Formazione gessoso-solfifera* varia dai pochi metri del margine nord orientale del *bacino di Aliforni - S. Severino* (dove giace direttamente sopra lo *Schlier*) a più di 100 m a nord di S. Severino.

L'età della Formazione gessoso-solfifera è Messiniano *p.p*

4.7. - Formazione di San Donato (**FSD**)

Corrisponde alla Formazione di San Donato (Savelli & Wezel, 1978) delle Marche settentrionali.

È rappresentata da argille e argille siltose di colore grigio scuro e grigio-azzurro in strati sottili con sporadiche intercalazioni di pacchi di strati arenacei e pelitico-arenacei. La sequenza di Bouma è del tipo T_e; il rapporto sabbia/argilla è molto inferiore a uno. Nella parte alta è ubicato il livello guida vulcano-derivato (**a**), rinvenuto solo nella porzione settentrionale del bacino. Nella parte mediana di quest'ultimo sono presenti corpi torbiditici più grossolani costituenti due unità (*litofacies pelitico-arenacea* e *litofacies arenaceo-pelitica*), con rapporti di sovrapposizione e laterali.

Lo spessore massimo della Formazione di San Donato si aggira sui 550 m e si registra ad est di Aliforni, nel settore centrale della depressione.

L'associazione microfaunistica è simile, nel complesso, a quella riscontrata nel *membro pre-evapooritico* della *Formazione della Laga*. Pertanto l'unità è riferita alla parte superiore della *biozona atipica*.

Età: Messiniano *p.p.*

4.7.1. - *litofacies pelitico-arenacea* (**FSD_e**)

Prevale alla base ed è formata da un'alternanza di argille e argille marnoso-siltose e arenarie in strati medi, con rapporto sabbia/argilla minore di uno e sequenza di Bouma in cui manca la porzione basale (T_a e T_b). Si riconosce frequentemente il tipo $T_{c/e}$. In associazione si rinvengono anche pacchi pelitici.

4.7.2. - *litofacies arenaceo-pelitica* (**FSD_d**)

E' costituita in prevalenza da un'alternanza di arenarie giallastre a granulometria media e grossolana, in strati medi e spessi e di sottili strati pelitici con rapporto sabbia/argilla maggiore di uno. La sequenza di Bouma è del tipo $T_{a/c/e}$, $T_{a/e}$ e, meno comunemente, $T_{ab/de}$ in cui l'intervallo «a» comprende quasi tutto lo strato arenaceo.

PROGETTO CARG

Nella *litofacies pelitico-arenacea* è stata effettuata una misura di paleocorrente (a sud di Case Bagnone) che ha andamento WNW - ESE.

La fig. 7 mostra i rapporti stratigrafici tra le unità messiniane del *bacino di Aliforni-San Severino*.

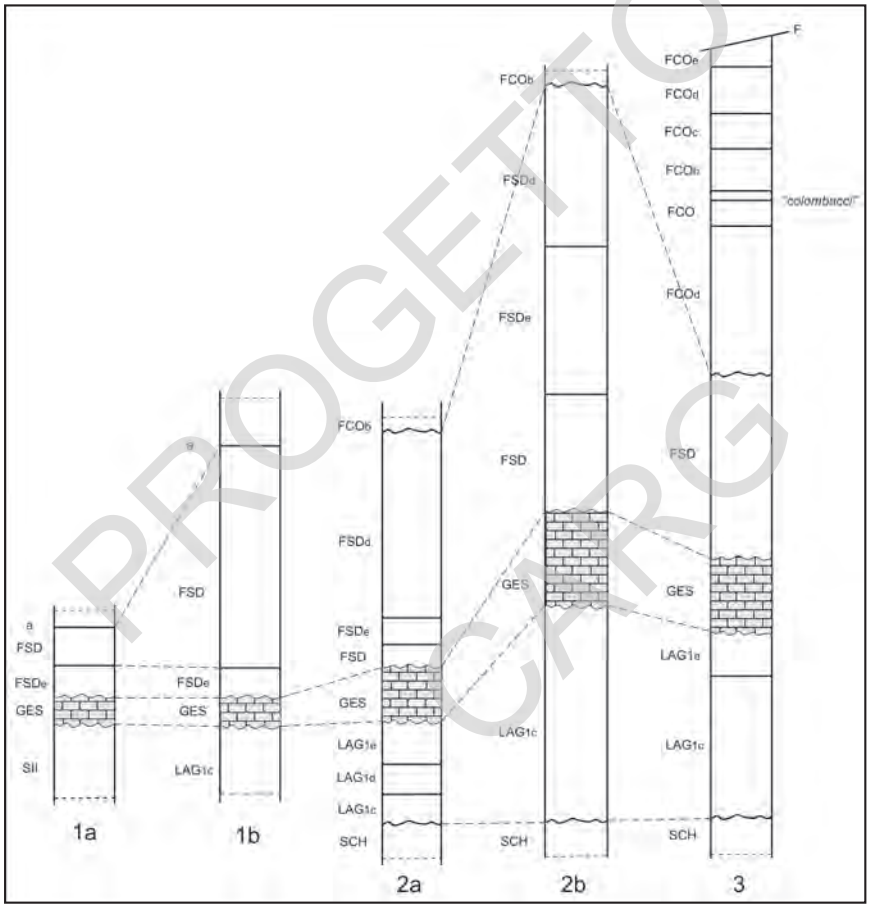


Fig. 7 - *Rapporti stratigrafici tra le unità torbiditiche mioceniche del Bacino di Aliforni - San Severino.*
1 - porzione settentrionale (area di Palazzo - Apiro): a) fianco occidentale; b) zona centrale;
2 - porzione centrale (area di Aliforni): a) fianco occidentale; b) fianco orientale;
3 - porzione meridionale (area a SE di San Severino). a - livello vulcano-derivato.

Il *bacino di Aliforni-San Severino* costituisce, assieme a quello di Camerino, uno dei bacini torbidici minori dell'Appennino. Si tratta cioè di una stretta depressione allungata in senso appenninico (compresa tra le due aree rilevate della dorsale di Cingoli e del gruppo di Monte S. Vicino), nella quale l'espansione dei

PROGETTO CARG

flussi gravitativi e la geometria dei corpi torbiditici era condizionata dalla forma delle depressione stessa che funzionava come un «canale strutturale».

I rapporti delle arenarie della *litofacies arenacea* (**LAG_{1c}**) con le emipelagiti del substrato indicano che i flussi ad alta concentrazione erano talora preceduti dalla immissione nel bacino di correnti più diluite (depositi pelitico-arenacei e arenaceo-pelitici), ma più spesso costituivano i primi arrivi caratterizzati da forte potere erosivo. La presenza di paraconglomerati inglobati nelle arenarie è indicativa di una tettonica in atto, con esposizione ed erosione del substrato emipelagico (*Bisciaro* e *Schlier*) dal quale provengono gli elementi ruditici.

La successiva locale deposizione di torbiditi più fini (pelitico-arenacee e arenaceo-pelitiche) rappresenta la chiusura del canale strutturale, mentre la più recente *Formazione gessoso-solfifera*, pur con differenze di *facies*, sembra seppellire le difformità dei fondali marini.

Con la sedimentazione delle torbiditi post-evaporitiche si ha una ripresa dell'attività tettonica. I depositi sono inizialmente pelitici, successivamente, nelle zone centrali più depresse, si instaura una sedimentazione torbiditica più grossolana con probabile immissione delle correnti da WNW, mentre nelle rimanenti aree rialzate continua la sedimentazione pelitica.

Area di Tolentino

La successione comprende alla base la *Formazione gessoso-solfifera* (**GES**), alla quale segue la *Formazione della Laga-membro post-evaporitico*.

4.8 - Formazione gessoso-solfifera (**GES**)

Affiora a Villa Martinozzi (Valle del F. Potenza) e poco ad ovest di Tolentino e giace direttamente sullo *Schlier*. Ha caratteri simili a quelli della stessa unità affiorante nella parte meridionale del *bacino di Aliforni-S. Severino*; qui manca, però, il livello di gessi risedimentati. Sono inoltre presenti calcari stromatolitici, a luoghi con tracce di bioturbazione. Lo spessore è di alcune decine di metri.

4.9. - Formazione della Laga - membro post-evaporitico (**LAG_3**)

È costituito da una successione torbiditica (per uno spessore di circa 300 m) prevalentemente pelitico-arenacea, contenente tre orizzonti arenaceo-pelitici (**LAG_{3d}**). La prima è costituita da un'alternanza di argille e argille marnoso-siltose di colore grigio-azzurro, in strati sottili e medi, e di arenarie in strati sottili

PROGETTO CARG

e medi con rapporto sabbia/argilla minore di uno. La sequenza di Bouma è di tipo T_{c-e} e subordinatamente T_{d-e} e T_{b-}.

Gli orizzonti arenaceo-pelitici sono rappresentati da arenarie di colore giallastro a granulometria fine e media, in strati tabulari da medi a spessi, e da argille marnoso-siltose grigio-azzurre. La sequenza di Bouma è essenzialmente del tipo T_{a-e} e T_{b-e}; il rapporto sabbia/argilla è maggiore di uno. Sotto il secondo orizzonte è ubicato il livello guida vulcano-derivato (**a**), di spessore variabile tra 0,5 m e 3 m, costituito da 3-4 strati amalgamati di ceneri vulcaniche biancastre.

La presente area costituisce la nuova avanfossa torbiditica post-evaporitica.

Le caratteristiche complessive dell'associazione microfaunistica sono simili a quelle riscontrate nel membro pre-evaporitico. Qui le forme rielaborate provengono dal Cretacico (*Hedbergella* sp., *Rotalipora* sp.) e dal Miocene inferiore-medio (*Globigerina venezuelana* Hedberg*, G. praebulloides* Blow*, Paragloborotalia* spp., *Praeorbulina* sp., *Globigerinoides altiaperturus* Bolli e *Catapsydrax dissimilis* Cushman & Bermudez).

L'unità è pertanto riferita alla parte superiore della *biozona atipica*.

Età: Messiniano *p.p.*

Area di Cingoli - Avenale

In quest'area al di sotto della *Formazione a Colombacci* l'unica unità messiniana è rappresentata dalla *Formazione gessoso-solfifera* che giace direttamente sulle emipelagiti dello *Schlier*.

Essa affiora subito ad est di Monte Alto - Avenale e nel settore meridionale della struttura Strada ed è costituita da argille e marne argilloso-bituminose, di colore tabacco o grigio scuro e da calcari marnosi, laminati, fetidi, talora solfiferi, generalmente intercalati alle prime, ma localmente (zona di Bellafuia) ubicati alla base della successione. Lo spessore è di una quarantina di metri.

4.10. - Formazione a Colombacci (**FCO**)

Comprende una parte delle facies attribuite al *membro post-evaporitico* della *Formazione della Laga* e alle *Argille a Colombacci* da Cantalamessa *et alii* (1981), e corrisponde alla "sequenza superiore" del Messiniano post-evaporitico di Bassetti *et alii* (1994). Coincide con una sequenza deposizionale, limitata da una discontinuità basale, tramite la quale viene a contatto con diverse unità più antiche (*Formazione di S. Donato*, *Formazione della Laga*, *Formazione gessoso-solfifera*) e da una discontinuità sommitale al passaggio con i depositi del Pliocene inferiore (Bassetti *et alii*, 1994; Bassetti, 1995).

PROGETTO CARG

Dove gli affioramenti sono più continui ed estesi (zona tra S. Severino e Tolentino) la presente unità è costituita da argille e argille marnose da grigio scure a nerastre, con sporadici livelli sabbiosi. Queste passano lateralmente ad alternanze di torbiditi fini (pelitiche e pelitico-arenacee) e torbiditi più grossolane (arenaceo-pelitiche, arenacee e arenaceo-conglomeratiche) a geometria lenticolare e, talora, con base erosiva. Le *litofacies* più fini contengono sottili livelli calcarei ("colombacci") (Selli, 1952).

Ad Aliforni e ad Avenale l'unità è invece rappresentata solo da *litofacies* arenaceo-conglomeratiche, le cui *facies* distali, più fini, potrebbero essere rappresentate dai corpi arenacei e arenaceo-pelitici di Treia.

Lo spessore complessivo nella zona di S. Severino - Tolentino è di 600-700 m.

Il contenuto microfaunistico è costituito prevalentemente da foraminiferi planctonici; questi sono molto ricristallizzati, di ridotte dimensioni e sono per lo più forme rielaborate del Miocene. I bentonici sono assenti. Complessivamente l'associazione è costituita da: *Globigerina ciperoensis* Bolli, *G. bulloides* d'Orbigny, *Globigerinoides immaturus* Le Roy, *Globorotalia menardii* (Parker, Jones & Brady), *Paragloborotalia continuosa* (Blow), *P.* cf. *mayeri* (Cushman & Ellisor), *P. siakensis* (Le Roy), *Turborotalita quinqueloba* (Natland). Sono presenti anche Ostracoda (*Cyprideis* sp.). L'unità pertanto è riferita alla parte superiore della *biozona atipica.*

Età: Messiniano *p.p.*

Sono state riconosciute le seguenti unità:

4.10.1. - *litofacies arenaceo-conglomeratica* (**FCO$_b$**)

È costituita da arenarie a granulometria medio-grossolana, in strati molto spessi e massicci, talora amalgamati e lenticolari e da conglomerati eterometrici e poligenici a matrice sabbiosa medio-grossolana, in genere «disorganizzati», più raramente isorientati o embricati.

Gli elementi dei conglomerati sono di natura calcarea (calcareniti, micriti, calcari marnosi, calcari tipo *pietra paesina*), silicea o arenacea.

Ad oriente di Cingoli la presente unità (*Formazione di Avenale*, Carloni, 1964), spessa circa 200 m, presenta intercalazioni di marne con strati di «colombacci».

4.10.2. - *litofacies arenacea* (**FCO$_c$**)

È costitutia da arenarie giallastre a granulometria medio-grossolana, in strati da medi a spessi con geometria lenticolare o, meno frequentemente, da arenarie fini in strati spessi e massicci con sottili livelli pelitici.

PROGETTO CARG

4.10.3. - *litofacies arenaceo-pelitica* (**FCO_d**)

È costituita da alternanze di arenarie giallastre a granulometria media e fine, in strati medio-spessi e argille marnose, con rapporto sabbia/argilla maggiore di uno. Le arenarie sono spesso lenticolari e presentano sequenze di Bouma tipo T_b (le più comuni), $T_{b/de}$, T_{bc}. Sono presenti strati arenacei simili a quelli della *litofacies arenacea*.

La presente unità nell'area di Tolentino - S. Severino costituisce dei pacchi di strati intercalati, a varie altezze stratigrafiche, nella *litofacies* appresso descritta.

4.10.4. - *litofacies pelitico-arenacea* (**FCO_e**)

Si tratta di arenarie fini e molto fini alternate a più spessi livelli pelitici con caratteristiche d'insieme simili a quelle delle analoghe unità torbidiche descritte in precedenza.

Sono state effettuate alcune misure di paleocorrenti (*flute casts* e *groove casts*) nell'area del Foglio e nelle aree immediatamente vicine. Di queste la maggior parte indica un trasporto verso SSE, una (*groove casts* della *litofacies arenaceo-pelitica* poco a sud di Colle Bonosa) indica una direzione SW-NE, un'altra (*litofacies arenaceo-pelitica* poco a nord di Tolentino) un trasporto verso ENE.

Sulla base di questi dati e di altri raccolti nelle torbiditi post-evaporitiche affioranti a sud del F. Potenza, Cantalamessa *et alii* (1981) hanno elaborato uno schema interpretativo di distribuzione delle paleocorrenti che prevede una immissione dei flussi gravitativi dalle aree occidentali, con successivo smistamento verso SSE e ENE. Gli stessi Autori ritengono che la formazione in esame (da essi attribuita al *membro post-evaporitico* della *Formazione della Laga*) sia costituita da due sistemi deposizionali - corrispondenti ad apparati di delta-conoide - di Garufo a sud e di Colli di Belforte - Villa Tallei a nord. Nella nostra area ricade solo la parte distale di quest'ultimo (*litofacies* arenaceo-pelitica e pelitico-arenacea) caratterizzata da nuove incisioni e riempimenti. Uno di questi è rappresentato dal corpo arenaceo-conglomeratico di Villa Tallei, a sua volta passante verso l'alto e lateralmente a torbiditi fini.

5. - SUCCESSIONE PLIOCENICA

5.1. - Formazione delle Argille azzurre (**FAA**)

Occupa una vasta area della fascia pedemontana ricadente nei Fogli Iesi, Tolentino, Macerata e Montegiorgio.

PROGETTO CARG

Nell'area del Foglio Tolentino affiora nella zona collinare che si estende ad oriente delle strutture di Cingoli e di Strada e si spinge fino all'altezza di Tolentino, a sud del Fiume Potenza. È discordante sul substrato pre-pliocenico deformato, rappresentato dalla *Formazione a Colombacci*, dalle emipelagiti pretorbiditiche e dalla *Scaglia rossa*. La discontinuità basale è ben riconoscibile in corrispondenza del margine interno del bacino pliocenico, rappresentato, a nord, dalla struttura di Cingoli. Qui la discontinuità è evidenziata dalla superficie di erosione impostatasi in corrispondenza del fronte e delle due zone di trascorrenza (a direzione N-S e N110°) della suddetta struttura; su detta superficie si appoggia in *onlap* la successione infrapliocenica i cui terreni basali sono riferibili alla biozona a *Globorotalia margaritae*.

Si tratta di una successione prevalentemente pelitica, dello spessore di 900-1000 metri, costituita da argille e argille marnose grigio-azzurre, fossilifere, in strati sottili, con rari livelli siltitici o arenitici medio-fini e lenti arenitiche (**FAA$_c$**). Queste passano, verso W, ad alternanze di argille e argille marnose, a laminazione parallela, con livelli di arenarie giallo-ocracee, medio fini, in strati sottili e medi, a laminazione parallela e incrociata, e con rapporto sabbia/argilla minore di uno (*litofacies pelitico-arenacea*, **FAA$_e$**); spostandosi ancora verso occidente, in prossimità del bordo del bacino, i corpi torbiditici diventano più grossolani e costituiscono il *membro delle arenarie di Borello* (**FAA$_2$**) di modesto spessore (minore di 150 m).

Il contenuto paleontologico presente in questa unità permette il riconoscimento di distinti intervalli in cui l'associazione a foraminiferi mostra caratteristiche diverse. Nell'intervallo più basso, fino alla scomparsa di *Globorotalia puncticulata* (Deshayes), l'associazione a foraminiferi è abbastanza ricca e diversificata ed è costituita per lo più da forme planctoniche. Particolarmente frequenti risultano *Globigerinoides obliquus* Bolli, *G. extremus* Bolli & Berm., *Globigerina bulloides* d'Orbigny, *G. apertura* Cushman, *G. decoraperta* Takay. & Saito, *Turborotalita quinqueloba* (Natland), *Neogloboquadrina acostaensis* (Blow), *N. humerosa* (Takay. & Saito), *Globorotalia incompta* (Cifelli) e *Orbulina universa* d'Orbigny.

Ad esse si associano *Globorotalia margaritae* Bolli & Bermudez, alla base dell'unità, e successivamente *Globorotalia puncticulata* (Deshayes).

I bentonici sono poco frequenti ma abbastanza diversificati. Le forme più comuni sono: *Lenticulina* spp., *Planulina ariminensis* d'Orbigny, *Siphonina reticulata* (Czjzek), *Cibicidoides* spp., *Nodosaria* spp., *Oridorsalis umbonatus* (Reuss), *Stilostomella* spp., *Bulimina* spp., *Uvigerina* spp., *Dentalina leguminiformis* (Batsh), *Heterolepa* spp.

L'elevata percentuale di Foraminiferi planctonici e l'associazione bentonica priva di forme litorali, indicano una deposizione in ambiente batiale.

I caratteri complessivi dell'associazione microfaunistica permettono di riconoscere la biozona a *Globorotalia margaritae* e gran parte della biozona a *Globorotalia puncticulata.* Pertanto questo intervallo è riferito allo Zancleano *p.p.*

PROGETTO CARG

Nel successivo intervallo, i bentonici diventano predominanti; alle forme dell'associazione sopracitata si aggiunge *Ammonia* spp. e aumentano di frequenza *Valvulineria bradyana* (Fornasini)*, Cassidulina neocarinata* Thalmann e *Brizalina* spp.. Le forme suddette, insieme alla ridotta frequenza di planctonici, sono indicative di una diminuzione di profondità del bacino di sedimentazione. L'intervallo è riferito alla parte superiore della biozona a *Globorotalia puncticulata,* di età Piacenziano inferiore.

Nell'intervallo che segue, l'associazione a Foraminiferi cambia; i planctonici, rispetto al primo intervallo, diventano meno abbondanti, hanno una distribuzione discontinua e sono spesso subordinati ai bentonici. *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny) sostituisce come importanza *G.* gr. *obliquus*; *Globigerina apertura* Cushman e *G. decoraperta* Takay. & Saito diminuiscono di frequenza. I bentonici sono meno diversificati, sia per la scomparsa, sia per la diminuzione di frequenza di molte forme.

Gli eventi più significativi, in ordine stratigrafico, sono: la scomparsa, alla base, di *Uvigerina rutila* Cushman & Todd; le comparse di *Globorotalia bononiensis* Dondi, di *G.* gr. *crassaformis* e di *Bulimina basispinosa* Tedeschi & Zanmatti. L'intervallo è riferito alla parte inferiore della biozona a *Globorotalia* gr. *crassaformis* di età Piacenziano superiore *p.p*.

In tutti gli intervalli esaminati, particolarmente nel secondo, si possono rinvenire forme rileborate del Cretacico (*Globigerinelloides* sp., *Hedbergella* sp., *Rotalipora* sp.), del Paleogene (*Morozovella* sp. e *Acarinina* sp.), del Pliocene (*Globorotalia margaritae* e *G. puncticulata*) e soprattutto del Miocene (*Paraglo-borotalia* spp., *Globoquadrina* spp., *Globigerina* spp., *Globorotalia* gr. *menardii, G. conomiozea* Kennett).

Complessivamente l'età della formazione si estende dallo Zancleano *p.p*. al Piacenziano *p.p.*

5.1.1. - *Membro delle arenarie di Borello* (**FAA$_2$**)

Corrisponde alla *Formazione di Cingoli* (Carloni, 1964). E' costituito da una successione di torbiditi arenaceo-pelitiche contenenti lenti arenacee che inglobano, a luoghi, piccoli corpi conglomeratici (*litofacies arenaceo-conglomeratica*) (**FAA$_{2b}$**). Detta successione si appoggia sul substrato eocenico-miocenico (dalla *Scaglia rossa* alla *Formazione gessoso-solfifera*) dell'*anticlinale di Cingoli*.

Affiora nella stretta fascia di rilievi (Pozzo, Cingoli, Monte Alto, Pitino, Colle della Croce, S. Lorenzo) interposti tra la dorsale di Cingoli e quella di Strada.

Lo spessore è variabile, massimo nella zona di Cingoli (circa 130 m) e minimo più a sud, in corrispondenza del Colle di Pitino (70 m), dove le torbiditi sono anche più fini. L'età è Pliocene inferiore.

PROGETTO CARG

Le torbiditi arenaceo-pelitiche sono costituite da un'alternanza di arenarie giallo-ocracee in strati medi e sottili, con sequenze di Bouma del tipo Tbcd, e di peliti grigio-azzurre con predominanza delle prime rispetto alle seconde.

I maggiori affioramenti si hanno nella zona di Pitino - Colle della Croce - S. Lorenzo. Un altro corpo arenaceo-pelitico (non cartografabile) è presente nella zona di Troviggiano, ad est della struttura di Strada.

La *litofacies arenaceo-conglomeratica* (**FAA$_{2b}$**) si rinviene in due livelli dello spessore di circa 50 m ciascuno, separati dalla *litofacies arenaceo-pelitica*: nell'area di Cingoli e di Pozzo affiorano entrambi i livelli suddetti, a Colle Alto quello inferiore, a nord del Fiume Musone quello superiore.

Si tratta di arenarie medio-grossolane, giallastre, in strati spessi e molto spessi, talora amalgamati, passanti verso il basso, per quanto riguarda il livello inferiore, a banchi di conglomerati ad elementi calcarei e silicei, subarrotondati, con locali intercalazioni pelitiche.

La figura 8 mostra i rapporti stratigrafici tra le unità plioceniche.

Nella figura 9 è riportato uno schema esplicativo dei rapporti esistenti tra i diversi membri della *Formazione delle Argille azzurre,* l' area di affioramento e l'età.

6. - SEQUENZE DEPOSIZIONALI DELLA SUCCESSIONE MIO - PLIOCENICA

Nell'ambito della successione marina tortoniano-pliocenica sono state riconosciute alcune superfici di discontinuità, talora marcate da discordanze angolari, che hanno consentito di suddividere la successione stessa in sequenze deposizionali. La più antica di queste superfici si ritrova alla base delle unità torbiditiche silico-clastiche. Essa pertanto delimita la *Formazione di Camerino* e la *Formazione della Laga* dal sottostante *Schlier*, rispettivamente nel *bacino di Camerino* e nel *bacino marchigiano esterno*.

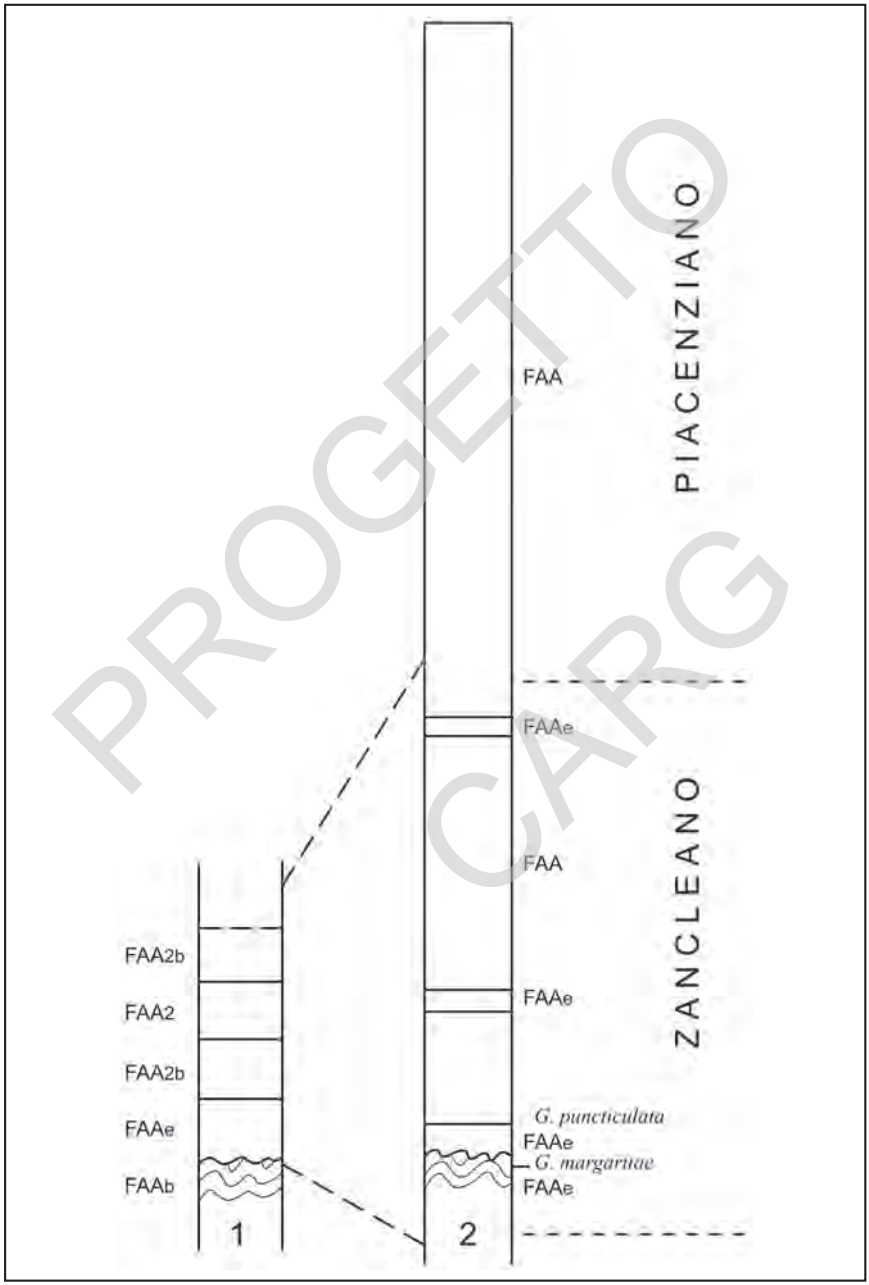
La seconda discontinuità è ubicata alla base della *Formazione gessoso-solfifera*, che giace sulle torbiditi pre-evaporitiche o (nel *bacino marchigiano esterno*) anche sulle unità pre-messiniane.

Le successive discontinuità si rinvengono solo nel *bacino marchigiano esterno*. Qui una discontinuità (terza) è posta alla base del livello di gessi risedimentati o, dove questo manca, alla base della *Formazione di San Donato*. La quarta si trova al passaggio tra la *Formazione della Laga - membro post-evaporitico* o la *Formazione di S. Donato* oppure la *Formazione gessoso-solfifera* e la soprastante *Formazione a Colombacci*.

La quinta, marcata ovunque da una evidente discordanza geometrica, è ubicata alla base della *Formazione delle Argille azzurre*.

La discontinuità più recente si trova alla base dei sedimenti pelitici mediopliocenici; si tratta in realtà di una superficie di concordanza, correlabile con

PROGETTO CARG



PROGETTO CARG

Fig. 8 - *Rapporti stratigrafici tra le unità plioceniche: 1 - zona di Cingoli; 2 - zona di Troviggiano.*

DENOMINAZIONE	ETA'	SIGLA	AREA DI AFFIORAMENTO
Membro di Offida	Gelasiano sup. p.p. - Emiliano p.p.	FAA5	Fogli Macerata e Montegiorgio
Membro del M.te Ascensione	Gelasiano p.p.	FAA4	Foglio Montegiorgio
Membro dello Spungone	Piacenziano inf. p.p.	FAA3	Foglio Montegiorgio
Membro delle Arenarie di Borello	Zancleano p.p. - Piacenziano basale	FAA2	Foglio Tolentino

Fig. 9 - *Schema sinottico dei membri della Formazione delle Argille azzurre affioranti nei Fogli Montegiorgio, Macerata, Tolentino e Iesi.*

la nota discontinuità che nelle Marche meridionali (vedi Foglio Montegiorgio) sovrappone il *membro dello Spungone* della *Formazione delle Argille azzurre* sulla *Formazione della Laga*.

Le sequenze deposizionali limitate dalla suddette principali superfici di discontinuità sono:

- Sequenza M1

  Corrisponde alla *Formazione di Camerino* ed alla *Formazione della Laga - membro pre-evaporitico* ed è riferibile rispettivamente al Tortoniano *pp*.- Messiniano *pp*. ed al Messiniano *pp*.

- Sequenza M2a

  Corrisponde alla *Formazione gessoso-solfifera,* che poggia sulla *Formazione di Camerino* nel bacino omonimo e sulla *Formazione della Laga - membro pre-evaporitico* nel *bacino marchigiano esterno*. In quest'ultimo, talora, giace direttamente sullo emipelagiti pre-torbiditiche. L'età è Messiniano *pp*.

- Sequenza M2b

  È costituita dal livello di gessi clastici della *Formazione gessoso-solfifera* e dalla *Formazione di S. Donato* nell'area di Aliforni-S. Severino ed, in parte, dalla *Formazione della Laga - membro post-evaporitico* nell'area di Tolentino. Essa è riferibile al Messiniano *pp*.

- Sequenza M3

  Corrisponde alla *Formazione a Colombacci* che poggia sulla *Formazione di S. Donato* nell'area di Aliforni-S. Severino, sulla *Formazione della Laga - membro post-evaporitico* nell'area di Tolentino e sulla *Formazione gessoso-solfifera* nella zona di Cingoli-Avenale. L'età è Messiniano *pp*.

- Sequenza P1

  Corrisponde alla porzione basale della *Formazione delle Argille azzurre* che poggia in discordanza su diverse unità più antiche, dalla *Scaglia rossa* (Valle del Musone), alla *Scaglia cinerea* (Zona di Cingoli), allo *Schlier* (struttura di Strada) alla *Formazione a Colombacci* tra la Valle del Chienti e la Valle del

PROGETTO CARG

Potenza. Essa è in prevalenza costituita da peliti della biozona a *G. margaritae* in basso e della biozona a *G. puncticulata* in alto. Le associazioni faunistiche presenti al tetto della sequenza denotano una marcata variazione delle condizioni ambientali che da epibatiali diventano neritiche. Queste variazioni sono state interpretate come evidenze di instabilità tettonica correlabili con l'evento che, nelle aree meridionali, ha portato alla emersione ed alla genesi della discontinuità correlabile con la superficie di continuità che, nell'area del Foglio, caratterizza il limite superiore della presente sequenza.

All'interno della sequenza è riconoscibile una minore discontinuità (tra peliti della zona a *G. margaritae* e peliti riferibili alla zona a *G. puncticulata*) che suddivide la sequenza stessa in due subsequenze, P1a e P1b (vedi anche Cantalamessa *et alii*, 1986).

- Sequenza P2

Corrisponde alle peliti medio-plioceniche della *Formazione delle Argille azzurre*, affioranti nell'estrema porzione nordorientale del Foglio. Nell'area non affiora il limite superiore.

7. - DEPOSITI CONTINENTALI

Nell'area del Foglio affiorano estesi depositi continentali, rappresentati soprattutto da materiali alluvionali, ma anche da diverse generazioni di detriti di versante (che con i primi talora si interdigitano) attribuibili alle fasi climatiche fredde del Quaternario. Detti depositi sono stati attribuiti ai seguenti sintemi.

7.1. - Sintema del Fiume Musone (Olocene)

I depositi riferibili a questa unità (**MUS$_{bn}$**) sono particolarmente sviluppati nel tratto orientale del Fiume Potenza dove sono costituiti da materiali ghiaiosi, talora grossolani, legati ad apporti laterali, con intercalazioni sabbiose e limose. Queste ultime, risultanti da episodi recenti di alluvionamento, sono in alcuni casi particolarmente abbondanti al tetto del sintema. All'interno della dorsale calcarea la presente unità risulta poco sviluppata e costituita da prevalenti livelli ciottolosi con elementi arrotondati o subarrotondati e con rare alternanze di livelli e lenti sabbiosi e siltosi. La stratificazione è prevalentemente incrociata concava ad alto angolo e planare verso l'alto, dove prevalgono i depositi a granulometria fine. Il tetto dell'unità si rinviene ad altezze variabili dai 3 ai 10 metri sulle alluvioni recenti o attuali che risultano francamente grossolane.

All'unità in esame vengono riferiti anche materiali detritici di versante, costituiti da elementi ruditici a spigoli vivi con matrice argillosa più o meno abbon-

PROGETTO CARG

dante (**MUS$_{a}$**) e da depositi limoso-argillosi di origine colluviale, con frazione sabbiosa e con elementi marnosi in relazione alla natura del bacino di alimentazione (**MUS$_{b2}$**).

Appartengono, infine, a questo sintema i movimenti di massa classificati come: 1) *Depositi di frana in evoluzione* (**MUS$_{a1}$**), che interessano in gran parte le unità terrigene del *bacino di Camerino* e del *bacino della Laga*, e 2) *Depositi di frana senza indizi di evoluzione in atto* (**MUS$_{a1a}$**), sviluppati prevalentemente nelle dorsali calcaree. Questi ultimi sono stati riferiti alla presente unità - anche se spesso sono più antichi - in quanto gran parte del loro corpo mostra riattivazioni oloceniche. Tali riattivazioni sono testimoniate dalle interconnessioni tra i depositi di frana e quelli di versante e alluvionali del sintema. L'evoluzione olocenica di questi fenomeni è stata ampiamente documentata in aree limitrofe dell'Appennino centrale.

7.2. - Sintema di Matelica (Pleistocene superiore)

I depositi di questa unità (**MTI$_{bn}$**) sono particolarmente sviluppati nell'estrema porzione orientale del Potenza, lungo l'Esino, nella valle del Chienti, e ad est della dorsale di Cingoli. Le caratteristiche tessiturali risultano a volte differenti in funzione delle condizioni geologiche e geomorfologiche locali. Nelle aree montane i materiali sono essenzialmente ciottolosi con spigoli da angolosi a subangolosi; mentre nelle aree collinari i materiali sono più arrotondati ed eterogenei e con abbondante matrice sabbioso-siltosa (Rio Lapidoso, ad est di Castelraimondo; Fosso S. Lazzaro, a nord di S. Severino). Le strutture sedimentarie sono indicative di depositi di barre di canale, longitudinali e trasversali, dove i numerosi canali erano poco estesi e profondi, tipici di ambienti a regime anastomizzato. La stratificazione dei ciottoli, massiva e incrociata, è accompagnata spesso da livelli sabbiosi che diventano particolarmente sviluppati negli affluenti delle valli collinari.

La superficie sommitale di deposizione è subpianeggiante lungo i corsi d'acqua principali e via via più inclinata spostandosi verso le vallecole laterali. In queste ultime, come ad est della dorsale di Cingoli, non sono rari i passaggi progressivi a conoidi alluvionali, aventi generalmente profilo concavo verso l'alto, e/o ai depositi detritici di versante. Le altezze sul *talweg* variano dai 10 ai 30 metri. Si hanno pochi dati sull'andamento del substrato al disotto del sintema in parola: lo spessore dello stesso è molto variabile ma non supera mai i 40 metri. Il sintema risulta generalmente incassato nelle più antiche alluvioni del *supersintema di Colle Ulivo-Colonia Montani*, anche se non si può escludere che qualche conoide laterale proveniente dalle dorsali calcaree possa sovrapporsi a queste alluvioni.

PROGETTO CARG

L'unità in parola include anche materiali detritici di versante (**MTI_a**), costituiti da elementi calcarei e silicei a spigoli vivi o debolmente arrotondati in matrice argillosa scarsa. Possono essere stratificati oppure rimaneggiati da processi colluviali recenti. Non mancano infine depositi eluvio-colluviali (**MTI_{b2}**) dati da sabbie limose e limi sabbiosi con elementi ghiaiosi, arenacei e rari elementi calcarei.

7.3. - Supersintema di Colle Ulivo - Colonia Montani (Pleistocene medio, parte sommitale)

I lembi più estesi di questa unità (**AC_{bn}**)si rinvengono ad est della dorsale di Cingoli, lungo gli affluenti di sinistra del Potenza, dal T. Monocchia verso sud, nel Musone, a valle della diga di Castreccioni e nel T. Fiumicello, affluente di destra del Musone. Lembi più ridotti sono presenti nello stesso Potenza, nel Chienti e nell'Esino.

Per quanto riguarda l'area ad est della dorsale di Cingoli, gli estesi affioramenti dell'unità appartengono a grossi apparati di conoide, non molto inclinati, che dalla dorsale calcarea si adagiavano su antichi *glacis* di erosione scolpiti prevalentemente nei terreni torbiditici. Si tratta di materiali francamente ciottolosi, spesso grossolani, subangolosi, con rare intercalazioni limoso-argillose. Anche in destra idrografica dell'Esino si rilevano depositi di conoide (Fosso delle Cerquete) provenienti dal fianco occidentale della dorsale appenninica. Lembi modesti si rinvengono nel Potenza, a nord-ovest di Passo di Treia, e lungo il Chienti, a nord-est di Tolentino. In queste località i ciottoli alluvionali si presentano arrotondati, a granulometria uniforme, con clasti dell'ordine di 3-5 cm (raramente più piccoli), isorientati, embriciati e moderatamente appiattiti. Talvolta sono presenti anche lenti e letti sabbiosi e argillosi. La stratificazione è in generale piano-parallela, e più raramente incrociata. I canali che vi si evidenziano hanno generalmente bassa profondità e limitata estensione laterale, suggerendo una deposizione da parte di un corso d'acqua anastomizzato.

La scarpata che separa il sintema in parola dalle alluvioni più recenti ha un'altezza che talvolta supera i 20 metri.

Generalmente gli spessori variano dai 20 ai 30 metri, mentre le quote sul fondovalle sono comprese tra i 40 ed i 60 metri.

Nella porzione sommitale del supersintema si rinvengono raramente (lungo il Rio Mistriano, Fiume Esino a sud di Matelica) tracce di un suolo evoluto di colore rossastro. Le caratteristiche principali di questo paleosuolo sono la completa decarbonatazione, la presenza di patine di argille e di residui di alterazione esclusivamente silicei e la discreta rubefazione. Si tratta di paleosuoli relitti e fortenmente troncati di cui sono conservati solamente gli orizzonti inferiori. Suoli di questo tipo testimoniano un clima caldo a stagioni contrastate e sono generalmente attribuiti a periodi interglaciali.

PROGETTO CARG

Le coperture detritiche di versante riferite all'unità in esame (**AC_a**) sono costituite da elementi calcarei e silicei a spigoli vivi o debolmente arrotondati, in matrice argillosa, stratificati, talora cementati.

7.4. - Sintema di Urbisaglia (Pleistocene inferiore/medio-medio)

Le alluvioni di questa unità (**URS_{bn}**) si rinvengono in piccoli lembi, affioranti sugli spartiacque dei rilievi costituiti dai depositi terrigeni posti ad ovest e ad est della dorsale di Cingoli. Sono costituiti da ciottoli prevalentemente grossolani, spesso eterometrici, con matrice sabbioso-limosa. La tessitura è caotica, tipica di apparati di conoide pedemontana. Altri limitati affioramenti sono presenti a nord-ovest di Passo di Treia (Fiume Potenza), dove, anche se si notano in superfice abbondanti ciottoli con granulometrie minori dei precedenti, non vi sono sezioni che permettono una osservazione diretta.

La presenza, anche se molto limitata, di ciottoli arenacei fa presupporre apporti anche locali.

Lo spessore dei depositi non è agevolmente stimabile, tuttavia difficilmente può superare i 30 metri.

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO CARG

V - PETROLOGIA DELLE ARENITI

Lo studio petrografico delle areniti è stato condotto attraverso l'analisi quantitativa mediante conteggio per punti al microscopio ottico. Per ogni sezione sottile sono stati conteggiati da oltre 300 punti a oltre 500 punti, utilizzando il metodo di conteggio *Gazzi-Dickinson* (Ingersoll *et alii*, 1984; Zuffa, 1985) al fine di descrivere i costituenti fondamentali dello scheletro e degli interstizi. I costituenti fondamentali dello scheletro ed il ricalcolo dei poli usati nei diagrammi sono mostrati in tabella 1. Nella tabella 2 sono mostrati i risultati dell'analisi modale delle areniti. I ricalcoli modali sono stati effettuati utilizzando i parametri composizionali proposti da Ingersoll & Suczek (1979), Zuffa (1980; 1985), Dickinson (1985), Critelli & Le Pera (1994) e Critelli & Ingersoll (1995), e sono mostrati nella Tabella 3.

1. - COSTITUENTI FONDAMENTALI DELLO SCHELETRO

Quarzo, K-feldspati e plagioclasi si ritrovano sia in granuli singoli che come cristalli in frammenti faneritici (frammenti di roccia in cui singoli monocristalli hanno dimensione >0.0625 mm). In tale gruppo rientrano anche cristalli di quarzo di chiara origine vulcanica, caratterizzati da *embayments* nei quali si ritrova cristallizzata la pasta di fondo, e quarzo di natura multiciclica in frammenti di arenarie.

Costituenti fondamentali dello scheletro	Ricalcolo dei costituenti usati nei diagrammi					
	QmFLt	*QtFL*	*QmKP*	*QpLvmLsm*	*LmLvLs*	*NCECECI*
Granuli non-carbonatici extrabacinali (NCE)						
Quarzo (singolo cristallo)	Qm	Qt	Qm			NCE
Quarzo policristallino con fabric tettonico	Lt	Qt		Qp		NCE
Quarzo policristallino senza fabric tettonico	Lt	Qt				NCE
Quarzo in FR metamorfica	Qm	Qt	Qm			NCE
Quarzo in FR plutonica	Qm	Qt	Qm			NCE
Quarzo in FR plutonica o gneissica	Qm	Qt	Qm			NCE
Quarzo in FR sedimentaria	Qm	Qt	Qm			NCE
Calcite di sostituzione su quarzo	Qm	Qt	Qm			NCE
K-feldspato (singolo cristallo)	F	F	K			NCE
K-feldspato in FR metamorfica	F	F	K			NCE
K-feldspato in FR plutonica	F	F	K			NCE
K-feldspato in FR plutonica o gneissica	F	F	K			NCE
Calcite di sostituzione su K-feldspato	F	F	K			NCE
Plagioclasio (singolo cristallo)	F	F	P			NCE
Plagioclasio in FR metamorfica	F	F	P			NCE
Plagioclasio in FR plutonica	F	F	P			NCE
Plagioclasio in FR plutonica o gneissica	F	F	P			NCE
Calcite di sostituzione su plagioclasio	F	F	P			NCE
Feldspato indeterminato	F	F	P			NCE
Fillosilicato (singolo cristallo)						NCE
Fillosilicato in FR plutonica o gneissica						NCE
Fillosilicato in FR metamorfica						NCE
Minerale denso e/o opaco (singolo cristallo)						NCE
Vulcanite con tessitura microlitica	Lt	L		Lvm	Lv	NCE
Vulcanite con tessitura felsitica	Lt	L		Lvm	Lv	NCE
Vulcanite con tessitura intersertale	Lt	L		Lvm	Lv	NCE
Vulcanite con tessitura vitrea	Lt	L		Lvm	Lv	NCE
Subvulcanite e ipoabissalite	Lt	L		Lvm	Lv	NCE
Serpentinite						NCE
Serpentinoscisto	Lt	L				NCE
Fillade	Lt	L		Lsm	Lm	NCE
Scisto	Lt	L		Lsm	Lm	NCE
Selce impura	Lt	Qt		Qp	Ls	NCE
Siltite	Lt	L		Lsm	Ls	NCE
Argillite	Lt	L		Lsm	Ls	NCE
Cemento in arenaria	Lt	L		Lsm	Ls	NCE
Granuli carbonatici extrabacinali (CE)						
Dolosparite	Lt	L		Lsm	Ls	CE
Dolomicrite	Lt	L		Lsm	Ls	CE
Calcare micritico	Lt	L		Lsm	Ls	CE
Calcare sparitico	Lt	L		Lsm	Ls	CE
Calcare microsparitico	Lt	L		Lsm	Ls	CE
Calcare biosparitico	Lt	L		Lsm	Ls	CE
Calcare biomicritico	Lt	L		Lsm	Ls	CE
Fossile (singolo scheletro)						CE
Fossile in calcare/dolomia	Lt	L		Lsm	Ls	CE
Calcite (singolo cristallo)	Lt	L		Lsm	Ls	CE
Dolomite (singolo cristallo)	Lt	L		Lsm	Ls	CE
Granuli non-carbonatici intrabacinali (NCI)						
Ossido di Ferro						
Glauconia						
Gesso						
Granuli carbonatici intrabacinali (CI)						
Bioclasto						CI
Intraclasto						CI
Peloide & Ooide						CI
Calcrete (Caliche)						CI

Tab. 1 - *Costituenti fondamentali dello scheletro delle areniti dei Fogli Macerata, Montegiorgio e Tolentino e ricalcolo dei poli dei diagrammi. Le classi chimico-genetiche NCE, CE, NCI e CI sono quelle proposte da Zuffa (1980, 1985).*

PROGETTO CARG

	Formazione di Camerino					F.ne della Laga			Formazione a Colombacci							F.ne delle Argille azzurre	
						pre-		*post-*									
Costituenti fondamentali dello scheletro e degli interstizi	AP1	AP2	AP3	AP4	AP5	AP6	AP7	C7	AP10	AP11	AP12	AP13	C6	C4	C3	C1	C2
Costituenti fondamentali dello scheletro:																	
Granuli non-carbonatici extrabacinali (NCE)																	
Quarzo (singolo cristallo)	168	134	73	77	63	150	149	97	122	105	99	100	98	64	63	129	83
Quarzo policristallino con *fabric* tettonico	6	3	0	5	1	0	0	16	0	0	0	1	6	9	8	12	7
Quarzo policristallino senza *fabric* tettonico	8	9	13	4	2	9	7	15	9	7	3	9	6	10	4	7	2
Quarzo in FR vulcanica	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0
Quarzo in FR metamorfica	2	9	8	18	20	7	7	15	23	18	21	23	8	14	10	7	2
Quarzo in FR plutonica	0	0	0	0	2	0	0	2	0	0	1	3	1	1	1	2	0
Quarzo in FR plutonica o gneissica	3	1	0	2	0	0	2	0	2	3	3	2	0	0	0	0	0
Calcite di sostituzione su quarzo	5	1	0	2	0	12	8	0	4	1	0	1	0	0	0	0	0
K-feldspato (singolo cristallo)	18	27	13	9	9	9	7	34	13	20	21	30	16	16	9	23	6
K-feldspato in FR metamorfica	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	2	0	0	0	0	0	1
K-feldspato in FR plutonica	0	0	0	0	2	0	0	2	0	0	0	0	0	3	7	0	0
K-feldspato in FR plutonica o gneissica	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0
Plagioclasio (singolo cristallo)	17	16	22	22	19	23	18	32	27	28	32	23	18	21	19	36	24
Plagioclasio in FR metamorfica	0	0	2	2	2	1	0	1	2	2	1	1	1	3	8	1	0
Plagioclasio in FR plutonica	0	1	1	0	0	1	0	4	4	3	6	1	1	4	11	0	0
Plagioclasio in FR plutonica o gneissica	0	0	0	0	2	0	2	0	2	0	0	3	0	0	0	0	0
Calcite di sostituzione su plagioclasio	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fillosilicato (singolo cristallo)	10	13	14	5	5	31	29	7	11	10	7	8	5	6	1	0	6
Fillosilicato in FR metamorfica	0	0	0	2	0	0	0	0	0	2	0	1	0	0	0	0	1
Minerale denso e/o opaco (singolo cristallo)	2	2	0	0	0	7	3	1	0	2	0	0	1	1	0	0	0
Vulcanite con tessitura microlitica	0	1	0	0	0	0	5	2	0	0	0	0	0	0	0	1	0
Vulcanite con tessitura felsitica	0	0	0	0	1	0	0	5	0	0	4	0	2	14	4	5	0
Vulcanite con tessitura vitrica	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Vulcanite con tessitura intersertale	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0
Metavulcanite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0
Serpentinite	0	0	1	0	0	0	2	0	1	1	2	0	0	0	0	1	0
Serpentinoscisto	0	0	1	0	0	0	0	3	0	0	0	0	5	10	3	0	1
Fillade	3	2	3	3	1	0	5	10	3	3	0	2	7	14	6	6	7
Scisto	2	11	8	5	19	15	7	3	12	12	5	6	0	6	9	2	1
Selce impura	4	4	6	6	11	13	18	1	6	8	10	11	2	6	20	18	2
Siltite	1	1	2	6	6	1	0	3	4	0	2	3	1	10	11	1	0
Argillite	9	8	65	60	54	4	5	5	6	20	10	52	1	2	3	0	2
Cemento in arenaria	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	8	0	0
Granuli carbonatici extrabacinali (CE)																	
Dolomia	2	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0
Calcare micritico	47	36	47	39	40	37	34	47	32	45	24	25	39	35	54	85	61
Calcare sparitico	0	1	0	0	0	0	0	11	0	0	0	1	16	9	10	5	1
Calcare microsparitico	6	1	1	3	1	8	16	2	9	2	2	0	1	7	11	8	3
Calcare biosparitico	0	0	0	2	4	0	0	5	5	0	3	7	2	11	39	2	2
Calcare biomicritico	0	8	12	9	9	0	0	15	10	10	27	14	44	97	73	63	51
Calcare foliato	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	0
Calcisiltite	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	1	2	0	1	8	0	0
Grainstone	0	0	0	7	0	0	0	0	0	0	0	7	0	0	0	0	0
Fossile (singolo scheletro)	8	17	1	7	3	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	5	0
Fossile in Calcare-Dolomia	0	0	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0	2	2	2	12	2
Calcite (singolo cristallo)	23	5	4	0	0	0	0	3	0	0	0	0	3	0	1	3	1
Granuli carbonatici intrabacinali (CI)																	
Bioclasto	0	0	7	2	1	11	2	16	8	21	20	6	10	13	19	17	37
Intraclasto	0	0	0	4	9	0	0	3	0	0	1	0	7	6	22	5	8
Oolite	0	0	0	29	51	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Granuli non-carbonatici intrabacinali (NCI)																	
Ossido di Ferro	1	1	2	1	0	5	8	0	1	7	3	0	0	0	0	0	0
Glauconia	0	0	0	0	0	0	3	4	1	1	0	0	0	1	1	0	1
Gesso risedimentato	0	0	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Costituenti fondamentali degli interstizi:																	
Matrice silicoclastica	31	3	50	29	4	1	9	18	17	31	23	45	31	14	15	19	2
Matrice carbonatica	6	7	27	4	10	2	11	2	18	8	15	6	10	6	8	3	10
Cemento carbonatico (riempimento pori e/o in plaghe)	14	51	1	1	46	5	53	73	57	34	84	36	26	43	23	23	63
Altro cemento	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0
Calcite di sostituzione su granulo indeterminato	67	115	94	171	104	171	92	22	49	57	33	45	4	17	5	7	47
N=	522	491	478	535	504	524	492	484	461	461	469	475	374	480	499	510	454

Tab. 2 - *Risultati del conteggio modale dello scheletro e degli interstizi delle areniti.*

PROOF COPY

	n. camp.	% Qm	F	Lt	% Qt	F	L	% Qm	K	P	% Qp	Lvm	Lsm	% Lm	Lv	Ls	% NCE	CE	Cl	P/F
F.ne di Camerino	AP1	55	11	34	59	11	30	84	8	8	16	0	84	5	0	95	75	25	0	0,48
	AP2	51	16	33	55	16	29	76	15	9	18	2	80	16	3	81	78	22	0	0,37
	AP3	29	13	58	35	13	52	68	11	21	11	1	88	9	0	91	77	21	2	0,65
	AP4	34	11	55	39	11	50	75	7	18	8	1	91	5	1	94	69	20	11	0,72
	AP5	31	14	56	36	13	51	71	9	20	9	1	90	13	1	86	70	14	16	0,68
	X	40	13	47	45	13	42	74,8	10	15	12,4	1	86,6	9,6	1	89	73,8	20,4	5,8	0,58
	SD (±)	12,1	2	13	11	2	12	6,06	3	6	4,39	0,707	4,561	4,88	1,2	5,9	4,087	4,04	7,3	0,15
F.ne della Laga	AP6	58	12	30	66	12	22	83	4	13	25	0	75	19	0	81	84	13	3	0,74
	AP7	58	10	32	64	10	23	86	4	10	28	8	64	15	9	76	86	13	1	0,74
membro pre-evaporitico	X	58	11	31	65	11	23	84,5	4	12	26,5	4	69,5	17	4,5	79	85	13	2	0,74
	SD (±)	0	1	1,4	1,4	1	1	2,12	0	2	2,12	5,657	7,778	2,83	6,4	3,5	1,414	0	1,4	0
membro post-evaporitico	C7	34	23	43	42	23	35	60	21	19	20	7	73	13	6	81	71	24	5	0,48
F.ne a Colombacci	AP10	50	17	33	55	17	28	76	7	17	15	1	84	17	1	82	79	18	3	0,7
	AP11	44	18	38	50	18	32	71	11	18	14	1	85	15	1	84	75	18	7	0,62
	AP12	43	22	35	47	22	31	66	13	21	13	7	80	5	7	88	73	20	7	0,62
	AP13	39	18	43	46	18	36	69	16	15	15	0	85	7	0	93	82	16	2	0,47
	C6	38	13	49	43	13	44	75	11	14	10	5	85	10	2	88	59	35	6	0,56
	C4	21	13	66	28	13	59	63	15	22	10	11	79	14	6	80	54	41	5	0,6
	C3	18	13	69	26	13	61	57	13	30	12	3	85	7	2	91	46	45	9	0,7
	X	36,1	16	48	42	16	42	68,1	12	20	12,7	4	83,29	10,7	2,7	87	66,86	27,6	5,6	0,61
	SD (±)	12	3	15	11	3	14	6,74	3	5	2,14	3,958	2,628	4,64	2,7	4,8	13,8	12,3	2,4	0,08
F.ne delle Argille azzurre (membro delle arenarie di Borello)	C1	32	14	54	40	14	46	69	12	19	16	3	81	4	3	93	55	40	5	0,62
	C2	33	12	55	37	12	51	73	6	21	8	1	91	7	0	93	42	38	20	0,77
	X	32,5	13	55	39	13	49	71	9	20	12	2	86	5,5	1,5	93	48,5	39	13	0,7
	SD (±)	0,71	1	0,7	2,1	1	4	2,83	4	1	5,66	1,414	7,071	2,12	2,1	0	9,192	1,41	11	0,11

Tab. 3 - *Ricalcoli modali delle areniti.*

Il quarzo policristallino presenta un *microfabric* tettonico, caratterizzato da una tessitura microgranulare foliata (es. frammenti di miloniti, quarziti, etc.), con contatti tra sub-cristalli suturati, oppure un *microfabric* non-tettonico, con contatti tra sub-granuli netti il cui litotipo di provenienza è più complesso.

Plagioclasio e K-feldspato si rinvengono per lo più come singoli cristalli e con prevalenza del plagioclasio sul K-feldspato. Il K-feldspato prevalente è l'ortoclasio e meno diffuso è il microclino, il plagioclasio ha composizione oligoclasica.

I litici afanitici (granuli litici in cui i singoli cristalli hanno dimensione <0.0625 mm) sono rappresentati da detrito di natura sedimentaria, metamorfica, plutonica e vulcanica, in ordine di abbondanza decrescente. Il detrito di natura sedimentaria comprende granuli carbonatici extrabacinali (CE; Zuffa, 1980; 1985), granuli silicoclastici quali argilliti e siltiti a cemento carbonatico o a componente autigena argillosa, e granuli di selce impura. I granuli carbonatici extrabacinali

PROGETTO CARG

sono rappresentati da varie tipologie di calcari (micritici e microspatitici puri, biospariti e biomicriti, *grainstones*), rari calcari foliati, cristalli singoli di calcite e/o di dolomite detritica. Le metamorfiti sono rappresentate sia da detrito faneritico (*gneiss*) che da detrito afanitico (filladi, scisti, quarziti, detrito ofiolitico). Gli *gneiss* sono rappresentati da granuli caratterizzati da associazioni quarzoso-feldspatiche o quarzoso-feldspatiche-micacee a tessitura granoblastica. Il detrito ofiolitico è rappresentato da serpentiniti a tessitura massiva e da serpentinoscisti. Il detrito vulcanico è costituito per lo più da granuli paleovulcanici a tessitura felsitica, sia felsitica granulare che felsitica seriata (Critelli & Ingersoll, 1995), di probabili vulcaniti dacitiche, riolitiche e più raramente andesitiche. Solo un campione (C-9), all'interno della Formazione della Laga, interamente vulcanoclastico sineruttivo (Critelli & Ingersoll, 1995), è costituito da frammenti neovulcanici per lo più vetrosi di pomici e schegge (*shards*) di vetro, di probabile composizione dacitico-riodacitica.

I granuli carbonatici intrabacinali (CI; Zuffa, 1980; 1985) sono rappresentati da bioclasti e intraclasti mentre i granuli non-carbonatici intrabacinali (NCI) da ossidi di ferro e glauconie.

I fillosilicati sono rappresentati essenzialmente da biotiti, muscoviti e clorite, sia in granuli monomineralici che in frammenti di rocce cristalline metamorfiche e plutoniche. Infine tra i costituenti dello scheletro si rinvengono granuli di minerali pesanti monomineralici, sia trasparenti che opachi.

Tra i minerali pesanti trasparenti sono state riconosciute specie quali granato ferrifero (tipo almandino), tormalina bruna e verde, epidoto, rutilo, anfibolo verde.

2. - COSTITUENTI FONDAMENTALI DEGLI INTERSTIZI

La componente interstiziale comprende sia la frazione terrigena di dimensione <0.0625 mm (matrice) che quella autigena (cemento). La matrice è distinta in silicoclastica (*orto* e *pseudomatrice*; Dickinson, 1970) e carbonatica (*micrite*; Folk, 1974). Il cemento carbonatico delle arentiti analizzate è costituito da calcite spatitica e microspatitica; la dolomite è assente.

Cemento non-carbonatico, rappresentato da fillosilicati, è stato rinvenuto solo in tracce.

I dati relativi alla composizione modale principale ed ai ricalcoli modali dello scheletro delle areniti sono riassunti nelle tabelle 2 e 3 e nella figura 10.

Sono state campionate le arenarie della *Formazione di Camerino*, quelle della *Formazione della Laga* (*membro pre-evaporitico e membro post-evaporitico*), le arenarie della *Formazione a Colombacci* e quelle del *membro delle arenarie di Borello* della *Formazione delle Argille azzurre.*

PROGETTO CARG

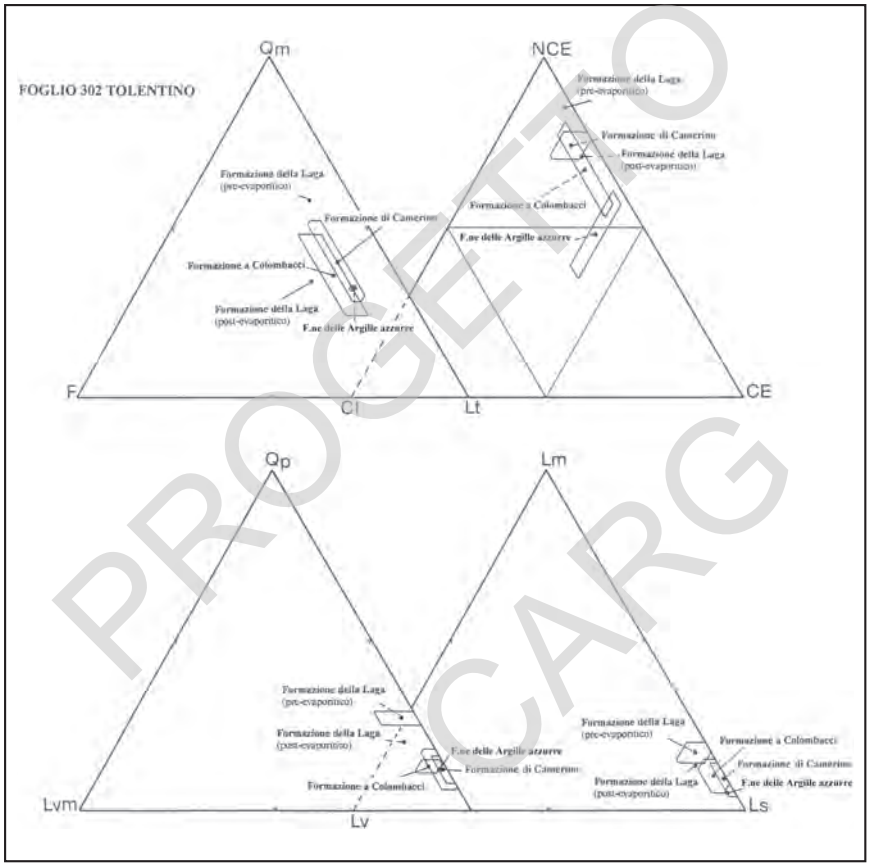


Fig. 10 - *Composizione delle areniti della Formazione di Camerino, della Formazione della Laga (membri preevaporitico e postevaporitico), della Formazione a Colombacci e del membro delle arenarie di Borello della Formazione delle Argille azzurre. Diagrammi NCE (granuli noncarbonatici extrabacinali) CE (granuli carbonatici extrabacinali) CI (granuli carbonatici intrabacinali), Qm (quarzo monocristallino) F (feldspati) Lt (frammenti litici afanitici), Qp (quarzo policristallino a grana fine) Lvm (frammenti litici afanitici vulcanici e metavulcanici) Lsm (frammenti litici afanitici sedimentari e metasedimentari), Lm (frammenti litici afanitici metamorfici) Lv (frammenti litici afanitici vulcanici) Ls (frammenti litici afanitici sedimentari). Le popolazioni arenacee (petrofacies) sono rappresentate dalla media (pallino) e dalla deviazione standard (poligono).*

PROGETTO CARG

3. - FORMAZIONE DI CAMERINO

Sono stati analizzati i campioni AP1, AP2, AP3, AP4 AP5. Le mode detritiche sono state raggruppate in un'unica *petrofacies* quarzolitica, la cui composizione media è pari a $Qm_{40\pm13}F_{13\pm2}Lt_{47\pm13}$, sebbene per i campioni basali (AP1 e AP2) la frazione quarzosa risulti più abbondante. I granuli quarzoso-feldspatici ricorrono in quantità media pari a $Qm_{75\pm6}K_{10\pm3}P_{15\pm6}$ ed i rapporti relativi di abbondanza tra feldspati indicano una lieve prevalenza del plagioclasio sul K-feldspato (valore medio di P/F=0.58±0.15). La popolazione litica afanitica ($Lm_{10\pm5}Lv_{1\pm1}Ls_{90\pm6}$ e $Qp_{12\pm1}Lvm_{1\pm1}Lsm_{87\pm5}$) è dominata da detrito di natura sedimentaria rappresentato prevalentemente da clasti carbonatici extrabacinali (essenzialmente calcari micritici e biomicritici, singoli spati di calcite detritica; fig. 14). Si rinvengono tra i granuli carbonatici extrabacinali frammenti di dolomie in tracce nella arenarie basali. I frammenti faneritici sono prevalentemente metamorfici.

Un carattere petrologico importante di questa *petrofacies* è l'incremento, nelle arenarie della porzione alta della successione (AP3, AP4, AP5), di granuli sedimentari silicoclastici (argilliti e siltiti a cemento carbonatico e/o a matrice argillosa) e frammenti di paleovulcaniti felsitiche (fig. 11c). Queste ultime arenarie contengono, tra i granuli carbonatici intrabacinali, singole ooliti, bioclasti ed intraclasti.

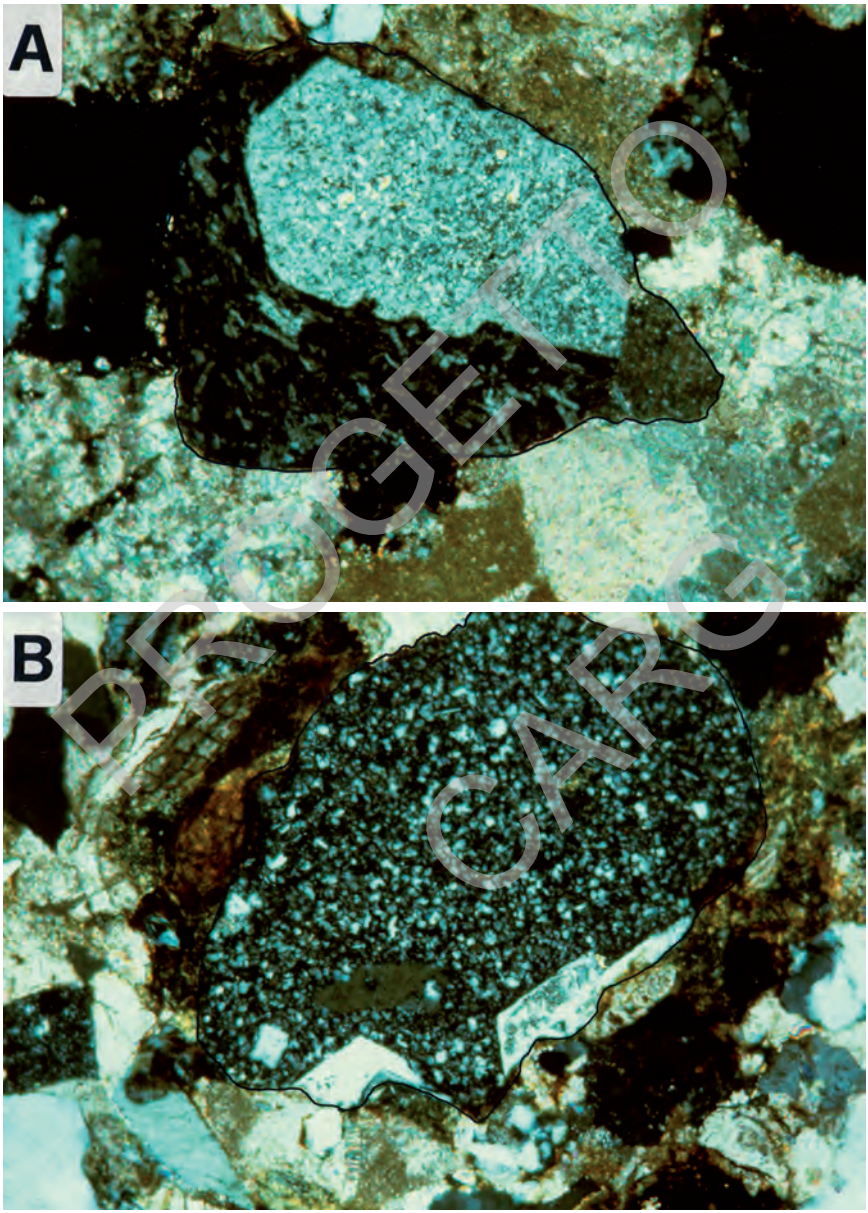
I costituenti fondamentali degli interstizi sono rappresentati da cemento carbonatico di sostituzione pervasiva di granuli dello scheletro (da 12,8% a 31,9%) e da cemento carbonatico di precipitazione in pori e/o plaghe (da 1,0% a 10,3%). La matrice è costituita da matrice silicoclastica (da 0,6% a 10,4%) e da meno abbondante *micrite* (da 0,7% a 5,6%).

4. - FORMAZIONE DELLA LAGA - MEMBRO PRE-EVAPORITICO

I campioni arenitici analizzati (AP6, AP7) sono omogenei. Definiscono un'associazione quarzolitica ($Qm_{58\pm0}F_{11\pm1}Lt_{31\pm1}$) sedimentaclastica ($Lm_{17\pm3}Lv_{5\pm6}Ls_{79\pm4}$ e $Qp_{27\pm2}Lvm_{4\pm6}Lsm_{69\pm8}$). I litici sedimentari prevalenti sono calcari micritici e selci impure, i litici vulcanici sono rappresentati da tracce di vulcaniti a tessitura microlitica. Si rinvengono tracce di serpentinoscisti e di faneriti metamorfiche.

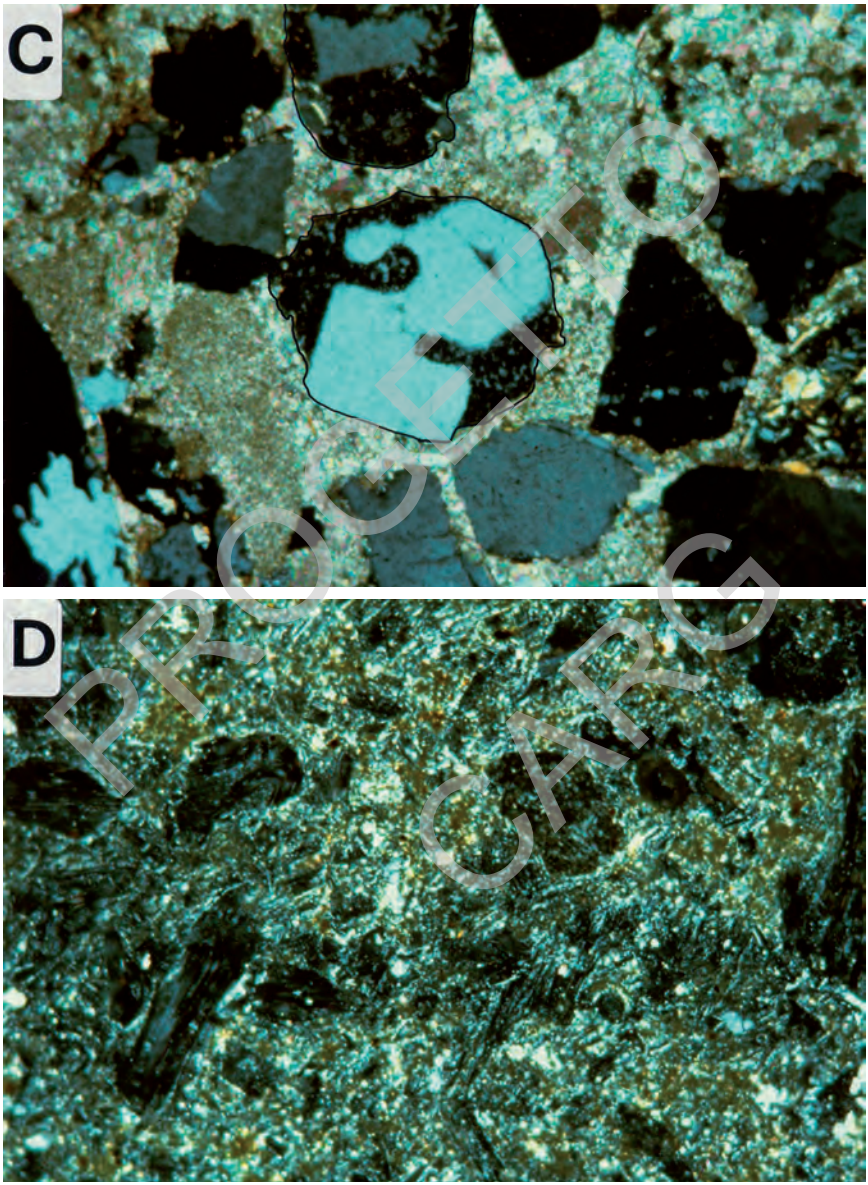
I costituenti fondamentali degli interstizi sono rappresentati da cemento carbonatico di sostituzione pervasiva di granuli dello scheletro (da 18,7% a 32,6%) e da cemento carbonatico di precipitazione in pori e/o plaghe (da 1,0% a 10,8%). La matrice è costituita da matrice silicoclastica (da 0,2% a 2,0%) e da *micrite* (da 0,4% a 2,2%).

PROGETTO CARG



PROGETTO CARG

Fig. 11 - *Granuli vulcanici nelle arenarie della Formazione a Colombacci. a) - Frammento di paleovulcanite a struttura felsitico seriata di probabile andesite/dacite (Campione C-4, Formazione a Colombacci); b) - Frammento paleovulcanico a struttura felsitico granulare di probabile riolite/riodacite (Campione C-3, Formazione a Colombacci).*



PROGETTO CARG

Fig. 11 - *Granuli vulcanici nelle arenarie delle Formazione di Camerino e della Formazione della Laga. c) - Frammento paleovulcanico riolitico a struttura felsitica granulare con evidenti «embayments» nel quarzo (Campione AP-4, Formazione di Camerino); d) - Visione microscopica generale di uno strato vulcanoclastico sineruttivo costituito da dominanti frammenti di pomici vetrose e schegge (shards) di vetro. Campione C-9 (membro post-evaporitico della Formazione della Laga).*

5. - FORMAZIONE DELLA LAGA - MEMBRO POST-EVAPORITICO

Il campione analizzato (C7) è un'arenaria quarzolitica ($Qm_{34}F_{23}Lt_{43}$) sedimentaclastica ($Lm_{13}Lv_{6}Ls_{81}$ e $Qp_{20}Lvm_{7}Lsm_{73}$). Il K-feldspato è lievemente prevalente sul plagioclasio (P/F=0,48). Tra i litici si rinvengono tracce di vulcaniti a tessitura felsitica e microlitica e di serpentinoscisti. Tra i granuli non carbonatici intrabacinali si rinvengono tracce di gesso risedimentato.

I frammenti faneritici sono prevalentemente metamorfici; si rinvengono tracce di frammenti di plutoniti.

Un livello vulcanoclastico sineruttivo (campione C9) è intercalato alle torbiditi silicoclastiche del membro post-evaporitico della Formazione della Laga. Questo campione è costituito da frammenti neovulcanici di pomici vetrose e microlitiche e schegge (*shards*) di vetro (fig. 11d).

I costituenti fondamentali degli interstizi sono rappresentati e da cemento carbonatico di precipitazione in pori e/o plaghe (15%) e da cemento carbonatico di sostituzione pervasiva di granuli dello scheletro (4,5%). La matrice è costituita da matrice silicoclastica (3,7%) e da tracce di matrice carbonatica (*micrite*; 0,4%).

6. - FORMAZIONE A COLOMBACCI

Sono stati analizzati i campioni AP10, AP11, AP12, AP13 e C6, C4, C3. Sono renarie quarzolitiche ($Qm_{36\pm12}F_{16\pm3}Lt_{48\pm15}$) sedimentaclastiche ($Lm_{11\pm5}Lv_{2\pm2}Ls_{87\pm5}$ e $Qp_{13\pm2}Lvm_{4\pm4}Lsm_{83\pm3}$), eterogenee dal punto di vista composizionale. La popolazione litica afanitica è dominata da clasti carbonatici extrabacinali, dominatamente calcari micritici e biomicritici, biosparitici e microsparitici (fig. 13). Sono presenti in tracce granuli di calcari foliati, calcisiltiti e *grainstones*. I campioni C6, C4 e C3 sono spostati verso il campo delle areniti ibride (fig. 10); in questi campioni si registra un incremento nella frazione litica vulcanica, rappresentata da vulcaniti a tessitura felsitica (figg. 11a e 11b). I frammenti faneritici ricorrono in tutti i campioni e sono rappresentati da metamorfiti.

I costituenti fondamentali degli interstizi sono rappresentati primariamente da matrice silicoclastica e da subordinata micrite. La matrice silicoclastica varia dal 2,9% al 9,5% rispetto al totale della composizione modale d'insieme. Il cemento carbonatico di precipitazione in pori e/o plaghe varia dal 4,6% al 17,9%; il cemento carbonatico di sostituzione pervasiva di granuli dello scheletro varia dall'1,0% al 12,4%.

PROGETTO CARG

7. - FORMAZIONE DELLE ARGILLE AZZURRE-MEMBRO DELLE ARENARIE DI BORELLO

I campioni arenitici analizzati (C1, C2) ricadono nel campo delle arenarie (C1) e delle areniti ibride (C2). L'arenaria ha una composizione quarzolitica ($Qm_{32}F_{14}Lt_{54}$) sedimentaclastica ($Lm_4Lv_3Ls_{93}$ e $Qp_{16}Lvm_3Lsm_{81}$) costituita da abbondante detrito carbonatico extrabacinale, selci e radiolariti (fig. 12); l'arenite ibrida ha una moda detritica pari a $Qm_{33}F_{12}Lt_{55}$ e $NCE_{42}CE_{38}CI_{20}$.

Il detrito carbonatico intrabacinale è abbondante nella componente bioclastica (da 3,3% a 12,5%). Sono entrambe poco cementate.

PROGETTO CARG

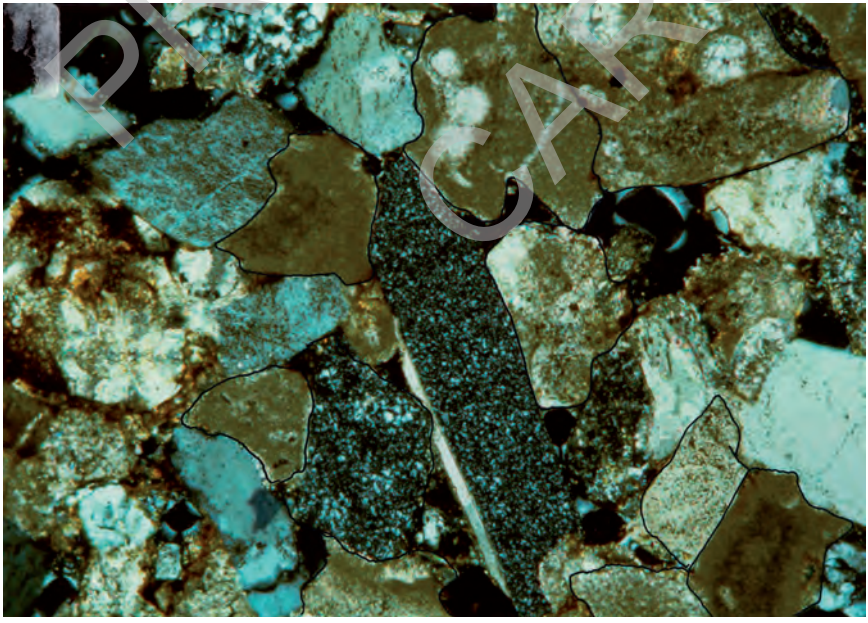


Fig. 12 - *Abbondanti granuli carbonatici extrabacinali e granuli di selci a radiolari nelle areniti del membro delle arenarie di Borello. Campione C-1 (Fotografia al microscopio).*

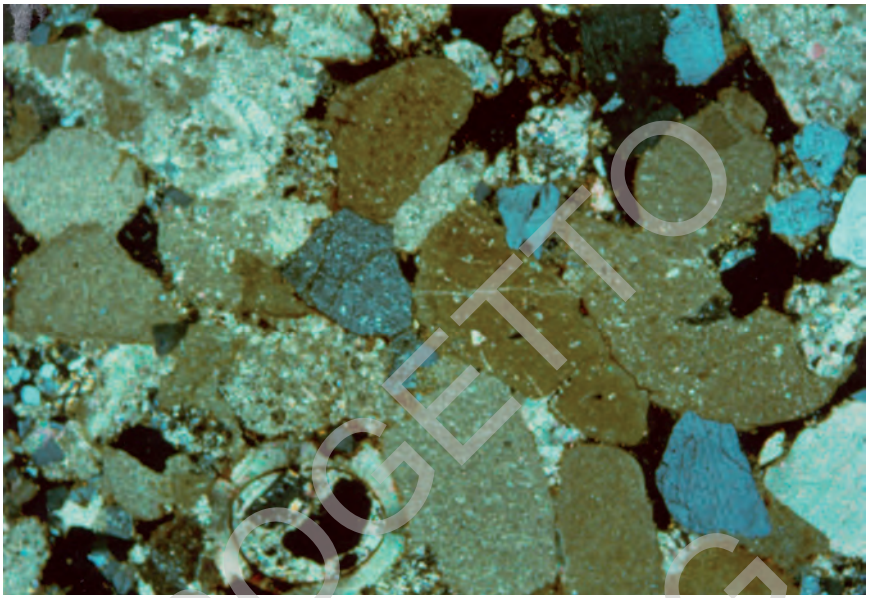


Fig. 13 - *Arenite ibrida con abbondanti granuli carbonatici extrabacinali, bioclasti e silicoclastici della Formazione a Colombacci. Campione C-3 (Fotografia al microscopio).*

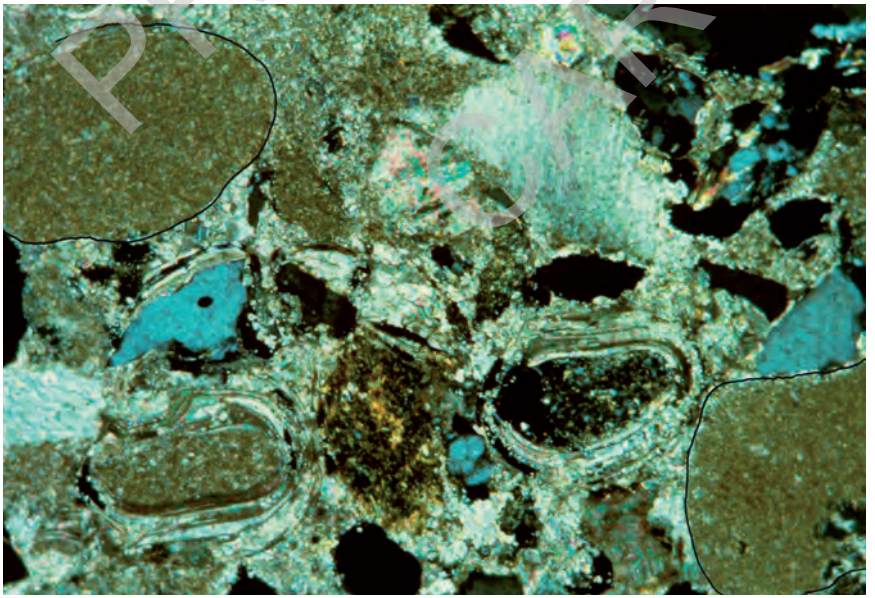


Fig. 14 - *Arenite ibrida con abbondanti granuli carbonatici extrabacinali e frammenti di ooidi della Formazione di Camerino. Campione AP-5 (Fotografia al microscopio).*

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

VI - EVOLUZIONE TETTONO-SEDIMENTARIA

La notevole quantità di dati stratigrafici, sedimentologici e strutturali raccolti e le numerose analisi (soprattutto biostratigrafiche) eseguite hanno consentito di delineare con sufficiente attendibilità la storia tetto-sedimentaria dell'area.

Durante l'Hettangiano - Sinemuriano inferiore (in cui si deposita il *Calcare massiccio*) l'area faceva parte di una vasta piattaforma carbonatica ("Paleopiattaforma" *sensu* Chiocchini & Mancinelli, 1978) i cui ambienti erano simili a quelli delle isole Bahamas (Pialli, 1971). Una attività tettonica estensionale, collegata al *rifting* mesogeo, ha causato, alla fine del Lias inferiore, la frammentazione di questa piattaforma in blocchi limitati da faglie e diversamente affondati.

Nelle zone depresse si instaura un bacino pelagico (dove inizia la deposizione della *Corniola*) mentre nelle zone più rialzate continua la deposizione di mare sottile (*membro del Calcare massiccio B*). Queste ultime affondano definitivamente durante il Carixiano entrando a far parte dell'ambiente pelagico, pur rimanendo in posizione più elevata rispetto ai bacini (*Piattaforma pelagica sensu* Santantonio, 1993). Da questo momento, fino alla fine del Giurassico, sugli alti strutturali si depongono piccoli spessori di sedimenti carbonatici pelagici (*successioni condensate*, generalmente discontinue), mentre nei bacini l'accumulo sedimentario è più cospicuo e ricco di materiali risedimentati (*successioni complete*, generalmente continue) (Centamore *et alii*, 1969, 1971). I due tipi di successione differiscono non solo per lo spessore, ma anche per i caratteri litologici d'insieme, essendo le unità delle *successioni complete* in parte silicee (*Calcari diasprigni*) e

talora ricche in contenuto marnoso-argilloso (*Rosso ammonitico*). Le due *facies* del *Gruppo del Bugarone* rinvenute sugli alti strutturali (quella essenzialmente calcarea e quella contenente le sottili intercalazioni di *Rosso ammonitico* e di *Calcari diasprigni*) indicano l'esistenza di subambienti diversi nell'ambito della piattaforma pelagica: le relazioni di campagna suggeriscono che la prima *litofacies* caratterizza la parte sommitale di un *horst* o la zona di cresta di blocchi tiltati (Santantonio, 1994), mentre la seconda sembra individuare aree più distali di questi ultimi. L'affondamento, nel corso del Giurassico, di parte di una piattaforma del primo tipo può generare dei gradini che diventano il luogo di deposito di sedimenti di mare profondo i quali si sovrappongono, quindi, a *facies* pelagiche condensate (*successioni composte*). Le irregolarità dei fondali marini scompaiono con l'inizio del Cretaceo e, con la deposizione della *Maiolica*, cessano le differenziazioni litologiche.

Durante il Cretaceo la sedimentazione è pressoché uniforme dal punto di vista litologico, anche se permangono differenze di spessore da una zona all'altra in relazione a un'attività tettonica sinsedimentaria i cui caratteri, deducibili dalle mesofaglie, rilevate in particolare nella *Maiolica* e nella *Scaglia rossa*, indicano ancora un regime distensivo (Cello *et alii*, 1996; Marchegiani *et alii*, 1999). L'Eocene, con la sedimentazione della parte superiore della *Scaglia rossa* e della *Scaglia variegata*, doveva rappresentare un momento di particolare instabilità tettonica, come dimostrano gli scivolamenti gravitativi intraformazionali presenti nel *membro superiore* (spesso ridotto a pochi metri o addirittura mancante) della *Scaglia rossa* e nella *Scaglia variegata*.

Le emipelagiti della *Scaglia cinerea*, del *Bisciaro* e dello *Schlier*, depostesi verosimilmente nell'avampaese e nella scarpata di raccordo con la più occidentale avanfossa terrigena dell'Appennino settentrionale (avanfossa del *Macigno* e della *F.ne marnoso-arenacea*), rappresentano un intervallo di relativa calma tettonica.

Nel Tortoniano *p.p.* nelle zone interne (*bacino di Camerino*) e all'inizio del Messiniano in quelle esterne (*bacino marchigiano esterno*) inizia la sedimentazione torbiditica in una avanfossa migrante verso est.

Alla flessurazione della litosfera dell'avampaese si accompagnano faglie normali (vedi capitolo "Tettonica") che controllano la fisiografia dell'avanfossa e la distribuzione delle *facies* pre-evaporitiche, sia nel *bacino di Camerino* che nel *bacino marchigiano esterno* (dove si depositano le torbiditi del *membro pre-evaporitico della F.ne della Laga*) (vedi "Schema dei rapporti stratigrafici" del Foglio geologico).

Le difformità sottomarine generate dalle faglie normali sono completamente seppellite durante la deposizione della parte inferiore della *Formazione gessoso-solfifera* che costituisce, quindi, un sedimento di chiusura rispetto all'attività delle faglie stesse. Immediatamente successivo è l'instaurarsi nell'area di un campo di

PROGETTO CARG

sforzi compressivo, come dimostrano la sinclinale di crescita che coinvolge la *F.ne di S. Donato*, e i livelli di gessi risedimentati (**GES$_a$**) indicativi di settori in via di sollevamento ed erosione. Il nuovo regime determina una riorganizzazione del *bacino marchigiano esterno* con migrazione del depocentro dell'avanfossa verso est (area di Tolentino), dove si deposita il *membro post-evaporitico* della *Formazione della Laga*: in questo contesto la *F.ne di S. Donato* rappresenterebbe il riempimento di un bacino di *piggy-back*, residuo isolato del più antico depocentro dell'avanfossa deformato e sollevato (vedi anche Ori *et alii*, 1991).

L'*unconformity* alla base della *Formazione a Colombacci*, la quale poggia sulla *Formazione di S. Donato* ad ovest e sulla *Formazione della Laga* (*membro post-evaporitico*) ad est, suggeriscono che nella parte terminale del Messiniano la deformazione compressiva ha raggiunto le zone esterne.

La successiva trasgressione del Pliocene inferiore, marcata da nette superfici di discordanza, determina il ripristino di un ambiente marino di tipo batiale, caratterizzato dalla sedimentazione di torbiditi fini, fatta eccezione delle zone marginali occidentali del bacino (area di Cingoli - Pitino) dove prevalgono gli apporti grossolani, in parte provenienti dall'erosione dei rilievi calcarei dell'area oramai emersi. L'area di Cingoli-Pitino si configura, durante il Pliocene inferiore, come un bacino di *piggy-back* sviluppatosi sul dorso del *thrust* di Strada, mentre l'avanfossa è ubicata ad oriente di quest'ultima struttura (vedi "Schema dei rapporti stratigrafici" del Foglio geologico).

Con il Pliocene medio finisce la sedimentazione marina. L'emersione dell'area del Foglio avviene, quindi, tra la fine del Messiniano ed il Pliocene superiore dalle aree interne verso quelle esterne.

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO CARG

VII - TETTONICA

1. - STRUTTURE PRE-OROGENICHE

La peculiare situazione strutturale della ruga appenninica esterna (locale culminazione dell'anticlinale Monte Paganuccio - Monte Vettore) rende possibile l'osservazione su una vasta area delle successioni più antiche (giurassiche), dei loro rapporti e, spesso, delle faglie (o scarpate) sinsedimentarie che raccordano i diversi ambienti di sedimentazione (*piattaforme pelagiche* e *bacini*).

Diversi dati, stratigrafici e strutturali, indicano anche la presenza di importanti dislocazioni sinsedimentarie di età miocenica, anch'esse come le prime, a prevalente componente normale del movimento, che rendono particolarmente complessa l'evoluzione preorogenica e la successiva strutturazione compressiva di questo settore del margine afro-adriatico.

Faglie normali sinsedimentarie di modesto rigetto (da pochi metri a qualche decina di m) sono state osservate, infine, nelle unità cretacico-paleogeniche.

Un'area dove sono ben osservabili i rapporti tra le successioni giurassiche è quella a nord del paleorilievo di Monte Scoccioni. In questa situazione, già descritta da Galdenzi (1986), Santantonio (1993) e Di Bucci *et alii* (1994), si possono ben osservare i rapporti tra la *piattaforma pelagica* di Monte Scoccioni (dove il *Gruppo del Bugarone* poggia, talora in discordanza, sul *top* del paleoalto omonimo) e la successione bacinale di Castelletta.

In piccole tasche della scarpata giurassica riesumata (ad andamento SSW-NNE) sono conservati lembi di successione condensata, discordanti tra loro e rispetto al *Calcare massiccio* (associazione di *facies* C di Santantonio, 1993), mentre la *successione completa* si appoggia in *onlap* sulla suddetta scarpata e contiene, nei termini del Lias medio e del Dogger, megabrecce costituite rispettivamente da blocchi di *Calcare massiccio* e di coevi sedimenti in *facies* condensata.

Il paleorilievo di Monte Scoccioni probabilmente terminava verso sud con un'altra paleoscarpata, non affiorante in quanto mascherata da una faglia più recente a direzione WNW-ESE. La sua esistenza è, però, suggerita dalla presenza, lungo il contatto tettonico, di *litofacies* della successione condensata, affioranti in lembi discontinui e con giaciture irregolari, e dal fatto che la *Maiolica,* a sud di Monte Scoccioni e Monte Pietroso, ha spessori elevati, tipici delle aree a *successione completa*.

Un altro paleorilievo piuttosto esteso è quello di Monte Martino - Vigne - Sasso Orecchie, che costituisce un frammento di piattaforma carbonatica fagliato e tiltato verso NE (*piattaforma pelagica* di tipo 2 di Santantonio, 1994); nelle zone crestali, ad W e SW di Monte Martino, esso appare caratterizzato dalle *facies* interamente calcaree del *Gruppo del Bugarone*, che passano bruscamente alle *facies* bacinali presenti al piede di una paleoscarpata, orientata N15° ed immergente verso est: la paleofaglia risulta riattivata da movimenti trascorrenti di modesta entità ed in corrispondenza di essa sono ubicate delle mineralizzazioni a manganese (Cozzupoli e Matteucci, 1983), oggetto di vecchie coltivazioni, ed a ferro. Nelle restanti aree dello stesso paleoalto, ma lungo il pendio strutturale del blocco tiltato, affiorano le *facies* condensate contenenti i livelli di *Rosso ammonitico* e di *Calcari diasprigni.*

Una situazione di grande interesse è costituita dalla paleoscarpata di faglia (a direzione N10° con immersione a W) di Monte Pulece, dove megabrecce intercalate alle *facies* condensate del Pliensbachiano e del Bajociano sono in contatto, con evidente discordanza, con il *Calcare massiccio* (Galdenzi, 1986). La struttura si è riattivata con movimenti obliqui, in concomitanza delle compressioni neogeniche.

Il paleorilievo di Monte Mitola - Rancovecchio, allungato in direzione NNW-SSE, appare in parte bordato da *successioni complete*. La presenza di numerose dislocazioni ad andamento antiappenninico, con movimenti prevalentemente obliqui, complica notevolmente il riconoscimento dell'andamento delle originarie paleolinee. Quest'ultime sono state individuate con certezza solo localmente, ad esempio sopra il Santuario di Madonna della Grotta, dove hanno una direzione complessiva intorno a WNW-ESE con immersione verso NNE ed ad ovest di Monte Mitola - Rancovecchio, dove hanno un andamento NW-SE.

La più settentrionale struttura di Colle Ciampà rappresenta probabilmente la prosecuzione verso NW del paleorilievo di Monte Mitola - Rancovecchio.

PROGETTO CARG

Di notevole interesse sono i contatti tra *Calcare massiccio* ed unità bacinali osservati a sud di Monte La Croce ed ad est di Poggio S. Romualdo; qui successioni composte sono in appoggio discordante su piccoli tratti di paleoscarpate del *Calcare massiccio,* orientate N110° e conservate in un'area in cui prevalgono le dislocazioni post-deposizionali a direzioni N160° (Monte La Croce) e N60° (Poggio S. Romualdo), spesso con componente trascorrente.

Per quanto riguarda il *Calcare massiccio* di Monte Zuccarello, questo è stato inizialmente considerato un gigantesco blocco crollato, con movimenti rotazionali, dentro le aree bacinali (Coltorti & Bosellini, 1980); successivamente è stato interpretato come un affioramento bordato da faglie a principale attività post-deposizionale (Galdenzi, 1988); Barchi *et alii* (1996), infine, vi segnalano una successione condensata al tetto ed ipotizzano quindi che sia delimitato da faglie giurassiche, ma dai nostri rilevamenti non sono emersi elementi che possano indicare in maniera certa un'origine giurassica dei contatti osservati.

Il più importante elemento paleotettonico del settore centro-meridionale della ruga esterna è costituito da un insieme di paleoscarpate disposte lungo un allineamento passante per Serrone Ferrania, Monticello, Monte Cipollara, versante nord del Monte S. Vicino, Monte La Pereta - Elcito. Tutte queste strutture immergono a NNE e individuano verso settentrione una vasta depressione con sedimentazione giurassica di tipo completo che comprende verso sud la Val di Castro e l'area di S. Domenico Villanova.

A sud di detto allineamento si ha una zona strutturalmente e paleogeograficamente piuttosto complessa, con una serie di paleorilievi separati, tramite brusche scarpate tettoniche, da aree deposizionali ribassate, in cui si accumulavano potenti successioni complete. Possono considerarsi strutture indipendenti, bordate verso NNE dal sistema di faglie giurassiche suddetto, i seguenti paleorilievi:

1) La Bocchetta - Acquarella: al tetto del *Calcare massiccio* affiorano entrambe le *facies* del *Gruppo del Bugarone*: quella calcarea nel settore settentrionale, l'altra in quello meridionale; è limitato, ad est dell'Acquarella, da una faglia principale, orientata N10°, che individua uno stretto «solco» bordato sul lato opposto da una paleoscarpata di simile orientazione. Quest'ultima limita il *Calcare massiccio* di Monticello che costituiva pertanto la terminazione occidentale del paleorilirevo di Monte Cipollara.
2) M. Cipollara- Monte San Vicino e Faldobono - Canfaito - Valle Fucina - Monte Puro: al tetto del *Calcare massiccio* del Monte San Vicino non affiorano i depositi giurassici, ma i contatti laterali con le successioni complete ed i filoni sedimentari, con riempimenti di *litofacies* medio-liassiche della successione condensata, inducono a considerare questa zona la prosecuzione dell'alto strutturale di Monte Cipollara.

PROGETTO CARG

Il paleorilievo di Monte Cipollara - San Vicino è interessato da una importante paleofaglia orientata N110° ed immergente verso SSW; questa faglia (o la sua paleoscarpata) è bene evidente a sud del Monte San Vicino, e delimita il paleorilievo rispetto alle successioni complete di Acqua della Vena - Poggeto. Lo stesso paleorilievo termina ad est del Monte San Vicino con una paleoscarpata non affiorante, orientata probabilmente NNW-SSE, che individua un bacino deposizionale giurassico, una sorta di stretto solco compreso tra il *Calcare massiccio* del Monte San Vicino e quello del Fosso del Crino e ubicato, come quello dell'Acquarella, al margine meridionale della depressione principale.

Detto solco è verosimilmente limitato a sud da una paleoscarpata orientata essenzialmente E-W, ubicata sul versante nord di Faldobono.

Il raccordo tra l'alto strutturale di Monte Faldobono - Monte Canfaito e la più occidentale area bacinale di Poggeto - Fosso delle Cerquete è di difficile definizione per la scarsità di affioramenti. E' tuttavia significativo rilevare che la successione di Sasso Forato ha spessore maggiore di quella più orientale di Acqua dell'Olmo e che la *Corniola* affiorante nel Fosso di Poggeto non mostra i suoi caratteri tipici perché priva di selce e di radiolari.

Il paleorilievo di Monte Faldobono - Canfaito costituisce, come quello di Monte Martino, un frammento di piattaforma carbonatica tiltato verso sud, con *facies* condensate calcaree nodulari nella zona di cresta (Monte Faldobono) e calcaree nodulari con intercalazioni silicee e marnose rossastre nelle zone più distali e profonde della rampa pelagica (Monte Canfaito).

Il paleorilievo è limitato a sud da scarpate ad andamento d'insieme WNW-ESE (dislocate da faglie NNE-SSW), che lo separano dall'area bacinale, a sedimentazione completa, di Case Roti.

Un po' più a sud si rinviene l'alto di Pagliano, separato dalla suddetta area bacinale da una probabile paleofaglia diretta N-S. Poco ad ovest di quest'ultimo il minore paleorilievo di Braccano mostra, sul lato sudoccidentale, una scarpata a direzione NW-SE, mentre sul lato nordorientale i dati rilevati indicano solo un graduale ispessimento della *successione giurassica* verso NE.

Più difficile è delineare esattamente l'andamento della zona di raccordo tra l'alto di Pagliano - Canfaito e l'area bacinale orientale (Valdiola), anche se la distribuzione degli affioramenti suggerisce un andamento che non dovrebbe discostarsi molto dalla direzione N-S.

Nell'estrema porzione meridionale dell'area, in corrispondenza del nucleo giurassico di S. Eustachio, una paleoscarpata ad andamento NW-SE separa due blocchi di *Calcare massiccio* che passano verso l'alto al *Gruppo del Bugarone* (quello meridionale) e ad una successione composta (quello settentrionale).

Ricordiamo infine la paleoscarpata di faglia, ad andamento N110° ed immersione a NNE, che limita verso est il nucleo giurassico, a successione condensata,

PROGETTO CARG

della struttura di Cingoli: le unità bacinali (*Calcari a Posidonia* e *Calcari diasprigni*) vi si appoggiano in netta discordanza, come si può osservare nella cava ubicata sotto la Roccaccia, in destra del T. Rudielle.

Lungo le paleoscarpate, che raccordavano gli alti strutturali ai bacini, per l'eccessiva acclività si accumulavano solo limitati e locali lembi di sedimento, e poteva quindi facilmente affiorare il *Calcare massiccio*. Le scarpate funzionavano essenzialmente come aree di transito del materiale derivante dall'erosione dei depositi di alto strutturale; talora dalle scarpate potevano originarsi vere frane di crollo che andavano a costituire gli accumuli di megabrecce intercalati entro le sequenze complete (Galdenzi, 1986). Le zone di transizione bacini/piattaforma potevano diventare aree deposizionali solo in conseguenza di riempimenti dei bacini, e la scarpata deposizionale che così si origina, poteva diventare anche il luogo di sviluppo di *facies* condensate progradanti verso il bacino, come evidenziato da Santantonio (1993) a Monte Scoccioni (poco fuori della nostra area).

Da quanto sopra esposto sull'andamento delle paleoscarpate affioranti e delle possibili zone di raccordo, si possono delineare i *trends* strutturali giurassici dell'area. Questi sono essenzialmente due, uno (il più diffuso) WNW-ESE, l'altro NNE-SSW; più raro è l'andamento NNW-SSE, vicino alla direzione della anticlinale (fig. 15).

Le discontinuità giurassiche descritte non mostrano elementi cinematici certi per cui l'interpretazione del modello estensionale alla base della loro origine è al momento solo ipotetico.

Un possibile meccanismo che consente di spiegare lo sviluppo penecontemporaneo di strutture orientate all'incirca perpendicolarmente tra loro, nel caso di un sistema di *stress* stazionario con σ_1 verticale, è quello proposto da Cello *et alii* (1996). Questo meccanismo prevede un'inversione tra le componenti minima (σ_3) ed intermedia (σ_2) in relazione a variazioni della loro magnitudo (Price, 1966; Cello & Coppola, 1984) (estensione bidirezionale). Dette variazioni possono essere, ad esempio, associate alla variabilità delle condizioni di confinamento e/o alla caduta di tensione che si registra durante la genesi di discontinuità strutturali (Byerlee & Wyss, 1978; Stearn *et alii*, 1981). Ciò nel caso che entrambe le famiglie di strutture abbiano registrato movimenti di *dip-slip*. Tuttavia alcuni dati, quali la presenza di megabrecce esclusivamente associate a faglie e/o paleoscarpate orientate N-S (Monte Scoccioni, Monte Pulece), possono far ipotizzare per queste ultime una cinematica di tipo trascorrente (o con componente di trascorrenza). Questa sarebbe responsabile di una maggiore ripidità delle scarpate con detta orientazione, quindi di una loro più forte predisposizione ai fenomeni gravitativi. In questa seconda ipotesi le dislocazioni N-S funzionerebbero semplicemente come elementi di trasferimento del movimento tra quelle

PROGETTO CARG

WNW-ESE caratterizzate da cinematica normale (estensione unidirezionale). Un modello di estensione unidirezionale è ipotizzato anche da Tavarnelli (1996) per le associazioni di paleofaglie NNW-SSE e WSW-ENE dell'area tra la Valle del Nera e il bacino di Rieti (Appennino umbro-marchigiano meridionale), mentre un modello di estensione bidirezionale è applicato da Alvarez (1989, 1990) all'area del Monte Nerone (Appennino umbro-marchigiano settentrionale).

PROGETTO CARG

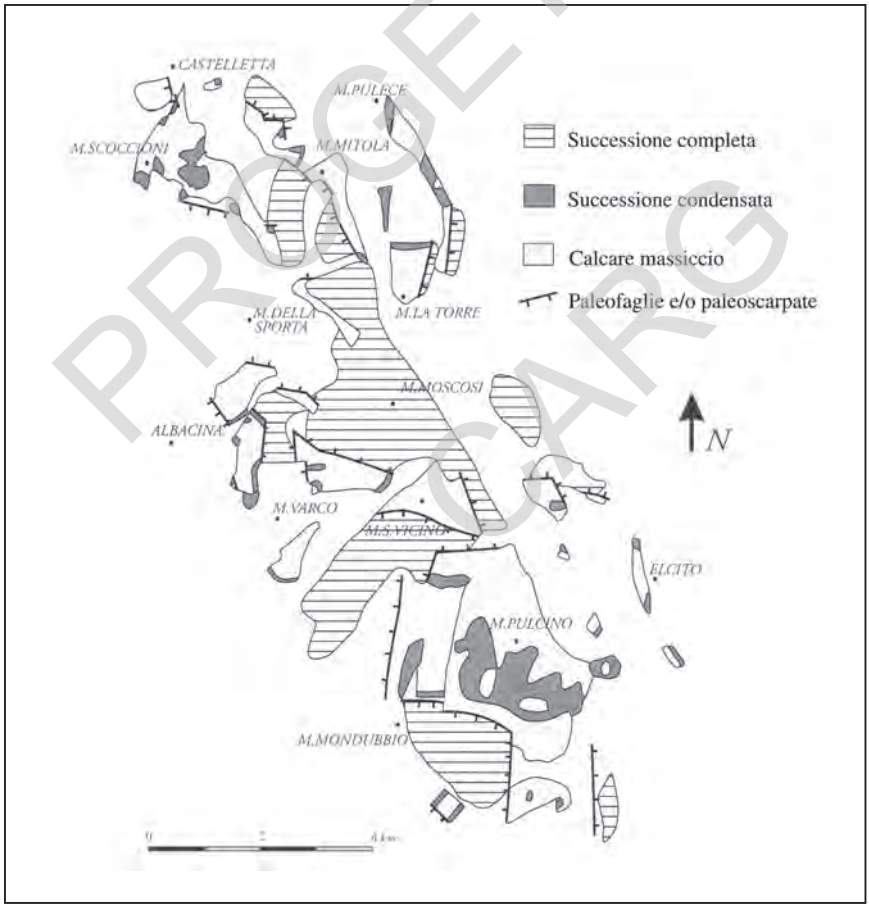


Fig. 15 - *Distribuzione delle associazioni di facies giurassiche e delle paleofaglie e/o paleoscarpate dell'area del Monte San Vicino.*

Accanto alle strutture distensive che hanno controllato le variazioni di spessore e di *facies* delle successioni giurassiche, esistono nell'area strutture sinsedimentarie dello stesso tipo che hanno condizionato la sedimentazione delle torbiditi pre-evaporitiche.

Dette deformazioni precedono la formazione delle pieghe e dei *thrusts* e sono particolarmente importanti in quanto controllano la fisiografia dell'avanfossa. Calamita & Deiana (1980) hanno ipotizzato un episodio distensivo del Messiniano basale del *bacino di Camerino*, al quale hanno attribuito la presenza di faglie appenniniche (accompagnate da filoni sedimentari) che raccordavano il bacino stesso alla più orientale dorsale del Monte S. Vicino. Deformazioni distensive di età miocenica registrate dalle torbiditi delle avanfosse umbro-marchigiane sono state recentemente segnalate da Mazzoli (1994), Alberti *et alii* (1996), Scisciani (1998), Calamita *et alii* (1998), Tavarnelli *et alii* (1998), Scisciani *et alii* (2000) e messe in relazione ai processi di flessurazione litosferica, indotti dalla costruzione della catena e ubicate nella zona di raccordo tra avanfossa e avampaese. Di tipo normale sono, d'altra parte, i contatti tettonici sinsedimentari tra alti strutturali e contigue aree depresse evidenziati da Cantalamessa *et alii* (1980, 1982) nel bacino torbiditico della Laga.

Elementi tipici di attività sinsedimentaria (*semiductile structures*, quali evidenze di iniezione di materiale non diagenizzato, verosimilmente ricco di fluidi, lungo discontinuità di neoformazione) caratterizzano la discontinuità che pone a contatto la successione oligo-miocenica del fianco orientale della porzione settentrionale della *anticlinale di Monte S. Vicino* con le unità mioceniche della depressione di Aliforni. Le migliori evidenze si hanno nell'area di Palazzo, dove la *Scaglia cinerea* è a contatto con la *Formazione gessoso-solfifera* lungo una superficie fortemente inclinata a NNE (fig. 16).

In base ai rapporti angolari tra detta discontinuità e gli strati della *Scaglia cinerea*, a letto, e della *Formazione gessoso-solfifera* a tetto, Scisciani (1998) ha interpretato la superficie di contatto, in precedenza considerata una faglia normale *post-thrusting* (Calamita *et alii* 1990), come una paleoscarpata associata a una faglia sinsedimentaria, originariamente inclinata verso ENE e successivamente ruotata fino al rovesciamento.

Un'altra sicura struttura sinsedimentaria è rappresentata dalla discontinuità tra la successione eocenico-oligocenica del fianco orientale dell'*anticlinale di Cingoli* e i depositi messiniano-infrapliocenici. L'elemento in parola, interpretato da Calamita *et alii* (1990) come una faglia di collasso sul *forelimb* dell'anticlinale in crescita, è stato successivamente reinterpretato come una paleoscarpata associata a una faglia sinsedimentaria generatasi ed evoluta come quella precedente (Scisciani, 1998).

Per spiegare gli attuali rapporti tra le unità mioceniche affioranti nella stretta fascia interposta tra l'*anticlinale di Cingoli* e quella di Strada (ad es. la sovrappo-

PROGETTO CARG

sizione tettonica dello *Schlier* sul *Bisciaro,* lungo il retroscorrimento di Avenale-Valle del Musone) è necessario ipotizzare un'altra faglia sinsedimentaria pre-*Formazione gessoso-solfifera* (fig. 17), successivamente riattivata come *back-thrust,* che, localmente, non ha annullato il più vecchio dislocamento normale.

Nella depressione miocenica di Aliforni-S. Severino elementi indicativi di una tettonica sinsedimentaria sono rappresentati dai contatti discordanti della *Formazione gessoso-solfifera* sul substrato miocenico costituito dallo *Schlier* e, localmente, dal *Bisciaro* e dalla *Scaglia cinerea*. Evidenze di contatti di questo tipo si hanno lungo i margini del paleobacino, dove le arenarie pre-evaporitiche si assottigliano lateralmente ed i sovrastanti depositi evaporitici arrivano a diretto contatto con il substrato pre-messiniano. Le migliori situazioni sono quelle di S. Lorenzo e di S. Stefano sul margine orientale, di Fornace e di Pianole su quello occidentale. Nella sopracitata zona di Frontale la *Formazione gessoso-solfifera* poggia direttamente sulla *Scaglia cinerea* con una discordanza di 15°.

Il contatto stratigrafico più continuo è comunque ubicato sul fianco orientale, dove si segue all'incirca da S. Andrea (a nord) fino all'altezza di Moscosi (a sud). Nel tratto settentrionale esso immerge ad ovest, mentre verso sud si verticalizza fino a rovesciarsi a seguito delle deformazioni più recenti.

PROGETTO CARG

Fig. 16 - *Panorama dell'area di Palazzo vista da sud.*

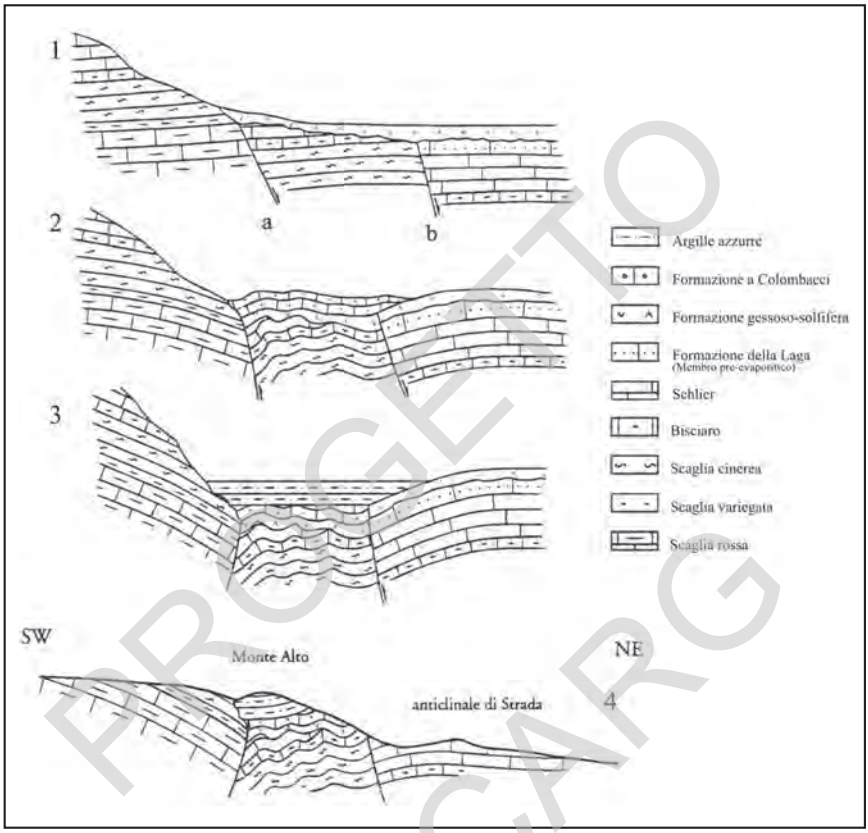


Fig. 17 - *Schema illustrativo (non in scala) dell'evoluzione tettonica dell'area di Monte Alto, a sud di Cingoli.*
Da sinistra a destra è possibile osservare il tilting della faglia normale miocenica (a), ubicata sul fianco orientale dell'anticlinale di Cingoli, nonché la coeva faglia normale di Avenale - Valle del Musone (b) (fianco occidentale dell'anticlinale di Strada), che mostra una chiara inversione del movimento durante la deformazione compressiva.
Lo schema in alto (1) illustra la situazione al momento della deposizione della Formazione gessoso-solfifera, che chiude l'attività delle faglie sinsedimentarie; il secondo (2) si riferisce al Messiniano post-evaporitico quando è in atto la tettonica compressiva; il terzo (3) mostra i depositi del Pliocene inferiore trasgressivi e discordanti su diverse unità del substrato; l'ultimo (4) si riferisce alla situazione attuale.

Mesofaglie accompagnano le maggiori dislocazioni sinsedimentarie e sono preservate nelle torbiditi pre-evaporitiche, come si può osservare ad esempio, nei recenti sbancamenti in località Pianole.

Poiché le unità mioceniche del *bacino di Aliforni-S. Severino* appartengono in gran parte al tetto del *sovrascorrimento di Apiro-Granali*, le considerazioni pale-

PROGETTO CARG

otettoniche in oggetto si riferiscono evidentemente solo a una porzione, quella occidentale, dell'originaria estensione del paleobacino.

In definitiva, l'attuale *anticlinale di Monte S. Vicino* doveva corrispondere, nel Tortoniano-Messiniano basale, a un'area rilevata, bordata da faglie normali ad andamento appenninico, con disposizione dei blocchi fagliati a gradini discendenti verso le aree depresse circostanti, di Camerino ad ovest e di Aliforni ad est. Nulla si può dire del tipo di raccordo tra quest'ultima depressione e l'attuale struttura di Cingoli, sicuramente bordata invece sul lato orientale, da faglie sinsedimentarie immergenti ad est.

Una considerazione a parte meritano le importanti faglie normali o transtensive che tagliano la successione mesozoico-paleogenica affiorante nell'*anticlinale di Monte S. Vicino*, per la cui datazione è necessario ricorrere a criteri strutturali e morfologici ed ai rapporti geometrici con le altre dislocazioni, a causa della mancanza (per erosione) dei relativi depositi sintettonici. Tali faglie, o associazioni di faglie, sono:

- La faglia (talora un insieme di faglie vicarianti o raccordate da elementi di trasferimento), a direzione da NNW-SSE a N-S e immersione verso occidente, che interessa il fianco orientale dell'anticlinale suddetta, da Sasso Orecchie-Sasso Porci ad Elcito, fino a Monte Ugliano-Monte Pettarelli. A nord pone a contatto il *Calcare massiccio* con la parte medio-alta della *Scaglia rossa* e disloca la scarpata giurassica di Monte Martino con bassi valori angolari e movimento di *dip-slip*. Più a sud, nella zona di Monte la Pereta, pone a contatto la *Maiolica* con la *Scaglia rossa* (con un rigetto di circa 500 m) e taglia la faglia giurassica a NW del suddetto rilievo con valori di inclinazione tra 40° e 50°. Ancora più a sud due faglie della presente associazione, con elevati valori di inclinazione, limitano il *Calcare massiccio* di Elcito rispettivamente dalla *Maiolica* e quest'ultima dalle *Marne a Fucoidi*. A sud di Elcito le faglie suddette, attraverso elementi di raccordo a diversa orientazione, trasferiscono il movimento all'insieme di dislocazioni di Monte Ugliano-Monte Pettarelli. Queste ultime, ad andamento da N-S (a sud) a NNW-SSE (a nord), hanno piani subverticali o immergenti nei due sensi e cinematiche diverse, normali, transtensive, trascorrenti destre o trascorrenti con doppio senso di movimento.

- La faglia normale di Monte Moscosi-Monte S. Vicino- Monte Pulcino-Colle Vescovo, che determina essenzialmente il contatto tra il *Calcare massiccio* e le unità cretacee con rigetti massimi di 500 metri. Essa ha generale andamento NNW-SSE (solo localmente articolato da brevi elementi di trasferimento) ed assieme alla precedente definisce una zona strutturalmente depressa allungata in direzione NNW. A nord di Monte Moscosi la presente dislocazione sembra trovare continuazione nella faglia di Monte La Croce-San Giovanni. Quest'ultima borda ad est gli affioramenti giurassico-infracretacici di Grotte-Monte Mitola-Monte La Croce e di Val di Castro e mostra andamenti N160° e N10° con forti inclinazioni e ribassamento ad est; ha un rigetto massimo di circa 800 m e sembra tagliata, nella

zona di Monte Mitola, da una trascorrente sinistra a direzione N60°. Dal punto di vista cinematico si hanno evidenze di movimenti sia normali che trascorrenti-transpressivi destri (zona di Monte La Croce), ma non sono chiari i loro rapporti temporali. D'altra parte anche anche la faglia che si rinviene subito ad est di Monte Pulcino e che prosegue a sud verso Monte Castiglione-Monte Marzolare, con lo stesso andamento e con gli stessi caratteri di quella sopra descritta, mostra una doppia serie di strie che indicano un movimento trascorrente sovrapposto a un movimento transtensivo sinistro.

- La faglia che borda ad occidente il *Calcare massiccio* di Monte Cimara-Monte Zuccarello (parte settentrionale dell'area), ad andamento complessivo appenninico e forte inclinazione verso SW. Essa è dislocata da elementi trascorrenti N10° destri e N110° sinistri (tipici del periodo compressivo), il piano di faglia non è mai riconoscibile ed ha scarsa evidenza morfologica.

Segnaliamo infine le due dislocazioni trasversali (dirette circa NE-SW), transtensive destre (faglie di Poggeto-Pian dell'Elmo e di Monte Rotondo-Serrone Ferrania), che tagliano la zona di cerniera (la prima) e il fianco occidentale (la seconda) dell'*anticlinale di Monte S. Vicino*. Queste presentano forti rigetti verticali (fino a 500 metri), si esauriscono verso NE e non tagliano i depositi torbiditici silicoclastici del fianco occidentale della macropiega.

I caratteri delle faglie sopra descritte suggeriscono le seguenti considerazioni.

Le faglie sono «rasate» dalla "Paleosuperficie sommitale" e mostrano modeste evidenze morfologiche solo dove pongono a contatto litologie diverse, ciò che fa escludere una loro attività recente. Esse sono a luoghi dislocate da faglie trascorrenti o riattivate in trascorrenza, verosimilmente in relazione alle compressioni mio-plioceniche; se a ciò si aggiunge il fatto che le stesse faglie mostrano un generale mantenimento degli angoli di *cutoff*, indipendentemente dalla inclinazione assunta dagli strati, si può ritenere che si tratti di faglie pre-*thrusting* variamente tiltate e deformate durante le più recenti deformazioni compressive. Queste strutture inoltre non determinano variazioni di *facies* e di spessore delle unità mesozoiche e paleogeniche, pertanto la loro attività è verosimilmente post-paleogenica. Tenendo conto, infine, della presenza nell'area di importanti dislocazioni mioceniche, le faglie in oggetto possono essere più precisamente riferite al Miocene.

Sulla base delle considerazioni sopra esposte siamo propensi a considerare che le più importanti faglie normali o transtensive che interessano la successione mesozoico-paleogenica dell'*anticlinale di Monte S. Vicino* siano precedenti alla fase compressiva del Messiniano superiore-Pliocene inferiore (vedi anche Scisciani, 1998). La loro origine, assieme a quella delle faglie sinsedimentarie descritte per prime, può essere ricercata nel fenomeno di flessurazione della litosfera dell'avampaese contemporaneo allo sviluppo delle avanfosse (Tavarnelli *et alii*, 1998), piuttosto che a processi estensionali *post-thrusting* (Barchi *et alii*, 1996; Boncio *et alii*, 1996).

PROGETTO CARG

Per quanto riguarda, infine, le mesofaglie rilevate nei sedimenti cretacico-paleogenici, queste denotano una tettonica distensiva in atto, in questo intervallo di tempo, nel margine passivo adriatico. Esse hanno prodotto variazioni di spessore, ma non differenziazioni di *facies* (Cello *et alii* (1996). In particolare le brusche riduzioni dello spessore del *membro superiore* della *Scaglia rossa* nonché la presenza di *slump* e olistostromi in quest'ultima unità e nella porzione basale *della Scaglia variegata* possono essere poste in relazione all'attività di queste faglie.

La tettonica sinsedimentaria cretacico-paleogenica nell'Appennino umbro-marchigiano è stata per la prima volta ipotizzata da Decandia (1982) e Baldanza *et alii* (1982), sulla base di considerazioni stratigrafiche, e successivamente documentata strutturalmente da Winter & Tapponier (1991), Cello *et alii* (1996) e Tavarnelli (1996).

2. - STRUTTURE COMPRESSIVE

Le principali strutture dovute alle compressioni neogeniche sono, da ovest ad est:
- Sinclinale di Camerino
- Anticlinale di Monte San Vicino
- Sinclinorio di Aliforni-San Severino
- Sovrascorrimento di Apiro-Granali
- Anticlinale di Cingoli
- Anticlinale di Strada

2.1. - Sinclinale di Camerino

Nell'area del Foglio rientra la porzione settentrionale, a direzione NNW-SSE, di questa grande struttura, interposta tra la ruga interna e quella esterna dell'Appennino umbro-marchigiano. In particolare sono ben affioranti il fianco orientale e la zona di cerniera, costituiti essenzialmente dalle torbiditi silicoclastiche tortoniano-messiniane e dalla *Formazione gessoso-solfifera*.

Il fianco orientale, che raccorda la presente struttura con l'*anticlinale di Monte S. Vicino* è, nel tratto settentrionale, interessato da numerose pieghe asimmetriche retrovergenti, di diverse dimensioni, a loro volta separate da faglie inverse ad alto angolo a vergenza occidentale, di modesto rigetto. Faglie trasversali sono inoltre necessarie per rendere conto della brusca interruzione di alcune di queste strutture minori e soprattutto del differente grado e stile di deformazione tra diversi settori del suddetto fianco.

PROGETTO CARG

2.2. - Anticlinale di Monte San Vicino

Rappresenta la maggiore struttura plicativa dell'area. Essa è costituita dalle unità essenzialmente carbonatiche mesozoico-paleogeniche, ha direzione NNW-SSE, immersione assiale a SSE ed un'ampia zona di cresta.

Localmente compaiono pieghe secondarie (sinclinali di Monte Fiori, di San Giovanni-Vigne e di Monte Ugliano) che avvicinano la struttura a un anticlinorio. Il termine più antico è rappresentato dal *Calcare massiccio,* affiorante in maniera frammentaria in relazione soprattutto agli effetti delle faglie preorogeniche.

Il fianco occidentale, di raccordo con la *sinclinale di Camerino*, è a luoghi verticalizzato o rovesciato, in corrispondenza delle unità alto-cretacee e paleogeniche. Pieghe minori retrovergenti con profilo a *chevron* e senso di asimmetria sinistro (guardando da sud) interessano, inoltre, in affioramento soprattutto la *Scaglia variegata* (zone di Macere, Castiglione e Rastia) e il *membro superiore* della *Scaglia rossa* (zona di Rastia), ma anche la *Scaglia bianca* e le *Marne a Fucoidi* (Monte Rotondo).

Il fianco orientale presenta anch'esso brusche variazioni di inclinazione procedendo verso NNE e pieghe minori asimmetriche ed avanvergenti che interessano la parte alta della *Scaglia rossa*, la *Scaglia variegata* e la *Scaglia cinerea*. Alcune faglie inverse ad alto angolo (quale quella ad ovest di Fornace e quelle ad ovest di S. Severino) interessano la successione che va dalla parte alta della *Scaglia rossa* alla *Formazione gessoso-solfifera*.

Nell'insieme la struttura del Monte S. Vicino costituisce una grande *box fold* con ampia zona crestale. In quest'ultima e in particolare sull'alto fianco orientale, sono impostati i sistemi di faglie giurassiche (con direzioni principali WNW-ESE e NNE-SSW) e mioceniche (ad andamento principale NNW-SSE) già descritte. Queste paleodislocazioni costituiscono la gran parte della deformazione fragile rilevabile nell'anticlinale. Esse hanno giocato diversamente nel corso della deformazione compressiva neogenica in relazione anche alla loro orientazione rispetto alla direzione di massima compressione. Alcune hanno subito una rotazione attorno ad assi orizzontali: ad esempio le dislocazioni giurassiche, ad andamento NNE-SSW, che limitano il paleorilievo di Monte Martino-Sasso Orecchie; inoltre le probabili faglie mioceniche ubicate lungo tutto il fianco orientale della anticlinale in parola e quelle del fianco di raccordo tra quest'ultima e la *sinclinale di Camerino*. La rotazione di queste faglie durante la tettonica compressiva ha prodotto un cambiamento di inclinazione delle stesse, tale da far loro assumere, in alcuni casi, una geometria da faglia inversa. Il mantenimento dei rapporti angolari tra le faglie e la stratificazione (angoli di *cutoff*) dimostra, tuttavia, anche in questi casi, che trattasi di faglie normali, generatesi quando gli strati erano ancora suborizzontali, successivamente tiltate sui fianchi delle pieghe.

PROGETTO CARG

Altre (talora anche le stesse) sono state riattivate con movimento trascorrente: ad esempio le faglie giurassiche NNE-SSW di Monte Pulece e Monte Martino, quelle mioceniche di Monte Mitola-Monte La Croce e di Monte Ugliano e la faglia di San Giovanni-M. Mitola (che mostra attualmente un carattere transpressivo destro), tutte a direzione da NNW-SSE a N-S.

Altre ancora sono state tagliate da faglie trascorrenti più recenti (ad esempio la faglia miocenica di Monte Mitola-Monte La Croce, le probabili paleofaglie di Poggio S. Romualdo-Monte Zuccarello). Alcune hanno rigiocato come faglie inverse ad alto angolo: ad esempio la già citata faglia retrovergente tra la struttura di Cingoli e quella di Strada (fig. 17) e quelle tra le Pianole e Castel S. Pietro, lungo il fianco occidentale del *sinclinorio di Aliforni-S. Severino*. Le faglie stesse di raccordo tra il *bacino di Camerino* e la dorsale del Monte San Vicino dovrebbero aver subito una inversione quasi totale prima di essere deformate. Tutte, poi, sono state tagliate e trasportate passivamente nell'*hangingwall* del *sovrascorrimento di Apiro-Granali*.

2.3. - Sinclinorio di Aliforni-San Severino

Ha andamento NNW-SSE con immersione assiale a NNW. La struttura maggiore è la sinclinale di Aliforni che si estende da S. Severino, dove il nucleo è costituito dalla *Formazione gessoso-solfifera*, fino a nord di Fornace, dove i terreni più recenti sono rappresentati dalla *Formazione di S. Donato*. Tra le pieghe minori associate la più importante è l'anticlinale di Moscosi che ha al nucleo la *Formazione della Laga* (*membro pre-evaporitico*). Di particolare interesse è l'anticlinale di Le Pianole-Serronchia, ad immersione assiale settentrionale, generata dalla inversione di un *graben* associato a due faglie mioceniche (fig. 18).

Di queste la più occidentale, ubicata tra Cordivino e Pianole (invertita dalle compressioni neogeniche) separa la successione *Schlier-Formazione gessoso-solfifera* ad ovest da uno spesso pacco di arenarie o arenarie conglomeratiche costituenti il *membro pre-evaporitico* della *Formazione della Laga* ad est; quella più orientale è la prosecuzione settentrionale sepolta della faglia di Fornace, che costituisce una evidente dislocazione miocenica con ribassamento verso ovest.

Diverse e significative evidenze si hanno sull'esistenza di una attività tettonica compressiva durante la deposizione delle torbiditi post-evaporitiche.

Gli spessori di queste unità diminuiscono dalla cerniera verso tutti e due i fianchi (area settentrionale) o uno solo dei due fianchi della struttura (area centrale); parallelamente diminuisce l'inclinazione passando dalle unità più antiche a quelle più recenti. Nell'estrema porzione settentrionale il *livello guida vulcano-derivato* è solo blandamente piegato. Ciò indica che la sedimentazione è avvenuta nella depressione sinclinalica dove i depositi silicoclastici della *Formazione di S. Donato* vengono progressivamente piegati in strutture tipo «sinclinale di crescita» (fig. 18).

PROGETTO CARG

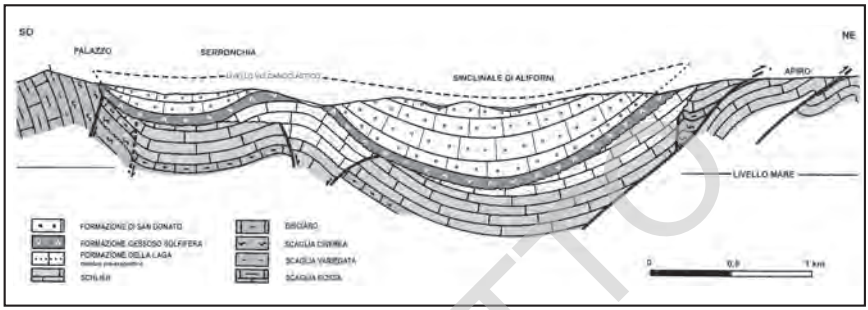


Fig. 18 - *Sezione geologica schematica della porzione settentrionale del bacino di Aliforni-San Severino.*

Tenuto conto che la depressione sinclinalica di Aliforni si trova al tetto del *sovrascorrimento di Apiro-Granali*, risulta chiaro che essa si configura come un bacino di *piggy-back* impostatosi al di sopra dei depositi dell'avanfossa pre-evaporitica in via di deformazione.

Il raccordo tra il presente sinclinorio e l'*anticlinale di Monte S. Vicino* è caratterizzato da locali verticalizzazioni e rovesciamenti a vergenza orientale (che sembrano interessare le unità tardo-cretacee fino alla *Formazione gessoso-solfifera)*, a luoghi accompagnati da faglie inverse ad alto angolo. Non è escluso, come si è detto, che qualcuna di queste ultime, quale quella ad ovest di Frontale, possa corrispondere a dislocazioni pre-orogeniche successivamente ruotate.

2.4. - Sovrascorrimento di Apiro-Granali

Costituisce l'elemento strutturale nuovo e più importante riconosciuto nel corso del rilevamento del Foglio. Esso affiora all'interno delle unità mioceniche esposte sul fianco orientale del *sinclinorio di Aliforn-S. Severino* (a una distanza di 4-5 km dal fronte montuoso appenninico) e rappresenta, verosimilmente, la prosecuzione settentrionale del *sovrascorrimento dei M.ti Sibillini* .

Quest'ultimo elemento, cartografato per la prima volta da Scarsella (1941), è ben esposto a sud della valle del Fiume Chienti (dove pone a contatto le unità mesozoico-paleogeniche appenniniche con quelle più recenti della fascia pedeappenninica) e si congiunge ancora più a sud con la "linea Olevano-Antrodoco-Posta" (Salvini & Vittori, 1982). Per quanto riguarda la sua prosecuzione a nord della suddetta valle, sono state fatte alcune ipotesi.

Secondo Dallan Nardi *et alii* (1971) la traccia della superficie del sovrascorrimento dovrebbe coincidere con la linea di separazione tra l'Appennino *p.d.* e il "bacino mio-pliocenico marchigiano-romagnolo" e potrebbe essere, in parte, mascherata dalla copertura dei terreni tardo-miocenici. Calamita (1988) e Calamita & Deiana (1988) suggeriscono che il sovrascorrimento potrebbe essere

PROGETTO CARG

sepolto sotto un retroscorrimento frontale. L'integrazione dei dati geologici con l'analisi dei profili sismici a riflessione ha consentito a Calamita *et alii* (1991) di riconoscere la presenza in profondità, all'altezza del Monte S. Vicino, del sovrascorrimento, che formerebbe un cuneo (*intercutaneous wedge)* limitato a tetto da un retroscorrimento ("*passive back thrust" sensu* Banks & Warburton 1986). Negli ultimi anni, comunque, l'esistenza in affioramento dell'elemento in parola è stata suggerita da Barchi *et alii* (1996), che ne ubicano la traccia alla base della dorsale appenninica nell'area del Monte S. Vicino.

L'emergenza qui descritta del *sovrascorrimento dei M.ti Sibillini* in corrispondenza del fianco orientale del *sinclinorio di Aliforni-S. Severino*, fa si che quest'ultima struttura, assieme alla *anticlinale di Monte S. Vicino*, costituiscano, a nord della valle del Chienti, l*'hangingwall* del sovrascorrimento, nel cui *footwall* si trova la struttura di Cingoli.

Il sovrascorrimento ha un andamento NNW-SSE da Apiro a Colle Croce; a sud di quest'ultima località si dispone, invece, in direzione N-S fino a Granali. A sud della Valle del Potenza esso non è più riconoscibile in affioramento, in relazione a una probabile *tear fault*, ubicata lungo la suddetta valle, che trasferisce il dislocamento a un elemento più esterno, sepolto all'interno della *Formazione a Colombacci*.

Nel tratto centro-settentrionale il sovrascorrimento accavalla lo *Schlier* (con la sovrastante successione torbiditica pre e post-evaporitica) sulla *Formazione gessoso-solfifera*, che costituisce pertanto l'unità più recente della successione di letto. In quello meridionale i contatti sono in generale tra lo *Schlier* (a tetto) e le arenarie pre-evaporitiche (a letto).

Le unità più antiche del *sinclinorio di Aliforni-San Severino* coinvolte nel sovrascorrimento sono rappresentante dallo *Schlier* e dal *Bisciaro*, cosicché il sovrascorrimento si è propagato in corrispondenza della *Scaglia cinerea,* spostandosi verso l'alto solo nella parte terminale dove corre sopra la *Formazione gessoso-solfifera* o le arenarie pre-evaporitiche. Verso l'interno esso verosimilmente si approfondisce al di sotto dei carbonati mesozoici coinvolti nell'*anticlinale di Monte S. Vicino*.

Alcuni sovrascorrimenti minori interessano, nel tratto settentrionale ad andamento appenninico, il letto del *thrust* principale costituendo, assieme a quest'ultimo, un' associazione del tipo "*trailing embricate fan*" (Boyer & Elliot, 1982).

La parte frontale della superficie del sovrascorrimento è inoltre piegata in antiformi e sinformi a diversa scala (zona tra Colle Croce e S. Stefano-Castel S. Angelo). L'erosione di queste strutture ha prodotto alcuni *klippe*, conservati nelle sinformi, di cui quello di Colle Croce rappresenta l'esempio più significativo (figg. 19 e 20).

PROGETTO CARG

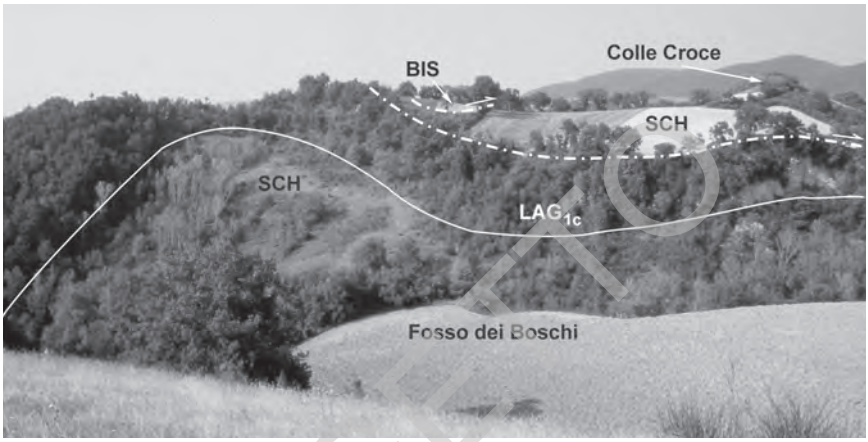


Fig. 19 - *Pieghe del sovrascorrimento di Apiro-Granali nel versante nord del Fosso dei Boschi.*

Fig. 20 - *Veduta pamoramica del klippe di Colle Croce.*

2.5. - Anticlinale di Cingoli

Costituisce una periclinale a direzione NNW-SSE, con nucleo costituito dalle unità mesozoiche, ad eccezione della parte più meridionale dove il termine più antico è la *Scaglia cinerea*. Le terminazioni della periclinale sono interessate da due elementi trascorrenti-transpressivi: quello settentrionale, diretto WNW-SSE, sinistro (fuori dell'area del Foglio), quello meridionale, orientato NNE-SSW, destro. Per quanto riguarda quest'ultimo, si tratta in realtà di una famiglia di faglie che interessano la successione *Maiolica - Bisciaro* dalla Valle del T. Rudielle fino

all'altezza di Pitino. Il fianco orientale è invece caratterizzato - come si è visto - da una paleoscarpata, conservata nei terreni eo-oligocenici. Su questa si appoggiano la *litofacies arenaceo-conglomeratica* della *Formazione a Colombacci*, intensamente deformata, e i depositi del Pliocene inferiore (i cui livelli basali sono riferibili alla zona a *Globorotalia margaritae*), a loro volta discordanti sui primi (come è evidente a Monte Alto) e più a nord, anche sullo *Schlier* e sulla *Formazione gessoso-solfifera* (come evidente alla base del rilievo di Cingoli):

I depositi del Pliocene inferiore ricoprono in discordanza anche le paleoscarpate relative alle dislocazioni trascorrenti suddette (come si osserva nell'area di Monticoli, lungo la zona transpressiva destra) e sono a loro volta piegati in una blanda sinclinale che prosegue, verso sud, fino alla Valle del Fiume Chienti.

La paleoscarpata del fianco orientale (nella quale si trovano tracce di movimento inverso) è verosimilmente raccordata in profondità alla faglia sinsedimentaria miocenica ruotata (Scisciani, 1998) che limitava verso est l'alto di Cingoli.

2.6. - Anticlinale di Strada

Corrisponde a una blanda periclinale, costituita in gran parte dalle emipelagiti dello *Schlier*, ad andamento da NNW-SSE (a nord) a N-S (a sud). Delle due terminazioni nell'area del Foglio rientra solo quella meridionale. E' in gran parte sepolta sotto la successione del Pliocene inferiore che vi si appoggia in *onlap*, mascherandone del tutto il fianco orientale.

Anche il fianco occidentale è in parte sepolto sotto i discordanti depositi del Pliocene, blandamente deformati in sinclinale. Esso è interessato da un retroscorrimento, avente lo stesso andamento della piega, che sovrappone lo *Schlier* sul *Bisciaro*, sulla *Formazione gessoso-solfifera* e sulle arenarie del Pliocene inferiore. Le relazioni di campagna (locali sovrapposizioni tettoniche di terreni giovani su terreni antichi) suggeriscono che detto retroscorrimento rappresenta l'inversione di una faglia distensiva miocenica est-immergente di cui, localmente, non è stato annullato il rigetto (fig. 17).

Due sovrascorrimenti, affioranti a sud di Troviggiano (uno dei quali potrebbe continuare a nord, nel sovrascorrimento di Calandrione), dislocano la struttura di Strada determinando altrettante ripetizioni della successione *Bisciaro-Schlier*, mentre, più a est, un terzo sovrascorrimento sovrappone lo *Schlier* alle torbiditi rovesciate del Pliocene inferiore (zona a *Globorotalia margaritae*). Ancora più ad est i depositi del Pliocene a *Globorotalia puncticulata* sono, invece, indeformati e probabilmente discordanti sui precedenti.

Lo studio dei profili sismici a riflessione ha consentito di estrapolare in profondità il più esterno dei sovrascorrimenti suddetti. Quest'ultimo elemento acquista pertanto una forte rilevanza, rappresentando il sovrascorrimento basale (*sovrascorrimento di Cingoli-Strada*) di un *thrust sheet*, costituito dall'*anticlinale di Cingoli* e

PROGETTO CARG

da quella di Strada, e limitato a tetto dal *sovrascorrimento di Apiro-Granali*.

Discordanze presenti all'interno dei depositi pliocenici lungo i due fianchi della parte settentrionale (ubicata fuori dell'area del Foglio) della *anticlinale di Strada*, consentono di interpretare quest'ultima come una struttura di crescita durante l'intervallo di tempo tra la biozona a *G. margaritae* e la biozona a *G. puncticulata* (Calamita *et alii*, 1990).

Ad oriente della presente struttura, che verso sud si esaurisce in prossimità della Valle del Fiume Potenza (dove la sua terminazione meridionale è appena rilevabile nei terreni del Pliocene inferiore[4]), la successione pliocenica più recente ha un assetto monoclinalico con blanda inclinazione verso ENE.

Da questa emerge la struttura di Treia-Pollenza, a direzione NNW-SSE, di cui rientra nell'area del Foglio solo la porzione settentrionale. Si tratta di una anticlinale di piccole dimensioni, a doppio rovesciamento, tipo *pop-up*, che coinvolge le arenarie di Treia-Pollenza. Su di essa si appoggiano in discordanza i corpi del Pliocene inferiore della zona a *Globorotalia puncticulata*.

3. - CRONOLOGIA DELLA DEFORMAZIONE COMPRESSIVA

I dati più significativi relativi all'età della deformazione compressiva provengono dal *sinclinorio di Aliforni-S. Severino*, dalla zona di raccordo tra l'*anticlinale di Cingoli* e quella di Strada e dal fronte di quest'ultima struttura.

Per quanto riguarda il *sinclinorio di Aliforni-S. Severino* i dati geologico-strutturali indicano - come si è visto - che la sedimentazione messiniana post-evaporitica è avvenuta durante la formazione della struttura, che si configura quindi come una «sinclinale di crescita», sviluppata nell'*hangingwall* del *sovrascorrimento di Apiro-Granali* (prosecuzione del *sovrascorrimento dei M.ti Sibillini*).

L'inizio dell'attività compressiva nell'area di Aliforni-San Severino non è collocabile con precisione. Tenuto conto che essa è ovviamente successiva alle faglie sinsedimentarie distensive che interessano le unità pre-evaporitiche, un elemento significativo può essere rappresentato dai gessi risedimentati (**GES_a**) che si rinvengono nella porzione centro-meridionale della struttura di Aliforni: questi potrebbero indicare delle aree in sollevamento ed erosione legate all'instaurarsi di un regime compressivo, che potrebbe pertanto collocarsi durante la deposizione della *Formazione gessoso-solfifera* (si veda anche Ori *et alii*, 1991).

L*'unconformity* alla base della *Formazione a Colombacci* (il cui significato tettonico è evidenziato in Bassetti *et alii*, 1994), che interessa la *F.ne di S. Donato* (zona di Aliforni), il *Membro pos-tevaporitico* della *Formazione della Laga* (zona

[4] L'anticlinale costituita dalla *Formazione della Laga - membro post-evaporitico* - e dalla Formazione *a Colombacci*, affiorante più a sud tra le Valli del F. Potenza e del F. Chienti, al di sotto dei terreni pliocenici, appare come una struttura indipendente dall'*anticlinale di Strada*.

PROGETTO CARG

di Tolentino) e la *F.ne gessoso-solfifera* (zona di Cingoli), suggerisce che la deformazione compressiva si è propagata anche nelle zone esterne dell'area prima della fine del Messiniano.

La successiva discordanza tra le unità infra-plioceniche a *G. margaritae* e quelle più antiche, a luoghi intensamente deformate (com'è evidente in particolare nella zona di Cingoli-Avenale), testimonia una ripresa dell'attività compressiva nelle zone esterne (ad oriente della *anticlinale di Cingoli*), molto probabilmente all'inizio del Pliocene (manca la zona a *Sphaeroidinellopsis* e, forse, parte di quella a *G. margaritae*). Le compressioni più recenti sono registrate dall'attività del sovrascorrimento che ha al tetto l'*anticlinale di Strada*, sepolto al di sotto dei più esterni terreni del Pliocene inferiore ascrivibili alla zona a *G. puncticulata.*

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

VIII - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATIVA

Tra i principali problemi che oggi l'uomo deve affrontare nella pianificazione delle proprie attività i più frequenti sono quelli che interessano il "rischio idrogeologico", inteso nelle sue molteplici manifestazioni che sono, le frane, i fenomeni alluvionali, l'erosione costiera, i fenomeni valanghivi, ecc.

Per quanto riguarda la stabilità dei versanti dell'area essa è strettamente legata alla natura dei terreni: in quelli calcarei i fenomeni erosivi (frane, erosione fluviotorrentizia, ecc.) sono molto limitati e per lo più quiescenti, mentre risultano più diffusi ed attivi in quelli terrigeni.

Nelle dorsali carbonatiche i fenomeni in atto si manifestano principalmente con limitate erosioni concentrate nella rete idrografica minore, e con dilavamento areale di superfici rocciose esposte. Per quanto riguarda la rete idrografica principale degni di nota sono i fenomeni osservabili lungo il Fiume Musone, dove a valle della diga del Lago di Castreccioni le acque innescano, come del resto in altre situazioni analoghe (Gentili & Pambianchi, 1987) preoccupanti fenomeni d'erosione in alveo, che interessano le alluvioni terrazzate del Pleistocene superiore (*Sintema di Matelica*).

Lungo i fiumi Chienti e Potenza, a valle dei centri abitati di Tolentino e San Severino Marche, sono presenti nell'alveo attuale profonde incisioni verticali che hanno raggiunto il substrato roccioso. A tratti, a causa delle derivazioni per scopi idroelettrici, il letto fluviale nella stagione di magra è quasi completamente asciutto (es. a valle di San Severino Marche, dopo la derivazione ENEL).

I fenomeni gravitativi sono rappresentati per lo più da frane senza indizi di evoluzione in atto, la cui tipologia è strettamente legata all'assetto geologico-strutturale; non mancano tuttavia aree particolarmente suscettibili a fenomeni attivi, che si manifestano principalmente con crolli e colate di detriti. I crolli avvengono ad esempio lungo i ripidi versanti, modellati nel *Calcare massiccio* di Monte Canfaito e di Monte Pagliano, in quelli del Fosso di S. Bonfiglio, del Fosso delle Scalette, di Monte Puro e di Monte S. Vicino; mentre colate (*debris avalanche* e *debris flow*) e limitati fenomeni di *slide* interessano, in occasione di eventi meteorici estremi, i *Detriti di versante* e altri depositi alteritici (es. colate detritiche lungo il Fosso Pidocchio).

Fenomeni di scorrimento, per lo più traslativi e quiescenti, interessano in particolar modo le formazioni delle *Marne a Fucoidi*, della *Scaglia rossa* e, in subordine, del *Rosso ammonitico*. Essi sono talora di grandi dimensioni come la grande frana situata subito ad ovest di Elcito che interessa le formazioni della *Scaglia rossa* e delle *Marne a Fucoidi*.

Nei depositi terrigeni i fenomeni franosi si manifestano con più frequenza e vanno dalle frane vere e proprie fino ai fenomeni superficiali quali i soliflussi.

Frequenti in questi terreni sono i fenomeni misti di scorrimento e colamento. Nella *Formazione di Camerino* una particolare concentrazione di fenomeni franosi attivi (in prevalenza colamenti) si osserva in località Case la Forca, Case Fonterama (in corrispondenza della *litofacies pelitica*), nei pressi di Villa Berta e di Case Casoio (in corrispondenza della *litofacies pelitico-arenacea*).

Altri fenomeni degni di nota sono i vistosi colamenti rilevati nell'area di Castelraimondo che interessano sia la coltre eluvio-colluviale che il substrato roccioso. Fenomeni analoghi ma coinvolgenti solamente le colluvioni della *Scaglia cinerea* si osservano nei pressi di Albacina.

Tra le numerose frane senza indizi di evoluzione in atto si ricordano per importanza quelle ubicate nello *Schlier* in prossimità di Braccano, nella *Scaglia cinerea* tra Colli e Vinano ed in corrispondenza del passaggio *Bisciaro-Schlier*.

Frane in evoluzione interessano frequentemente anche i terreni del *membro pre-evaporitico della Formazione della Laga*: qui la presenza di litotipi dotati di una certa permeabilità della *Formazione gessoso-solfifera* e gli orizzonti arenacei della successione post-evaporitica favoriscono una debole percolazione idrica e l'innesco di dissesti diffusi lungo i versanti scolpiti nei terreni sottostanti (zona settentrionale del bacino di Aliforni).

Un'altra particolare situazione è quella rilevabile nelle valli che dipartono dalla dorsale di Cingoli verso est: qui le unità terrigene sono sormontate da estesi depositi alluvionali che con i loro apporti idrici producono situazioni di costante instabilità dei versanti.

Dissesti superficiali, di diversa gravità e diffusione, interessanti la sola coltre di alterazione, sono poi presenti in tutte queste aree.

PROGETTO CARG

I principali serbatoi idrici dell'area corrispondono a tre grossi complessi idrogeologici della successione carbonatica: quello inferiore del *Calcare massiccio-Corniola*, quello intermedio della *Maiolica* (compreso tra l'acquiclude delle *Marne a Fucoidi* a tetto e le unità a bassa o nulla permeabilità dei *Calcari diasprigni* e/o *del Rosso ammonitico* a letto),[5] e quello superiore costituito dalla *Scaglia bianca*, dalla *Scaglia rossa* e talora dalla *Scaglia variegata*, chiuso in alto dall'acquiclude della *Scaglia cinerea*.

Consistenti falde acquifere sono ubicate nelle unità alluvionali piu estese. Queste falde sono oggi particolarmente vulnerabili, poiché le pratiche antropiche facilitano sempre più il percolamento di inquinanti provenienti dalle concimazioni, dagli scarichi delle industrie e da quelli delle macchine, come nel caso della superstrada Val di Chienti. La ragione principale, oltre naturalmente a quella del carico antropico insostenibile (vedi zona industriale di Tolentino), è legata ai già citati processi erosivi in alveo che hanno incassato, in alcuni tratti, il letto attuale del fiume nel substrato argilloso, senza quindi nessuna possibilità di interconnessione tra esso e la falda della piana alluvionale.

Le sorgenti presenti nell'area, sono in generale di modeste dimensioni se rapportate alla superficie di assorbimento. Ciò è in relazione soprattutto alle numerose faglie che pongono in contatto i diversi complessi idrogeologici favorendo la percolazione delle acque in profondità verso l'acquifero più basso le cui risorgenze si trovano al di fuori dell'area.

Le sorgenti più numerose sono legate all'acquifero superiore sostenuto dalle *Marne a Fucoidi*, al cui affioramento sono da mettere in relazione le principali emergenze.

Un nutrito gruppo di sorgenti di questo tipo, anche se di modesta portata, è presente nella zona strutturalmente depressa compresa tra Monte San Vicino ed Elcito, nella zona di S. Domenico e lungo il Fosso dell'Acqua della Vita, sul fianco orientale dell'*anticlinale di Monte San Vicino*.

Più a sud, ancora legate all'acquifero della *Scaglia rossa-Scaglia bianca* ed all'affioramento delle *Marne a Fucoidi* sono alcune emergenze ubicate nell'area di Prati di Gagliole - Monte Lavacelli e di Monte Marzolare.

Alcune manifestazioni sorgentizie alimentate dall'acquifero superiore sono legate agli affioramenti della *Scaglia cinerea*, quali quelle ubicate nella zona di Rastia-Vinano sul fianco occidentale dell'anticlinale suddetta.

Legate all'acquifero della *Maiolica* e, talora, di tutti o parte dei *Calcari diasprigni* si hanno diverse sorgenti, distribuite sul fianco occidentale della struttura del Monte S. Vicino ed emergenti in corrispondenza degli affioramenti del *Rosso ammonitico* e dei *Calcari diasprigni* stessi.

[5] In corrispondenza delle *successioni condensate* vi può essere una certa continuità idraulica tra questo complesso idrogeologico e quello inferiore.

PROGETTO CARG

Diverse piccole emergenze, infine, sono legate ai detriti di versante poggianti su substrati impermeabili, quale il *Rosso ammonitico* o meno permeabili come la *Scaglia rossa*. Esempi si hanno nelle zone di Poggio San Vicino, di Palazzo, di Vigne e S. Giovanni nel settore settentrionale dell'area e, più a sud, nella zona di Castel San Pietro e di Casale Roti, tra Monte Canfaito e Monte Argentaro.

Ricordiamo per ultimo l'importante sorgente di Crevalcuore nella struttura di Cingoli, captata per l'acquedotto della cittadina omonima. Le sue acque emergono dalla *Maiolica* della Valle del Musone e derivano probabilmente dall'acquifero di base (Nanni, 1991).

L'area è stata oggetto di una importante attività estrattiva di rocce come materiali da costruzione. Buona parte delle cave presenti è comunque ormai inattiva. I materiali estratti più comunemente sono rappresentati dai *Depositi di versante*, dalle ghiaie alluvionali e dai calcari del substrato (dal *Calcare massiccio* alla *Scaglia rossa*). Localmente sono coltivati i litotipi calcareo-marnosi e marnosi della *Scaglia cinerea* e della *Scaglia variegata*, quali quelli utilizzati dall'attuale cementificio di Castelraimondo.

Nel *bacino di Camerino* e nel *bacino marchigiano esterno* sono presenti vecchie cave di gesso e diverse zone sono state interessate da estrazione di materiali marnoso-argillosi (*Schlier* e intercalazioni all'interno delle unità torbiditiche) per la produzione di laterizi.

Da segnalare infine la presenza, presso Poggio S. Vicino, di una vecchia miniera di Manganese che è stata oggetto di coltivazione per un breve periodo. Il minerale faceva parte del riempimento di un filone ubicato in prossimità della faglia giurassica di Monte Martino (Cozzupoli & Matteucci, 1983).

PROGETTO CARG

BIBLIOGRAFIA

Alberti M., Decandia F.A. & Tavarnelli E. (1996) - *Modes of propagation of the compressional deformation in the Umbria marche Apennines.* Mem. Soc. Geol. It., **51**: 71-82.

Alessio M., Allegri L., Cortesi C., Deiana G., Dramis F., Improta F., & Petrone V. (1979) - *Depositi tardo-wurmiani nell'alto bacino dell'Esino (Appennino marchigiano). Datazione al C 14*. Geogr. Fis. Dinam., **2**: 203-205.

Alvarez W. (1989). *Evolution of the Monte Nerone seamount in the Umbria-Marche Apennines: 2 - tectonic control of the seamount-basin transition*. Boll. Soc. Geol. It., **108:** 23-39.

Alvarez W. (1990). *Pattern of extensional faulting in pelagic carbonates of the Umbria-Marche Apennines of central Italy*. Geology, **18:** 407-410.

Banks C. J. & Warburton J. (1986) - *"Passive roof" duplex geometry in the frontal structures of the Kirthar and Sulaiman mountain belts, Pakistan.* Journal of structural Geology, **8:** 229-237.

Barchi M., Menichetti M., Pialli G., Merangola S., Tosti S., & Minelli G. (1996) - *Struttura della ruga marchigiana esterna nel settore M. S. Vicino-M. Canfaito*. Boll. Soc. Geol. It., **115:** 625-648.

Bartolini C. (1980) - *Su alcune superfici sommitali dell'Appennino Settentrionale (prov. Di Lucca e Pistoia)*. Geogr. Fis. e Din. Quat., **3:** 42-60.

Bassetti M.A. con la collaborazione di Ricci Lucchi F. & Roveri M. (1995) - *Depositi grossolani nel Messiniano dell'Appennino pesarese (sinclinale di Pietrarubbia-Lunano).* Gruppo informale sedimentologia C.N.R, Guida all'escursione nell'alto Appennino pesarese, 11 Aprile 1995, 13 p.p.

Bassetti M.A., Ricci Lucchi F. & Roveri M. (1994) - *Physical stratigraphy of the Messinian post-evaporitic deposits in Central-southern Marche area (Appennines, Central Italy).* Mem. Soc. Geol. It., **48:** 275-288.

Baumgartner P.O. (1984) - *A Middle Jurassic-Early Cretaceous low-latitude radiolarian zonation based on Unitary Associations and age of Tethian radiolarites*. Eclogae Geol. Helv., **77** (3): 729-837.

Berggren W.A., Kent D.V., Swisher C. III & Aubry M.P. (1995) - *A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy.* In: W.A Berggren., D.V. Kent, M.P. Aubry & J. Hardenbol (Eds.): «*Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphy Correlations*». SEPM Spec. Publ., **54:** 129-212.

Biondi E. & Coltorti M. (1982) - *The Esino flood plain during the Olocene*. Abstr. XI. INQUA Congr., Moscow, 1982.

Bonarelli G. (1893) - *Osservazione sul Torciano e l'Aaleniano dell'Appennino Centrale: contributo alle conoscenze della geologia marchigiana*. Boll. Soc. Geol. It. **12**, fasc. 2: 195-254.

Boncio M., Ponziani F., Brozzetti F., Barchi M. Lavecchia G. & Pialli G. (1998) *Seismicity and extensional tectonics in the Northern Umbria-Marche Apennines.* In: G. Pialli *et al*. (Eds**.**)**:** «*Results of the CROP 03 deep seismic reflection profile*». Mem. Soc. Geol. It., **52:** 539-556.

Borsetti A.M., Carloni G.C., Cati F., Ceretti E., Cremonini G., Elmi C. & Ricci Lucchi F. (1975) - *Paleogeografia del Messiniano nei bacini periadriatici dell'Italia settentrionale e centrale*. Giorn. Geol., ser. 2, **40** (1): 21-72.

Bralower T.J., Leckie R.M., Sliter W. V. & Thierstein H.R. (1995) - *An Integrated Cretaceous Microfossil Biostratigraphy.* In: W.A. Berggren, D.V Kent., M.P. Aubry & J. Hardenbol (Eds.): «*Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphy Correlations*». SEPM Spec. Publ., **54:** 65-79.

Byerlee J. & Wyss M. (1978) - *Rock friction and earthquake prediction. Contribution to current research in geophysics (CCRG)*. Pure and applied geophysics, **6**, Birkhauser.

Calamita F. (1988) - *I back-thrust sul fronte montuoso dell'Appennino umbro-marchigiano.* Mem. Soc. Geol. It., **35:** 539-545.

PROGETTO CARG

Calamita F. & Deiana G. (1980) - *Evidenze di una fase tettonica distensiva del Messiniano basale del bacino di Camerino (Appennino umbro-marchigiano).* Studi Geol. Camerti, **7:** 7-11.

Calamita F. & Deiana G. (1988) - *Geodinamica dell'Appennino umbro-marchigiano.* Mem Soc. Geol. It., **35:** 311-316.

Calamita F., Cello G., Centamore E., Deiana G., Micarelli A., Paltrinieri W. & Ridolfi M. (1991) - *Stile deformativo e cronologia della deformazione lungo tre sezioni bilanciate dall'Appennino umbro-marchigiano alla costa adriatica*. Studi Geol. Camerti, Vol. spec., 1991/1: 295-314.

Calamita F., Cello G., Invernizzi C. & Paltrinieri W. (1990) - *Stile deformativo e cronologia della deformazione lungo la traversa M. S. Vicino-Polverigi (Appennino marchigiano esterno*). Studi Geol. Camerti, Vol. Spec., 1990, 69-86.

Calamita F., Centamore E., Chiocchini U., Deiana G., Micarelli A., Potetti M. & Romano A. (1977) - *Analisi dell'evoluzione tettonico-sedimentaria dei «bacini minori» del Miocene medio-superiore nell'Appennino umbro-marchigiano e laziale-abruzzese: 4) primi risultati relativi allo studio geologico del bacino di Camerino (Marche centro-meridionali).* Studi Geol. Camerti, **3:** 87-105.

Calamita F., Centamore E., Chiocchini U., Deiana G., Micarelli A., Potetti M. & Romano A. (1979a) - *Analisi dell'evoluzione tettonico-sidimentaria dei «bacini minori» del Miocene medio-superiore nell'Appennino umbro-marchigiano e laziale-abruzzese: 7) Il bacino di Camerino.* Studi Geol. Camerti, **5:** 67-81.

Calamita F., Centamore E., Chiocchini U., Deiana G., Micarelli A., Potetti M. & Romano A. (1979b) - *Ricerche stratigrafiche sui sedimenti miocenici del bacino di Camerino (Marche Centro-meridionali).* Studi Geol. Camerti **5:** 83-110.

Calamita F., Coltorti M., Pieruccini P. & Pizzi A. (1999) - *Evoluzione strutturale e morfogenesi plio-quaternaria dell'appennino umbro-marchigiano tra il preappennino umbro e la costa adriatica.* Boll. Soc. Geol. It., **118:** 125-139.

Calamita F., Coltorti M., Deiana G., Dramis F. & Pambianchi G. (1982) - *Neotectonic evolution and geomorphology of the Cascia and Norcia depressions.* Geogr. Fis. Din. Quat., **5:** 263-276.

Calamita F., Cristallini C., Deiana G., Invernizzi C., Micarelli A., Pizzi A. & Potetti M. (1989) - *Timing of compressive deformation in the outer area of the Marche Apennine chain.* In: «*La geologia strutturale ed i possibili contributi all'interpretazione della sismica profonda*». Pisa 26-27 Ottobre 1989.

Calamita F. & Deiana G., (1986*), Evoluzione strutturale neogenico-quaternaria dell'Appennino umbro-marchigiano*. In: E. Centamore & G. Deiana (Eds.): *«La Geologia delle Marche»,* Studi Geol. Camerti. Numero speciale in occasione del 73° Congresso Soc. Geol. It , 91-98.

Calamita F., Mastrovincenzo S. & Invernizzi C. (1987) - *Analisi mesostrutturale dei depositi miopliocenici della zona marchigiana esterna.* Acta naturalia de «L'Ateneo Parmense», **23:** 265-272.

Calamita F., Pizzi A., Ridolfi M., Rusciadelli G. & Scisciani V. (1998) - *Il buttressing delle faglie sinsedimentarie pre-thrusting nella strutturazione neogenica della catena appenninica: l'esempio della M.gna dei Fiori (Appennino centrale esterno).* Boll. Soc. Geol. It., **118:** 125-140.

Calderoni G., Coltorti M., Dramis F., Magnatti M., & Cilla G. (1991) - *Sedimentazione fluviale e variazioni climatiche nell'alto bacino dell'Esino durante il Pleistocene superiore*. In «Fenomeni di Erosione e Alluvionamento degli alvei fluviali», 171-190 Ancona.

Canavari M. (1878) - *Cenni geologici sul Camerinese e particolarmente su di un lembo titonico nel Monte San Vicino.* Boll. Com. Geol. D' It., **9:** 488-489.

Canavari M. (1878). *La grotta di S. Eustachio presso S. Severino Marche. Appunti geologici sull'Appennino centrale*. Boll. Com. Geol. It. , IX, Roma.

Canavari M. (1879) - *I terreni del bacino terziario Camerinese*. Proc. Verb. Soc. Tosc. Sc. Nat., **1**, LX-LXIII.

PROGETTO CARG

Canavari M. (1880) - *La Montagna del San Vicino. Osservazioni geologiche e paleontologiche.* Boll. Com. Geol. D' It., **11:** 54-73 e 254-264.

Canavari M. (1881) - *Gli scisti a fucoidi e gli scisti bituminosi che spesso li accompagnano nell' Appennino centrale. Un Radiolites del San Vicino*. Proc. Verb. Soc. Tosc. Sc. Nat., **6-7**.

Canavari M. (1882), *Notice sur les terraines tertiaires du bassin de Camerino*. Mem. Soc. Phys. d' Hist. Nat. De Géneve.

Cande S. & Kent D. (1995) - *Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic.* Journal of Geophysical Research, **100:** 6093-6095.

Cantalamessa G., Centamore E., Chiocchini U., Colalongo M. L., Micarelli A., Nanni T., Pasini G., Potetti M. & Ricci Lucchi F. con la collaborazione di Cristallini C. & Di Lorito L. (1986b) - *Il Plio-Pleistocene nelle Marche.* In «La Geologia delle Marche», Studi Geol. Camerti. Numero speciale in occasione del 73° Congresso Soc. Geol. It., 61-82.

Cantalamessa G., Centamore E., Chiocchini U., Di Lorito L., Giardini G., Marchetti P., Pontoni F. & Potetti M. (1981) - *Analisi tettonico-sedimentaria dei «bacini minori» torbiditici del Miocene medio-superiore nell'Appennino umbro-marchigiano e laziale-abruzzese: 9) Il bacino della Laga tra il F.Potenza ed il T. Fiastrone.* Studi Geol. Camerti, **7:** 17-80.

Cantalamessa G., Centamore E., Chiocchini U., Di Lorito L., Leonelli M., Micarelli A., Pesaresi A., Potetti M., Taddei L. & Venanzini D. (1980) - *Analisi tettonico-sedimentaria dei «bacini minori» torbiditici del Miocene medio-superiore nell'Appennino umbro-marchigiano e laziale-abruzzese: 9) Il bacino della Laga tra il F.Fiastrone-T. Fiastrella ed il T. Fluvione.* Studi Geol. Camerti, **6:** 81-133.

Cantalamessa G., Centamore E., Chiocchini U., Micarelli A. & Potetti M. (1982) - *Tectonic sedimentary evolution of the northwestern part of the Laga basin during the Upper Miocene-Lower Pliocene (Central-Southern Marche)*. Mem. Soc. Geol. It, **24:** 221-232.

Cantalamessa G., Centamore E., Chiocchini U., Micarelli A. & Potetti M. (1986a) - *Il Miocene nelle Marche.* In: E. Centamore & G. Deiana (Eds.): «*La Geologia delle Marche*», Studi Geol. Camerti. Numero speciale in occasione del 73° Congresso Soc. Geol. It., 35-56.

Carloni G.C. (1960) - *Il nucelo dell'anticlinale di Cingoli (Macerata)*. Giorn. di Geol., **28** (1958-1959): 113-122.

Carloni G.C. (1964) - *La geologia dei dintorni di Cingoli (Appennino marchigiano)*. Giorn. di Geol., **32:** 365-401.

Carloni G.C., Colantoni P., Cremonini G., D'Onofrio S & Selli R. (1971) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Fogli 109, 110, 117.* Servizio Geologico d'Italia.

Carloni G.C., Francavilla F., Borsetti A.M., Cati F., D'Onofrio S., Mezzetti T & Savelli C. (1974) - *Ricerche stratigrafiche sul limite Miocene-Pliocene nelle Marche centro-meridionali.* Giorn. Geol., Ser. 2, **39** (2): 363-392.

Cecca F. & Santantonio M. (1986) - *Le successioni del Giurassico superiore dell'Appennino umbro-marchigiano sabino: osservazioni sulla geologia e sulla biostratigrafia*. Atti 1°Convegno «*Fossili, Evoluzione, Ambiente*». Pergola, 1984, 111-118.

Cecca F. & Santantonio M. (1989) - *Kimmeridgian and Lower Tithonian ammonite assemblages in the Umbria-Marche-Sabine Apennines (Central Italy).* In: R. B. ROCHA R.A.F. SOARES (Eds): «*2nd Internat. Symposium on Jurassic Stratigrafy*» - Lisbona, **1:** 525-542.

Cecca F., Cresta S., Pallini G. & Santantonio M. (1985) - *Remarks on the Kimmeridgian-Lower Tithonian ammonite biostratigraphy of two sections in the Central Apennines (Italy)*. Newsletters on Stratigraphy, **15** (1): 28-36 .

Cecca F., Cresta S., Pallini G. & Santantonio M. (1990) - *Il Giurassico di Monte Nerone (Appennino marchigiano, Italia centrale): biostratigrafia, litostratigrafia ed evoluzione paleogeografica.* In: G. Pallini, F. Cecca, S. Cresta & M. Santantonio (Eds.): Atti III Convegno *«Fossili, Evoluzione; Ambiente»,* Pergola 1987, 63-139.

PROPERTY OF CARG

Cecca F., Marini A., Pallini G., Baudin F., Begouen V. (1994) - *A guide-level of the uppermost Hauterivian (lower Cretaceous) in the pelagic succession of Umbria Marche Apennines (central Italy): the Faraoni Level.* Riv. It. Paleont. Strat., **99** (4): 551-568.

Cello G. & Coppola L. (1984) - *Assetto geologico-strutturale dell'area anconetana e sua evoluzione Plio-Quaternaria.* Boll. Soc. Geol. It., **103:** 97-109.

Cello G., Deiana G., Gazzani D., Marchegiani L. & Mazzoli S. (1996) - *Riconoscimento ed analisi di alcune associazioni di strutture sinsedimentarie pre-orogeniche in Appennino centrale.* Studi Geol. Camerti, Vol. spec., 1996, 291-304.

Centamore E. & Micarelli A. (1991) - *Stratigrafia.* In: «*L'Ambiente Fisico delle Marche*». *Geologia-Geomorfologia-Idrogeologia*". Regione Marche, 1-58.

Centamore E. (1986) - *Carta Geologica delle Marche.* In Centamore E. & Deiana G. (Eds): La Geologia delle Marche. Studi Geologici Camerti. Numero speciale in occasione del 73° Congresso Soc. Geol. It.

Centamore E., Catenacci V., Chiocchini M., Chiocchini U., Jacobacci A., Martelli G., Micarelli A. & Valletta M. (1975). *Note illustrative del Foglio 291 «Pergola» alla scala 1:50.000*. Serv. Geol. d'It.

Centamore E., Chiocchini M., Deiana G., Micarelli A. & Pieruccini U. (1969) - *Considerazioni preliminari su alcune serie mesozoiche dell'Appennino umbro-marchigiano*. Mem. Soc. Geol. It, **8** (3): 237-263.

Centamore E., Chiocchini M., Deiana G., Micarelli A. & Pieruccini U. (1971) - *Contributo alla conoscenza del Giurassico dell'Appennino umbro-marchigiano*. Studi Geol. Camerti, **1:** 7-90.

Centamore E., Chiocchini U., Cipriani N., Deiana G. & Micarelli A. (1978). *Analisi dell'evoluzione tettonico-sedimentaria dei «bacini minori» del Miocene medio-superiore nell'Appennino umbro-marchigiano e laziale abruzzese: 5) Risultati degli studi in corso*. Mem. Soc. Geol., **18:** 135-170.

Centamore E., Deiana G., Micarelli A. & Potetti M. (1986) - *Il Trias-Paleogene nelle Marche.* Studi Geol. Camerti. In: E. Centamore & G. Deiana (Eds.): «*La Geologia delle Marche*», Studi Geol. Camerti. Numero speciale in occasione del 73° Congresso Soc. Geol. It., 9-28.

Centamore E., Jacobacci A., Malferrari N., Martelli G. & Pieruccini U. (1972). *Carta Geologica d'Italia, Foglio 290 Cagli, scala 1:50.000*. Serv. Geol. D' Italia .

Chiocchini M. & Mancinelli A. (1978) - *Ricerche geologiche sul Mesozoico del Gran Sasso d'Italia. III. Correlazioni microbiostratigrafiche tra facies di margine della piattaforma carbonatica e facies pelagiche del Giurassico e Cretaceo inferiore*. Studi Geol. Camerti, **4:** 19-36.

Chiocchini U. & Cipriani N. (1986) - *Caratteri petrografici delle arenarie torbiditiche mioceniche dei bacini minori.* In: E. Centamore & G. Deiana (Eds.): «*La Geologia delle Marche*». Studi Geol. Camerti. Numero speciale in occasione del 73° Congresso Soc. Geol. It, 57-60.

Ciancetti G.C. & Nanni T. (1989) - *Note sulla geologia dell'anticlinale di Monte Acuto di Cingoli (Marche)*. Boll. Soc. Geol. It., **108:** 553-564.

Ciccacci S., D'Alessandro L., Dramis F, Fredi P. & Pambianchi G. (1985) - *Geomorphological and Neotectonic evolution of the Umbria-Marche Ridge, northern sector.* Studi Geol. Camerti, **10:** 7-15.

Cilla G. (1990) - *Forme e depositi alluvionali quaternari nell'alto bacino dell'Esino (tra Albacina e la sorgente)*. Università di Camerino, Dip. Scienze della Terra, Tesi di Laurea, 270 pp.

Cilla G., Farabollini P., Gentili B. & Pambianchi G. (1994) - *Sedimentazione fluviale e dinamica dei versanti nell'area di Serrapetrona: alta valle del fiume Chienti (Marche centrali)*. AIQUA, Riunione scientifica, Verona.

Colacicchi R. & Pialli G. (1969) - *Relationship between some peculiar features of Jurassic sedimentation and paleogeography in the umbro-marchigiano basin (Central Italy)*. Preprint. Colloquium on Mediter. Jura. Strat. Budapest, 1969.

PROGETTO CARG

Colacicchi R. & Pialli G. (1974) - *Significato paleogeografico di alcuni depositi di alta energia nella parte sommitale del* Calcare massiccio *(Nota preliminare)*. Boll. Soc. Geol. It., **92:** (Supplemento), 173-187.

Colacicchi R., Passeri G. & Pialli G. (1970) - *Nuovi dati sul giurese umbro-marchigiano e ipotesi per un suo inquadramento regionale.* Mem. Soc. Geol. It., **9:** 839-874.

Coltorti M. & Bosellini A. (1980) - *Sedimentazione e tettonica nel Giurassico della dorsale marchigiana.* Studi Geol. Camerti, **6**: 13-22.

Coltorti M. & Dramis F. (1988) - *The significance of stratified slopewaste deposits in the Quaternary of Umbria-Marche Apennines, Central Italy.* Zeit. Geom., N.F. supp. bd., **71:** 59-79.

Coltorti M. & Farabollini P. (1995) - *Quaternary evolution of the Castelluccio di Norcia basin Umbro-Marchean Apennines, Italy),* Il Quaternario, **8:** 149-146.

Coltorti M. (1980) - *Geologia della Regione M. Pietroso-M. Murano (Appennino marchigiano)*. Annali dell'Università di Ferrara, (n.s.), sez. 9, **7:** 21-36.

Coltorti M. (1981) - *Lo stato attuale delle conoscenze sul Pleistocene e il Paleolitico inferiore e medio della regione marchigiana. Atti del I Convegno dei Beni Culturali-Ambientali delle Marche*. Numana, 8-10.5.81, Paleane Ed. 63-122.

Coltorti M. (1997) - *Geomorfologia ed evoluzione fluviale olocenica nella Valle del Fiume Musone.* In: T. Nanni (Ed.): «*Il bacino del Fiume Musone*». Geologia - Geomorfologia - Idrogeologia 49-68. Grafiche Scarponi, Osimo.

Coltorti M., Consoli M., Dramis F., Gentili B. & Pambianchi G. (1991) - *Evoluzione geomorfologica delle piane alluvionali delle Marche centro-meridionali.* Geogr. Fis. Din. Quat., **14:** 87-100.

\Coltorti M., Dramis F. & Pambianchi G. (1983) - *Stratified slope-waste deposits in the Esino river basin (Umbria-Marche Apennines*, *Central Italy).* Polarforschung, **53**(2): 59-66.

Commissione Italiana Di Stratigrafia (1998) - *Ottavo rapporto annuale relativo all'attività svolta nel 1997.* Boll. Soc. Geol. It., **117:** 377-384.

Commissione Italiana Di Stratigrafia (1999) - *Resoconto delle attività internazionali da parte dei membri CIS responsabili dei vari intervalli stratigrafici.* Boll. Soc. Geol. It., **118** (2): XXXIV-XXXVIII.

Cozzupoli D. & Matteucci R. (1983) - *Primi dati sulla mineralizzazione manganesifera di Poggio S. Vicino (Macerata*). Boll. Soc. Geol. It., **102:** 557-572.

Cresta S. (1989) - *La cava del Fosso Bugarone: sezione tipo della Formazione del Bugarone.* In: S. Cresta, S. Monechi & G. Parisi (Eds.): «*Stratigrafia del Mesozoico e Cenozoico dell'area umbro-marchigiana. Itinerari geologici sull'Appennino umbro-marchigiano (Italia) »*. Mem. Descrittive della Carta Geol. d'It.. Servizio Geologico d'Italia, **39:** 137-144.

Cresta S., con la collaborazione di Pallini G., venturi F., Cecca F., Santantonio M. (1986) - *Quadro riassuntivo delle faune ad ammoniti nei sedimenti giurassici.* In: E. Centamore & G. Deiana (Eds.): «*La Geologia delle Marche»,* Studi Geol. Camerti. Numero speciale in occasione del 73° Congresso Soc. Geol., 29-34.

Critelli S. & Ingersoll R.V. (1995) - *Interpretation of neovolcanic versus palaeovolcanic sand grains: an example from Miocene deep-marine sandstone of the Topanga Group (southern California)*. Sedimentology, **42:** 783-804.

Critelli S. & Le Pera E. (1994) - *Detrital modes and provenance of Miocene sandstones and modern sands of the Southern Apennines thrust-top basins (Italy).* Journal of Sedimentary Research, **64**: 824-835.

D'onofrio S. & Roveri M. (1983) - *Il passaggio Pliocene inferiore-Pliocene medio nel pedeappenino bolognese.* Giornale di Geologia, **45** (1): 25-35.

Dallan Nardi L., Elter P. & Nardi R. (1971) - *Considerazioni sull'arco dell'Appennino settentrionale e sulla linea Ancona-Anzio.* Boll. Soc. Geol. It., **90**: 203-211.

PROOF

Damiani A.V. (1968) - *Considerazioni tettoniche sul fianco occidentale dell'anticlinorio di M. San Vicino (Marche)*. Boll. Soc. Geol. It., **87:** 3-11.

Decandia F. A. (1982) - *Geologia dei Monti di Spoleto (Prov. Di Perugia)*. Boll. Soc. Geol. It., **101:** 291-315.

Deiana G & Pialli G. (1994) - *The structural provinces of the Umbro-Marchean Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., **48:** 473-484.

Deiana G., Dramis F., Invernizzi C. & Pierantoni P.P. (con un contributo di Pozza G.C.) (1994) - *Itinerario geologico n° 9 da Nocera Umbra a Cingoli.* Guide geologiche regionali. Appennino umbro-marchigiano (a cura della Società Geologica Italiana), 193-206, BE-MA Ed.

Demangeot J. (1965) - *Geomorphologie des Abruzzes Adriatique*. C.N.R.S., Paris, 278 pp.

Desplanques G. (1969) - *Champagne Ombriennes*. C.N.R.S., Paris, 544 pp.

Di Bucci D., Friello P., Pallini G. & Santantonio M. (1994) - *Il sistema giurassico di piattaforma carbonatica pelagica/bacino nell'area di M.Scoccioni-Castelletta (Appennino marchigiano).* Paleopelagos special publication, 1, Proceedings of the 3rd Pergola Internationl Symposium: 79-91.

Dickinson W.R. (1985) - *Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones.* In: G.G. Zuffa (Eds.): «*Provenance of arenites*». Nato Asi series, **148**: D. Reidel Publ. Co., 333-361.

Dickinson W.R. (1970) - *Interpreting detrital modes of graywacke and arkose*. Journal of Sedimentary Petrology, **40**: 695-707.

Dramis F. (1983) - *Morfogenesi di versante nel Pleistocene superiore in Italia: i depositi detritici stratificati.* Convegno AIQUA, Como, 1982. Geogr. Fis. Din. Quat., **6**: 180-182.

Dramis F. (1992) - *Il ruolo dei sollevamenti tettonici a largo raggio nella genesi del rilievo appenninico.* Studi Geol. Camerti, Vol. Speciale, 1992/1: 9-16.

Dramis F., Pambianchi G., Nesci O. & Consoli M. (1992) - *Il ruolo di elementi tettonici trasversali sull'evoluzione tettonico-sedimentaria e geomorfologica della regione marchigiana.* Studi Geol. Camerti, Vol. Speciale, CROP **11**: 287-293.

Fabiani R. (1920) - *Studio geologico della regione di S. Severino Marche.* Atti Acc. Veneto-Triedentina-Istriana, s. 3a, **11**: 26-42, Padova.

Farinacci A. (1987) - *Radiolarites in a few Tethian lacunose sequence. Their relation with global events*. 2nd Symposium on Jurassic Strat. Oral comun. Lisbona, 1987.

Folk R.L. (1974) - *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill's Austin, 170 pp.

Fornaciari E. & Rio D. (1996) - *Latest Oligocene to early Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the mediterranean region.* Micropaleonthology, **42** (1): 1-36.

Fornaciari E., Di Stefano A., Rio D. & Negri A. (1996) - *Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the mediterranean region.* Micropaleonthology, **42** (1): 37-63.

Fossa Mancini E. (1921a) - *Sifonee verticillate triassiche e liassiche dell'Appennino umbro-marchigiano.* 29-34.

Fossa Mancini E. (1921b) - *Geologia e idrogeologia della Gola del Sentino nella Marca di Ancona.* Giorn. Geol. Pratica, **16**: 37-76.

Galdenzi S. (1986) - *Megabrecce giurassiche nella dorsale marchigiana e loro implicazioni paleotettoniche.* Boll. Soc. Geol. It., **105**: 371-382.

Galdenzi S. (1988) - *Rapporti laterali tra diverse sequenze giurassiche nella dorsale marchigiana fra la Gola della Rossa e Monte Canfaito.* Mem. Soc. Geol. It., **35**: 49-55.

Galluzzo M. & Santantonio M. (1994) - *Geologia e paleogeografia giurassica dell'area* compresa *tra la Valle del Vernino e Monte Murano (Monti della Rossa. Appennino umbro-marchigiano).* Boll. Soc. Geol. It., **113**: 587-612.

Gentili B. & Pambianchi G. (1987) - *Morfogenesi fluviale e attività antropica nelle Marche centro-meridionali.* Geogr. Fis. Din. Quat., **10:** 204-217.

PROOF COPY

Gentili B. & Pambianchi G. (1999) - *Contributo alla ricostruzione dell'evoluzione geomorfologica del versante adriatico dell'Appennino umbro-marchigiano (Italia centrale).* Studi geografici e geologici in onore di Severino Belloni: a cura di G. Orombelli. G. Briganti, Genova, 391-403.

Gradstein F.M., Agterberg F.P., Ogg J.G., Hardenbol J., Van Veen P., Thierry J. & Huang Z. (1994) - *A Mesozoic time scale.* Journal of Geophysical Research, **99:** 24051-24074.

Gradstein F.M., Agterberg F.P., Ogg J.G., Hardenbol J., Van Veen P., Thierry J. & Huang Z. (1995) - *A Triassic, Jurassic and Cretaceous time scale.* SEPM Spec. Publ., **54**: 95-126.

Ingersoll R.V. & Suczek C..A. (1979) - *Petrology and provenance of Neogene sand from Nicobar and Bengal fans*, DSDP sites 211 and 218. Journal of Sedimentary Petrology, **49**: 1217-1228.

Ingersoll R.V., Bullard T.F., Ford R.L., Grimm J.P., Pickle J.D. & Sares S.W. (1984) - *The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method*. Journal of Sedimentary Petrology, **54**: 103-116.

Jacobacci A., Centamore E., Chiocchini M., Malferrari N., Martelli G. & Micarelli A. (1974) - *Note esplicative della Carta geologica d'Italia. Foglio 290 "Cagli" alla scala 1:50.000.*

Marchegiani L., Bertotti G., Cello G., Deiana G., Mazzoli S. & Tondi E. (1999) - *Pre-orogenic tectonics in the Umbria-Marche sector of the Afro-Adriatic continental margin.* Tectonophysics, **315**: 123-143.

Mariani M. (1900), *Fossili miocenici del camerinese*. Riv. It. di Paleont. Anno VI, Bologna.

Mariani M. (1902) - *Osservazioni geologiche sui dintorni di Camerino*. Boll. Soc. Geol. It., **21**: 305-328.

Martini E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation.* In Farinacci Ed. Proceed II Plank. Conf. Rome, Ed. Tecnoscienze (2): 738-785.

Mazzoli S. (1994) - *Early deformation features in synorogenic Messinian sediments of the northern Marchean Apennines (Italy)*. Annales Tectonicae, **8**: 134-147.

Menichetti M. (1991) - *La sezione geologica Cingoli-M.Maggio-Tevere nell'Appennino umbro-marchigiano: analisi cinematica e strutturale.* Studi Geol. Camerti, Vol. spec. 1991/1: 315-328.

Micarelli A. & Potetti M. (1985) - *Biostratigraphic correlations of the Miocene sediments in the Umbria-Marche area (central-northern Apennines).* 8th Congress of the R.C.M.N.S. Budapest, 15.22 Sept. 1985. Abstracts.

Micarelli A., Potetti M. & Chiocchini M. (1977) - *Ricerche microbiostratigrafiche sulla Maiolica della regione umbro-marchigiana*. Studi Geol. Camerti, **3**: 57-86.

Micarelli A., Potetti M., Rio D., Sprovieri R. & Villa G. (1990) - *Calcareous plankton biostratigraphy across the Oligocen-Miocene boundary in Italy.* IX R.C.M.N.S. Barcellona, 1990, 241-242.

Monaco P. (1983) - *Contributi all'analisi stratigrafica e sedimentologica dei depositi solfatici tardo-miocenici delle Marche centro-meridionali.* Boll. Soc. Geol. It., **102**: 355-368.

Montanari A., Odin G.S. & Coccioni R. (Eds.) (1997) - *Miocene stratigraphy. An integrated approach.* Elsevier.

Moretti A. & Stampanoni G. (1966) - *L'estremità meridionale della struttura di Apiro-Cingoli-M. Acuto ed i terreni miocenici che la costituiscono (Appennino marchigiano).* Boll. Serv. Geol. d'It., **87:** 39-56.

Moretti A. (1969) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000.* Foglio 124 «Macerata». Servizio Geologico d'Italia.

Mutti E. & Ricci Lucchi F. (1972) - *Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies.* Mem. Soc. Geol. It., **11:** 161-199.

Mutti E. & Ricci Lucchi F. (1975) - *Turbidite facies and facies association.* In: *Examples of turbidite facies and facies association from selected Formations of Northern Apennines. Field trip A 11*. IX Intern. Congr. of Sedimentology, Nice, France, 21-36.

PROGETTO CARG

Nanni T. (1991) - *Caratteri idrogeologici delle Marche.* In: «*L'ambiente fisico delle Marche*» - *Geologia-Geomorfologia-Idrogeologia,* 115-209. S.E.L.C.A. Firenze.

Negri A., Giunta S., Hilgen F.S., Krijgsman W. & Vai G.B. (1999) - *Calcareous nannofossil biostratigraphy of the M. del Casino section (northern Appennines, Italy) and paleoceanographic condition of time of late Miocene sapropel formation.* Marine Micropal., **36** (1): 13-30.

Ogg J.G., Hasenyager R.W., Wimbledon W.A., Channell J.E.T. & Bralower T.J. (1991) - *Magnetostratigraphy of the Jurassic-Cretaceous Boundary Interval Tethyan and English Faunal Realms.* Cretaceous Research, **12:** 455-482.

Ori G.G., Serafini G., Visentin C., Ricci Lucchi F., Casnedi R., Colalongo M.L. & Mosna S. (1991) - *The Pliocene-Pleistocene Adriatic Foredeep (Marche and Abruzzo, Italy): an Integrated Approach to Surface and Subsurface Geology.* 3rd E.A.P.G. Conference, Adriatic Foredeep Field Trip Guide Book.

Pialli G. (1971) - *Facies di piana cotidale del Calcare massiccio dell'Appennino umbro-marchigiano.* Boll. Soc. Geol. It., **90**: 481-508.

Pialli G., Barchi M. & Minelli G. (Eds) (1998) - Resultes of the CROP 03 deep seismic reflection Profile. Atti del Convegno: «Presentazione dei risultati del Profilo sismico CROP 03». Roma 7-9 Novembre 1996. Mem. Soc. Geol. It., **52**: 657 p.

Premoli Silva I. & Sliter W.V. (1995) - *Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy and evolutionary trend from the Bottaccione section, Gubbio, Italy.* Paleontographia Italica, **82**: 1-89.

Price N.J. (1966) - *Fault and joint development in brittle and semibrittle rocks.* Pergamon.,Oxford, 176 pp.

Rawson P.F., Dhondt A.V., Hancock J.M. & Kennedy W.J. (Eds.) (1996) - *Proceedings «Second International Symposium on Cretaceous Stage Boundaries».* Brussel 8-16 September 1995. Bullettin de L'Institut Royal des Sciences naturelles de Belgique, vol. **66** supplement.

Ricci Lucchi F. (1975) - *Miocene paleogeography and basin analysis in Periadriatic Apennines.* Reprinted from Geology of Italy. P.E.S.L., Tripoli, 111 pp.

Ricci Lucchi F. (1986) - *The Oligocene to Recent Foreland Basins of the Northern Apennines.* Spec. Publs. I.A.S. (1986), **8** : 105-139.

Rio D., Raffi I. & Villa G. (1990) - *Pliocene-Pleistocene calcareous nannofossil distribution patterns in the Western Mediterranean.* In Proceedings of the ODP, Scientific Results, **107**: 513-533.

Rio D., Sprovieri R. & Di Stefano R. (1994) - *The Gelasian stage: a proposal of a new chronostratigraphic unit of the Pliocene series.* Riv. It. Paleont. Strat., **100** (1): 103-124.

Roveri M., Manzi V., Bassetti M.A., Merini M. & Ricci Lucchi F. (1998) - *Stratigraphy of the Messinian post-evaporitic stage in eastern Romagna (northern Apennines, Italy).* Giornale di Geologia, sez. 3ª, **60**: 119-142.

Sacco F. & Bonarelli G. (1933) - *Carta Geologica d'Italia*. Foglio 117, «Jesi». Firenze, Giardi.

Sacco F. & Bonarelli G. (1936) - *Note illustrative della Carta geologica d'Italia*. Fogli «Ancona, Jesi, Fermo e Macerata». 41 pp., Ist. Pol. Stato, Roma.

Sacco F., Bonarelli G., Scarsella F. (1933) - *Carta geologica d' Italia*. Foglio 124, «Macerata». Firenze, Giardi.

Santantonio M. (1993) - *Facies carbonate platforms and evolution of pelagic carbonate platforms-basin system. Examples from the Italian Jurassic.* Sedimentology, **40:** 1039-1067.

Santantonio M. (1994) - *Pelagic carbonate platforms in the Geologic Record: Their Classification, and Sedimentary and Paleotectonic Evolution.* AAPG Bulletin, **78** (1): 122-141.

Santantonio M., Galluzzo F. & Gill G. (1996) - *Anatomy and palaeobathymetry of a Jurassic pelagic carbonate platform/basin system. Rossa Mts. Central Apennines (Italy). Geological implications.* Palaeopelagos, **6**: 123-169.

PROGETTO CARG

Savelli D. & Wezel F. C. (1978) - *Schema geologico del Messiniano nel Pesarese.* Boll. Soc. Geol. It., **97**: 165-188.

Scisciani V. (1998) - *Ruolo delle faglie neogeniche pre-thrusting nella strutturazione del settore esterno dell'Appennino centrale.* Tesi di Dottorato, Università degli Studi di Camerino, 151 pp.

Scisciani V., Rusciadelli G. & Calamita F.. (2000) - *Faglie normali nell'evoluzione tortoniano-messiniana dei bacini sinorogenici dell'Appennino centrale esterno*. Boll. Soc. Geol. It., **119**: 715-732.

Selli R. (1950) - I *caratteri geologici della regione marchigiana*. Giorn. di Geol., s.2a, **21** (1949): 99-125.

Selli R. (1954) - *Il bacino del Metauro*. Giorn. di Geol., s.2a, **24** (1952): 5-268.

Selli R., Accorsi C.A., Bandini Mazzanti M., Bertolani Marchetti D., Bigazzi G., Bonadonna F.P., Borsetti A.M., Cati F., Colalongo M.L., D'onofrio S., Landini W., Menesini E., Mezzetti R., Pasini G., Savelli C. & Tampieri R. (1977) - *The Vrica section (Calabria, Italy). A potential Neogene/Quaternary boundary stratotype.* Giorn. Geol. (2), **42** (1), 181-204.

Servizio Geologico d'Italia (1966) - *Carta Geologica d'Italia, in scala 1:100.000*. Foglio 117 «Jesi».

Servizio Geologico d'Italia (1967) - *Carta Geologica d'Italia, in scala 1:100.000.* Foglio 124 «Macerata».

Sprovieri R. (1993) - *Pliocene-Early Pleistocene astronomically forced planktonic foraminifera abundance fluctuations and chronology of Mediterranean calcareous plankton bioevents.* Riv. It. Paleont. Strat., **99** (3): 371-414.

Sprovieri R., Di Stefano R. & Sprovieri M. (1996) - *High resolution chronology for late Miocene mediterranean stratigraphic events.* Riv. It. Paleont. Strat., **102** (1): 77-104.

Stearns D.W., Couples G.D., Jamison W.R. & Morse J.D. (1981) - *Understanding faulting in the shallow crust: contributions of selected experimental and theoretical studies*. In: N.L. Carter, M. Friedman, J.M. Logan & D.W. Stearns (Eds.): *Mechanical behavior of crustal rocks* - The Handin Volume. Geophys. Monogr. Am. Geophys. Union, **24**: 215-229.

Tavarnelli E. (1996) - *The effects of pre-existing normal faults on thrust ramp development: an example from the Northern Appennines, Italy*. Geologische Rundschau, **85**: 363-371.

Tavarnelli E., Decandia F.A. & Alberti M. (1998) - *Evidenze di tettonica distensiva sinsedimentaria nel bacino messiniano della Laga: implicazioni per l'evoluzione dell'Appennino settentrionale.* Boll. Soc. Geol. It., **118**: 217-227.

Ugolini R. (1924) - *L'Appennino camerinese (gruppo occidentale), studio Geomorfologico*. 124 pp. Coop. Tip. Ed. Lucchese, Lucca.

Winter T. & Tapponier P. (1991) - *Extension majeure post-Jurassique et ante-Miocène dans le centre de l'Italie : données microtetctoniques*. Bull. Soc. Geol. France, **162** (6): 1095-1108.

Zuffa G.G. (1980) - *Hybrid arenites: their composition and classification*. Journal of Sedimentary Petrology, **50**, 21-29.

Zuffa G.G. (1985) - *Optical analyses of arenites: influence of methodology on compositional results.* In: G.G. Zuffa (Ed.): «*Provenance of Arenites*». Nato Asi series, **148**: D. Reidel Publ. Co., 165-189.

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG