



A P A T

Agenzia per la protezione dell'ambiente e per i servizi tecnici



DIPARTIMENTO DIFESA DEL SUOLO

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 314

MONTEGIORGIO

A cura di

A. Micarelli⁽¹⁾ e G. Cantalamessa⁽¹⁾

Con contributi di:

Stratigrafia: **P. Didaskalou⁽¹⁾, M. Potetti⁽¹⁾**

Geomorfologia, depositi continentali e aspetti applicativi: **G. Pambianchi⁽¹⁾**

Petrologia delle areniti: **E. Le Pera⁽²⁾, S. Critelli⁽²⁾**

Analisi diffrattometriche e calcimetriche delle areniti e delle peliti: **T. Pennesi⁽¹⁾**

Tettonica: **S. Mazzoli⁽³⁾**

(1) – Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Camerino

(2) – Dipartimento di Scienze della Terra, Università della Calabria

(3) – Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Napoli "Federico II"

Ente realizzatore



REGIONE MARCHE

SERVIZIO AMBIENTE E PAESAGGIO

Posizione di Funzione

Informazioni Territoriali e Beni Paesaggistici

Direttore del Dipartimento Difesa del Suolo – Servizio Geologico d'Italia:

L. SERVA

Responsabile del Progetto CARG per il Dipartimento Difesa del Suolo – Servizio Geologico d'Italia: F. GALLUZZO

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

PER IL DIPARTIMENTO DIFESA DEL SUOLO – SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

Revisione scientifica:

F.Capotorti, D.Delogu, S.Nisio

Coordinamento cartografico:

D.Tacchia (coord.), V.Pannuti

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

L.Battaglini, D.Delogu, C.Cipolloni, M.C.Giovagnoli

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

M.L. Vatovec, V.Pannuti

PER LA REGIONE MARCHE:

Allestimento editoriale e cartografico:

M. Piccini, P. Didaskalou, C. Di Celma, P. Lori – Dip. Scienze della Terra, Università di Camerino

Allestimento informatizzazione dei dati geologici:

L.Carmignani, B.Graziosi

Informatizzazione ed allestimento cartografico per la stampa della Banca Dati a cura di: **L.Carmignani, B.Graziosi**

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

M.T.Lettieri – Dip. Difesa del Suolo – Servizio Geologico d'Italia

M.Principi – P.F. Informazioni Territoriali e B.P. – Regione Marche

Si ringraziano i componenti dei Comitati Geologici per il loro contributo scientifico.

INDICE

I	- INTRODUZIONE.....	pag. 5
II	- STUDI PRECEDENTI	>> 9
III	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO	>> 12
IV	- CENNI DI GEOMORFOLOGIA	>> 17
V	- STRATIGRAFIA	>> 19
1.	- SCHEMI STRATIGRAFICI	>> 19
2.	- SUCCESSIONE MESSINIANA	>> 21
2.1.	- <i>Formazione della Laga (LAG)</i>	>> 21
2.1.1.	- <i>Membro "evaporitico" (LAG₂)</i>	>> 21
2.1.2.	- <i>Membro postevaporitico (LAG₃)</i>	>> 25
2.2.	- <i>Formazione a colombacci (FCO)</i>	>> 27
3.	- SUCCESSIONE PLIO-PLEISTOCENICA	>> 28
3.1.	- <i>Formazione delle Argille azzurre (FAA)</i>	>> 28
3.1.1.	- <i>Intervallo pelitico di base</i>	>> 34
3.1.2.	- <i>Membro dello Spungone (FAA₃)</i>	>> 36
3.1.3.	- <i>Intervallo pelitico compreso tra il Membro dello Spungone e il Membro del M.te dell'Ascensione</i>	>> 39
3.1.4.	- <i>Membro del M.te dell'Ascensione (FAA₄)</i>	>> 40
3.1.5.	- <i>Membro di Offida (FAA₅)</i>	>> 44
4.	- SEQUENZE DEPOSIZIONALI	>> 46
5.	- DEPOSITI CONTINENTALI.....	>> 51
5.1.	- <i>Sintema del Fiume Musone (MUS)</i>	>> 51
5.2.	- <i>Sintema di Matelica (MTI)</i>	>> 52
5.3.	- <i>Supersintema di Colle Ulivo-Colonia Montani (AC)</i>	>> 52
5.4.	- <i>Sintema di Urbisaglia (URS)</i>	>> 53
VI	- PETROLOGIA DELLE ARENITI.....	>> 54
VII	- ANALISI DIFFRATTOMETRICHE E CALCIMETRICHE DELLE ARENITI E DELLE PELITI.....	>> 62

VIII	- TETTONICA	>>	69
IX	- EVOLUZIONE TETTONICO-SEDIMENTARIA	>>	75
X	- ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA	>>	80
	- RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI	>>	83

PROGETTO
CARG

I - INTRODUZIONE

Il Foglio 314 Montegiorgio della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 è stato realizzato nell'ambito del Progetto CARG, a seguito della convenzione stipulata tra il Servizio Geologico d'Italia (Dipartimento dei Servizi Tecnici Nazionali – Presidenza del Consiglio dei Ministri) e la Regione Marche.

Responsabile del Progetto: Dr. MARCELLO PRINCIPI (Regione Marche)

Coordinatore scientifico: Prof.ssa AURORA MICARELLI (Università di Camerino)

Direttore del rilevamento: Prof. GINO CANTALAMESSA (Università di Camerino)

Rilevatori: Prof. GINO CANTALAMESSA; Dr. CLAUDIO DI CELMA; Prof. STEFANO MAZZOLI; Dr. MAURIZIO PICCINI; Dr. MARCO SABATINELLI

Biostratigrafi: Dr. PETROS DIDASKALOU, Prof.ssa MARIA POTETTI

Esperti: Dr. MAURIZIO PICCINI e Dr. CLAUDIO DI CELMA per l'analisi sedimentologica; Prof. STEFANO MAZZOLI per l'analisi strutturale; Prof.ssa EMILIA LE PERA e Prof. SALVATORE CRITELLI per l'analisi petrografica delle areniti; Dr. TIZIANO PENNESI per le analisi diffrattometriche e calcimetriche delle areniti e delle peliti; Prof. GILBERTO PAMBIANCHI per i depositi quaternari.

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 dei depositi appartenenti alla successione marina sono stati condotti seguendo il criterio litostratigrafico e dell'analisi di *facies*, al fine del riconoscimento dei paleoambienti e della loro evoluzione spazio-temporale. La revisione critica delle unità litostratigrafiche note in letteratura che ne è derivata ha portato in alcuni casi all'istituzione di nuove unità. I rapporti tra i nomi adottati in questo lavoro per le varie unità e i nomi noti in letteratura sono indicati nella Fig. 1.

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

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.).

Una notevole limitazione al rilevamento geologico è costituita dall'estrema scarsità degli affioramenti in tutta l'area del Foglio in esame. Dal punto di vista metodologico, ciò ha reso necessari approcci "indiziari" a volte diversi da quelli del consueto rilevamento di sedimenti terrigeno-clastici in aree "normalmente" esposte (rapporto sabbia/argilla, geometrie, composizione, tessitura, strutture etc.), obbligando gli operatori a dare particolare rilevanza, oltre che all'analisi biostratigrafica di un notevole numero di campioni, anche all'analisi aerofotogrammetrica e all'interpretazione degli elementi morfologici.

Sotto questo punto di vista significativo è stato anche il riconoscimento di livelli guida, quali ad esempio il livello *vulcanoderivato*, presente nella parte superiore della *Formazione della Laga*, i livelli calcarei (*colombacci s.s.*), non sempre individuabili, che caratterizzano la *Formazione a colombacci* e i livelli laminati che si rinvergono nella successione plio-pleistocenica nel Piacenziano inferiore e al passaggio Pliocene - Pleistocene. Di particolare interesse, inoltre, è stata l'individuazione delle superfici di discontinuità, che delimitano a tetto e a letto le sequenze deposizionali, presenti a varie altezze in tutta la successione in esame che, come è noto, permettono correlazioni anche a carattere regionale, essendo in relazione a fattori tettonico-eustatici.

A conclusione del progetto, si può senz'altro affermare che le limitazioni imposte dalla natura fisica del territorio esaminato non hanno comunque impedito di conseguire interessanti risultati per il miglioramento del quadro conoscitivo della geologia della regione.

MIOCENE superiore p.p.			PLIOCENE			PLEISTOCENE inferiore		
Messiniano			Zancleano	Piacenziano	Gelasiano	Santerziano Emiliano	Siciliano	
FORMAZIONE DELLA LAGA	FORMAZIONE A COLOMBACCI (FCO)		FORMAZIONE DELLE ARGILLE AZZURRE					Presente lavoro
			Membro dello Spungone (FAA3)	Membro del M.te dell'Ascensione (FAA4)	Membro di Offida (FAA5)	Qm1	Seq.	
			M1	M2	M3			
FORMAZIONE DELLA LAGA	FORMAZIONE A COLOMBACCI		ARGILLE AZZURRE SUPERIORI					Cantalamessa et al., 2002
			Membro di Montefalcone	Membro del M.te dell'Ascensione	Membro di Offida	SABBI E CONGLOMERATI DI TETTO	DEPOSITI DEL CICLO PLIO-PLEISTOCENICO	
			Membro di Montefalcone	Membro di Montefalcone	Membro di Montefalcone			
FORMAZIONE DELLA LAGA	FORMAZIONE A COLOMBACCI		ARGILLE AZZURRE INFERIORI					Letteratura
			Membro postevaporitico	Membro "evaporitico"	Membro preevaporitico	ARGILLE AZZURRE INFERIORI	ARGILLE AZZURRE	
			Membro postevaporitico (LAG 3)	Membro "evaporitico" (LAG 2)	Membro preevaporitico (LAG 1)			

Fig. 1 - Rapporti tra i nomi adottati in questo lavoro per le varie unità litostratigrafiche e i nomi noti in letteratura.

L'area del Foglio è stata oggetto di rilevamenti per due edizioni dei fogli 124 Macerata (1933 e 1967) e 125 Fermo (1933 e 1958) della Carta Geologica Ufficiale in scala 1:100.000. Essa ricade nell'Appennino umbro-marchigiano di cui occupa un settore della fascia subappenninica, essenzialmente collinare, estesa ad oriente fino al litorale adriatico.

PROGETTO
CARG

II - STUDI PRECEDENTI

Il settore dell'Appennino in cui ricade il Foglio Montegiorgio è stato oggetto di studio da parte di molti ricercatori sin dalla seconda metà dell'800.

I primi lavori, generalmente a carattere locale, costituiscono per lo più un tentativo di inquadramento stratigrafico dei corpi rocciosi affioranti, basato principalmente sullo studio di macrofossili e sulle analogie con unità coeve presenti in altre zone dell'Appennino; in essi talora vengono espresse anche interessanti considerazioni sull'assetto strutturale delle aree esaminate. Tra questi studi assumono notevole rilevanza quelli di SPADA LAVINI & ORSINI (1855), CANAVARI (1878a, 1878b; 1879; 1880; 1881; 1882), BONARELLI (1893), FABIANI (1920), FOSSA MANCINI (1921; 1927). Particolare interesse riveste anche lo studio geologico-geomorfologico di UGOLINI (1924) nel quale viene riconosciuto, per la prima volta, il rovesciamento delle unità mesozoiche costituenti la dorsale ad occidente della depressione di Camerino.

Più tardi si deve a SACCO (1931) e a SACCO, BONARELLI & SCARSELLA (1933) il primo rilevamento rispettivamente del Foglio Fermo e del Foglio Macerata, cui fa seguito la stesura delle relative Note illustrative (SACCO & BONARELLI, 1936).

Lavori moderni, a respiro regionale, si hanno con RENZ e SCARSELLA. Il primo Autore (1936) nelle ricerche micropaleontologico-stratigrafiche condotte sui terreni meso-cenozoici dell'Appennino umbro-marchigiano utilizza, per la prima volta, i microfossili. SCARSELLA in una serie di studi, effettuati dal 1931 al 1955, fornisce un inquadramento regionale in cui vengono delineati i rapporti spazio-temporali delle varie formazioni, in special modo di quelle neogeniche dell'Appennino umbro-marchigiano. Interessante risulta il riconoscimento, da

parte di tale Autore, di due distinti orizzonti nell'unità arenacea dei Monti della Laga: l'inferiore, costituito da arenarie in strati spessi o massicci, privo o quasi di intercalazioni pelitiche, tipo *Macigno*, e quello superiore con strati arenacei più sottili intercalati a marne prevalenti, tipo *Molassa*.

Successivamente numerosi Autori approfondiscono le indagini stratigrafiche e sedimentologiche sui depositi terrigeni miocenici: COLACICCHI (1958); BRAMBATI (1969); GIROTTI (1968; 1969); BERNARDINI (1969); CRESCENTI (1969); GIROTTI & PAROTTO (1969); CARLONI *et al.* (1974 a, 1974 b; 1975); BORSETTI *et al.* (1974; 1975).

Alla prima metà degli anni '50 risalgono gli studi di SELLI (1951; 1952; 1954) che tratta in maniera moderna ed organica gli aspetti stratigrafici, strutturali e applicativi della regione marchigiana.

Un quadro conoscitivo più completo della geologia dell'area è dato dalla nuova edizione dei fogli Fermo (1958) e Macerata (1967) in scala 1:100.000 della Carta Geologica d'Italia e delle relative Note illustrative (MORETTI, 1969).

Un decisivo contributo alle conoscenze sull'evoluzione tettonico-sedimentaria dei bacini neogenici dell'Appennino si ha con l'applicazione del metodo dell'analisi di *facies* ai depositi torbiditici (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1972; 1975). I numerosi studi riguardanti tale tematica, spesso corredati di carte geologiche, risultano particolarmente significativi per l'area del Foglio in esame, dove sono presenti soltanto i termini più alti della successione umbromarchigiana. Da ricordare, tra tali lavori, quelli di RICCI LUCCHI & PIALLI (1973), RICCI LUCCHI & PAREA (1973), RICCI LUCCHI (1975a, 1975b), CALAMITA *et al.* (1977; 1979a, 1979b), MUTTI (1979), MUTTI & RICCI LUCCHI (1981), CENTAMORE *et al.* (1977; 1979a, 1979b; 1993), CANTALAMESSA *et al.* (1980; 1982; 1983a; 1983b; 1986a; 1986b), MICARELLI & POTETTI (1985); BOCCALETTI *et al.* (1986; 1990).

Dalla fine degli anni '80 la successione sedimentaria marina messiniano-pleistocenica è stata analizzata in chiave stratigrafico-sequenziale da vari Autori. CANTALAMESSA *et al.* (1986b) riconoscono per la prima volta nei depositi plio-pleistocenici della regione marchigiana alcune sequenze deposizionali sulla base di discontinuità fisiche. ORI *et al.* (1991), in un lavoro a carattere regionale, tentano una ricostruzione dell'evoluzione dell'*avanfossa adriatica*, integrando dati sismici e di sottosuolo con dati di campagna. Essi suddividono la storia deposizionale e strutturale dell'*avanfossa* in quattro stadi evolutivi caratterizzati da sette sequenze deposizionali delimitate da superfici di discordanza e dalle corrispettive superfici di concordanza. I quattro stadi si differenziano in termini di architettura interna e dimensioni dei loro sistemi deposizionali. BIGI *et al.* (1996) ricostruiscono l'evoluzione tettonico-sedimentaria e geomorfologica della fascia periadriatica marchigiano-abruzzese dal Pliocene medio ai tempi attuali. Gli Autori ritengono, inoltre, che gli elementi tettonici longitudinali e

trasversali abbiano influenzato la struttura del *bacino periadriatico*, suddividendolo in cinque settori (*anconetano, maceratese, fermano, teramano e chietino*) svincolati tra loro e caratterizzati ognuno da una propria evoluzione tettonico-sedimentaria. Secondo i suddetti Autori un altro fattore che ha influenzato l'assetto morfostrutturale del bacino è costituito dal generale basculamento verso est prodottosi con modalità ed intensità differenti da zona a zona. BIGI *et al.* (1997), integrando i dati geologici di superficie con quelli di sottosuolo provenienti da numerosi pozzi per l'esplorazione di idrocarburi, oltre al riconoscimento di varie sequenze deposizionali, mettono in evidenza il ruolo esercitato dalla tettonica sinsedimentaria e dal clima nell'evoluzione del *bacino periadriatico*. CANTALAMESSA *et al.* (2002) individuano nella successione marina plio-pleistocenica del *bacino periadriatico marchigiano* varie superfici di discontinuità sulla base delle quali la successione stessa viene suddivisa in sequenza deposizionali. Tali discontinuità, utilizzate in maniera integrata con altri elementi (biostratigrafici, stratigrafico-fisici, magnetostratigrafici), hanno poi consentito di effettuare correlazioni anche di tipo regionale ed hanno fornito interessanti informazioni circa la caratterizzazione degli eventi tettonico-sedimentari che hanno interessato l'area studiata. Con i dati così acquisiti i suddetti Autori tentano di ricostruire l'evoluzione del bacino plio-pleistocenico marchigiano.

Nell'ultimo ventennio anche le ricerche di tipo strutturale hanno avuto un notevole impulso con i contributi apportati da CALAMITA & DEIANA (1986), MENICETTI (1991), CALAMITA *et al.* (1989; 1990; 1991a, 1991b), CELLO *et al.* (1996) sulle conoscenze dell'assetto strutturale e relativo stile plicativo derivanti dalle deformazioni neogeniche, sull'età della deformazione compressiva e sul ruolo delle strutture sinsedimentarie cretaceo-paleogeniche nell'evoluzione preorogena del settore centrale della catena appenninica.

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 al.*, 1979; BIONDI & COLTORTI, 1982; DRAMIS, 1983; GENTILI & PAMBIANCHI, 1987; COLTORTI & DRAMIS, 1988; CILLA, 1990; CALDERONI *et al.*, 1991; COLTORTI *et al.*, 1991; CILLA *et al.*, 1996; 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.

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

L'area del Foglio Montegiorgio appartiene al settore centrale dell'Appennino umbro-marchigiano, una catena a pieghe e sovrascorrimenti che costituisce la parte meridionale più esterna dell'Appennino settentrionale (Fig. 2,3).

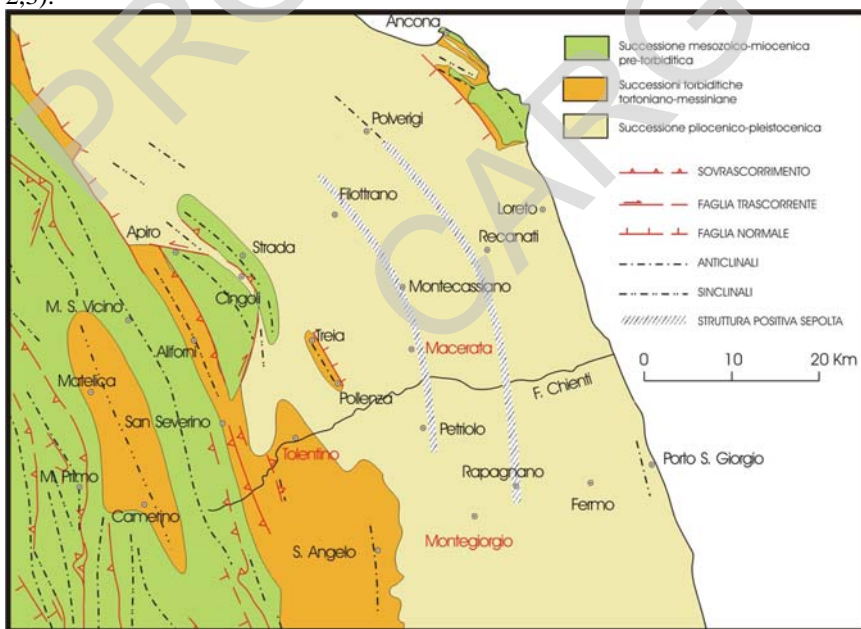


Fig. 2 - Schema tettonico regionale.

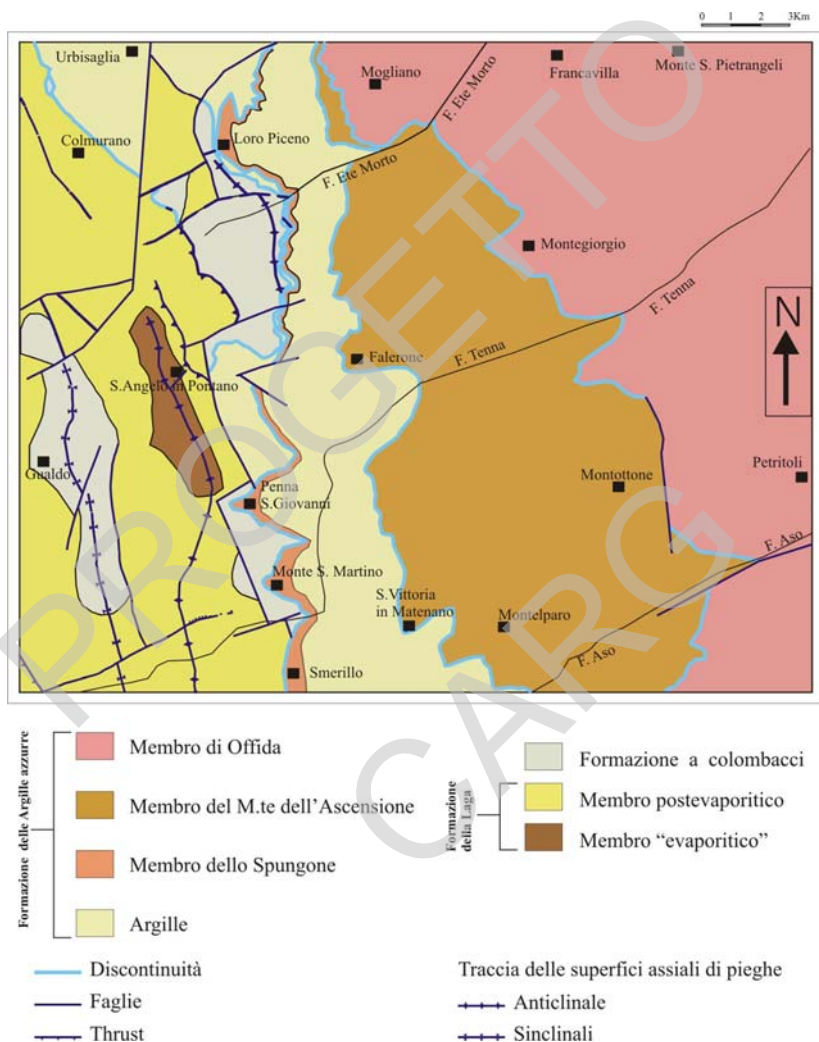


Fig. 3- Carta geologica schematica del Foglio 314 Montegiorgio.

La successione sedimentaria affiorante in questo settore dell'Appennino è rappresentata da unità della serie umbro-marchigiana. Questa, pressochè continua dal Trias superiore al Neogene, nell'area più orientale è ricoperta, in

discordanza, ancora da sedimenti marini depositi tra il Pliocene medio e il Pleistocene inferiore.

Tali successioni si sono sviluppate su una parte del margine continentale africano in continua evoluzione dal Trias al Pleistocene; la tettonica sinsedimentaria ha condizionato in maniera determinante gli ambienti di sedimentazione. Per questa ragione le suddette successioni presentano notevoli variazioni di *facies* e di spessori, che riflettono tale evoluzione nel tempo e nello spazio. La sedimentazione essenzialmente calcarea, che caratterizza pressochè tutto l'intervallo Trias-Eocene, a partire dall' Oligocene diviene di tipo prevalentemente terrigeno.

Nel corso del Miocene il *bacino umbro-marchigiano* è raggiunto dalle compressioni che, in rapida progressione da ovest a est, modificano continuamente la morfologia del fondo (*sistema catena-avanfossa-avampaese*). Tale bacino assume via via i caratteri di un'avanfossa torbidityca migrante verso est a spese dell'avampaese (*bacino umbro*, *bacino marchigiano interno* e *bacino marchigiano esterno*) e ubicata sul fronte della catena appenninica in evoluzione (BOCCALETTI *et al*, 1986). Le torbiditi che colmano le avanfosse poggiano su emipelagiti di età sempre più recente verso l'esterno e segnano la progressiva migrazione della deformazione compressiva.

Il *bacino marchigiano esterno*, ove ricade l'area in esame, assume nel Messiniano i caratteri di una avanfossa torbidityca, colmata dalla potente successione silicoclastica della *Formazione della Laga*, mentre al passaggio Messiniano-Pliocene viene coinvolto nella strutturazione del sistema a *thrust* appenninico.

La sedimentazione marina è chiusa dai depositi del ciclo plio-pleistocenico che, nel Foglio in esame, poggiano con evidente *unconformity* su un substrato piegato ed eroso costituito dalla *Formazione della Laga*, dalla *Formazione a colombacci*, e dalle argille del Pliocene inferiore.

Durante il Pliocene-Pleistocene inferiore l'attività tettonica ha condizionato l'assetto morfologico del *bacino marchigiano esterno* che, pur mantenendo una sua unitarietà d'insieme, si è articolato in cinque settori principali caratterizzati da una diversa evoluzione. Questi da nord a sud sono: *settore anconetano*, *settore maceratese*, *settore fermano*, *settore teramano* e *settore chietino* (Fig.4).

Il *settore fermano*, al quale appartengono le aree rilevate, costituisce l'area più depressa del bacino; in esso si depositava una potente successione argillosa di ambiente profondo fino a batiale. Il *settore anconetano* risultava il più rialzato, mentre negli altri settori, collocati a livelli intermedi, si instaurava un generale ambiente di piattaforma relativamente poco profondo e a prevalente sedimentazione argillosa.

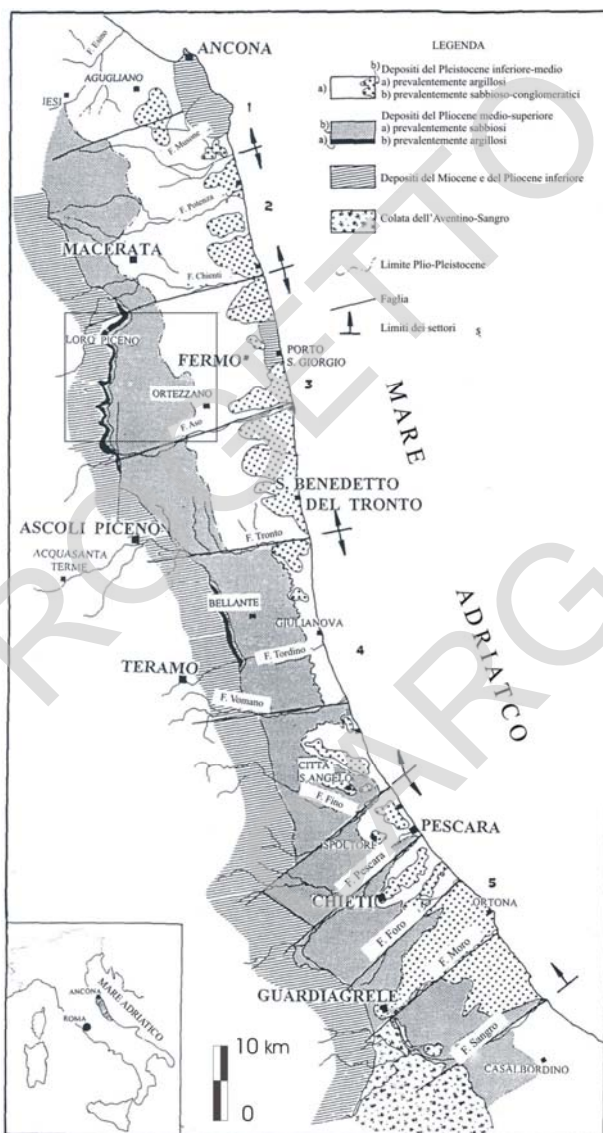


Fig. 4 - Carta geologica schematica del bacino periadriatico nel tratto compreso tra le dorsali di Ancona (a nord) ed il F. Sangro (a sud). Con i numeri sono indicati i singoli settori: 1) anconetano; 2) maceratese; 3) fermano; 4) teramano; 5) chietino (da Bigi et al., 1996, modif.).

La sedimentazione si chiude con sabbie legate da passaggi graduali alle sottostanti peliti. I depositi sabbiosi sono indicativi di un ambiente variabile da spiaggia sommersa a battigia a spiaggia emersa. Nei dintorni di Pedaso (poco ad est dell'area in esame) questi depositi sabbiosi presentano un caratteristico orizzonte ghiaioso dello spessore di 15m che è organizzato in tipiche sequenze di spiaggia ghiaiosa progradazionale legata a sistemi di delta-conoide (MASSARI *et al.*, 1986; CANTALAMESSA *et al.*, 1986a, 1986b; 1997).

Nelle aree oggetto del presente rilevamento, al di sopra del substrato, sono particolarmente diffuse le coperture continentali quaternarie e in particolare i depositi alluvionali.

Le alluvioni terrazzate vengono tradizionalmente suddivise in quattro ordini in base all'altezza relativa delle superfici terrazzate sul fondovalle.

Studi recenti (COLTORTI & NANNI, 1983; GENTILI & PAMBIANCHI, 1987) confermano l'esistenza di questi quattro principali ordini di terrazzi ed evidenziano che, localmente, essi possono aumentare di numero a causa dell'attività tettonica recente. Da un punto di vista cronologico le alluvioni del 1° e 2° ordine vengono collocate nel Pleistocene inferiore-medio, mentre quelle del 3° ordine nel Pleistocene superiore. L'origine dei depositi terrazzati del 4° ordine, la cui messa in posto è invece avvenuta per tutto l'Olocene ed in tempi storici, è legata essenzialmente al diffuso smantellamento della copertura boschiva ad opera dell'uomo (BIONDI & COLTORTI, 1982; GENTILI & PAMBIANCHI, 1987). Importante risulta il fattore antropico anche nell'evoluzione, recente ed in atto, degli alvei fluviali (GENTILI & PAMBIANCHI, 1987) unitamente al ruolo morfogenetico dei fenomeni franosi di grandi dimensioni, che attivati in corrispondenza di strette vallive, hanno temporaneamente sbarrato i corsi d'acqua dando origine alle intercalazioni di depositi lacustri e fluvio-lacustri.

IV - CENNI DI GEOMORFOLOGIA

L'area del Foglio Montergiorgio presenta, da ovest verso est, aspetti geomorfologici estremamente vari legati alle caratteristiche litostrutturali dei terreni e alla storia evolutiva quaternaria. Nella porzione più occidentale, dove affiorano i terreni della *Formazione della Laga*, la maggiore energia del rilievo e le caratteristiche litostrutturali e idrogeologiche hanno favorito una più intensa azione della gravità: numerosi sono infatti i fenomeni franosi, caratterizzati principalmente da colate e crolli e in subordine da fenomeni traslazionali e roto-traslazionali (CENTAMORE *et al.*, 1986b; GENTILI & PAMBIANCHI, 1989). Le profonde incisioni sono state favorite dal maggiore sollevamento di quest'area, prossima alla catena appenninica, dove i fenomeni erosivi sono ancora in atto e prevalentemente legati alle attività antropiche che hanno profondamente modificato nel tempo gli alvei fluviali e le aree goleniche.

Nella porzione centro-orientale del Foglio si riconosce invece il caratteristico paesaggio a *cuesta* dettato dalle calcareniti della trasgressione medio-pliocenica e dei successivi sedimenti arenaceo-pelitici e conglomeratici. L'assetto monoclinale e la composizione litologica hanno favorito nel tempo lo sviluppo di numerosi fenomeni franosi, quali crolli, scorrimenti e ribaltamenti. Non secondarie sono le morfologie a calanchi presenti nei terreni argillosi disposti soprattutto a reggipoggio.

I depositi alluvionali sono sviluppati in particolar modo nelle piane dei fiumi Tenna, Aso e Fiastra.

Lungo il F. Tenna si rinvencono tutti gli ordini terrazzati e noti in letteratura, del Pleistocene medio e superiore (COLTORTI *et al.*, 1991). Nei materiali ghiaiosi dei diversi terrazzi alluvionali (sintemi) si rinvencono spesso intercalazioni

argillose di origine lacustre (GENTILI & PAMBIANCHI, 1988b) la cui genesi è da attribuire ai numerosi episodi di sbarramento per frana verificatisi nella stretta valliva (Molino di Monte S. Martino) posta in corrispondenza della trasgressione medio-pleiocenica (GENTILI *et al.*, 1996; 1999).

Il rilevamento di questo Foglio ha permesso di cartografare per la prima volta, nell'area ad est dell'abitato di Montergiorgio, numerosi terrazzi alluvionali antichi appartenenti al sintema del Pleistocene medio iniziale. Inoltre, tra Falerone e Rapagnano, il dettaglio nelle alluvioni del sintema del Pleistocene medio-finale ha permesso una migliore comprensione nei meccanismi deposizionali con una consistente alimentazione attraverso conoidi laterali provenienti dallo smantellamento delle alluvioni più antiche.

Alluvioni particolarmente estese e rappresentative si osservano anche nella porzione nordoccidentale del Foglio lungo il T. Fiastra. Qui affiorano tutti i sintemi del complesso alluvionale: quello più antico (Urbisaglia, Colmurano, ecc.), ubicato sullo spartiacque, indica una situazione geomorfologica e deposizionale molto diversa dall'attuale e paragonabile ad un ambiente di grandi apparati di conoide coalescenti. In quest'area il T. Fiastra all'altezza di Passo S. Angelo compie una brusca deviazione verso nord. Questo fenomeno è da attribuire, verosimilmente, a movimenti neotettonici che producevano gradonature verso il F. Chienti, probabilmente a partire dal Pleistocene inferiore finale (DRAMIS *et al.* 1991; DRAMIS *et al.*, 1992b). Ad est di Passo S. Angelo si riconosce sullo spartiacque una vistosa sella, da interpretare come superficie di erosione, che potrebbe rappresentare il vecchio percorso rettilineo del T. Fiastra che continuava ad est in direzione del F. Ete Morto (DRAMIS *et al.*, 1992b).

Negli alvei attuali, per l'intero tratto del F. Aso ricadente in questo Foglio e per il F. Tenna da Servigliano a Grottazzolina, si osservano fenomeni di erosione verticale sia nelle alluvioni che nel substrato (area di Servigliano).

V - STRATIGRAFIA

L'area del Foglio Montegiorgio ricade nella fascia collinare ubicata tra la dorsale appenninica e il mare Adriatico (porzione centro-meridionale del *bacino marchigiano esterno*). Essa comprende parte del settore nordoccidentale del *bacino della Laga*, delimitato a sud dal F. Tenna e a nord dall'allineamento Urbisaglia-Loro Piceno, e un più vasto settore del *bacino periadriatico marchigiano*, compreso tra gli allineamenti Smerillo-Montalto, a sud, Mogliano-Francavilla-Monte S.Pietrangeli, a nord, Monte Urano-Petricoli a est. Tale area si presenta omogenea dal punto di vista morfostrutturale ed è caratterizzata da una potente successione sedimentaria (dell'ordine di 5.000 m) che va dalle unità più antiche della *Formazione della Laga* (membri "evaporitico" e *postevaporitico* di CANTALAMESSA *et al.*, 1980; Messiniano) e della *Formazione a colombacci* (Messiniano superiore) fino a quella più recente della *Formazione delle Argille azzurre* (Pliocene-Pleistocene inferiore) (Fig. 3), nonché alle coperture quaternarie (sia alluvionali che di versante, antiche o recenti).

1. - SCHEMI STRATIGRAFICI

Nell'ambito delle ricerche stratigrafiche relative al Progetto CARG-Marche, allo scopo di conferire uniformità ai dati biostratigrafici, sono stati definiti, insieme ai biostratigrafici operanti nel progetto, i criteri generali per l'elaborazione dei vari schemi zionali a cui fare riferimento. In particolare lo schema biozonale, basato sui foraminiferi planctonici, che si riferisce alla successione miocenico-pleistocenica (Fig. 5) è il risultato della combinazione di

due schemi elaborati in precedenza per l'area umbro-marchigiana e ampiamente collaudato a scala regionale, modificati e integrati (MICARELLI & POTETTI, 1985; CENTAMORE *et al.*, 1986a).

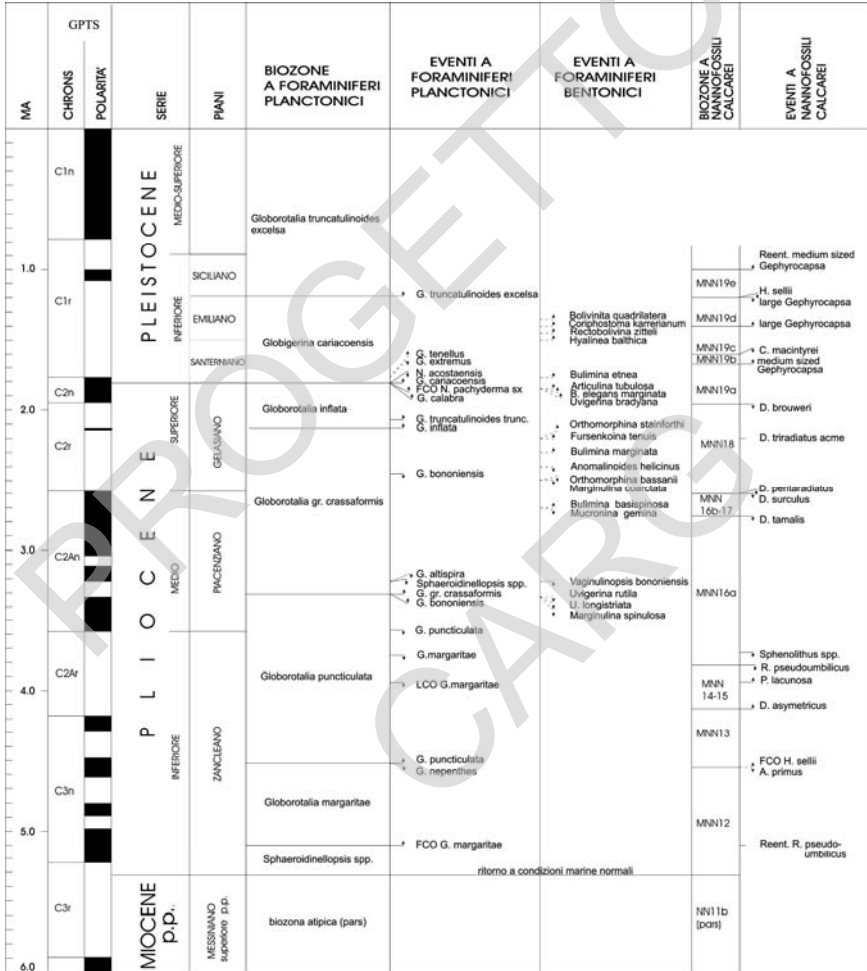


Fig.5 - Schema stratigrafico del Miocene superiore-Pliocene-Pleistocene inferiore. Magnetostratigrafia (GPTS) da CANDE & KENT (1995). Biocronologia da SPROVIERI (1993). Biozone a nanfossili calcarei da RIO *et al.* (1990). Biozone a foraminiferi planctonici da CANTALAMESSA *et al.* (1986b). Cronostratigrafia da RIO *et al.* (1994). Il tratteggio in corrispondenza di alcuni bioeventi corrisponde a dati biocronologici incerti.

In tale schema sono stati riportati tutti gli eventi che definiscono i limiti biostratigrafici e che pertanto permettono di evidenziare le variazioni apportate agli schemi zonali originali. Sono stati inoltre aggiunti bioeventi che, pur non rientrando nella definizione delle biozone, sono utili per la correlazione sia con gli schemi standard sia con altri schemi elaborati per lo stesso intervallo da diversi Autori.

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

Per la cronostratigrafia si è fatto riferimento alla scala cronostratigrafica standard (SCS) e alle indicazioni più recenti delle commissioni e sottocommissioni nazionali e internazionali di stratigrafia (CIS., 1998; CIS., 1999).

Per quanto riguarda in particolare il Foglio Montegiorgio le analisi biostratigrafiche sono state basate sullo studio dei foraminiferi planctonici e bentonici e del nannoplankton calcareo, quest'ultimo limitatamente ai sedimenti del passaggio Pliocene-Pleistocene.

2. - SUCCESSIONE MESSINIANA

2.1. - *Formazione della Laga (LAG)*

Affiora nel settore occidentale del Foglio ed è rappresentata dai membri “*evaporitico*” e *postevaporitico*, entrambi presenti solo parzialmente. Il passaggio alla sovrastante *Formazione a colombacci* o ad unità della *Formazione delle Argille azzurre* è segnato talora da una discordanza angolare molto evidente (Figg. 3,6).

Nell'area esaminata le torbiditi della *Formazione della Laga* raggiungono uno spessore di circa 1500 m. In esse sono state distinte e cartografate varie associazioni litologiche sulla base del rapporto sabbia/argilla.

2.1.1. - *Membro “evaporitico” (LAG₂)*

E' presente in un' estesa anticlinale, orientata in senso appenninico, nel tratto compreso tra il F. Fiastra, a nord, e Penna S.Giovanni, a sud (Fig. 3). Il suo limite inferiore non affiora e il passaggio al sovrastante *Membro postevaporitico* è graduale; lo spessore della parte affiorante è di oltre 500 m. E' stata cartografata soltanto l'*Associazione arenacea* nell'ambito della quale si riconoscono alcuni orizzonti, di limitato spessore e pertanto non cartografabili, delle associazioni *arenaceo-pelitica* e *pelitico-arenacea*; soprattutto alla base dell'unità sono presenti marne nere bituminose di ambiente euxinico.

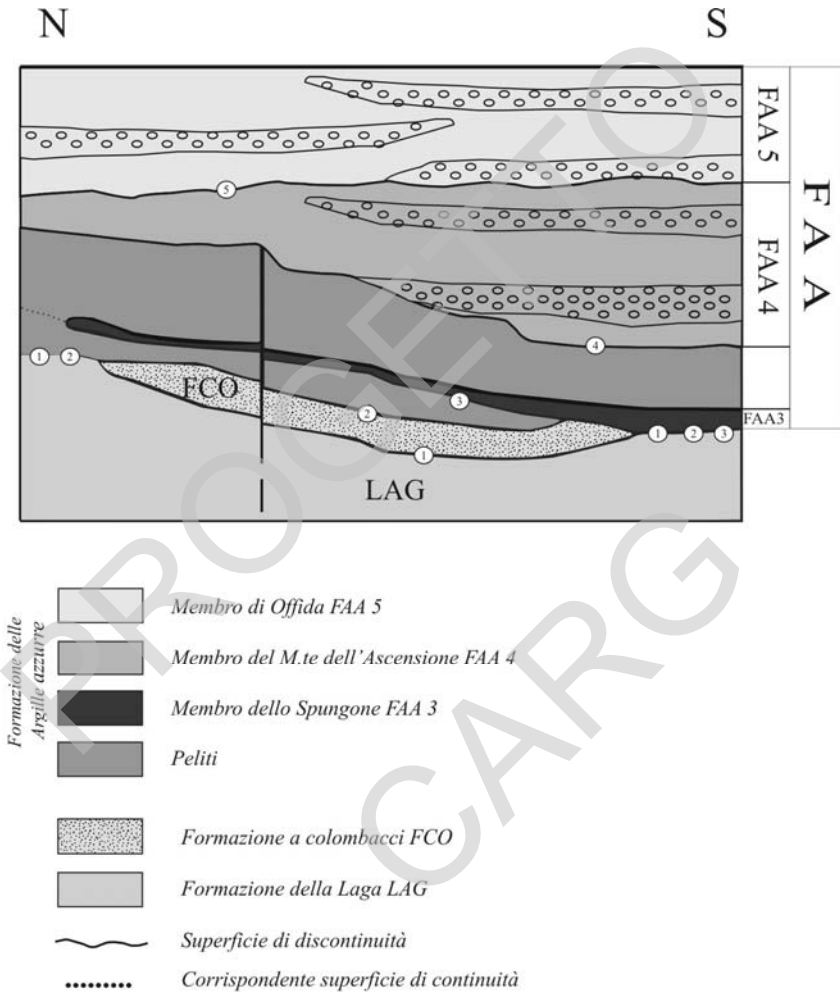


Fig.6 - Schema dei rapporti stratigrafici tra le unità delle successioni mio-pleistoceniche.

L'Associazione arenacea (Fig. 7a) è caratterizzata da torbiditi silicoclastiche e sporadicamente gessose, in strati molto spessi, spessi e medi, di colore grigio-azzurro e giallastro, a granulometria grossolana e fine, con rare intercalazioni sottili, a volte discontinue, di argille siltose azzurre. La stratificazione è lenticolare e/o ondulata; spesso gli strati mostrano base erosiva con frequenti

amalgamazioni, come evidenziato anche dalla presenza di livelli pelitici discontinui. Si osserva spesso una gradazione positiva e strutture sedimentarie trattive, come laminazione piano-parallela e incrociata (scala *ripples*), che caratterizzano flussi gravitativi con sequenza di *Bouma* di tipo $T_{a/e}$, $T_{ab/e}$ e $T_{a/c/e}$; talora sono evidenti anche degli intervalli a *clay-cips*, dello spessore massimo di 15 cm. Le controimpronte basali (*groove casts*, *flute casts*) e le strutture sedimentarie trattive hanno permesso di misurare direzioni di scorrimento dei flussi gravitativi da NNW e da ENE.

L'Associazione arenaceo-pelitica (Fig. 7b) è rappresentata da alternanze di strati, da sottili a medio-spessi, di arenarie e peliti. Le prime presentano una colorazione giallastra e granulometria da medio a fine con rari livelli grossolani. La frazione pelitica, che nel complesso può presentare spessori fino a 50cm, è costituita da materiale argilloso-siltoso e da sottili livelli di sabbie, caratterizzate da una base erosiva, a geometria lenticolare, ondulata e, più raramente *flaser*. L'associazione in esame presenta un rapporto sabbia/argilla variabile da luogo a luogo in relazione allo spessore degli strati sabbiosi, ma sempre maggiore di uno; la sequenza di *Bouma* è di tipo T_{abcd} , $T_{ab/de}$.

L'Associazione pelitico-arenacea è costituita in genere da peliti fittamente stratificate con intercalazioni arenacee di spessore variabile da 2-3 cm fino a 25-30 cm. Il rapporto sabbia/argilla è di norma molto basso, sempre minore di uno. La frazione pelitica è costituita prevalentemente da silt argilloso e, più raramente, da solo silt o argilla, di colore grigiastro. La frazione arenacea è data per lo più da arenarie gialle e talora grigie a granulometria da media a fine. Le strutture sedimentarie che interessano le peliti sono rare e si limitano alla sola laminazione piano-parallela, mentre nelle sabbie si trova spesso laminazione trattiva ondulata, incrociata e, a volte, piano-parallela. Gli strati arenacei più sottili presentano una geometria generalmente ondulata e tabulare, mentre quelli più spessi danno luogo, alla scala dell'affioramento, ad una stratificazione piano-parallela; la loro base è netta ed erosiva sulle peliti, il tetto è ondulato. La sequenza di *Bouma* è di tipo $T_{bc/e}$ e subordinatamente di tipo T_{cde} .

I campioni prelevati in corrispondenza dell'unità in esame sono risultati per la maggior parte sterili o hanno fornito associazioni molto povere costituite da *Globigerina* spp., *Orbulina universa* d'ORBIGNY, *Globorotalia scitula* (BRADY); la frazione bentonica è molto scarsa ed è rappresentata prevalentemente da Buliminidae. I caratteri complessivi dell'associazione permettono di riconoscere la Biozona atipica e, pertanto, di riferire l'unità al Messiniano p.p.



Fig.7 - Formazione della Laga, "Membro evaporitico": a) Associazione arenacea; loc. S. Angelo in Pontano. b) Associazione arenaceo-pelitica; loc. Buzzaccheri.

2.1.2. - *Membro postevaporitico (LAG₃)*

Affiora molto più estesamente rispetto al *Membro “evaporitico”* ed il suo spessore medio non raggiunge il migliaio di metri. Superiormente l'unità in esame passa, talora con marcata discordanza, alla *Formazione a colombacci*; soltanto nel settore meridionale e nell'estremità settentrionale essa viene a contatto, con una discordanza ancora più evidente, rispettivamente con il *Membro dello Spungone* della *Formazione delle Argille azzurre* e con le peliti basali di quest'ultima formazione (Figg. 3,6). L'*Associazione pelitica* è di gran lunga prevalente; in essa sono intercalati numerosi orizzonti delle associazioni *pelitico-arenacea*, *arenaceo-pelitica* e *arenacea*, i cui spessori non sono mai superiori ai 30 m. Nella porzione sommitale è presente il noto *livello guida vulcanoderivato*, costituito da 2-3 strati amalgamati di ceneri vulcaniche, il cui spessore è variabile da 0,5 a 2 m.

L'*Associazione pelitica* è costituita da sedimenti in prevalenza argillosi, argilloso-siltosi e marnosi, di colore grigio-azzurro, in strati medi e spessi; la stratificazione di norma è poco visibile ed è evidenziata localmente da sottili spalmature di sabbie ocracee. La sequenza di *Bouma* è di tipo T_{de} e subordinatamente di tipo T_{ce}; il rapporto sabbia/argilla risulta di molto inferiore a uno.

L'*Associazione pelitico-arenacea* presenta caratteri molto simili a quelli della stessa associazione descritta per il sottostante *Membro “evaporitico”*. Rispetto a quest'ultima essa si caratterizza per un rapporto sabbia/argilla più elevato; la sequenza di *Bouma* riscontrata è di tipo T_{ce} e subordinatamente di tipo T_{be}.

L'*Associazione arenaceo-pelitica* è rappresentata da arenarie a granulometria da fine a media, di colore grigio-marrone, in strati da medi a spessi a geometria tabulare, a luoghi lenticolare, e da argille marnoso-siltose di colore grigio-azzurro, in strati sottili. Le prime presentano strutture sedimentarie trattive e controimpronte basali (*flute casts*, *groove casts*) che indicano una direzione di apporto da NNW. La sequenza di *Bouma* è prevalentemente di tipo T_{a-e}, e T_{b-e}, subordinatamente di tipo T_{ce}; il rapporto sabbia/argilla è sempre maggiore di uno.

L'*Associazione arenacea*, infine, presenta caratteri che non si discostano molto da quelli riscontrati nella stessa associazione del *Membro “evaporitico”* sopra descritto come mostrano i *logs* stratigrafici delle Figg. 8 e 9.

La maggior parte dei campioni prelevati in corrispondenza del *Membro postevaporitico* hanno fornito un'associazione costituita prevalentemente da foraminiferi di piccole dimensioni (*Turborotalita* spp., *Globigerina* spp., *Brizalina dilatata* (REUSS), *Bulimina aculeata* d'ORBIGNY, *B. minima* TEDESCHI & ZANMATTI, *Globorotalia scitula* (BRADY)). In alcuni campioni sono presenti forme rielaborate del Cretacico (*Hedbergella* sp.,

Rotalipora sp.) e del Miocene inferiore-medio (*Globigerina venezuelana* HEDBERG, *G. praebulloides* BLOW, *Paragloborotalia* spp., *Praeorbulina* sp., *Globigerinoides altiapertura* BOLLI e *Catapsydrax dissimilis* (CUSHMAN & BERMUDEZ). I caratteri dell'associazione sono indicativi della Biozona atipica e, pertanto, l'unità è riferibile al Messiniano p.p..

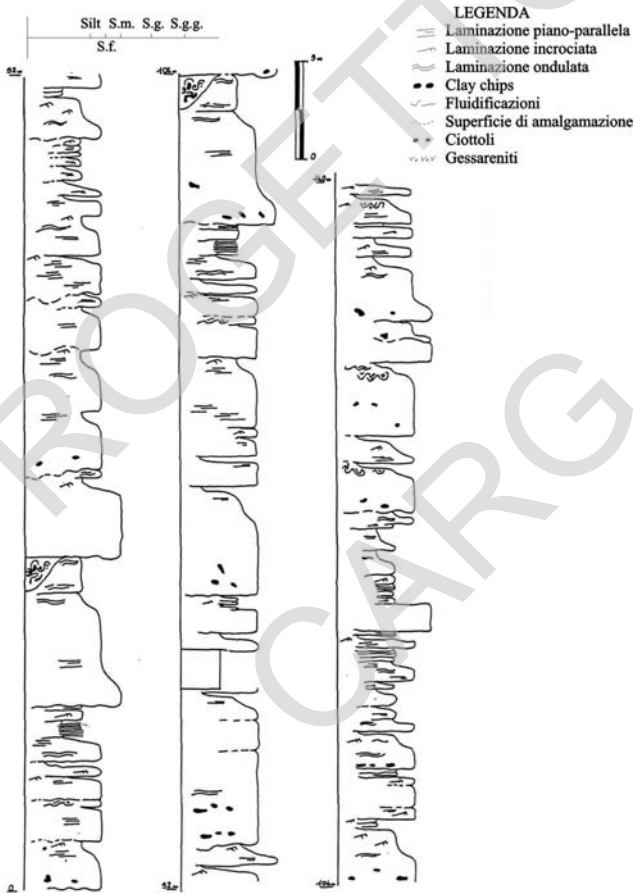


Fig.8 - Sezione sedimentologica della parte media del Membro postevaporitico della Formazione della Laga. Loc. S. Angelo in Pontano.

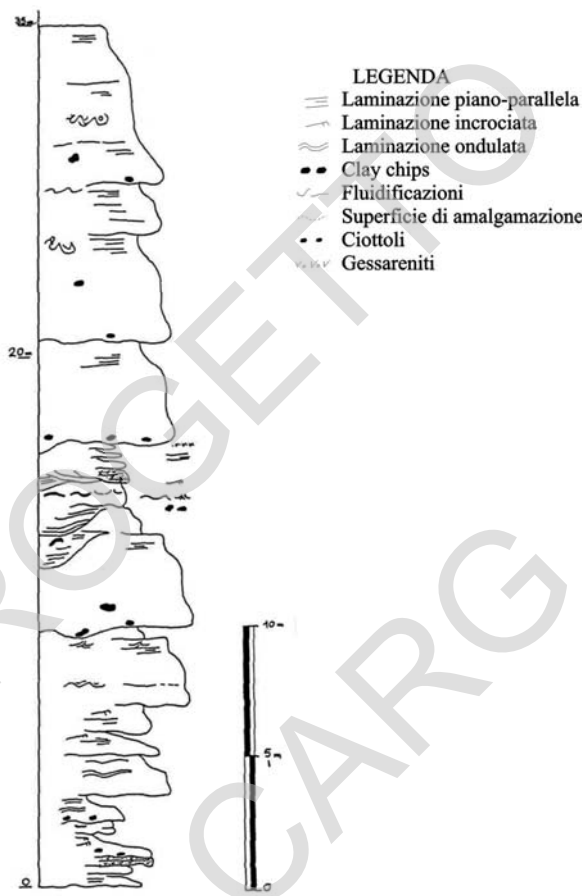


Fig. 9 - Sezione sedimentologica della parte superiore del Membro postevaporitico della Formazione della Laga. Loc. S. Angelo in Pontano.

2.2. - Formazione a colombacci (FCO)

Si rinviene nelle aree comprese tra Loro Piceno e S. Angelo in Pontano, tra Penna S. Giovanni e Monte S. Martino, e al nucleo della sinclinale di Gualdo, al di sopra del *Membro postevaporitico* della *Formazione della Laga*. Nella prima area l'unità passa in discordanza ai sovrastanti depositi basali, in netta prevalenza pelitici, della *Formazione delle Argille azzurre*, del Pliocene inferiore, mentre nella seconda viene a contatto, sempre con discordanza molto marcata con i sedimenti del *Membro dello Spungone* (*Formazione delle Argille*

azzurre; Figg. 3,6). Il massimo spessore si riscontra nell'area immediatamente a sud di Loro Piceno, dove si raggiungono valori di 600-800 m.

La formazione in esame è costituita prevalentemente da sedimenti argillosi e argilloso-siltosi di colore grigio o nerastro, in strati sottili; in essa si rinvengono strati calcareo-micritici biancastri, dello spessore di pochi centimetri, di origine chimica (“colombacci” Auct.) e livelli di marne nerastre. In tutta l'area di affioramento la *Formazione a colombacci* presenta a più altezze stratigrafiche corpi costituiti dalle associazioni *pelitico-arenacea*, *arenaceo-pelitica* e *arenacea*, a luoghi canalizzati, con contatti basali erosivi e fenomeni di amalgamazione.

I caratteri complessivi delle suddette associazioni non si discostano molto da quelli delle corrispondenti associazioni già descritte per la *Formazione della Laga*.

Il contenuto micropaleontologico è costituito da rarissime forme di foraminiferi planctonici, alle quali si associano esemplari rielaborati del Miocene. Complessivamente l'associazione è data da *Globigerina ciperensis* 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). L'individuazione della Biozona atipica consente di riferire l'unità al Messiniano p.p..

3. - SUCCESSIONE PLIO-PLEISTOCENICA

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

Questa unità corrisponde alle *Argille azzurre Auctorum*, riferibili allo Zancleano – Piacenziano basale, e a gran parte dei depositi del *ciclo sedimentario plio-pleistocenico*; in CANTALAMESSA *et al.* (2002) la suddetta corrisponde alle *Argille azzurre inferiori* ed alle *Argille azzurre superiori* (Fig. 1). Essa affiora, oltre che nel Foglio Montegiorgio, anche nei fogli Tolentino, Jesi e Macerata, oggetto di rilevamento del presente CARG. La *Formazione delle Argille azzurre*, rappresentata interamente soltanto nel Foglio Macerata, è delimitata alla base e al tetto da due superfici di discontinuità a carattere regionale: l'inferiore, ubicata alla base del Pliocene, la separa dalla sottostante *Formazione a colombacci*, quella di tetto la pone a contatto con la *Formazione di Fermo* di età siciliana (Pleistocene inferiore).

Nel suo insieme si tratta di una successione, il cui spessore non supera i 3000 m, ad assetto monoclinale con immersione verso ENE (Fig. 10), ad eccezione della porzione basale (Biozona a *Globorotalia margaritae* e porzione inferiore della Biozona a *Globorotalia puncticulata*) che è strutturalmente più

complessa essendo stata coinvolta nel corrugamento infrapliocenico. L'unità in esame risulta costituita da sedimenti prevalentemente pelitici (Fig. 11) nei quali si intercalano, a varie altezze stratigrafiche, orizzonti costituiti dalle seguenti associazioni: *arenaceo-conglomeratica*, *arenacea*, *arenaceo-pelitica* e *pelitico-arenacea*. Queste si alternano in maniera variabile in senso verticale e presentano frequenti passaggi laterali; talora esse possono costituire orizzonti o corpi più complessi quali quelli di Santa Vittoria in Matenano, Montelparo, Montegiorgio ed, in aree limitrofe, quelli di Macerata (a nord), del M.te dell'Ascensione e di Offida (a sud). Sulla base dei caratteri stratigrafico-sedimentologici, localmente sono stati distinti i membri delle *Arenarie di Borello*, dello *Spungone*, del *M.te dell'Ascensione* e di *Offida* (Fig. 12). Nella Fig.13 vengono indicati per ognuno dei suddetti membri l'età, la sigla e l'area di affioramento.



Fig.10 - Panoramica sui depositi del Pliocene medio della Formazione delle Argille azzurre. Loc. Montefalcone, immediatamente a sud dell'area di interesse.



Fig.11 - Particolare dell'Associazione pelitica della Formazione delle Argille azzurre. Loc. Porchiano.

Nel Foglio Montegiorgio in particolare, nella *Formazione delle Argille azzurre* sono stati riconosciuti tre membri e due intervalli prevalentemente pelitici. Dal basso verso l'alto si ha la seguente successione: intervallo pelitico di base, *Membro dello Spungone*, intervallo pelitico compreso tra quest'ultimo membro e il *Membro del M.te dell'Ascensione*, *Membro del M.te dell'Ascensione* e *Membro di Offida* (Fig.12).

I tre membri riconosciuti nel Foglio in esame presentano una notevole continuità, estendendosi anche in aree più meridionali; il *Membro di Offida*, in particolare, si estende anche a nord, nel contiguo Foglio Macerata. Poiché le caratteristiche più rappresentative di questi membri sono particolarmente evidenti in località limitrofe, per la loro denominazione sono stati scelti toponimi che ricadono fuori dell'area del Foglio Montegiorgio.

Prima di illustrare nel dettaglio la *Formazione delle Argille azzurre*, vengono di seguito descritte le associazioni litologiche riscontrate: *pelitica*, *pelitico – arenacea*, *arenaceo – pelitica*, *arenacea*, *arenaceo – conglomeratica*.

L'*Associazione pelitica* (Fig.11) è caratterizzata dall'alternanza di peliti marnose grigio-azzurre massive, più o meno siltose, in strati sottili e sottilissimi, con straterelli di silt o raramente di sabbie gialle o grigie, fini e finissime, caratterizzanti pacchi fittamente laminati (calanchi sotto l'abitato di Montappone). Nelle peliti massive la stratificazione è in genere poco visibile; tuttavia sono presenti accenni di stratificazione, evidenziata localmente da sottili

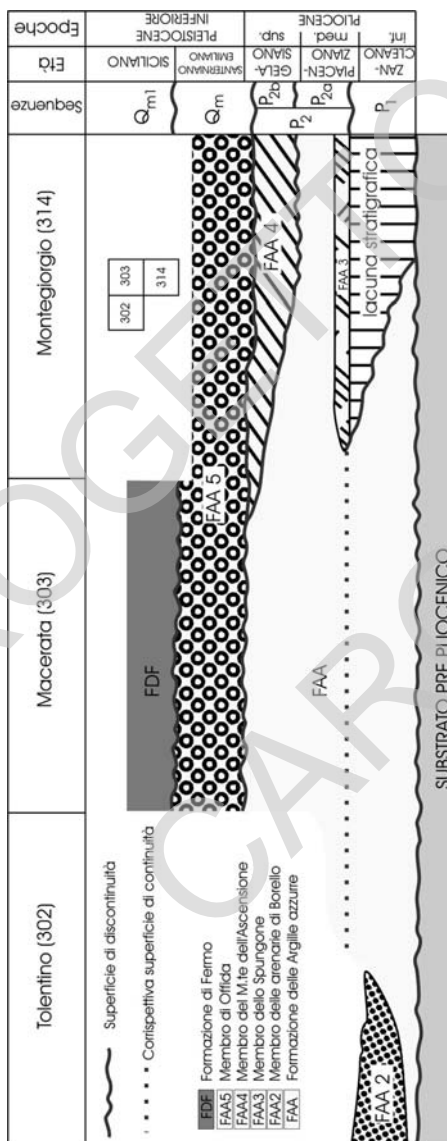


Fig. 12 - Schema dei rapporti stratigrafici tra le unità della successione plio-pleistocenica.

DENOMINAZIONE	ETÀ	SIGLA	AREA DI AFFIORAMENTO
Membro di Offida	Gelasiano superiore - p.p. Emiliano p.p.	FAA5	FF. Macerata e Montegiorgio
Membro del Monte dell'Ascensione	Gelasiano p.p.	FAA4	FF. Macerata e Montegiorgio
Membro dello Spungone	Piacenziano inferiore p.p.	FAA3	F. Montegiorgio
Membro delle Arenarie di Borello	Zanclcano p.p. - Piacenziano basale	FAA2	F. Tolentino

Fig. 13 - Schema sinottico dei membri della Formazione delle Argille azzurre affioranti nei Fogli Macerata, Montegiorgio e Tolentino.

strati siltoso-sabbiosi e da laminazione piano-parallela al tetto degli strati argillosi. In genere le superfici di stratificazione sono inferiormente piane e

superiormente ondulate; gli strati intercalati nelle peliti siltose presentano alla base un contatto netto e ben marcato. In alcune località l'associazione si presenta completamente bioturbata. I passaggi con gli orizzonti più grossolani intercalati sono nella maggior parte dei casi graduali, molto più raramente netti.

L'*Associazione pelitico-arenacea* è costituita in genere da peliti fittamente stratificate con intercalazioni sabbiose di spessore variabile da 2-3 cm fino a 25 cm. Il rapporto sabbia/argilla è prevalentemente molto basso, solo a luoghi le intercalazioni sabbiose sono più spesse. La frazione pelitica è costituita prevalentemente da silt argilloso e, più raramente, da solo silt o argilla. La frazione sabbiosa è data per lo più da sabbia gialla e talora grigiastra, a granulometria da media a fine. Le strutture sedimentarie che interessano le peliti sono rare e si limitano alla sola laminazione piano-parallela, mentre nelle sabbie si trova spesso laminazione ondulata, incrociata e, a volte, piano-parallela. La geometria degli strati sabbiosi più sottili è generalmente ondulata e tabulare; gli strati più spessi, invece, danno luogo, alla scala dell'affioramento, ad una stratificazione piano-parallela. La base degli orizzonti sabbiosi, comunque, è netta ed erosiva sulle peliti, il tetto è ondulato.

L'*Associazione arenaceo-pelitica* è costituita da alternanze di strati, da sottili a medio-spessi, di sabbie e peliti con un rapporto sempre maggiore di uno. Le sabbie hanno un colore giallo-ocraceo, a granulometria da medio a fine, più raramente grossolana; a luoghi contengono livelli di tritume organogeno. Gli strati hanno geometria generalmente tabulare e mostrano una laminazione piano-parallela che passa, verso l'alto, a laminazione incrociata a scala *ripples*. La frazione pelitica, che può presentare spessori degli strati fino a 50 cm, è costituita da materiale argilloso-siltoso e sottili livelli di sabbie a base erosiva e geometria lenticolare, e più raramente *flaser*.

L'*Associazione arenacea* è caratterizzata da strati spessi e subordinatamente molto spessi di arenarie giallastre a granulometria grossolana e media, a luoghi ben cementate, intervallati da sottili strati pelitici (1-3 cm). Gli strati arenacei presentano spesso una geometria lenticolare o tabulare a scala dell'affioramento, una base erosiva con frequenti amalgamazioni, come evidenziato dai livelli pelitici discontinui. Sono spesso presenti, inoltre, una gradazione diretta e strutture sedimentarie trattive, quali laminazioni piano-parallele e incrociate (scala *ripples*), che caratterizzano flussi gravitativi con sequenza di *Bouma* di tipo $T_{a/e}$, $T_{ab/e}$ e $T_{a/c/e}$. Si osservano infine livelli a *clay cips* i cui valori massimi sono dell'ordine di 15 cm. Le rare controimpronte basali (*groove casts*, *flute casts*) e la laminazione incrociata, appartenente a strutture sedimentarie trattive (*ripples*), hanno permesso di misurare direzioni di scorrimento dei flussi gravitativi da WSW e da NNW. In località Montappone e Massa Fermana l'*Associazione arenacea* è caratterizzata nella sua porzione basale, da lenti conglomeratiche, dello spessore massimo di 20 cm, costituite da ciottoli

calcarei, selciferi e arenacei, con diametri massimi di 10-12 cm; alla base degli strati, inoltre, sono presenti strutture da carico (*load casts*). Localmente la stratificazione, alla scala dell'affioramento, presenta geometrie prevalentemente ondulate e lenticolari. All'interno dell'associazione in esame si osservano pacchi di strati, non cartografabili, delle associazioni *arenaceo-pelitica* e *pelitico-arenacea*. L'associazione in esame si sfrangia nelle associazioni *arenaceo-pelitica* e *pelitico-arenacea*.

L'Associazione *arenaceo-conglomeratica* risulta costituita dall'alternanza di litotipi arenacei e conglomeratici. I primi sono caratterizzati da strati spessi e medi di sabbie giallastre, a granulometria grossolana e fine con rare intercalazioni sottili, a volte discontinue, di argille siltose grigio-azzurre. La stratificazione è lenticolare e/o ondulata; spesso, gli strati risultano troncati per erosione. Gli strati sabbiosi sono caratterizzati, inoltre, dalla presenza di inclusi pelitici, concentrati o allineati alla base degli strati; la laminazione è piano-parallela, evidenziata, a volte, da frustuli vegetali, ossidi di ferro e bioclasti. I litotipi conglomeratici presentano strati lenticolari medi, spessi e molto spessi di conglomerati poligenici, eterometrici, con matrice sabbiosa, da grossolana a fine, che spesso evidenzia uno strato a tessitura *matrix supported*. La stratificazione non è ben definita, tuttavia si notano accenni di gradazione normale ed embriciatura nei ciottoli allungati; il tetto è leggermente ondulato, la base è sempre erosiva. I clasti, prevalentemente calcarei e subordinatamente selciferi, sono attribuibili ai litotipi della serie mesozoica umbro-marchigiana.

Di seguito vengono descritte le unità riscontrate, dal basso verso l'alto, nell'ambito della *Formazione delle Argille azzurre*.

3.1.1. - Intervallo pelitico di base

La *Formazione delle Argille azzurre* inizia con sedimenti prevalentemente pelitici (*Argille azzurre Auctorum*) affioranti nell'area di Urbisaglia e tra Loro Piceno e Penna S. Giovanni (Fig. 3). Nella prima area si riscontrano spessori più elevati, fino ad un massimo di circa 300 m, nella seconda gli spessori sono più limitati, raggiungendo valori di appena 50 m.

Si tratta di un'alternanza di peliti marnose grigio-azzurre, massive, più o meno siltose, e di peliti siltose in strati sottili e sottilissimi, con straterelli fittamente laminati limoso-sabbiosi, ocrei, raramente sabbiosi, a granulometria molto fine. La stratificazione delle peliti è generalmente poco visibile e la frattura è concoide. Tali sedimenti poggiano in discordanza sulla *Formazione a colombacci*, ad eccezione dell'estremità settentrionale del Foglio dove seguono, sempre in discordanza, al *Membro postevaporitico della Formazione della Laga*. Superiormente il contatto con il più recente corpo sabbioso-conglomeratico di Loro Piceno-Monte S. Martino-Montefalcone

(*Membro dello Spungone*) è evidenziato, oltre che da una brusca variazione delle caratteristiche litologiche, da una notevole discordanza angolare alla quale si associa una lacuna la cui ampiezza va aumentando verso le aree di affioramento più meridionali. Soltanto nell'estrema porzione nordoccidentale, dove il corpo sopra menzionato si va assottigliando fino a scomparire, analogamente a quanto è stato osservato nel contiguo Foglio Macerata, le peliti in esame continuano, senza discordanze ed evidenti cambiamenti litologici, con le sovrastanti peliti del Pliocene medio (Figg. 3, 6, 12).

L'associazione micropaleontologica riscontrata nell'area di Urbisaglia è ricca e diversificata ed è costituita per lo più da foraminiferi planctonici. 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), e *Orbulina universa* D'ORBIGNY. Ad esse si associano *Globorotalia margaritae* BOLLI & BERMUDEZ, sin dalla base, e successivamente *Globorotalia puncticulata* (DESHAYES). Le forme bentoniche più comuni sono rappresentate da *Lenticulina* spp., *Planulina ariminensis* D'ORBIGNY, *Siphonina reticulata* (CZJZEK), *Cibicides* spp., *Nodosaria* spp., *Oridorsalis umbonatus* (REUSS), *Stilostomella* spp., *Bulimina* spp., *Uvigerina* spp., *Dentalina leguminiformis* (BATSH), *Heterolepa* spp.

Tale associazione microfaunistica, permette di individuare la Biozona a *Globorotalia margaritae* e parte della Biozona a *Globorotalia puncticulata* e di riferire questo intervallo a gran parte dello Zancleano.

L'elevata percentuale di Foraminiferi planctonici e le caratteristiche complessive della frazione bentonica indicano, inoltre, una deposizione in ambiente epibatiale.

Più a sud, nell'area compresa tra Loro Piceno e Penna S. Giovanni, è rappresentata soltanto parte della Biozona a *Globorotalia margaritae* che presenta caratteristiche simili a quelle osservate nello stesso intervallo biostratigrafico dell'area sopra descritta (Zancleano inferiore).

Soltanto nell'estrema porzione settentrionale dell'area di affioramento è rappresentata, oltre alla Biozona a *Globorotalia margaritae*, tutta la Biozona a *Globorotalia puncticulata* (Zancleano-Piacenziano basale). Nella parte più alta di quest'ultima biozona, riferibile al Piacenziano basale, l'analisi micropaleontologica ha messo in evidenza un intervallo in cui i Foraminiferi bentonici diventano nettamente predominanti e sono rappresentati per lo più da *Valvulineria bradyana* (FORNASINI), *Cassidulina neocarinata* THALMANN., *Cibicides lobatulus* (WALTER & JACOB), *Brizalina* spp. Tali forme, insieme alla ridotta frequenza dei planctonici, sono indicative di una diminuzione di profondità del bacino di sedimentazione (ambiente neritico).

All'intervallo pelitico di base segue una successione, dello spessore di oltre 2000 m, che fa parte di un ciclo sedimentario trasgressivo-regressivo di I ordine che inizia con sedimenti sabbioso- conglomeratici di spiaggia (corpi di Loro Piceno, Penna S. Giovanni, Monte S. Martino, Smerillo) passanti a depositi pelitici di ambiente via via più profondo fino a epibatiale (Pliocene medio e superiore). Con il Pleistocene si ha un'inversione del *trend* che da trasgressivo diventa regressivo con il ritorno ad ambienti di limitata profondità. All'interno di questi depositi pelitici, le cui caratteristiche generali sono molto simili a quelle in precedenza descritte per l'intervallo sottostante, si rinvencono a diverse altezze stratigrafiche corpi elastici grossolani tra cui quelli di S.Vittoria in Matenano, Montegiorgio, Montelparo. Il ciclo si chiude poco ad est dell'area oggetto di rilevamento con depositi sabbiosi e conglomeratici regressivi costituenti la *Formazione di Fermo* (Siciliano; Fig. 1). Dal basso verso l'alto si susseguono le unità di seguito descritte.

3.1.2. - *Membro dello Spungone (FAA₃)*

Tale membro, rappresentato dal corpo di Loro Piceno-Monte S. Martino-Montefalcone, si rinviene da C. Mori, a nord, fino a Smerillo, a sud; esso si estende anche in aree più meridionali rispetto ai limiti del Foglio (Montefalcone e Force). Gli spessori maggiori, valutabili intorno ai 200 m, si osservano nel settore meridionale, dove sono localizzati anche i migliori affioramenti (Monte S. Martino, Smerillo; Fig. 3). Il *Membro dello Spungone* poggia, con discordanza molto marcata, sulla *Formazione della Laga (Membro postevaporitico)* o sulla *Formazione a colombacci* nel settore meridionale del Foglio, e sulle peliti basali della *Formazione delle Argille azzurre* nella restante porzione (Figg. 6, 12, 14).

Esso rappresenta la base del *ciclo sedimentario plio-pleistocenico* ed è costituito prevalentemente da una *Associazione arenacea* (Figg.15a,b; 16) caratterizzata da un'intensa bioturbazione, talora spinta fino ad obliterare completamente le strutture sedimentarie, da una stratificazione ad *hummocky* amalgamato e da una laminazione piano-parallela e inclinata a scala *ripples*, sia simmetrici che asimmetrici, con immersione delle lamine, in quest'ultimo caso, verso ovest; localmente sono presenti lenti di conglomerati poligenici. A più livelli si rinvencono associazioni di macrofossili particolarmente ricche nella porzione superiore (*Ostrea*, *Venus*, *Chlamys*, *Pseudamussium*). Tali caratteristiche permettono di riferire i sedimenti in parola a tipici depositi di ambiente litorale dove sono distinguibili i vari sottoambienti di spiaggia, dalla battigia allo *shoreface*, alla transizione. Lo studio legato alla sovrapposizione di questi subambienti ha evidenziato all'interno del generale *trend* trasgressivo la

presenza di almeno cinque cicli trasgressivo-regressivi di ordine minore. Verso nord e verso est si nota una progressiva diminuzione dello spessore degli strati e delle granulometrie; anche il rapporto arenaria/argilla tende a valori prossimi a uno. Si passa così ad una *Associazione arenaceo-pelitica* e a luoghi *pelitico-arenacea*.



Fig.14 - Relazione tra la Formazione della Laga (a) e il Membro dello Spungone (b). Loc. Monte S. Martino.

Il contenuto micropaleontologico rinvenuto in questa unità è povero ed è costituito per lo più da rappresentanti dei generi *Ammonia*, *Criboelphidium*, *Elphidium*, *Florilus* e *Brizalina*, tipici di ambienti poco profondi. Pur non essendo presenti forme significative, la caratterizzazione cronostratigrafica del membro in esame può essere fatta in via indiretta. Come è stato già detto, alla base del *Membro dello Spungone* è presente una superficie di discontinuità che nell'estremità nordoccidentale del Foglio passa a superficie di continuità. Indagini micropaleontologiche hanno consentito di individuare quest'ultima e di riferirla al Piacenziano basale. Inoltre nei livelli immediatamente sovrastanti il *Membro dello Spungone* si rinvencono *Globorotalia* gr. *crassaformis* (GALLOWAY & WISSLER) e *Globorotalia bononiensis* DONDI, mentre risulta assente *Bulimina basispinosa* TEDESCHI & ZANMATTI. Questi elementi consentono di riferire il membro in esame al Piacenziano inferiore.

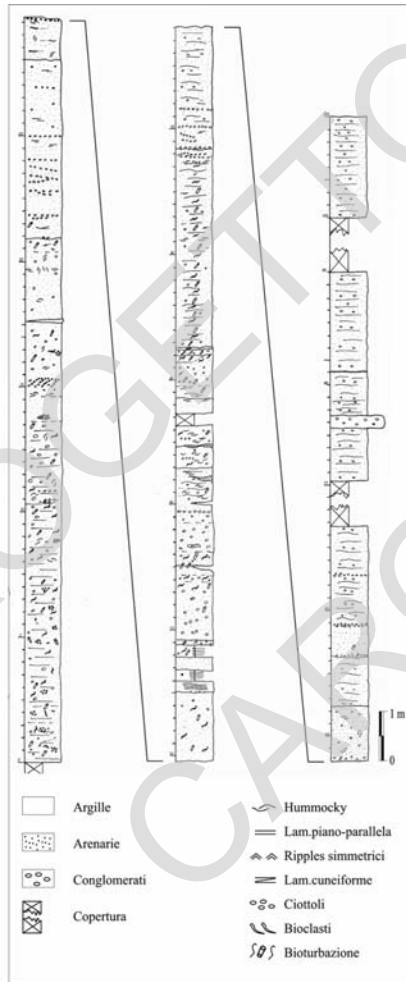


Fig. 15 – Sezione sedimentologica di dettaglio della porzione basale sabbioso-conglomeratica del Membro dello Spungone.

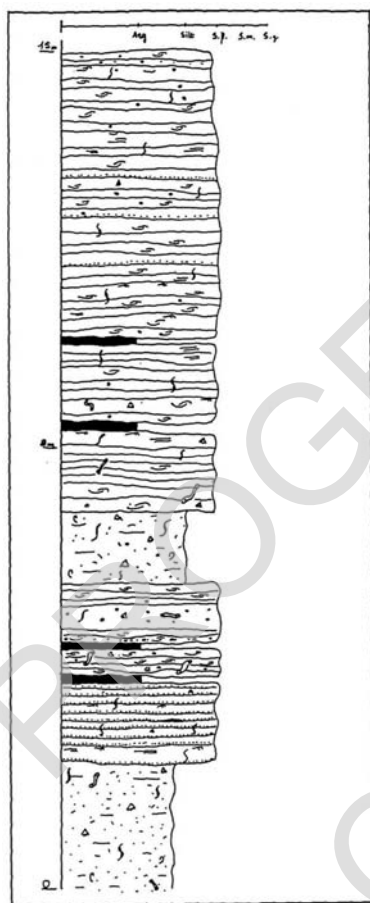


Fig. 16 - Particolare dei depositi basali del Membro dello Spungone. Loc. Loro Piceno.

3.1.3. - Intervallo pelitico compreso tra il Membro dello Spungone e il Membro del M.te dell'Ascensione

Al Membro dello Spungone seguono in continuità sedimenti prevalentemente pelitici di ambiente via via più profondo fino a epibatiale, dello spessore medio di circa 250 m (Figg. 3,6). Soltanto sporadicamente si rinvencono corpi clastici grossolani di modesto spessore caratterizzati dalle associazioni arenacea e arenacea – conglomeratica.

In questo intervallo le associazioni a foraminiferi diventano più ricche rispetto ai livelli sottostanti e sono costituite, dapprima, per lo più da forme bentoniche, indicative ancora di ambienti non molto profondi; successivamente,

con il progressivo approfondimento dell'ambiente di sedimentazione (fino a epibatiale) i planctonici diventano abbastanza comuni anche se presentano una distribuzione discontinua e sono talora subordinati ai bentonici. Nell'ambito di questi ultimi le forme più comuni sono rappresentate da *Brizalina dilatata* (REUSS), *Bolivina italica* CUSHMAN, *Valvulineria bradyana* (FORNASINI), *Cassidulina neocarinata* THALMANN, *Bulimina* spp., *Uvigerina peregrina* CUSHMAN, *Cibicidoides* spp., *Melonis* spp.. Gli eventi più significativi, in ordine stratigrafico, sono il rinvenimento di *Globorotalia bononiensis* DONDI e di *Globorotalia* gr. *crassaformis* (GALLOWAY & WISSLER); la comparsa di *Bulimina basispinosa* TEDESCHI & ZANMATTI seguita dalla scomparsa di *Mucronina gemina* (SILVESTRI) e di *Anomalinoidea helacinus* (COSTA) ed infine la comparsa di *Bulimina marginata* d'ORBIGNY che si verifica nella porzione sommitale.

L'intervallo pelitico in esame, pertanto, è riferibile alla porzione media della Biozona a *Globorotalia* gr. *crassaformis*; e ad esso va attribuita un'età corrispondente al Piacenziano inferiore p.p. – Gelasiano inferiore p.p.

Alla base dell'intervallo in esame si rinvengono livelli sapropelitici che contengono un'associazione oligotipica a *Globorotalia bononiensis* DONDI. Tale orizzonte è riferibile al Piacenziano inferiore (parte inferiore della Biozona a *Globorotalia* gr. *crassaformis*) e costituisce un importante livello guida.

3.1.4. - *Membro del M.te dell'Ascensione (FAA₄)*

Si rinviene nella parte centro-orientale del Foglio da Mogliano, a nord, fino a Montelparo a sud; esso si estende anche in aree più meridionali, fino al M.te dell'Ascensione, dove si osservano i maggiori spessori e le *litofacies* più grossolane. Nell'area del Foglio Montegiorgio tale unità presenta spessori medi dell'ordine di 800-900 m. I rapporti con i sottostanti sedimenti pelitici e con quelli del sovrastante *Membro di Offida* sono caratterizzati da superfici di discontinuità di tipo erosionale evidenziate da discordanze angolari talora molto marcate (Figg. 3, 6, 17, 18).

Alla base dell'unità si hanno depositi prevalentemente sabbiosi e sabbioso-conglomeratici di oltre 300 m di spessore, canalizzati e non canalizzati. I primi, costituiti da conglomerati e sabbie, hanno una marcata geometria lenticolare (Fig. 19), la base erosiva ed uno spessore limitato rispetto alla estensione areale. Gli strati sabbioso-conglomeratici sono poligenici, fortemente eterometrici, con scarsa matrice sabbiosa di tipo *clast-supported* (WALKER, 1982). Essi presentano spesso una gradazione inversa alla base e normale nella restante porzione; il tetto è troncato da superfici di erosione. Talora i ciottoli sono allineati, con gli assi maggiori disposti trasversalmente alla direzione di corrente, più raramente embriicati. Tali conglomerati sono formati prevalentemente dai litotipi calcarei delle formazioni giurassico-paleogeniche

umbro-marchigiane e, in misura minore, da *litofacies* calcareo-marnose ed arenacee mioceniche e presentano una stratificazione incrociata concava a grande scala. Nella successione latero-verticale passano a depositi sabbiosi, in strati medio-spessi a geometria lenticolare, che formano sequenze positive. Si tratta di strati torbiditici con sequenze di *Bouma* $T_{a/cd}$ e T_{bc} . Questi depositi grossolani rappresentano il riempimento di canali, di tipo anastomizzato, ad opera di correnti di torbida ad alta densità, con carico in prevalenza ghiaioso e subordinatamente sabbioso.



Fig.17 - Evidente angular unconformity tra i livelli basali del Membro del M.te dell'Ascensione e i sottostanti livelli pelitici (strati subverticali). Loc. Castignano (poco a sud del limite del Foglio).

I depositi non canalizzati sono costituiti da alternanze pelitico-sabbiose in strati tabulari da medi a molto sottili, con lamine piane e incrociate, e da peliti sottilmente stratificate. Tali depositi rappresentano facies di chiusura dei singoli cicli, di margini di canali e di tracimazione. Nell'area di S.Vittoria in Matenano-Montelparo, ove si hanno i migliori affioramenti, si riconoscono tre cicli trasgressivo-regressivi. Il loro spessore varia da circa 30 m del I° ciclo a circa 60-70 m del III° ciclo. La loro larghezza varia dai 150-200 m del I° ciclo agli oltre 1.500 m del III° ciclo. Nel I° ciclo, che è quello più rappresentativo, si riconoscono strati lenticolari di sabbie, conglomerati, argille sabbiose e peliti laminate. Al di sopra di queste ultime sono presenti ancora sedimenti pelitici

omogenei privi di strutture, con intercalazioni di strati medi di sabbie fini. Le *litofacies* si succedono, ad iniziare da quelle più grossolane, formando sequenze positive. In località S.Vittoria in Matenano il ciclo è caratterizzato da strati lenticolari di sabbie e conglomerati eterometrici e poligenici con ciottoli prevalentemente calcarei e, in percentuale minore, arenacei. Le dimensioni dei clasti variano da 1-2 cm a 8-10 cm; generalmente la matrice è sabbiosa, a volte pelitica e in percentuale rilevante fino a formare dei paraconglomerati. Gli strati sono gradati e il tetto è spesso troncato da superfici d'erosione. Nella parte intermedia del ciclo aumentano gli strati lenticolari spessi di sabbie, fino a prevalere nettamente al tetto. Essi sono generalmente gradati, con laminazione piano-parallela e incrociata da corrente (T_{ab} , T_{abc}). La successione stratigrafica è chiusa al tetto dalle peliti laminate. Con l'ausilio di alcune strutture (*flute casts*, *groove casts*, laminazione incrociata e geometrie lenticolari) è stata misurata una doppia direzione di scorrimento dei flussi gravitativi, verso ENE e NNW. In generale l'organizzazione interna del ciclo è caratterizzata da stratificazione incrociata concava.

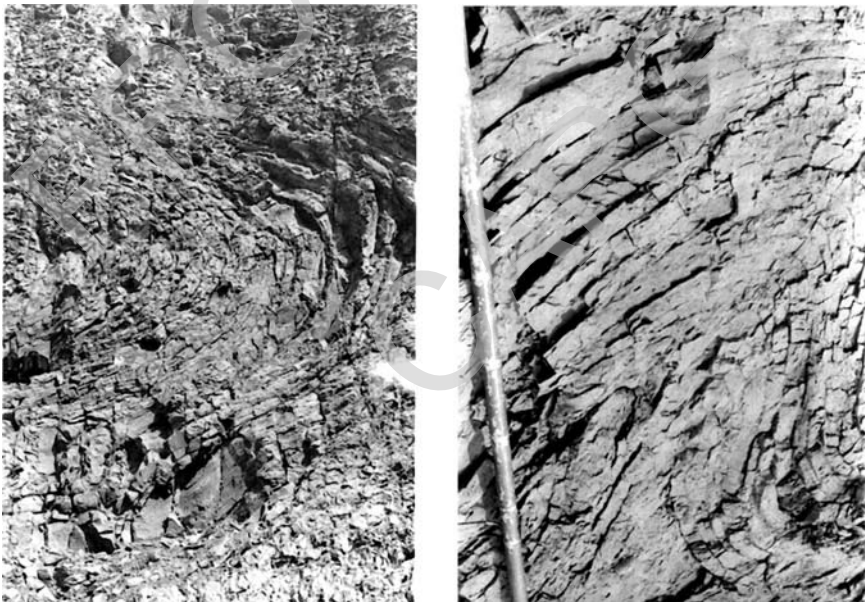


Fig.18 -Depositi pelitici del Membro di Offida intensamente piegati alla base. Loc. Offida (poco a sud del limite del Foglio).



Fig. 19- Passaggio netto tra i depositi del Membro del M.te dell'Ascensione (A) ed i sottostanti depositi pelitici(B). Nei primi sono evidenti le geometrie lenticolari degli strati arenacei. Loc. S. Vittoria in Matenano.

Verso l'alto la successione diviene più pelitica; in essa sono intercalati, a varie altezze, altri corpi di spessore più modesto rispetto a quelli presenti alla base dell'unità, con organizzazione e *litofacies* molto simili a quelle già descritte per questi ultimi.

I caratteri complessivi dell'associazione microfaunistica sono molto simili a quelli riscontrati nella porzione medio-superiore dell'intervallo sottostante.

Per quanto riguarda in particolare la caratterizzazione bio-cronostratigrafica del membro in esame, gli elementi più significativi sono rappresentati da *Bulimina marginata* d'ORBIGNY, presente già nella parte sommitale delle sottostanti peliti, dal livello a *Globorotalia* gr. *puncticulata-inflata* e da *Globorotalia inflata* (d'ORBIGNY) rinvenuta nella porzione superiore soltanto localmente (Montalto, immediatamente a sud del limite del Foglio). Pertanto il membro è riferibile al Gelasiano p.p. (Biozona *Globorotalia* gr. *crassaformis* p.p. – Biozona a *Globorotalia inflata* p.p.).

3.1.5. - *Membro di Offida (FAA₅)*

Tale membro, delimitato alla base e al tetto da superfici di discontinuità evidenziate da marcate discordanze angolari, è presente nel Foglio Montegiorgio solo parzialmente; infatti il passaggio alla sovrastante *Formazione di Fermo* ricade immediatamente ad est dell'area in studio (Figg. 3,6).

Esso si rinviene nel settore orientale e si estende a sud fino alla località di Offida (Foglio 327 S. Benedetto del Tronto), ove si hanno gli affioramenti migliori, i maggiori spessori, le litofacies più grossolane, e a nord nel contiguo Foglio Macerata. Nell'area in esame raggiunge spessori valutabili intorno i 700-800 m.

La base del membro, come quella del sottostante *Membro del M.te dell'Ascensione*, è caratterizzata dalla presenza di corpi sabbioso-conglomeratici, il cui spessore non supera i 200 m. In corrispondenza di questi sono stati riconosciuti cinque cicli deposizionali che presentano gli stessi caratteri di variazione delle *litofacies* e di organizzazione interna descritti per la base del *Membro del M.te dell'Ascensione*. Nel IV ciclo, che è quello più rappresentativo, si riconoscono strati lenticolari di sabbie e conglomerati, argille sabbiose e peliti laminate (Fig. 20). Al di sopra di queste ultime sono presenti ancora sedimenti pelitici omogenei privi di strutture, con intercalati sottili strati di sabbie fini. Le *litofacies* si succedono da quelle più grossolane a quelle più fini formando tipiche sequenze positive. Queste variazioni litologiche si osservano anche in senso trasversale e sottocorrente.

In località Monte Giberto il ciclo in oggetto è caratterizzato da strati lenticolari di conglomerati molto eterometrici, poligenici, con ciottoli prevalentemente calcarei, subordinatamente di selce, attribuibili ai litotipi della serie mesozoica umbro-marchigiana, e in percentuale minore, alle arenarie della *Formazione della Laga*. Le dimensioni dei clasti variano da pochi millimetri a qualche centimetro. La scarsa matrice sabbiosa indica che i conglomerati sono di tipo *clast-supported*. Gli strati conglomeratici, da medi a spessi, presentano una gradazione inversa alla base, normale nella restante porzione; il tetto è troncato da superfici di erosione. La stratificazione spesso è evidenziata dalle variazioni granulometriche dei clasti. Frequentemente alla base degli strati si notano ciottoli allineati con l'asse maggiore (5-10 cm) disposto trasversalmente alla direzione del flusso. L'embriciatura è rara ed indica direzioni di scorrimento prevalenti verso ENE.

Nella parte medio-superiore del ciclo si intercalano strati lenticolari medio-spessi di sabbie torbiditiche, la cui frequenza aumenta verso l'alto, caratterizzati da sequenza di *Bouma* di tipo $T_{a/cd}$, T_{cd} . Talora sono presenti rari *flute casts* che confermano, insieme a pacchi di lamine incrociate, la direzione di scorrimento verso ENE. La successione è chiusa al tetto da un sottile livello di peliti laminate.



Fig. 20 -Particolare delle peliti laminate: Membro di Offida. Loc. Montegiorgio.

L'organizzazione interna del ciclo è caratterizzata da stratificazione incrociata concava; lateralmente verso NW e SE, cioè in direzione pressoché ortogonale all'asse del sistema canalizzato, il ciclo è caratterizzato dalla diminuzione di spessore e dalla variazione di litofacies che da conglomeratico-sabbiose passano a sabbie torbiditiche, con sequenze di *Bouma* di tipo $T_{a/cd}$, T_{bed} , e a peliti laminate, anch'esse organizzate in *trend* positivi. Normalmente la base dei cicli è di natura erosiva, per cui si ha spesso l'eliminazione completa delle peliti omogenee interposte tra i vari cicli.

Come nel sottostante *Membro del M.te dell'Ascensione*, la successione verso l'alto diviene più pelitica e i corpi in essa intercalati presentano spessori minori e granulometria più fine rispetto ai corpi basali.

Le associazioni microfaunistiche riscontrate alla base del membro in esame sono molto simili a quelle presenti nella porzione superiore dell'unità sottostante. Qui la forma più significativa è *Globorotalia inflata* (d'ORBIGNY) alla quale ben presto si associano *Bulimina elegans* d'ORBIGNY, *B. elegans marginata* FORNASINI, *B. sublimbata* PANIZZA, *Globigerina calabra* COLALONGO & SARTONI, *Neogloboquadrina pachyderma* (EHRENBERG) prevalentemente sinistrorsa. I suddetti elementi approssimano il limite Plio-Pleistocene che è stato individuato poco ad ovest dell'allineamento Mogliano-

Montegiorgio-Monte Vidon Combatte come confermato anche dalle analisi basate sul nannoplancton calcareo (comparsa di *Gephyrocapsa oceanica* s.l.; P. Lori, tesi inedita) e da indagini paleomagnetiche (ALBIANELLI *et al.*, 2003). Procedendo verso l'alto si nota la presenza di *Bulimina etnea* SEGUENZA, forma esclusivamente pleistocenica. L'età complessiva del membro si estende pertanto dal Gelasiano sommitale (porzione superiore della Biozona a *Globorotalia inflata*) al Santerniano (porzione inferiore della Biozona a *Globigerina cariacensis*).

In tutta la *Formazione delle Argille azzurre*, nell'ambito dei foraminiferi planctonici si possono rinvenire forme rielaborate del Cretacico (*Globigerinelloides* spp., *Hedbergella* spp., *Rotalipora* spp.), del Paleogene (*Morozovella* spp. e *Acarinina* spp.) e soprattutto del Miocene (*Paragloborotalia* spp., *Globoquadrina* spp., *Globigerina* spp., *Globorotalia* gr. *menardii* (PARKER, JONES & BRADY), *G. conomiozea* KENNETT).

L'età complessiva della *Formazione delle Argille azzurre* affiorante nel Foglio Montegiorgio si estende dallo Zancleano al Santerniano (dalla Biozona a *Globorotalia margaritae* alla Biozona a *Globigerina cariacensis* p.p.).

4. - SEQUENZE DEPOSIZIONALI

Nella successione marina messiniano-pleistocenica, presente nel Foglio Montegiorgio, sono state riconosciute varie superfici di discontinuità (Fig.1). Di norma queste vengono poste dai vari Autori in relazione agli effetti, talora concomitanti, della tettonica sinsedimentaria e delle variazioni eustatico-climatiche, anche se spesso è difficile valutare l'azione esercitata da ciascuno dei suddetti fattori. Nel *bacino marchigiano esterno*, di cui fa parte l'area in esame, sembra ragionevole attribuire un ruolo predominante alla tettonica. Infatti con il Messiniano medio-superiore inizia l'attività tettonica di tipo compressivo, legata alla strutturazione della catena appenninica, che ha prodotto, durante il riempimento dell'antistante bacino sedimentario, una serie di discordanze angolari associate spesso ad importanti lacune sedimentarie. Queste discontinuità, particolarmente evidenziate da superfici erosive in corrispondenza delle aree più rialzate (area di Smerillo-Monte S. Martino-Penna S. Giovanni-Loro Piceno), nelle aree più profonde si attenuano progressivamente fino a passare a superfici conformi (es. area nordoccidentale del Foglio). La più antica di queste superfici è presente al passaggio tra il *Membro postevaporitico* della *Formazione della Laga* e la *Formazione a colombacci* (Messiniano superiore); una seconda si trova alla base della

successione plio-pleistocenica, quando un regime di sedimentazione marina relativamente profonda (peliti plioceniche della base della *Formazione delle Argille azzurre*) fa seguito ad una sedimentazione di “lago-mare” (*Formazione a colombacci*). Le superfici di discontinuità che seguono verso l’alto si riscontrano all’interno della *Formazione delle Argille azzurre*. In particolare una terza discontinuità, marcata da una notevole *angular unconformity*, è ubicata alla base del *Membro dello Spungone* (Piacenziano basale), mentre la successiva si osserva alla base del *Membro del M.te dell’Ascensione* (Gelasiano inferiore); un’ulteriore superficie è quella che si rinviene alla base del *Membro di Offida* (Gelasiano superiore) ed infine la superficie più recente, che ricade poco ad est del Foglio Montegiorgio, è quella che separa i sedimenti dell’Emiliano (sommità della *Formazione delle Argille azzurre*) da quelli del Siciliano (*Formazione di Fermo*).

In aree più interne rispetto al Foglio in esame si riscontrano altre due superfici di discontinuità, presenti rispettivamente alla base dei sedimenti messiniani della *Formazione della Laga*, discordanti sulle sottostanti *Marne a Pteropodi*, e alla base del *Membro “evaporitico”* della *Formazione della Laga*, mentre in aree più esterne una ulteriore discontinuità si rinviene al tetto della *Formazione di Fermo*.

Le suddette superfici di discontinuità hanno consentito di suddividere la successione marina plio-pleistocenica del Foglio in studio nelle seguenti sequenze deposizionali, indicate per la maggior parte con le sigle usate da CREMONINI & RICCI LUCCHI (1982), da CANTALAMESSA *et al.* (1986a; 1986b; 1993) e da BIGI *et al.* (1996; 1997): M₂, M₃, P₁, P_{2a}, P_{2b}, Q_m (Figg. 1, 12). All’interno di esse sono stati individuati cicli marini di rango inferiore, spesso costituiti da gruppi di parasequenze, delimitati da discontinuità a carattere locale.

Tutte le sequenze suddette si riscontrano nell’area centro-settentrionale dove la registrazione sedimentaria è più completa; più a sud, dove si hanno lacune sedimentarie molto ampie, dovute in gran parte ad erosione subaerea, mancano le sequenze M₃ e P₁, mentre nell’estrema porzione nordoccidentale non è presente la sequenza M₃ (Fig. 6).

- Sequenza M₂

E’ costituita dai membri “*evaporitico*” e *postevaporitico* della *Formazione della Laga*, entrambi presenti parzialmente nell’area in esame, ed è riferibile al Messiniano medio-superiore. Il limite inferiore della sequenza non affiora; la superficie di discontinuità presente a tetto è evidenziata da una notevole discordanza e su di essa poggiano i sedimenti della *Formazione a colombacci*. Il contatto tra i depositi torbiditici della *Formazione della Laga* e quelli di “lago-mare” della *Formazione a colombacci* indica una sostanziale riorganizzazione

degli ambienti deposizionali. Questa superficie riveste un significato regionale e sulla sua origine la tettonica ha giocato un ruolo preponderante.

- Sequenza M_3

Corrisponde alla *Formazione a colombacci* ed è riferibile al Messiniano superiore. Essa è presente nella parte occidentale del Foglio dove segue in discordanza al *Membro postevaporitico* della *Formazione della Laga* (sequenza M_2). A tetto è limitata da una superficie di discontinuità sulla quale poggiano, sempre in discordanza, le peliti basali della *Formazione delle Argille azzurre* (sequenza P_1) e, nel settore meridionale, il *Membro dello Spungone* (base della sequenza P_{2a}) (Figg. 3,6).

- Sequenza P_1

E' rappresentata dalle peliti infraplioceniche che costituiscono la base della *Formazione delle Argille azzurre* (Figg. 3, 6, 12). Si rinviene nella porzione centro-settentrionale del Foglio dove poggia di norma sulla superficie di discontinuità posta al tetto della sottostante sequenza M_3 e localmente sui sedimenti piegati ed erosi della sequenza M_2 (estremità settentrionale). Al passaggio tra la sequenza M_3 e la sequenza in esame non si hanno marcate variazioni litologiche, mentre la discordanza angolare è ben accentuata. Tale discontinuità riveste un ampio significato come estensione areale, in quanto risulta legata ad un evento paleogeografico che ha interessato l'intero Mediterraneo. Per quanto riguarda il limite superiore della sequenza P_1 si hanno situazioni differenti. Nell'estrema porzione nord-occidentale, analogamente a quanto osservato nel contiguo Foglio Macerata, tale limite è rappresentato da una superficie conforme, in corrispondenza della quale non si notano apprezzabili variazioni litologiche. Tale superficie per le considerazioni in precedenza esposte, è stata individuata immediatamente al di sopra dell'orizzonte in cui le associazioni microfaunistiche riscontrate registrano un marcato cambiamento delle condizioni ambientali che da batiali diventano neritiche (parte sommitale della Biozona a *Globorotalia puncticulata*; Piacenziano basale). Più a sud, nell'area compresa tra Loro Piceno e Penna S. Giovanni, sulle peliti infraplioceniche poggia il corpo sabbioso-conglomeratico, di ambiente litorale, di Loro Piceno-Monte S. Martino-Montefalcone (*Membro dello Spungone*). Qui il contatto fra le sequenze P_1 e P_{2a} è segnato da una evidente *angular unconformity* e da una brusca variazione degli ambienti deposizionali, come si può dedurre dalla presenza di sedimenti pelitici profondi sottostanti a depositi di ambiente litorale. L'ampiezza della lacuna associata a tale limite va aumentando verso le aree di affioramento più meridionali dove raggiunge il valore massimo, estendendosi da parte della Biozona a

Globorotalia margaritae (Zancleaqno p.p.) alla base della Biozona a *Globorotalia* gr. *crassaformis* (Piacenziano basale).

- Sequenza P_{2a}

E' costituita dalla porzione della *Formazione delle Argille azzurre* compresa tra le due superfici di discontinuità di tipo erosivo presenti rispettivamente alla base del *Membro dello Spungone* ed alla base del *Membro del M.te dell'Ascensione* (Fig. 3, 6, 12). La prima superficie di discontinuità, la più evidente ed importante di tutta l'area in esame, è legata soprattutto alla strutturazione della catena appenninica responsabile dell'emersione della maggior parte dell'area del Foglio e della conseguente erosione dei sedimenti. Tale sequenza inizia con sabbie e sabbie ciottolose di spiaggia (base della trasgressione) che passano rapidamente a sedimenti prevalentemente pelitici di ambiente neritico e quindi epibatiale. Per quanto riguarda il limite inferiore della sequenza in esame si hanno da nord a sud situazioni differenti. Nelle aree centro-settentrionali essa poggia, in discordanza angolare, sulle peliti basali della *Formazione delle Argille azzurre*; tale limite è stato descritto per la sottostante sequenza P₁. Nelle aree meridionali del Foglio il *Membro dello Spungone* poggia direttamente sulla *Formazione a colombacci* e sul *Membro postevaporitico della Formazione della Laga*. Anche questo limite è marcato sia da una notevole discordanza angolare sia da una brusca variazione degli ambienti deposizionali (Fig. 14), rappresentati dapprima da sedimenti di "lago mare" o torbiditici e successivamente da depositi tipici di ambiente litorale. La lacuna associata è più ampia rispetto a quella riscontrata nell'area settentrionale, estendendosi dal Messiniano superiore p.p. (Biozona atipica) al Piacenziano inferiore (base della Biozona a *Globorotalia* gr. *crassaformis*). La superficie di erosione che costituisce il limite superiore, posta in corrispondenza della base del *Membro del M.te dell'Ascensione*, cade poco al di sopra del limite Piacenziano-Gelasiano, come emerge dai risultati degli studi biostratigrafici. La sequenza in esame è riferibile all'intervallo che si estende dal Piacenziano inferiore al Gelasiano inferiore p.p..

Come è stato già detto, alla base della sequenza in esame si rinviene un orizzonte caratterizzato dalla presenza di livelli sapropelitici. Questo costituisce un importante livello guida, essendo correlabile con altri livelli ricchi di sostanza organica segnalati nei contigui fogli di Macerata e Jesi, nell'area del teramano, nell'Appennino settentrionale e meridionale e in Sicilia (D'ONOFRIO & ROVERI, 1983; SORBINI, 1982; COLALONGO *et al.*, 1982; RIO *et al.*, 1997). Secondo i citati Autori tali livelli sapropelitici sono indicativi di importanti variazioni paleoceanografiche e paleoclimatiche a scala sovraregionale. Tuttavia, poiché nella nostra area la deposizione delle laminiti avviene in concomitanza di una importante fase tettonica, non si può escludere che alla

formazione dei *sapropels* abbiano contribuito, oltre al deterioramento climatico, anche le condizioni asfittiche che si instaurano con gli eventi regressivi legati alla tettonica in atto. Questa avrebbe formato soglie sottomarine (RICCI LUCCHI *et al.*, 1982; HOWELL *et al.*, 1988; 1990) tali da alterare la circolazione e creare condizioni di bacino poco ossigenato sul fondo (CANTALAMESSA *et al.*, 2002).

- Sequenza P_{2b}

Corrisponde al *Membro del M.te dell'Ascensione* compreso tra le due superfici di discontinuità di tipo erosivo presenti rispettivamente alla base del suddetto membro ed a quella del sovrastante *Membro di Offida* (Figg. 6, 12). La sequenza in esame è caratterizzata inizialmente da depositi torbidityci prevalentemente arenaceo-conglomeratici, cui seguono sedimenti pelitici di ambiente epibatiale. Come è stato già detto, immediatamente al di sotto dei principali corpi che costituiscono la base del *Membro del M.te dell'Ascensione* (Montelparo, S.Vittoria in Matenano) è stata costantemente riscontrata la comparsa di *Bulimina marginata*, mentre poco sopra i medesimi è stato rinvenuto il bio-orizzonte a *Globorotalia gr. inflata*. Questi dati permettono di riferire al Gelasiano inferiore i suddetti corpi e di correlarli con la porzione medio-superiore del corpo del M.te dell'Ascensione, che affiora in aree più meridionali rispetto al Foglio Montegiorgio. Indagini paleomagnetiche hanno messo in evidenza nella porzione inferiore del suddetto corpo l'inversione paleomagnetica Gauss-Matuyama, che come è noto approssima il limite Piacenziano/Gelasiano (ALBIANELLI *et al.*, 1997). Tale evento paleomagnetico secondo vari Autori si verifica in concomitanza di un importante deterioramento climatico (RAYMO *et al.*, 1989). La messa in posto di tutti i predetti corpi, pertanto, è da porre in relazione ad un'abbondante produzione di detrito, collegata sia a momenti d'intensa attività tettonica nella retrostante catena appenninica (anche in concomitanza con periodi di *lowstand* del livello marino), sia a periodi freddi, durante i quali la ridotta copertura vegetale esponeva maggiormente il suolo all'azione degli agenti atmosferici.

Il limite superiore della sequenza in esame, sulla base dei risultati biostratigrafici, cade all'interno della Biozona a *Globorotalia inflata*. Essa pertanto è riferibile al Gelasiano p.p. (porzione superiore della Biozona a *Globorotalia gr. crassaformis* e parte della Biozona a *Globorotalia inflata*).

- Sequenza Q_m

Corrisponde al *Membro di Offida* ed è delimitata da due superfici di discontinuità, con evidente carattere erosivo, di cui l'inferiore la separa dal *Membro del M.te dell'Ascensione* e la superiore, correlabile con la regressione emiliana di RUGGIERI 1980, la pone al contatto con la *Formazione di Fermo* (sequenza Q_{m1}). CREMONINI & RICCI LUCCHI (1982) interpretano la

prima discontinuità come l'effetto di un importante sollevamento dell'Appennino. Sempre secondo tali Autori i sedimenti torbiditici che poggiano su di essa farebbero escludere una emersione e la superficie erosiva sarebbe stata prodotta dai flussi durante la loro messa in posto.

La sequenza in esame è rappresentata inizialmente dai sedimenti grossolani che costituiscono la base del *Membro di Offida*; ad essi seguono depositi prevalentemente pelitici, in cui sono intercalati singoli orizzonti torbiditici di spessore limitato e di granulometria più fine rispetto ai corpi basali. La sequenza è presente soltanto parzialmente, in quanto il limite superiore cade immediatamente ad est del Foglio.

Le caratteristiche complessive delle associazioni microfaunistiche rinvenute nei termini più alti della successione del Foglio Montegiorgio, in precedenza descritte, consentono di riferire tale sequenza al Gelasiano sommitale-Santerniano (porzione superiore della Biozona a *Globorotalia inflata* e parte inferiore della Biozona a *Globigerina cariacensis*).

5. - DEPOSITI CONTINENTALI

La cartografia dei depositi continentali dell'area del Foglio Montegiorgio, prevalentemente rappresentati da depositi alluvionali terrazzati, deriva dalle osservazioni puntuali degli affioramenti e da indagini mediante foto aeree. In questi depositi sono stati riconosciuti i seguenti sintemi:

5.1. - *Sintema del Fiume Musone (MUS)* (Olocene)

Lungo i principali assi vallivi, ed in particolare lungo il Fiume Tenna, sono presenti depositi alluvionali di notevole estensione laterale con spessori che possono raggiungere talvolta i 10m. Questi depositi costituiscono l'insieme dei "terrazzi minori" riferiti in letteratura al 4° ordine. Sono costituiti da lenti e livelli ciottolosi sciolti e con alternanze di lenti e livelli sabbiosi, siltosi o argilloso-sabbiosi, che diventano particolarmente abbondanti nella porzione superiore dell'unità. Questi ultimi materiali costituiscono episodi recenti di alluvionamento. La stratificazione dei corpi ghiaiosi risulta localmente piano parallela (barre), e generalmente incrociata concava a basso angolo (migrazione laterale di barre e di piccoli canali). Verso l'alto invece, dove prevalgono i depositi fini è prevalentemente planare. Il tetto dell'unità si rinviene ad altezze variabili fino a 3m sulle alluvioni recenti o attuali che si presentano francamente grossolane. La morfologia è caratterizzata da diverse scarpate di erosione legate verosimilmente a fasi di incisione che precedono la massiccia sedimentazione avvenuta a partire dall'epoca romana (BIONDI & COLTORTI, 1982). Nella parte

più occidentale del foglio tale unità è estremamente ridotta all'interno di strette vallecole.

Nei pressi di Servigliano, in corrispondenza della cava di San Gualtiero, lo spessore di questa unità è di circa 7-8 m, con canali che incidono quella del Pleistocene superiore, e che raggiungono anche profondità di 10 m ed oltre. All'interno di questi canali, la cui base è costituita da sedimenti prevalentemente fini, sono stati rinvenuti carboni, datati 7,620+-80 yr B.P.; 3,570+-70 yr B.P., e resti ceramici dell'Età del Bronzo. Queste età permettono di ipotizzare che l'incisione fluviale dei depositi del Pleistocene superiore si sia realizzata tra la fine del tardiglaciale e 8,000 anni B.P. Da qui parte la deposizione dell'unità olocenica (CILLA *et al.*, 1996).

5.2. - *Sintema di Matelica (MTI)* (Pleistocene superiore).

Comprende le alluvioni terrazzate del 3° ordine tradizionale attribuito dai diversi autori al Pleistocene superiore finale. Questi sedimenti, si presentano particolarmente sviluppati in sinistra idrografica del Tesino, e del Tenna a valle di Servigliano; mentre verso monte sono presenti anche nell'area di destra. Nel Torrente Fiastra e nell'Ete Morto sono confinati in una valle più stretta sviluppandosi ovunque. I materiali ghiaiosi che lo costituiscono si presentano massivi o a stratificazione incrociata, e sono spesso accompagnati da abbondante matrice sabbioso-siltosa e piccole lenti ocracee siltoso-argillose. Le ghiaie sono poligeniche, in prevalenza calcaree, eterometriche, da finissime a medie, raramente grossolane, con diametro massimo di 10cm. Le strutture sedimentarie registrate in questi depositi indicano una sedimentazione fluviale a barre, longitudinali e trasversali, dove i numerosi canali poco estesi e profondi sono indicativi di ambienti a regime anastomizzato.

Le altezze sul talweg variano dai 10 ai 15m, lo spessore è molto variabile ma non supera mai i 15m. Questi depositi vengono talora incisi lateralmente, come in sinistra del Tenna, da torrenti che scaricano successivamente i loro materiali, prevalentemente sabbioso-siltosi, sul sintema sottostante. In altri casi invece, come per il Fiastra e il Tesino, vengono sormontati da piccoli apparati di conoide.

5.3. - *Supersintema di Colle Ulivo-Colonia Montani (AC)* (Pleistocene medio finale)

Ne fanno parte le alluvioni terrazzate di 1° ordine (Ripe S.Ginesio, Colmurano) che sono prevalentemente ghiaiose, con matrice prevalentemente sabbioso-limosa e con lenti sabbioso-siltose. Le ghiaie sono poligeniche, eterometriche con ciottoli che non superano i 10-12cm. I clasti di dimensioni maggiori sono in genere ben arrotondati. L'aspetto d'insieme tessiturale e compositivo è tipico delle conoidi pedemontane. Laddove esistono superfici di terrazzamento "multiple", l'attribuzione dei depositi al giusto ciclo/sequenza

principale presenta delle difficoltà ; tuttavia ci sembra ragionevole attribuire, nella maggioranza dei casi, le superfici suddette a questo supersintema. Lo spessore dei depositi è difficilmente stimabile, tuttavia raramente supera i 20m.

In analoga posizione stratigrafica, anche se i loro rapporti sono di difficile interpretazione, si rinvengono, in strette zone dell'area investigata, estese e potenti sequenze di "materiali eluvio-colluviali antichi" ("*glacis*"), in lembi più o meno isolati e presenti nella maggior parte dei casi sugli spartiacque. Questi depositi sono caratterizzati da sabbie limose e limi sabbiosi fini giallastri, massivi, privi di strutture al loro interno, con presenza di concrezioni calcaree centimetriche messi in posto lungo versanti con morfologie molto meno articolate delle attuali.

5.4. - *Sintema di Urbisaglia (URS)* (Pleistocene medio inferiore)

Comprende le alluvioni terrazzate di 2° ordine, come da letteratura, e nell'area in esame i lembi più estesi si rinvengono lungo i fiumi Fiastra, Ete Morto e Tenna ed i loro principali affluenti. Generalmente gli spessori di questi depositi variano dai 25 ai 30m, mentre le quote sul fondovalle sono comprese tra i 50 e 60m. Il contatto con il sottostante substrato è quasi sempre regolare. Si tratta di materiali francamente ghiaiosi con matrice sabbioso-limosa e rare intercalazioni argilloso-limose. Le ghiaie sono poligeniche, eterometriche con ciottoli da fini a 10-12cm. Quelli più grandi sono in genere ben arrotondati, quelli più piccoli sono piatti ed imbriciati. La stratificazione è generalmente incrociata (fiumi Fiastra e Ete Morto). La scarpata che separa il subsintema in parola dalle alluvioni più recenti è netta e spesso supera i 15 m.

Al tetto del supersintema si rinvengono a luoghi relitti di un paleosuolo rossastro decarbonatato, a testimonianza di climi caldi interglaciali.

VI - PETROLOGIA DELLE ARENITI

Lo studio petrografico delle areniti del Foglio 314 Montegiorgio 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 al.*, 1984; ZUFFA, 1985) al fine di descrivere i costituenti fondamentali dello scheletro e degli interstizi.

Costituenti fondamentali dello scheletro

Quarzo, K-feldspati e plagioclasti 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.

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 rinvencono 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 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 metamorfite 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.

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 rinvencono 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.

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 areniti 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 modalì dello scheletro delle areniti sono riassunti nella Fig. 21.

Sono state campionate le arenarie della *Formazione della Laga* (*Membro "evaporitico"* e *Membro postevaporitico*) e quelle della *Formazione delle Argille azzurre* (*Membro dello Spungone*, *Membro del M.te dell'Ascensione* e *Membro di Offida*). Per quanto riguarda la prima delle due formazioni, l'analisi

della frazione terrigena dell'ossatura ha permesso di riconoscere due fondamentali popolazioni (*petrofacies*) che caratterizzano il *Membro "evaporitico"* ed il *Membro postevaporitico*.

FOGLIO 314 MONTEGIORGIO

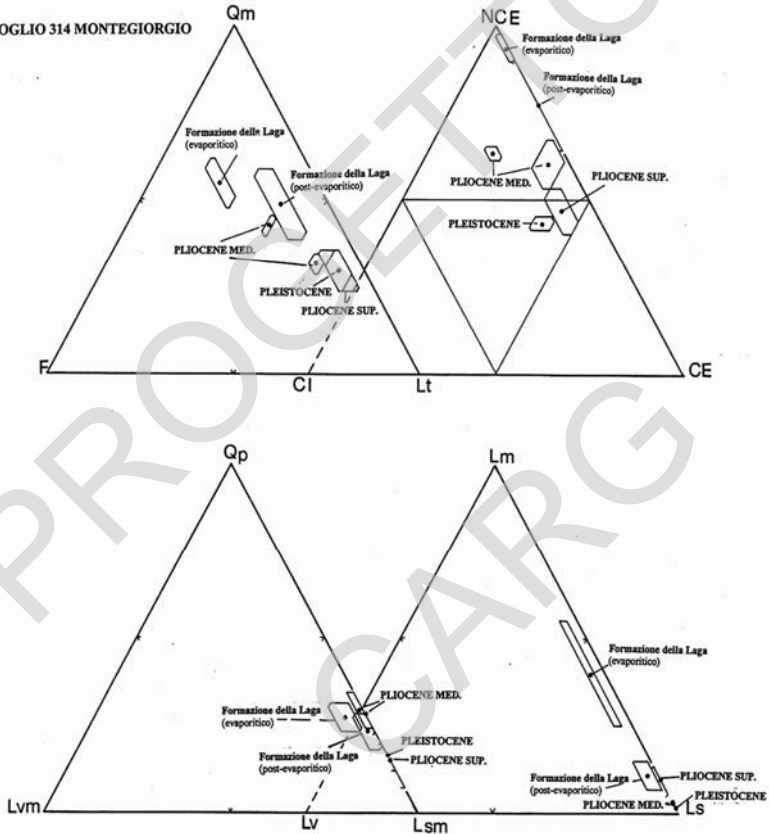


Fig.21 - *Composizione delle arenite della Formazione della Laga (membri "evaporitico" e post-evaporitico), e delle successioni del Pliocene medio, superiore e del Pleistocene. Diagrammi NCE (granuli nonocarbonatici extrabacinali) CE (granuli carbonatici extrabacinali) CI (granuli carbonatici intrabacinali), 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).*

Formazione della Laga (Membro “evaporitico”). Le arenarie sono caratterizzate da una composizione quarzoso-feldspatica ($Qm_{55\pm7}F_{26\pm2}Lt_{19\pm6}$). La popolazione feldspatica presenta un rapporto medio di $P/F=0,57\pm0,08$. I frammenti litici afanitici, subordinati, hanno dominante componente mista sedimentaria e metasedimentaria ($Lm_{40\pm15}Lv_{4\pm1}Ls_{56\pm16}$). I litici sedimentari prevalenti sono rappresentati da calcari micritici e microspatitici, meno diffuse argilliti e selce impura, quelli metasedimentari da scisti. I litici vulcanici sono rappresentati da granuli di vulcaniti molto alterate a tessitura intersertale, e da vulcaniti felsitiche. Si segnalano inoltre tracce di detrito di natura ofioliticlastica (serpentiniti massive, serpentinoscisti; Fig. 22). La componente non-carbonatica extrabacinale (NCE; ZUFFA, 1980; 1985) prevale sulle componenti carbonatica-extrabacinale (CE) e carbonatica intrabacinale (CI), con ricalcolo della moda detritica pari a $NCE_{93\pm4}CE_{6\pm4}CI_{1\pm1}$. I granuli faneritici sono rappresentati da frammenti di rocce metamorfiche (gneissiche) e plutoniche.



Fig.22 -Frammento di serpentinoscisto nelle arenarie del Membro “evaporitico” della Formazione della Laga.

Granuli monomineralici di granato, epidoto, tormalina e granuli opachi si rinvenivano in tracce in tutti i campioni di questa *petrofacies*.

I costituenti fondamentali degli interstizi sono rappresentati primariamente da cemento carbonatico di precipitazione in pori e/o plaghe, e da cemento carbonatico di sostituzione pervasiva di granuli quarzoso-feldspatici dello scheletro. Tale componente varia dal 23,0% al 15,8% rispetto al totale della composizione modale d'insieme. La matrice è costituita da matrice silicoclastica (ortomatrice di DICKINSON, 1970), in quantità subordinate rispetto al cemento (3,9%-8,9%). Si osserva infine anche la deposizione di matrice carbonatica (micrite di FOLK, 1974).

Formazione della Laga (Membro postevaporitico). Le mode detritiche sono state raggruppate in un'unica *petrofacies* quarzolitica, la cui composizione media è pari a $Qm_{49\pm 10}F_{13\pm 3}Lt_{38\pm 11}$. I granuli quarzoso-feldspatici ricorrono in quantità media pari a $Qm_{79\pm 4}K_{10\pm 4}P_{11\pm 1}$ ed i rapporti relativi di abbondanza tra feldspati indicano pari quantità di plagioclasio e K-feldspato (valore medio di $P/F = 0.55 \pm 0.09$). La popolazione litica afanitica ($Lm_{11\pm 4}Lv_{3\pm 2}Ls_{86\pm 6}$ e $Qp_{23\pm 5}Lvm_{2\pm 1}Lsm_{75\pm 6}$) è dominata da detrito di natura sedimentaria rappresentato prevalentemente da clasti carbonatici extrabacinali (calcarei micritici e biomicritici). Il detrito faneritico, rappresentato da frammenti di rocce metamorfiche (gneissiche) e plutoniche, è meno abbondante rispetto alle arenarie del *membro "evaporitico"*.

Il carattere petrologico importante di questa *petrofacies*, nella località campionata, è il progressivo aumento dei frammenti carbonatici extrabacinali rispetto alle arenarie del *membro "evaporitico"*. Inoltre si osserva una maggiore diffusione tra i componenti extrabacinali dello scheletro di una diffusione di granuli di selce. I caratteri dei costituenti fondamentali degli interstizi restano per lo più invariati rispetto alla *petrofacies* sottostante.

Formazione delle Argille azzurre (Membro dello Spungone). I campioni PG1, PG2 e VT1, prelevati nei pressi di Penna S. Giovanni e lungo la strada Amandola-Servigliano, costituiscono la base del membro in esame. Questa *petrofacies* è simile nei caratteri petrologici d'insieme (scheletro ed interstizi) alla *petrofacies* del *membro postevaporitico* della *Formazione della Laga*. Le arenarie sono classificabili come quarzolitiche ($Qm_{43\pm 3}F_{19\pm 3}Lt_{38\pm 1}$), sedimentoclastiche ($Lm_{10\pm 3}Lv_{0\pm 0}Ls_{90\pm 3}$ e $Qp_{29\pm 5}Lvm_{1\pm 1}Lsm_{70\pm 6}$). Per questa *petrofacies* aumenta sensibilmente la componente carbonatica intrabacinale ($NCE_{63\pm 2}CE_{18\pm 2}CI_{19\pm 3}$) rappresentata da bioclasti (essenzialmente foraminiferi) rispetto alle arenarie della *Formazione della Laga*. Viceversa diminuiscono sensibilmente i frammenti faneritici di natura metamorfica e plutonica.

I costituenti fondamentali degli interstizi sono rappresentati primariamente da cemento carbonatico di precipitazione in pori e/o plaghe, e da cemento carbonatico di sostituzione pervasiva di granuli quarzoso-feldspatici dello scheletro. Tale componente varia dal 15,8% al 35,8% rispetto al totale della composizione modale d'insieme. La matrice è costituita da micrite (da 2,2% a 0,5%).

Formazione delle Argille azzurre (Membro del M.te dell'Ascensione). Il campione SVM1 è stato prelevato nei pressi di S. Vittoria in Matenano, mentre i campioni ELP1 e ELP2 provengono dalla località di Montelparo. Essi definiscono una *petrofacies* litica ($Qm_{32\pm3}F_{12\pm2}Lt_{56\pm2}$) sedimentoclastica ($Lm_{2\pm1}Lv_{0\pm0}Ls_{98\pm2}$ e $Qp_{28\pm3}Lvm_{0\pm0}Lsm_{72\pm3}$). La popolazione dei granuli litici sedimentari è dominata calcari micritici e biomicritici, e da selce impura (Fig. 23). Rispetto alle arenarie del membro sottostante, questa *petrofacies* registra un incremento degli apporti carbonatici extrabacinali. I costituenti fondamentali degli interstizi sono rappresentati da cemento carbonatico di precipitazione in pori e/o plaghe, e da cemento carbonatico di sostituzione pervasiva di granuli quarzoso-feldspatici dello scheletro. Tale componente varia dal 25,0% al 36,6% sul totale della composizione modale d'insieme. La matrice è costituita da tracce di micrite e/o matrice silicoclastica (da 0,4% a 2,0%).

Dalla porzione sommitale del membro in esame provengono i campioni PS1, PS2, PS3, PS5 e PS6. Si tratta di campioni a tessitura sabbiosa non litificata. Tali sabbie sono litiche ($Qm_{30\pm6}F_{7\pm3}Lt_{63\pm8}$) sedimentoclastiche ($Lm_{3\pm1}Lv_{0\pm0}Ls_{97\pm1}$ e $Qp_{14\pm8}Lvm_{0\pm0}Lsm_{86\pm8}$). I campioni basali sono costituiti da calciliti pure (PS1), quelli mediani da areniti ibride (PS2 e PS3), quelli sommitali evolvono verso termini a componente non-carbonatica extrabacinale crescente (PS5 e PS6). La componente detritica è costituita da abbondanti frammenti carbonatici extrabacinali, da selce e radiolariti, da serpentinoscisti e da granuli feldspatici, quarzosi e frammenti metamorfici (Fig. 24).

Formazione delle Argille azzurre (Membro di Offida). I campioni arenitici PS9, PS10 e PS8 sono stati prelevati nei pressi da Monte Giberto. Essi definiscono una *petrofacies* litica ($Qm_{30\pm6}F_{7\pm3}Lt_{63\pm4}$) e sono classificabili come areniti ibride (ZUFFA, 1980) ($NCE_{43\pm2}CE_{41\pm3}CI_{16\pm4}$). I carbonati extrabacinali sono rappresentati da calcari micritici, biomicritici e microspartitici e da un contributo notevole di calcite monocristallina. Tali areniti non presentano fenomeni di cementazione ed il costituente fondamentale degli interstizi è rappresentato da scarsa matrice sia silicoclastica (0,3%-4,6%) che carbonatica (0,3%-3,6%).

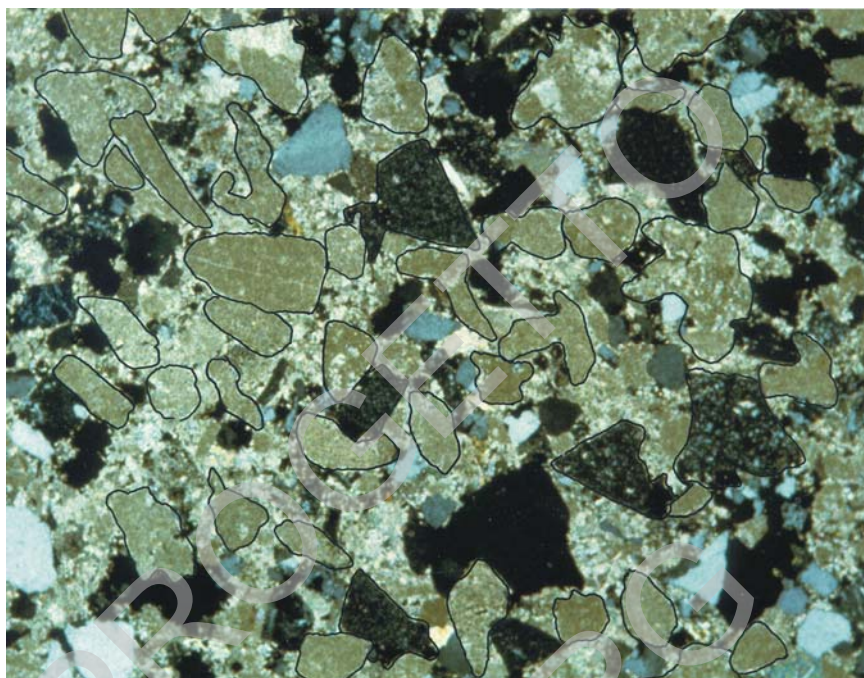


Fig.23 - Abbondanti granuli carbonatici extrabacinali e subordinati granuli di selci e radiolari, quarzo e feldspati nelle areniti del Membro dello Spungone della Formazione delle Argille Azzurre.

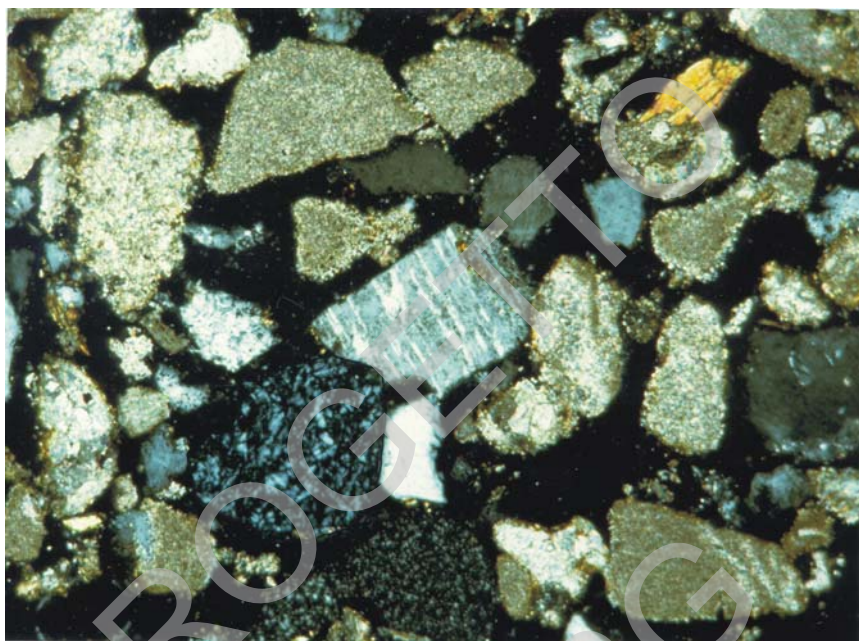


Fig.24 - Arenite non cementata del Membro del M.te dell'Ascensione della Formazione delle Argille azzurre.

VII - ANALISI DIFFRATTOMETRICHE E CALCIMETRICHE DELLE ARENITI E DELLE PELITI

Durante il lavoro di campagna sono stati prelevati 17 campioni: 9 nell'ambito della *Formazione della Laga*, i rimanenti in corrispondenza della *Formazione delle Argille azzurre*.

Per una loro puntuale caratterizzazione mineralogica sono state effettuate determinazioni calcimetriche assolute, tramite metodo gas-volumetrico, e indagini diffrattometriche; le prime hanno permesso di ottenere una stima quantitativa espressa in percentuali assolute, le seconde una stima sia qualitativa (riconoscimento dei minerali presenti) che semiquantitativa (percentuali relative delle varie specie mineralogiche). In particolare per quanto riguarda la caratterizzazione mineralogica di tipo semiquantitativo, essa ha interessato, per ciascun campione esaminato, sia i componenti fondamentali della composizione mineralogica principale (CMP) sia i singoli minerali argillosi nell'ambito del complesso argilloso. Per ciascuna specie mineralogica sono stati ottenuti dei valori sulla base del calcolo delle aree dei picchi, individuati sui tracciati diffrattometrici, in funzione del potere riflettente. Mettendo a confronto, per uno stesso minerale, tali valori, si è potuto nei vari campioni valutare la specifica percentuale relativa, attribuendo valore 100 al campione a maggior contenuto di quella specie mineralogica.

Le analisi riguardanti la *Formazione della Laga* hanno interessato i litotipi argillosi del *Membro preevaporitico* (APRG 1, 2, 3), del *Membro evaporitico* (AAE 1,2,3) e del *Membro postevaporitico* (ARPE 1, 2, 3).

Lo studio effettuato sui depositi della *Formazione delle Argille azzurre* ha interessato sia litotipi argillosi (ASVP 1; ARTA 1; ARGC 1) che sabbiosi (MFS 1, 2; SMSV 1; SRTA 1; SACA 1).

Sulle argille sono stati eseguiti tutti i tipi di analisi precedentemente descritti (Fig. 25 e 26), sulle sabbie sono state eseguite indagini diffrattometriche che hanno consentito di ottenere le stime qualitative e semiquantitative della composizione mineralogica principale (Fig. 27) e le stime calcimetriche assolute.

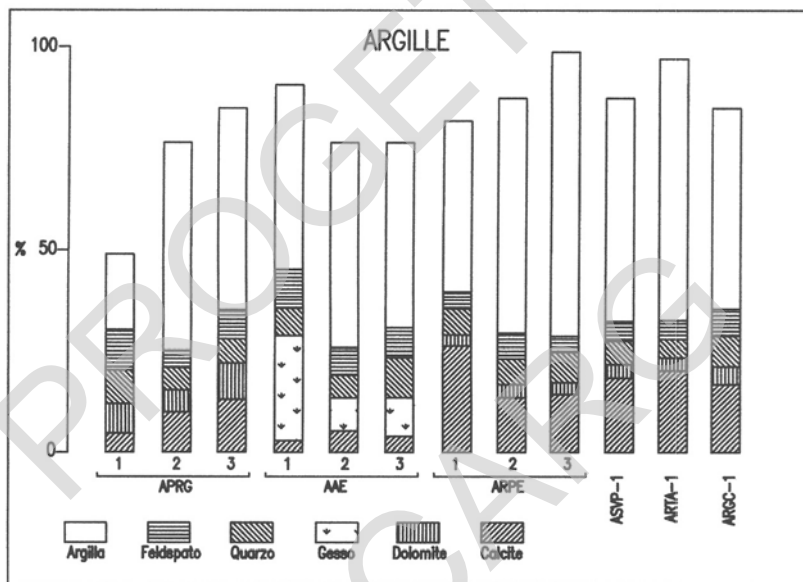


Fig. 25 – *Composizione mineralogica principale delle argille.*

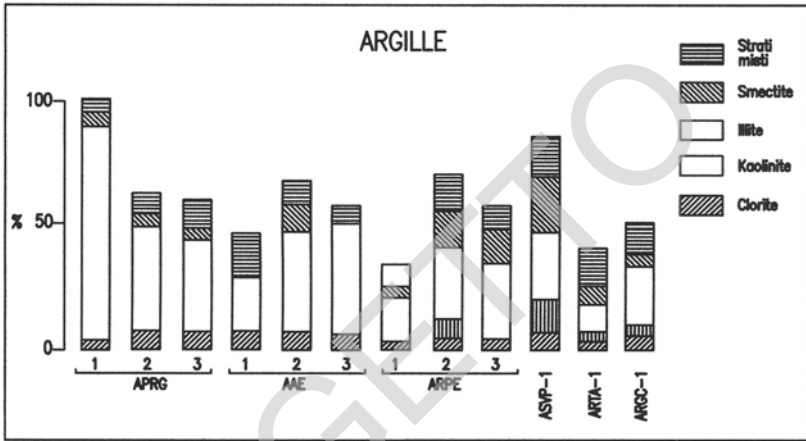


Fig. 26 – Percentuali relative dei singoli minerali argillosi.

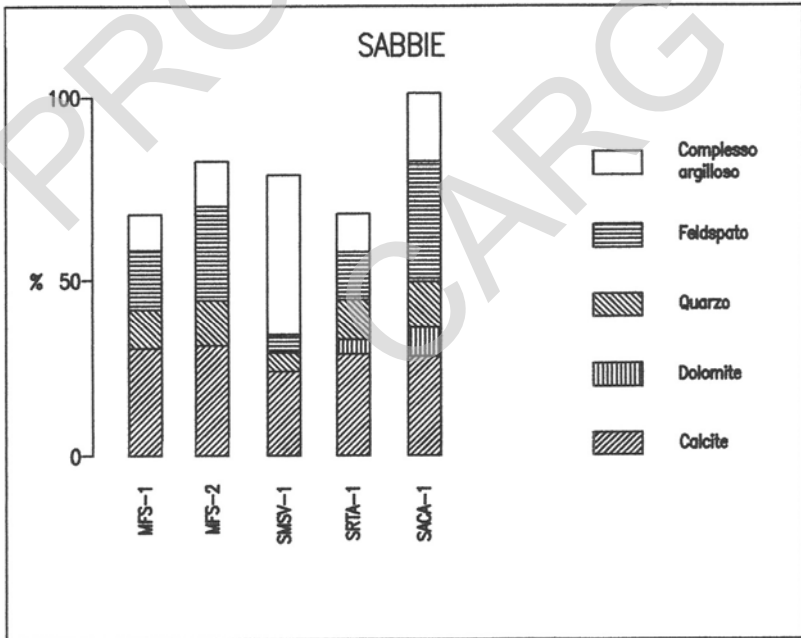


Fig. 27 – Composizione mineralogica principale delle sabbie.

Vengono qui di seguito riportati sia i risultati di tipo qualitativo e semiquantitativo, ottenuti sulla base dell'indagine diffrattometrica, sia quelli di tipo quantitativo emersi dalle analisi calcimetriche.

Analisi diffrattometriche

Composizione mineralogica principale

Campioni	Percentuali (%)					
	Calcite	Dolomite	Quarzo	Feldspati	Complesso argilloso	Gesso
APRG 1	10	15	18	20	37	0
APRG 2	13	7	8	5	67	0
APRG 3	15	11	7	8	59	0
AAE 1	2	0	8	11	49	30
AAE 2	7	0	8	9	65	11
AAE 3	5	0	13	10	59	13
ARPE 1	33	3	8	5	51	0
ARPE 2	17	3	8	5	67	0
ARPE 3	16	2	8	3	71	0
ASVP 1	22	3	7	5	63	0
ARTA 1	22	2	5	4	67	0
ARGC 1	20	5	9	8	58	0
MFS 1	46	0	16	23	15	0
MFS 2	38	0	16	32	14	0
SMSV 1	30	0	7	6	57	0
SRTA 1	42	6	16	20	16	0
SACA 1	27	8	13	33	19	0

Percentuali relative dei singoli minerali argillosi

Campioni	Percentuali (%)				
	Clorite	Smectite	Illite	Kaolinite	Strati misti
APRG 1	3	6	87	0	4
APRG 2	12	8	68	0	12
APRG 3	12	6	63	0	19
AAE 1	15	0	50	0	35
AAE 2	12	16	59	0	13
AAE 3	12	0	78	0	10
ARPE 1	10	12	54	0	24
ARPE 2	7	20	41	11	21
ARPE 3	7	24	54	0	15
ASVP 1	8	26	33	15	18
ARTA 1	8	19	31	8	34
ARGC 1	10	10	50	9	21

Calci metriche

Campioni CaCO ₃	Percentuale
APRG 1	15
APRG 2	17
APRG 3	20
AAE 1	39
AAE 2	15
AAE 3	11
ARPE 1	39
ARPE 2	23
ARPE 3	21
ASVP 1	34
ARTA 1	42
ARGC 1	29
MFS 1	35
MFS 2	46
SMSV 1	43
SRTA 1	44
SACA 1	29

Sintesi dei dati ottenuti

Il confronto diretto tra i risultati ottenuti dalle analisi diffrattometriche e calcimetriche effettuate sui litotipi argillosi (*Formazione della Laga*) e pelitici e sabbiosi (*Formazione delle Argille azzurre*) ha permesso le considerazioni di seguito riportate.

- *Analisi sulla composizione mineralogica principale (percentuali relative)*

Il complesso argilloso è qualitativamente pressoché identico (tra i depositi dei due bacini di appartenenza). Tale similitudine (tra i fillosilicati del *Membro preevaporitico* della *Formazione della Laga*, *bacino della Laga*, e le argille della *Formazione delle Argille azzurre, bacino periadriatico*) si riscontra anche a livello semiquantitativo (percentuali relative dei singoli componenti mineralogici).

Le sabbie della *Formazione delle Argille azzurre* non contengono gesso (caratteristico e peculiare invece dei depositi del *Membro "evaporitico"* della *Formazione della Laga*) e presentano, rispetto ai litotipi argillosi dello stesso ciclo, un più elevato contenuto in carbonato di calcio.

- *Analisi sulle singole specie mineralogiche argillose (componenti del complesso argilloso).*

Per i depositi silicoclastici della *Formazione della Laga* la clorite assume valori praticamente omogenei nell'ambito dei tre membri che costituiscono tale formazione; una più significativa partecipazione mineralogica si verifica per la componente smectitica in corrispondenza del *Membro preevaporitico*; l'illite è decisamente superiore, sempre in termini di percentuale relativa, nei membri *preevaporitico* ed *evaporitico*; gli strati-misti (principalmente del tipo illite-montmorillonite) sono sempre presenti assumendo valori pressoché costanti; la caolinite è praticamente assente.

Per i sedimenti della *Formazione delle Argille azzurre*, dai dati appena sintetizzati, si nota un arricchimento caolinitico (sempre in confronto coi risultati ottenuti per i sedimenti della *Formazione della Laga*), mentre la componente smectitica, valutata anch'essa in percentuale relativa, non si discosta molto da quanto emerso per i depositi della *Formazione della Laga*; gli strati-misti, infine, presentano, per i litotipi della *Formazione delle Argille*

azzurre, valori dello stesso ordine di grandezza di quelli registrati per i membri “*evaporitico*” e *postevaporitico* della *Formazione della Laga*.

- *Analisi quantitativa calcimetrica (percentuali assolute)*

I litotipi fillosilicatici come pure i depositi sabbiosi della *Formazione delle Argille azzurre* risultano avere, messi a confronto con quelli campionati nel *bacino della Laga*, percentuali decisamente superiori di carbonato di calcio.

Nell’ambito di ciascuno dei due bacini presi in esame (*bacino della Laga* e *bacino periadriatico*) i risultati assoluti ottenuti sulla percentuale in carbonato di calcio e i corrispondenti risultati relativi, ricavati dalle rispettive analisi (analisi quantitativa-calcimetrica e semiquantitativa-diffrattometrica), hanno evidenziato un’elevata similitudine delle curve di estrapolazione, ciò a conferma di una buona affidabilità sulla metodologia seguita e sui risultati ottenuti per la caratterizzazione mineralogica dei campioni esaminati.

VIII - TETTONICA

Dal punto di vista strutturale si distinguono, all'interno del Foglio, due aree principali. L'area posta ad oriente degli abitati di Loro Piceno, Penna San Giovanni, Monte S. Martino e Smerillo è caratterizzata da una generale struttura monoclinale, con immersione verso ENE dei depositi della *Formazione delle Argille azzurre*. Il settore occidentale è invece caratterizzato dall'affioramento dei termini della *Formazione della Laga*, della *Formazione a colombacci* e della porzione basale, prevalentemente argillosa, della *Formazione delle Argille azzurre* e presenta un assetto strutturale più articolato.

La parte più meridionale dell'area occidentale è ubicata all'interno di un'ampia struttura sinclinalica interposta tra la terminazione periclinale settentrionale dell'anticlinale di Acquasanta, ad est, ed il *thrust* dei Sibillini ad ovest. Tale area è caratterizzata da una struttura sinforme (S. Cristoforo-C. Milani) con immersione assiale verso NNW e fianchi che raggiungono inclinazioni massime di 65° (fianco ovest, località C. Pansadoro) e 40° (fianco orientale, località C. Bellini). Tale sinforme si trova a letto di due sovrascorrimenti a vergenza opposta (struttura triangolare). Quello occidentale, ubicato lungo la valle del Fosso Carognetto, produce l'accavallamento verso NE di un'*Associazione arenaceo-pelitica* su una porzione *pelitico-arenacea* della *Formazione della Laga*. I depositi arenacei posti a tetto del sovrascorrimento sono subverticali sino a rovesciati. All'interno di essi sono inoltre osservabili faglie minori con rigetti decimetrici. Tali faglie, a basso angolo e con rigetti inversi rispetto alla stratificazione, appaiono essere tiltate passivamente all'interno delle strutture plicative; ciò suggerisce una loro genesi precoce durante le prime fasi della deformazione contrazionale (*layer-parallel*

shortening iniziale). La faglia inversa maggiore posta ad oriente della zona triangolare (S. Cristoforo-C. Milani) è costituita da un *backthrust* a vergenza sudoccidentale che mostra un rigetto inverso di circa 400 m. A tetto di tale faglia è presente una struttura antiforme (anticlinale di Monte Rotto), a vergenza sudoccidentale e con fianco occidentale molto inclinato, che coinvolge l'*Associazione arenaceo-pelitica* affiorante nella porzione sudorientale dell'area di Buzzaccheri. La zona di cerniera di tale anticlinale è esposta presso la confluenza tra il Fosso Margato ed il F. Tennacola, mentre negli affioramenti di Pedagnano e C. Carassai sono visibili pieghe parassite con asimmetria a "Z" (guardando in direzione sud) relative al fianco orientale (moderatamente inclinato) della piega maggiore.

La parte più settentrionale del settore occidentale del Foglio è compresa nelle sezioni di Ripe San Ginesio e di Urbisaglia. L'area di San Ginesio, ad ovest del T. Fiastra, è caratterizzata da un sistema a *thrust* pellicolare (con scollamento ubicato alla base della *Formazione della Laga*), simile a quello rilevato nella sezione Buzzaccheri, compartimentalizzato da faglie "di strappo" (*tear faults*) associate ai sovrascorrimenti. Il settore di San Ginesio-Cardarello (Fig. 28) è caratterizzato da una struttura anticlinale ubicata a tetto di un sovrascorrimento a vergenza ENE. Il fianco interno (*backlimb*) dell'antiforme è ribassato verso WSW da una faglia normale ad andamento NNW-SSE, mentre il fianco orientale è rovesciato e molto inclinato. In corrispondenza di quest'ultimo è possibile osservare faglie sinsedimentarie minori, con rigetti decimetrici, distensive rispetto alla stratificazione, tiltate passivamente all'interno delle strutture plicative. Tali faglie rappresentano faglie normali *pre-thrusting*, ad andamento NW-SE, attive durante la deposizione della *Formazione della Laga* (Fig. 29). Il settore di San Ginesio-Cardarello è delimitato verso nord da una *tear fault* ubicata lungo il Fosso dell'Inferno, a nord della quale la struttura maggiore è costituita da un'anticlinale "a scatola" (*box fold*), con lunghezza d'onda di circa 3 km, il cui nucleo è esposto in località C. Gatti. In quest'ultima località si osservano una sinclinale e un'anticlinale (anch'essa con geometria di *box fold*) con lunghezza d'onda decametrica, le quali fanno parte di una serie di pieghe parassite associate alla piega maggiore. Un'ulteriore *tear fault* orientata circa E-W separa questo settore da quello adiacente a nord. Quest'ultimo (località C. Formica-C. Piersanti) è dominato anch'esso da una piega antiforme a scatola, con lunghezza d'onda chilometrica, al nucleo della quale affiora un'*Associazione pelitica* con intercalato il *livello vulcanoderivato* della *Formazione della Laga*; i due piani assiali coniugati di tale struttura mostrano immersioni opposte, il piano occidentale ha una pendenza di circa 50° verso ENE, mentre quello orientale è più inclinato e immerge ad WSW.

L'area posta a nord di Ripe San Ginesio (località C. Olivieri), infine, è caratterizzata da una struttura monoclinale immergente a est con pendenze dell'ordine dei 10-15°. Ad est (in destra idrografica) del T. Fiastra si osserva una struttura anticlinale est vergente (loc. Girola) caratterizzata da un fianco orientale rovesciato, da un "flat top" debolmente immergente a ENE e da un fianco occidentale con pendenze di 30°-40° verso WSW; questa piega a scatola (*box fold*) mostra due superfici assiali coniugate con pendenza di circa 50° (per quella orientale) e di 70-80° (per quella occidentale) (Fig.30). Tale anticlinale è posta a tetto di un sovrascorrimento a vergenza ENE. Ad est di quest'ultimo sono presenti pieghe ettometriche retrovergenti, probabilmente associate a retroscorrimenti ciechi (*blind thrusts*) minori. Il *thrust* principale, a vergenza ENE, emerge più a NE, in località S. Lorenzo. In quest'ultima area è esposta una struttura di tipo "pop-up", delimitata ad ovest da un *backthrust* che pone in contatto il *Membro postevaporitico* della *Formazione della Laga*, a tetto, con la *Formazione a colombacci* a letto. Il sovrascorrimento principale di questo sistema, posto ad est di San Lorenzo, accavalla anch'esso la *Formazione della Laga* sulla *Formazione a colombacci* posta a ENE.

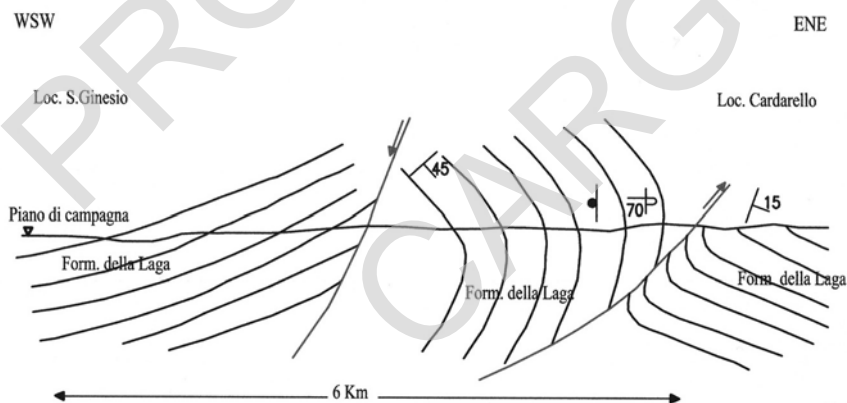


Fig. 28 – Sezione geologica speditiva dell'area di S. Ginesio-Caldarello.

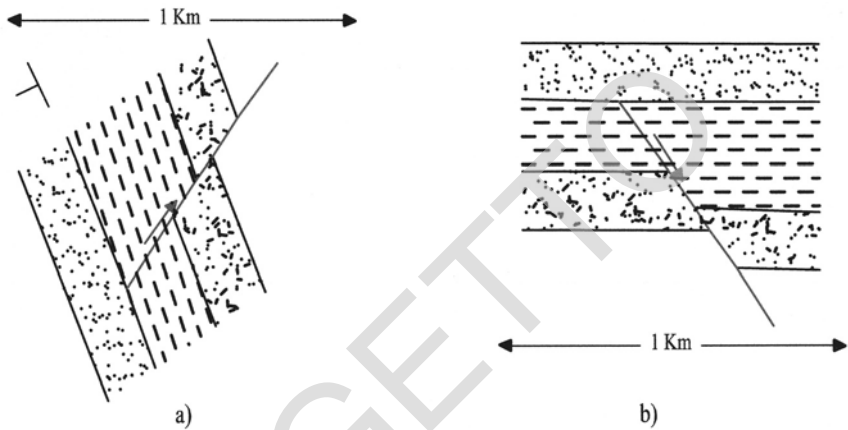


Fig. 29 – *Faglia sinsedimentaria all'interno della Formazione della Laga: a) situazione in affioramento; b) ricostruzione allo stadio pre-thrusting (in strati orizzontali).*

Oltre alle strutture associate alla catena a pieghe e sovrascorrimenti, l'area in esame presenta importanti faglie ad alto angolo la cui cinematica, pur non essendo generalmente determinabile con metodologie geologico-strutturali (assenza di indicatori cinematici quali strie di abrasione o *shear fibres*), è generalmente caratterizzata da componenti normali del movimento, desunte da considerazioni stratigrafiche:

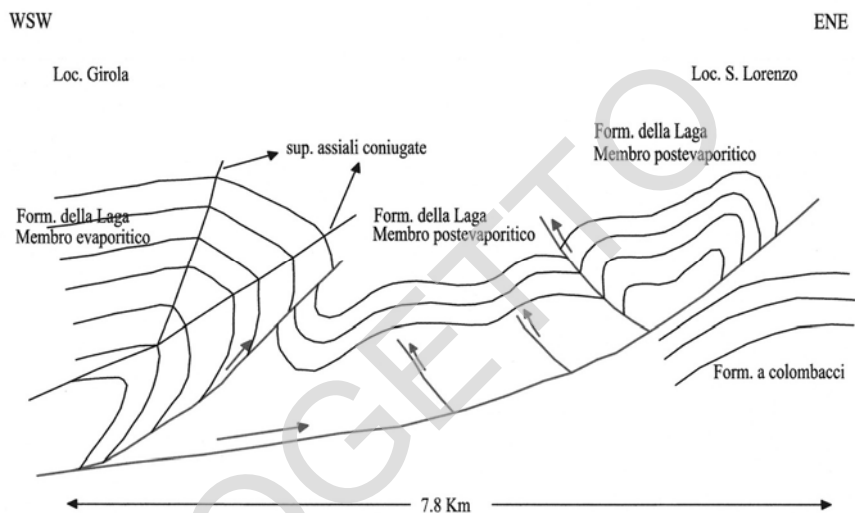


Fig. 30 – Sezione geologica speditiva dell'area di S. Ginesio – Caldarello.

- la parte sudorientale dell'area di Buzzaccheri è caratterizzata dalla presenza di faglie ad alto angolo con direzione NE-SW e componenti di rigetto normale;
- nei pressi della località di Torre di Morro è stata ipotizzata una faglia normale sub-verticale che ribassa la porzione sudoccidentale dell'area, con direzione N 160° e rigetto non determinabile;
- ad occidente degli abitati di Colmurano e di Ripe San Ginesio è stata rinvenuta, in un affioramento temporaneo, una fascia intensamente tettonizzata in corrispondenza della quale è stata ipotizzata una faglia normale ad andamento NW-SE. La stessa è inoltre evidenziata dalla presenza di strati suborizzontali nella parte occidentale dell'area e di strati con pendenze dell'ordine di 70°-90° (immergenti verso ENE), nella parte orientale;
- immediatamente a SE dell'abitato di Loro Piceno una faglia normale ad andamento NE-SW ribassa la *Formazione a colombacci* ponendola a contatto con la sottostante *Formazione della Laga*.

L'area più esterna (orientale) del foglio comprende, come accennato in precedenza, i sedimenti della *Formazione delle Argille azzurre*, trasgressivi e discordanti sul substrato. Tale area è caratterizzata da una generale giacitura monoclinale degli strati, con inclinazioni attorno ai 10° ed immersione verso ENE. La blanda struttura monoclinale risulta dislocata da strutture caratterizzate da diversi trend:

- in loc. Salegnana sono osservabili due faglie ad andamento NW-SE che ribassano l'orizzonte sabbioso-conglomeratico del *Membro dello Spungone*;
- nelle aree immediatamente ad ovest di Montappone, tra le località Madonna degli Angeli e Madonna delle Grazie, la presenza di una faglia a direzione NNE-SSW e probabile rigetto normale è stata desunta da considerazioni morfologiche e stratimetriche;
- immediatamente a nord e a sud dell'abitato di Mogliano è stata ipotizzata la presenza di due faglie ad andamento NE-SW le quali hanno ribassato le aree poste a nord e a sud delle faglie stesse;
- in varie zone del Foglio (Montappone, Monteleone di Fermo, Montegiorgio) sono stati individuati vulcanelli di fango probabilmente associati a *set* di faglie e/o fratture non direttamente identificabili sul terreno;
- a sud di Mogliano, lungo il F. Ete Morto, è stata ipotizzata una discontinuità tettonica di tipo indeterminato, ad andamento NE-SW, a causa della non perfetta corrispondenza tra i corpi grossolani del Pliocene sommitale posti alla base del *Membro di Offida* in destra e in sinistra idrografica del suddetto torrente.

IX - EVOLUZIONE TETTONICO – SEDIMENTARIA

Sulla base dei numerosi dati acquisiti nel corso dei rilevamenti e delle conoscenze a scala regionale maturate dagli scriventi durante ricerche pluriennali nel *bacino della Laga* e nella *fascia periadriatica marchigiano-abruzzese*, si è tentato di elaborare un modello stratigrafico – deposizionale allo scopo di ricostruire le tappe principali della storia evolutiva dell'area esaminata.

Ciò ha comportato non poche difficoltà soprattutto per le incertezze delle correlazioni tra le successioni delle diverse aree. Come è stato già detto, infatti, la successione sedimentaria depostasi nel *bacino periadriatico* di cui fa parte il Foglio in esame, pur mantenendo una sua unitarietà complessiva, mostra numerose differenziazioni spazio-temporali in relazione agli effetti, talora concomitanti, di vari fattori, in particolare della tettonica sinsedimentaria.

Soltanto l'individuazione e l'utilizzazione in maniera integrata di elementi di correlazione differenti (biostratigrafici, stratigrafico-fisici, e magnetostratigrafici) hanno consentito una buona risoluzione stratigrafica e conseguentemente correlazioni di un certo dettaglio (CANTALAMESSA *et al.*, 2002). Particolarmente utili sotto questo punto di vista si sono rivelate le superfici di discontinuità, presenti a varie altezze stratigrafiche nella successione in esame, le quali consentono, come è noto, di effettuare correlazioni anche a carattere regionale, essendo in relazione a fattori tettonico – eustatici (Fig. 31).

Nel Messiniano inferiore il dominio di avanfossa, nella sua progressiva migrazione verso est, raggiunge il settore del *bacino marchigiano esterno* in cui ricade il Foglio Montegiorgio. Questo bacino durante il Messiniano viene colmato dalla potente successione torbiditica della *Formazione della Laga*, dapprima con *facies canalizzate* (membri *preevaporitico* ed “*evaporitico*”) e

successivamente con *facies* arenaceo-pelitiche e pelitico-arenacee indicative di un bacino sottoalimentato (*Membro postevaporitico*). La fisiografia dell'avanfossa e la distribuzione delle facies torbiditiche che progressivamente la colmano sono controllate dalle faglie che si accompagnano alla flessurazione dell'avampaeese (TAVERNELLI *et al.*, 1999).

Nel Messiniano superiore, in relazione allo spostamento del fronte della catena ancor più verso est, il bacino continua la sua evoluzione sul dorso della catena stessa (bacino satellite o *piggy-back basin*); in esso si instaura un ambiente di "lago-mare" con *facies* salmastre o dulcicole (*Formazione a colombacci*). Solo localmente la deposizione è torbiditica, a luoghi grossolana, talora con apparati di delta-conoide.

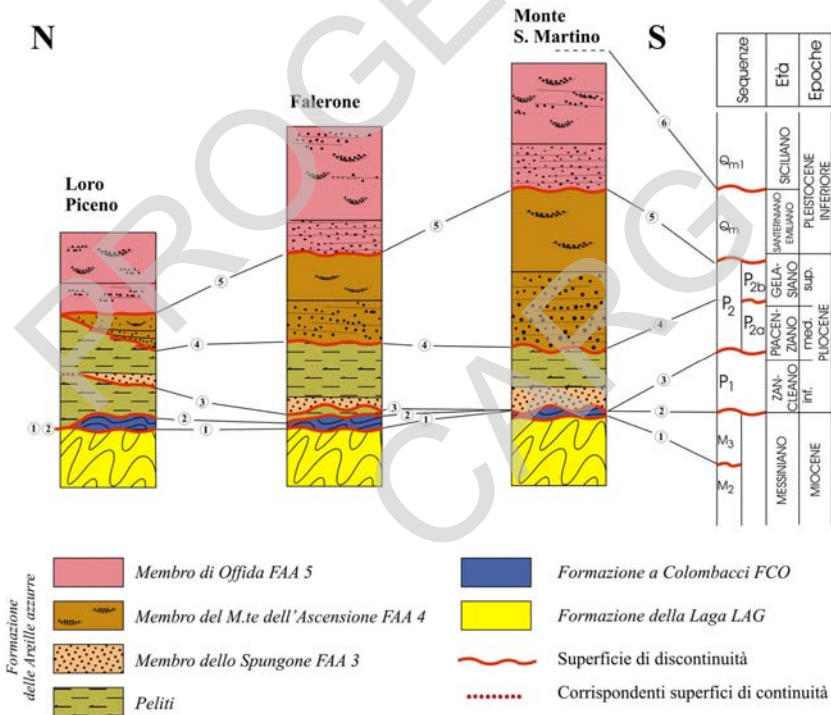


Fig. 31 - Correlazioni tra le successioni dell'area in esame basate sulle superfici di discontinuità e corrispondenti superfici di continuità. Gli spessori sono puramente indicativi (da CANTALAMESSA *et al.*, 2002).

La vistosa discordanza angolare che si riscontra al passaggio tra il *Membro postevaporitico* della *Formazione della Laga* e la sovrastante *Formazione a colombacci* è indicativa di un momento di particolare attività degli sforzi compressivi.

La successiva trasgressione del Pliocene basale, marcata da discordanze geometriche più o meno evidenti, determina il ripristino di un ambiente marino di notevole profondità ove si deposita una successione prevalentemente pelitica (base della *Formazione delle Argille azzurre*; Zancleano – Piacenziano basale). Si tratta di marne emipelagiche di scarpata, con intercalazioni di sottili livelli arenacei torbiditici, le cui caratteristiche indicano una sedimentazione in un generale dominio di *bacino satellite*; in questo momento l'avanfossa vera e propria è ubicata in posizione più esterna.

Nel Piacenziano basale un evento compressivo particolarmente intenso porta all'emersione di buona parte dell'area ed alla conseguente erosione dei sedimenti. La successiva ripresa della sedimentazione è marcata dalla presenza di un corpo trasgressivo sabbioso-conglomeratico di ambiente litorale (corpo di Loro Piceno-Monte S. Martino-Montefalcone, corrispondente al *Membro dello Spungone*) che segna la base del *ciclo plio-pleistocenico*. I sedimenti di questo ciclo poggiano in netta discordanza su un substrato costituito dalla *Formazione della Laga* e dalla *Formazione a colombacci*, a sud, e dalle peliti basali della *Formazione delle Argille azzurre*, nell'area centro-settentrionale, con una lacuna stratigrafica via via più limitata verso nord. Il sollevamento conseguente alla suddetta attività compressiva è accompagnato molto probabilmente da un momento di *low stand* del livello marino.

Nell'estremità nordoccidentale del Foglio sia lo Zancleano che il Piacenziano inferiore sono rappresentati da facies prevalentemente pelitiche, nell'ambito delle quali non si notano evidenti discordanze, analogamente a quanto avviene più a nord nei contigui fogli Macerata e Tolentino dove si hanno aree bacinali più profonde. Qui durante il Piacenziano basale è stata comunque messa in evidenza, sulla base delle associazioni a foraminiferi, una diminuzione di profondità del bacino. E' ragionevole porre in relazione queste mutate condizioni ambientali allo stesso evento che in gran parte dell'area del Foglio Montegiorgio ha portato alla emersione e alla genesi della superficie di discontinuità presente alla base del *Membro dello Spungone*.

A partire dal Piacenziano inferiore l'evoluzione sedimentaria dei due settori dell'area sopra menzionata si inverte. Il settore settentrionale viene infatti a trovarsi in posizione più rialzata rispetto a quello meridionale, assumendo le caratteristiche di una piattaforma, con sedimentazione condensata e prevalentemente pelitica, probabilmente in relazione ad un controllo esercitato da un *set* di faglie orientato NE-SW. Le differenze batimetriche permangono almeno per tutto il Pliocene, come si può dedurre dagli spessori notevolmente

più ridotti e dalle *facies* più argillose, che caratterizzano, in questo intervallo di tempo, l'area settentrionale nei confronti di quella meridionale. In quest'ultima, infatti, i spessori risultano più elevati e la sedimentazione è pelitico-arenacea, con intercalazioni di numerosi corpi clastici grossolani anche complessi.

Con il *ciclo plio-pleistocenico* iniziato con la deposizione del corpo di Loro Piceno-Monte S. Martino-Montefalcone, la sedimentazione si sviluppa nell'ambito di un bacino satellite ("*avanfossa adriatica*", *sensu* ORI *et al.*, 1991; BIGI *et al.*, 1996; BIGI *et al.*, 1997) la cui fisiografia è fortemente controllata dalla presenza di alcuni elementi morfostrutturali legati alle fasi finali dell'evoluzione della parte più esterna della catena appenninica (Fig. 32). Gli elementi in questione sono costituiti da due dorsali longitudinali (*dorsale di Agugliano-Ortezzano-Bellante*, più interna, e "*dorsale*" o "*struttura costiera*", più esterna) ad andamento principalmente N-S, in crescita progressiva e localizzate al fronte di due principali sovrascorrimenti, e da sistemi di faglie trasversali ed oblique che individuano settori a diversa subsidenza: in uno di questi (*settore fermano*) ricade l'area del Foglio Montegiorgio (BIGI *et al.*, 1996).

La deposizione dei sedimenti clastici grossolani (corpi di S. Vittoria in Matenano, Montelparo, Monte Giberto, Montegiorgio), intercalati nella successione pelitica, è da mettere in relazione con un'abbondante produzione di detrito connessa verosimilmente a momenti di intensa attività tettonica nella retrostante area di catena (*thrust* fuori sequenza?, CELLO *et al.*, 1996) anche ad altri fattori quali le variazioni eustatiche e climatiche.

Nel Pliocene sommitale un ulteriore evento tettonico (connesso forse ad un'importante fase di sollevamento regionale) è evidenziato dalla discontinuità a carattere erosivo presente alla base del *Membro di Offida*. La fine della deposizione di quest'ultima unità, osservabile poco ad est dei limiti del Foglio, è segnata da un'altra discontinuità anch'essa a carattere erosivo (regressione emiliana di RUGGIERI, 1980); su di essa poggiano in discordanza i depositi sabbioso-conglomeratici della *Formazione di Fermo*, riferibili al Siciliano, con i quali si chiude il ciclo sedimentario marino plio-pleistocenico (BIGI *et al.*, 1996; CANTALAMESSA *et al.*, 1997).

A partire dalla fine del Pleistocene inferiore tutta la fascia periadriatica marchigiano-abruzzese emerge definitivamente per effetto di un sollevamento generalizzato che interessa l'Italia centrale (AMBROSETTI *et al.*, 1982). Come conseguenza i depositi marini del *ciclo plio-pleistocenico* suddetto assumono il loro caratteristico assetto monoclinale con immersione generale verso est, mentre, in superficie, si imposta e approfondisce l'attuale sistema vallivo, all'interno del quale l'alternarsi delle fasi climatiche fredde e temperate da origine a più ordini di superfici di erosione e di terrazzi alluvionali (BIGI *et al.*, 1996).

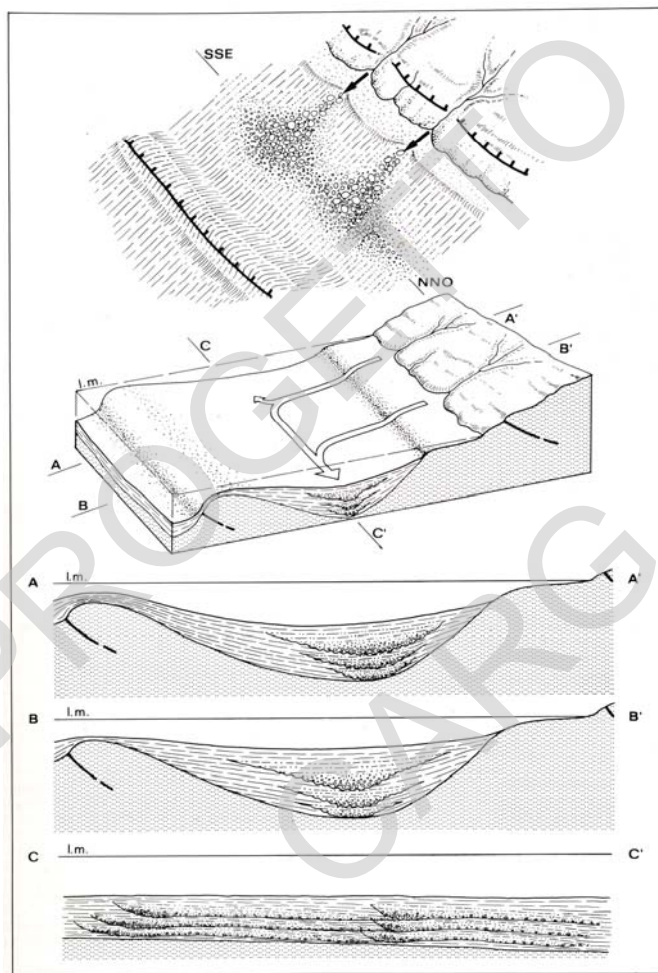


Fig. 32 – Controllo tettonico sulla fisiografia dell'area e sulla distribuzione dei depositi torbiditici durante il Pliocene medio-superiore (da CENTAMORE et al., 1986a).

X - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA

L'impatto antropico negli alvei attuali, particolarmente consistente a partire dagli anni '50, ha creato notevoli fenomeni di degrado, manifestatisi soprattutto con intense erosioni verticali e laterali, legati soprattutto alle attività estrattive, alla costruzione di opere di derivazione e di invasi artificiali.

L'attività estrattiva in alveo è stata molto massiccia a partire dai primi anni '60, e nell'arco di 7-8 anni sono stati cavati, sempre nei tratti medio-bassi dei fiumi Tenna e Aso, rispettivamente 120.000 e 53.000 mq/anno (GENTILI & PAMBIANCHI, 1987). Questo sfruttamento ha provocato in generale abbassamenti medi annui dell'erosione in alveo nei tratti medio-bassi dei fiumi Tenna e Aso, rispettivamente di 5 m e 2,5-3 m.

Lungo il F. Tenna ad esempio, tra Servigliano e Grottazzolina, un'intensa erosione verticale, sia nelle alluvioni che nel substrato, ha provocato vistose destabilizzazioni di varie opere di difesa quali briglie, pennelli e gabbionate (CONTI *et al.*, 1983; GENTILI & PAMBIANCHI, 1987; BISCI *et al.*, 1992).

Anche la costruzione di invasi ha creato modifiche alla dinamica fluviale, sottraendo materiale e aumentando l'erosione verso valle. Il lago di San Ruffino, ad esempio, entrato in funzione nel 1957, viene svasato periodicamente e sul fondo si notano spessori anche consistenti di materiale sabbioso limoso, indicante quindi una sedimentazione prevalentemente fine. Spesso questo invaso è in funzione da maggio a settembre e l'interrimento è sicuramente superiore a quello stimato per questo intervallo di tempo e ammonta a circa 16.900 m³/anno, con un bacino di dominio a monte di 135 Km² e con un indice di denudazione medio annuo di 0,13 mm (GENTILI & PAMBIANCHI, 1987, 1988a).

La circolazione profonda delle acque nei vari substrati presenti è limitata, come limitate sono le falde e le sorgenti relative. La circolazione in preferenza si imposta nei corpi arenacei, sabbiosi, conglomeratici e calcarenitici, che fungono da acquiferi, mentre gli acquicludi sono rappresentati dai sedimenti pelitici. Acquiferi consistenti sono ospitati nei depositi alluvionali che tuttavia, data la notevole attività estrattiva (in alveo e lungo le piane) e le altre numerose attività umane, sono ad alto rischio di vulnerabilità. Questo rischio può aumentare in quelle zone, come a valle di Grottazzolina (NANNI, 1991), dove la falda è subaffiorante e le numerose attività estrattive hanno asportato i primi metri di depositi limosi di esondazione.

L'andamento della superficie piezometrica lungo il tratto del F. Tenna tra Servigliano e Grottazzolina, nelle alluvioni dei sintemi dell'Olocene e del Pleistocene superiore, indica l'esistenza di un paleocanale del F. Tenna spostato verso nord, mentre nella restante porzione della valle il fenomeno si inverte. Per il F. Aso, nel tratto considerato l'andamento della piezometrica sembra raccordarsi con gli attuali deflussi (NANNI, 1991).

Sorgenti solfuree legate alla natura dei substrati sono presenti lungo il T. Salino, in località S. Nicola, nel bacino del F. Ete Vivo e nel T. Indaco, affluente di sinistra del F. Aso.

Gli elementi idrologici salienti di quest'area possono essere desunti dalla stazione di Amandola che si trova lungo il F. Tenna poco a SW del lago di San Ruffino. Il bacino di dominio di questa stazione è di circa 100 Km², con una distanza dalla foce di 52 Km. Le portate massime, minime e medie sono rispettivamente: 92,5, 0,5, 2,79 m³/s, mentre l'afflusso e il deflusso meteorico annuo è pari, rispettivamente, a 1340,6 mm, e a 882,1 mm, con un coefficiente di deflusso di 0,66 (GENTILI & PAMBIANCHI, 1987; COLTORTI *et al.*, 1995).

I fenomeni franosi sono molto diffusi in tutto il territorio, tuttavia in base alla loro tipologia si possono tentare delle grandi zonizzazioni.

La fenomenologia più ricorrente è rappresentata dalle frane per colamento, diffuse un po' ovunque ma con gli esempi più eclatanti osservabili nel *Membro postevaporitico della Formazione della Laga*. Le caratteristiche geologiche di questo membro, costituite da alternanze di arenarie e peliti, le pieghe concentriche che favoriscono la presenza di falde acquifere che alimentano costantemente le spesse coltri colluviali, le fratture, l'elevata energia del rilievo e l'abbandono da parte dell'uomo di numerose sorgenti, hanno favorito nel tempo colamenti anche di imponenti dimensioni. Le strette vallive del F. Tenna e del T. Tennacola in corrispondenza del corpo arenaceo di Loro Piceno - Monte S. Martino - Montefalcone sono state infatti spesso sbarrate e interessate da fenomeni lacustri e fluvio-lacustri. Sedimenti limnici sono stati osservati sia all'interno dei terrazzi fluviali del Pleistocene medio e superiore (Loc. Lago di S. Ruffino) che in quelli più recenti olocenici. Nel XX secolo numerosi episodi

hanno prodotto limitati sbarramenti del F. Tenna, a sud di Monte S. Martino, e del T. Tennacola, in corrispondenza del Fosso del Lago (GENTILI & PAMBIANCHI, 1987). Altri fenomeni di colamento degni di nota si osservano nella *Formazione a colombacci* lungo il versante occidentale del colle di Loro Piceno, e lungo il F. Ete Morto in corrispondenza degli affioramenti più meridionali della formazione.

Nella *Formazione delle Argille azzurre* sono presenti, insieme ai fenomeni di colamento, numerosi episodi, anche di notevoli dimensioni, di scorrimento traslazionale e più limitati fenomeni di scorrimento rotazionale.

Tra i fenomeni di scorrimento traslazionale quello di Montelparo risulta il più grande. Il fenomeno ha coinvolto, per uno spessore di circa 70 m (come da sondaggi geognostici), una facies arenacea che scivola sopra alla sottostante *facies* pelitica, entrambe disposte a franapoggio con strati immergenti verso NE. Il movimento ha prodotto in superficie, in corrispondenza del centro storico, una grande trincea riattivata in tempi storici. Un fenomeno analogo si osserva, come accennato in precedenza, lungo il versante orientale del colle di Montegiorgio, dove affiorano terreni più recenti costituiti da argille, conglomerati e sabbie. Un altro fenomeno simile di discreta estensione è quello che riguarda il versante orientale del colle su cui sorge l'abitato di Montappone; i meccanismi di evoluzione sono sempre gli stessi e collegabili alla struttura geologica monoclinale che favorisce nel lato a franapoggio questi scorrimenti. Nel lato a reggipoggio si osservano sporadici fenomeni di scorrimento rotazionale che verso valle evolvono, quasi nella norma, a colamenti.

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- ALBIANELLI A., CANTALAMESSA G., COLTORTI M., DIDASKALOU P., MAZZEI R., MICARELLI A., NAPOLEONE G., PENNESI T. & POTETTI M. (1997) - *Integrated Stratigraphy for a High Resolution Timing of the Pliocene-Pleistocene coarse-grained deposition in the Periadriatic Basin during the Uplift of the Apennine Belt. Neogene Basins of the Mediterranean Region: Controls and Correlation in Space and Time*. INTERIM Colloquium R.C.M.N.S, Catania, 4-8 novembre 1997.
- ALBIANELLI A., CANTALAMESSA G., DIDASKALOU P., MICARELLI A., NAPOLEONE G. & POTETTI M. (2003) - *Magnetostratigraphy dating of the Middle and Late Pliocene sequence in the Marche Apennines, Central Italy*. Il Quaternario, **16**(1), 171-183.
- ALESSIO M., ALLEGRI L., COLTORTI M., CORTESI C., DEIANA G., DRAMIS F., IMPROTA S. *et alii*, (1979) - *Depositi tardo wurmiani nell'alto bacino dell'Esino (Appennino marchigiano) - Datazione con il ¹⁴C*. Geogr. Fis. Dinam. Quat. **2**, 203-205.
- AMBROSETTI P., CARRARO F., DEIANA G. & DRAMIS F. (1982) - *Il sollevamento dell'Italia centrale tra il Pleistocene inferiore e il Pleistocene medio. Contributi conclusivi per la realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia*. Pubbl. 513 del P.F. Geodinamica, CNR, 219-223.
- BERNARDINI F. (1969) - *Studio sedimentologico della serie alto-miocenica ascolana*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, ser.7, **1** (supp).
- BIGI S., CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., DIDASKALOU P., DRAMIS F., FARABOLLINI P., GENTILI B., INVERNIZZI C., MICARELLI A., NISIO S., PAMBIANCHI G. & POTETTI M. (1996) - *La fascia periadriatica marchigiano-abruzzese dal Pliocene medio ai tempi attuali: evoluzione tettonico-sedimentaria e geomorfologica*. Studi Geol. Camerti, Vol. spec., 1995/1, Geodinamica e Tettonica del sistema Tirreno-Appennino, 37-50.
- BIGI S., CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., DIDASKALOU P., MICARELLI A., NISIO S., PENNESI T. & POTETTI M. (1997) - *The Periadriatic Basin (Marche-Abruzzi sector, Central Italy) during the Plio-Pleistocene*. Giorn. Geol., **59**, 245-259.
- BIONDI E. & COLTORTI M. (1982) - *The Esino flood plain during the Holocene*. XI Congr. Intern. INQUA, Mosca 1-9 august, III, 45.
- BISCI C., DRAMIS F. & GENTILI B. (1992) - *Badlands on the Adriatic side of central Italy*. Geokoplus, **3**, 55-68.

- BOCCALETTI M., CALAMITA F., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., DEIANA G., MICARELLI A., MORATTI G. & POTETTI M. (1986) - *Evoluzione dell'Appennino tosco-umbro-marchigiano durante il Neogene*. Giorn. Geol., ser. 3, **48** (1-2), 227-233.
- BOCCALETTI M., CIARANFI N., COSENTINO D., DEIANA G., GELATI R., LENTINI F., MASSARI F., MORATTI G., PESCATORE T., RICCI LUCCHI F. & TORTORICI L. (1990) - *Palinspastic restoration and palaeogeographic reconstruction on the peri-Tyrrhenian area during the Neogene*. Palaeog. Palaeocl. Palaeoecol., **77**, 41-50.
- BONARELLI G. (1893) - *Osservazione sul Torciano e l'Aaleniano dell'Appennino Centrale: contributo alle conoscenze della geologia marchigiana*. Boll. Soc. Geol. It. **12** (2), 195-254.
- BRAMBATI A. (1969) - *Sedimentologia del flysch teramano (Abruzzo)*. Mem. Museo Tridentino Sc. Nat., **17**, 105-190.
- CALAMITA F., CELLO G., CENTAMORE E., DEIANA G., MICARELLI A., PALTRINIERI W. & RIDOLFI M. (1991a) - *Stile deformativo e cronologia della deformazione lungo tre sezioni bilanciate dell'Appennino umbro-marchigiano della costa adriatica*. Studi Geol. Camerti, Vol. spec., 1991/1, Studi preliminari all'acquisizione dati del profilo CROP 03 Punta Ala - Gabicce, 295-314.
- CALAMITA F., CELLO G., INVERNIZZI C. & PALTRINIERI W. (1990) - *Stile strutturale e cronologia della deformazione lungo la traversa M. San Vicino -Polverigi (Appennino marchigiano esterno)*. Studi Geol. Camerti, Vol. spec., 1990, Atti del Convegno: Neogene Thrust Tectonics, 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-sedimentaria 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., 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-quadernaria dell'Appennino umbro-marchigiano*. In: Centamore E. & Deiana G. (Eds), La Geologia delle Marche. Studi Geol. Camerti, Vol. spec., 91-98.
- CALAMITA F., DEIANA G., INVERNIZZI C. & PIZZI A. (1991b) - *Tettonica*. In: L'ambiente fisico delle Marche, 69-80. S.E.L.C.A., Firenze.
- CALDERONI G., NESCI O. & SAVELLI D. (1991) - *Terrace fluvial deposits from the Middle Basin of Cesano River (Northern Marche Apennines): reconnaissance study and radiometric constraints on their age*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **14**, 201-207.
- CANAVARI M. (1878a) - *Cenni geologici sul Camerinese e particolarmente su di un lembo titonico del Monte San Vicino*. Bollettino del Regio Comitato Geologico d'Italia, **9**, 488-489.
- CANAVARI M. (1878b) - *La grotta di S. Eustachio presso S. Severino Marche. Appunti geologici sull'Appennino centrale*. Bollettino del Regio Comitato Geologico d'Italia, **9**, Roma.
- CANAVARI M. (1879) - *I terreni del bacino terziario Camerinese*. Proc. Verb. Soc. Tosc. Sc. Nat., **1**, 60-63.

- CANAVARI M. (1880) – *La Montagna di S.Vicino. Osservazioni geologiche e paleontologiche*. Bollettino del Regio Comitato Geologico d'Italia, **11**, 54-73 e 254-264.
- CANAVARI M. (1881) – *Gli scisti a fucoidi e gli scisti bituminosi che spesso li accompagnano nell'Appennino centrale*. Proc. Verb. Soc. Tosc., **3**, 6-7.
- CANAVARI M (1882) - *Notice sur les terrains tertiaires du bassin de Camerino*. Mem. Soc. Phys. Et d'Hist. Nat De Genève, **28**, 5-711.
- 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. (1986a) - *Il Plio-Pleistocene delle Marche*. In: Centamore E. & Deiana G. (Eds), La Geologia delle Marche. Studi Geol. Camerti, Vol.spec., 61-81.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., DI LORITO L., GIARDINI G., MARCHETTI P., PONTONI F. & POTETTI M. (1983a) - *Analisi dell'evoluzione 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 e il F. Fiastrone-F. Fiastrella*. 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 dell'evoluzione tettonico-sedimentaria dei "bacini minori" torbiditici del Miocene medio-superiore nell'Appennino umbro-marchigiano e laziale-abruzzese: 8) 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., DI LORITO L., MICARELLI A. & POTETTI M. (1983b) - *I depositi terrigeni neogenico-quadernari affioranti tra il F. Potenza e il F. Tronto*. Studi Geol. Camerti, numero speciale, Riun. del Gruppo di Sed. del C.N.R., Camerino-S. Benedetto del Tronto, 26-29 settembre 1983.
- 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. con la collaborazione di DI LORITO L. (1986a) - *Il Miocene delle Marche*. In: Centamore E. & Deiana G. (Eds), La Geologia delle Marche. Studi Geol. Camerti, Vol.spec., 35-55.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CRISTALLINI C., INVERNIZZI C., MATTEUCCI R., MICARELLI A., PICCINI M., PONTONI FR. & POTETTI M. (1990) - *Nuovi dati sulla geologia dell'area di Porto S. Giorgio*. Geologica Romana, **26** (1987), 359-369.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., DIDASKALOU P., MICARELLI A., & POTETTI M. (2002) - *Elementi di correlazione nella successione marina plio-pleistocenica del bacino periadriatico marchigiano*. Studi Geol. Camerti, ser. **1**, 33-49.
- CANTALAMESSA G., DIDASKALOU P., MICARELLI A., PENNESI T. & POTETTI M. (1997) - *Depositional environmental and microfaunal associations in the Sicilian of the Periadriatic Marche Basin (Central Italy)*. Boll. Soc. Paleont. It., **36** (1-2), 123-134.
- CANTALAMESSA G., MICARELLI A., PICCINI M., POTETTI M. & RICCI LUCCHI F. (1993) - *Physical stratigraphy of Pleistocene nearshore and continental deposits in southern Marche (between Aso and Menocchia valleys)*. International Symposium on dynamics of fluvial-coastal system and environmental changes. Abstracts.
- CARLONI G.C., CATI F., BORSETTI A.M., FRANCAVILLA F., MEZZETTI R. & SAVELLI C. (1974a) - *Il limite Miocene-Pliocene nelle Marche centro-meridionali*. Boll. Soc. Geol. It., **93** (3), 823-836.
- CARLONI G.C., CERETTI E., CREMONINI G., ELMI C. & RICCI LUCCHI F. (1975) - *Il Messiniano Padano-Adriatico: descrizione di trenta sezioni rappresentative*. Boll. Serv. Geol. It., **95** (1), 89-114.

- CARLONI G.C., FRANCAVILLA F., BORSETTI A.M., CATI F., D'ONOFRIO S., MEZZETTI T. & SAVELLI C. (1974b) - *Ricerche stratigrafiche sul limite Miocene-Pliocene nelle Marche centro-meridionali*. Giorn. Geol., ser. 2, **39** (2), 363-392.
- CASNEDI R. & CRESCENTI U. con la collaborazione dell'Agip (1986) - *Generalità sul Plio-Pleistocene del bacino abruzzese*. Guida all'escursione, 73° Congresso Soc. Geol. It., 7-10 ottobre.
- 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*. In: Cello G., Deiana G. & Pierantoni P.P.(Eds), Geodinamica e tettonica attiva del sistema Tirreno-Appennino, Studi Geol. Camerti, Vol. spec. 1995/1, 291-303.
- CENTAMORE E., CANTALAMESSA G., MICARELLI A., POTETTI M., RIDOLFI M., CRISTALLINI C. & MORELLI C. (1993) - *Contributo alla conoscenza dei depositi terrigeni neogenici di avanfossa del Tramano (Abruzzo settentrionale)* Boll. Soc. Geol. It., **112**, 63-81.
- CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., CIPRIANI N., DEIANA G. & MICARELLI A. (1979a) - *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. It., **18**, 135-170.
- CENTAMORE E., CHIOCCHINI U. & MICARELLI A. (1977) - *Analisi dell'evoluzione tettonico-sedimentaria dei "bacini minori" torbiditici del Miocene medio-superiore nell'Appennino umbro-marchigiano e laziale-abruzzese: 3) Le arenarie di M. Vicino, un modello di conoide sottomarina affogata (Marche settentrionali)*. Studi Geol. Camerti, **3**, 7-56.
- CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., CIPRIANI N., DEIANA G. & MICARELLI A. (1979b) - *The "minor basins" in the context of the umbro-marchean region tectonic-sedimentary evolution during Middle-Upper Miocene*. Ann. Geol. Pays Hellen, Tome hors serie, 1979, fasc. 1, 247-251. VIIIth Int. Congr. On Mediterranean Neogene, Athens.
- CENTAMORE E., DEIANA G., MICARELLI A. & POTETTI M. (1986a) - *Il Trias-Paleogene delle Marche*. In: Centamore E. & Deiana G. (Eds), La Geologia delle Marche. Studi Geol. Camerti, Vol.spec., 9-27.
- CENTAMORE E., DRAMIS F., CREMA G., GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1986b) - *Carta geomorfologica dell'area compresa tra S. Ginesio e Colmurano*. Università di Camerino & Aquater, Litografia Errebi, Falconara (AN).
- 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 inedita.
- CILLA G., COLTORTI M., DRAMIS F., FARABOLLINI P., GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1996) - *Fluvial sedimentation during the early Holocene in the marchean valley (Central Italy)*. Il Quaternario, **9** (2), 459-464.
- COLACICCHI R. (1958) - *Osservazioni stratigrafiche sul Miocene del confine marchigiano-abruzzese*. Boll. Soc. Geol. It., **77**, 56-69.
- COLALONGO M.L., RICCI LUCCHI F., BERARDI F. & NANNI L. (1982) - *Il Pliocene neautoctono di Poggio Berni in Val Marecchia*. In: Cremonini G. & Ricci Lucchi F. (Eds), Guida alla Geologia del margine appenninico-padano, 1° Centenario della Società Geologica Italiana, 177-180.
- COLTORTI M. (1997) - *Geomorfologia ed evoluzione fluviale olocenica nella Valle del Fiume Musone*. In: Nanni T. (Eds), 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. Dinam. Quat., **14**, 87-100 (con carta geotematica).
- COLTORTI M. & DRAMIS F. (1988) - *The significance of stratified slope-waste deposits in the Quaternary of Umbria-Marche Apennines Central Italy*. Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd., **71**, 59-70.
- COLTORTI M., GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1995) - *Evoluzione geomorfologica ed impatto*

- antropico nei sistemi idrografici delle Marche: riflessi sull'ambiente fisico.* Mem. Soc. Geogr. It., **53**, 271-292.
- COLTORTI M. & NANNI T. (1983) - *Hydrology and Neotectonic of the lower Esino.* Intern. Confer. Groundwater & man, Sydney, 11-20.
- COMMISSIONE ITALIANA DI STRATIGRAFIA (1998) - *Ottavo rapporto annuale relativo all'attività svolta nel 1997.* Boll. Soc. Geol. It., **117** (1), 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.
- CONTI A., DI EUSEBIO L., DRAMIS F. & GENTILI B. (1983) - *Evoluzione geomorfologica recente e processi in atto nell'alveo del Tenna (Marche meridionali).* Atti, XXIII Congress. Geogr. It., Catania, vol. **II**, 53-66 (con due carte geotematiche).
- CREMONINI G. & RICCI LUCCHI F. (Eds) (1982) - *Guida alla geologia del margine appenninico-padano*, 1° Centenario della Società Geologica Italiana, 247 pp.
- CRESCENTI U. (1969) - *Stratigrafia della serie calcarei dal Lias al Miocene nella regione marchigiano-abruzzese (Parte I - Descrizione della serie stratigrafica).* Mem. Soc. Geol. It., **8**, 155-204.
- 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.
- D'ONOFRIO S., ROVERI M. (1983) - *Il passaggio Pliocene inferiore-Pliocene medio nel pedeappennino bolognese.* Giorn. Geol., **45** (1), 25-35.
- 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** (2), 180-182.
- DRAMIS F., GENTILI B. & GARZONIO C.A. (1992a) - *Deepening of hydrographic pattern and slope stability: some sliding phenomena in the Mio-Pliocene terrains of central-southern Marche (central Italy).* Geokodynamik, Band XIII, 51-66.
- DRAMIS F., GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1992b) - *La depressione morfostrutturale di Macerata.* Studi Geologici Camerti, Vol. spec. 1992/1, 123-126 (con carta geotematica). European Community, Final Report, **II**, 871-888.
- DRAMIS F., PAMBIANCHI G., NESCI O. & CONSOLI M. (1991) - *Il ruolo di elementi strutturali trasversali nell'evoluzione tettonico-sedimentaria e geomorfologica della regione marchigiana.* Studi Geol. Camerti, Vol. spec., 1991/2, 287-293.
- FABIANI R. (1920) - *Studio geologico della regione di S. Severino Marche.* Atti Acc. Veneto-Trieditina-Istria, s.3a, **11**, 26-42, Padova..
- FOLK R.L. (1974) - *Petrology of sedimentary rocks.* Hemphill's Austin, 170 pp.
- FOSSA MANCINI E. (1921) - *Geologia e Idrogeologia della Gola del Sentino nella Marca di Ancona.* Mem. Soc. Tosc., **31**, 326-335.
- FOSSA MANCINI E. (1927) - *I monti di Esanatoglia (Marche).* Boll. R. Uff. Geol. It., **4**, 1-25.
- GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1987) - *Morfogenesi fluviale ed attività antropica nelle Marche centro-meridionali.* Geogr. Fis. e Dinam. Quat., **10**, 204-217.
- GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1988a) - *Erosione e sedimentazione negli altri bacini fluviali delle Marche centro-meridionali.* Atti Convegno: I corsi d'acqua minori dell'Italia appenninica. Aulla giugno 1987, 35-40.
- GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1988b) - *Segnalazione di alcuni episodi fluvio-lacustri nelle Marche centro-meridionali.* Geogr. Fis. e Dinam. Quat., **11** (1), 59-60.
- GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1989) - *Nota illustrativa della carta geomorfologica dell'area compresa tra S. Ginesio e Colmurano (Marche centro-meridionali).* Studi Geol. Camerti, **9**, 67-75 (con carta geomorfologica).

- GENTILI B., PAMBIANCHI G., ARINGOLI D., CILLA G., FARABOLLINI P. & MATERAZZI M. (1996) - *Rapporti tra deformazioni fragili plio-quaternarie e morfogenesi gravitativa nella fascia altocollinare delle Marche centro-meridionali*. Studi Geologici Camerti, Vol. Spec., 1995/1, *Geodinamica e tettonica attiva del sistema Tirreno-Appennino*, 421-435.
- GENTILI B. & PAMBIANCHI G., ARINGOLI D., MATERAZZI M. & SCALELLA G. (1999) - *Sbarramenti per frana degli alvei fluviali: alcuni esempi nelle Marche centro-meridionali*. In: Il rischio idrogeologico e la difesa del suolo. Atti dei Convegni Lincei (154), Ac. Naz. dei Lincei, Roma, 169-174.
- GIROTTI O. (1968) - *Note sulla stratigrafia e sulla tettonica delle formazioni mioceniche dell'Ascolano*. Acc. Naz. Lin., Rend. Cl. Sc. Fis. Nat., ser. 8, **44**, 827-832.
- GIROTTI O. (1969) - *Note illustrative sulla Carta Geologica d'Italia: Foglio 133-134, Ascoli Piceno-Giulianova*. Serv. Geol. D'It., 50 pp.
- GIROTTI O. & PAROTTO M. (1969) - *Miocene-Pliocene di Ascoli Piceno*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, ser. 7, **1**, 127-174.
- HOWELL M.W., RIO D. & THUNELL R.C. (1990) - *Laminated sediments from the Vrica Section (Calabria, Italy): evidence for the Plio-Pleistocene climatic change in the Mediterranean region*. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **78**, 195-216.
- HOWELL M.W., THUNELL R.C., TAPPA E., RIO D. & SPROVIERI R. (1988) - *Late Neogene laminated and opal-rich facies from the Mediterranean region: geochemical evidence for mechanisms of formation*. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **64**, 265-286.
- INGERSOLL R.V., BULLRD 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.
- LORI P. (2005) - *Stratigrafia integrata dei sedimenti plio-pleistocenici del bacino periadriatico marchigiano*. Università di Camerino, Dip. Scienze della Terra, Tesi di Laurea inedita.
- MASSARI F., PAREA G. C., RAINONE M. L., VEDOVATO L., VIVALDA P. (1986) - *Elementi di Sedimentologia delle Paleospiege pleistoceniche marchigiane*. Riunione Gruppo Sedimentologia CNR, Ancona, 5-7 giugno 1986. 81-103.
- MENICCHETTI M. (1991) - *La sezione geologica Cingoli-M. Maggio-Tevere nell'Appennino umbro-marchigiano: analisi cinematica e strutturale*. Studi Geol. Camerti, Vol. spec., 1991/1, Studi preliminari all'acquisizione dati del profilo CROP 03 Punta Ala - Gabicce, 315-328.
- MICARELLI A. & POTETTI M. (1985) - *Biostratigraphic correlations of the Miocene sediments in the Umbria-Marche area (central-northern Appennines)*. 8th Congress of the R.C.M.N.S. Budapest, 15 - 22 Sept. 1985. Abstracts.
- MORETTI A.(1969) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio 124 Macerata*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- MUTTI E. (1979) - *Turbidites et cones sous-marine profonds*. In: Homewood P. (Ed), *Sedimentation detritique (Fluviatile, Littorale e marine)*. Institut de Geologie, Université de Fribourg, Fribourg, 353-419.
- 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: Mutti E. et al. (Eds), *Example of turbidite facies and facies association from selected Formations of Northern Apennines*. IX Intern. Congr. of Sedimentology, Nice, France. Field Trip Guidebook A11, 21-36.
- MUTTI E. & RICCI LUCCHI F. (1981) - *Introduction to excursion on turbidites: an appraisal of deep-sea fan models*. IAS, Excursion guide book, 342 pp.
- NANNI T. (1991) - *Caratteri idrogeologici delle Marche*. In: L'ambiente fisico delle Marche, 117-209, S.E.L.C.A., Firenze.
- 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, 26-30/5/91 Firenze.
- RAYMO M.E., RUDDIMEN W.F., BACKMANN J. CLEMENT B.M. & MARTINSON D.G. (1989) - *Late Pliocene variations in northern hemisphere ice sheets and North Atlantic deep water circulation*. *Paleoceanography*, **4**, 413-446.
- RENZ O. (1936) - *Stratigraphische und micropaleontologische untersuchung der scaglia (obere Kreide-Terziar) in zentralen Apennin*. *Eclogae Geol. Helv.*, **29**, 1-135.
- RICCI LUCCHI F. (1975a) - *Depositional cycles in two turbidite formations of Northern Apennines (Italy)*. *Journ. Sed. Petr.*, **45**, 3-43.
- RICCI LUCCHI F. (1975b) - *Miocene paleogeography and basin analysis in the Periadriatic Apennines*. Reprinted from *Geology of Italy P.E.S.L.*, Tripoli, 3 pp.
- RICCI LUCCHI F., COLALONGO M.L., CREMONINI G., GASPERI G., IACCARINO S., PAPANI G., RAFFI S. & RIO D. (1982) - *Evoluzione sedimentaria e paleogeografia del margine padano*. In: Cremonini G. & Ricci Lucchi F. (Eds), *Guida alla Geologia del margine appenninico-padano, 1° Centenario della Società Geologica Italiana*, 17-46.
- RICCI LUCCHI F. & PAREA G.C. (1973) - *Cicli deposizionali (mega-sequenze) nelle torbiditi di conoide sottomarina: Formazione della Laga (Appennino marchigiano-abruzzese)*. *Atti Soc. Nat. Mat. Modena*, **104**, 247-283.
- RICCI LUCCHI F. & PIALLI G.P. (1973) - *Apporti secondari della Marnoso arenacea: 1) Torbiditi di conoide e di pianura sottomarina a ENE di Perugia*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **92**, 669-712.
- RIO D., CHANNELL J.E.T., BERTOLDI R., POLI M. S., VERGERIO P.P., RAFFI I., SPROVIERI R. & THUNELL R.C. (1997) - *Pliocene sapropels in the northern Adriatic area: chronology and paleoenvironmental significance*. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, **135**, 1-25.
- 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.
- RUGGIERI G. (1980) - *Sulla distribuzione stratigrafica di alcuni Ostracodi nel Pleistocene italiano*. *Boll. Soc. Pal. It.*, **19** (1), 127-135.
- SACCO F. (1931) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Fogli Ascoli Piceno e Giulianova*. R.Uff. Geol. Roma.
- SACCO F. & BONARELLI G. (1936) - *Note illustrative della Carta geologica d'Italia. Fogli Ancona, Jesi, Fermo e Macerata*. R.Uff. Geol. Roma, 41 pp.
- SACCO F., BONARELLI G. & SCARSELLA F. (1933) - *Carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio 124 Macerata*. R.Uff. Geol. Roma.
- SCARSELLA F. (1934) - *Osservazioni sui terreni marnoso arenacei miocenici compresi nel Foglio 132 Norcia*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **59** (4), 1-23.
- SCARSELLA F. (1941) - *Carta Geologica d'Italia, in scala 1:100.000. Foglio 132 Norcia*.
- SCARSELLA F. (1946) - *Di un motivo tettonico dell'Appennino centrale umbro-marchigiano*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **65**, 21-23.
- SCARSELLA F. (1953) - *Relazioni preliminari sui rilevamenti geologici fatti durante il 1953 nei Fogli: 139 L'Aquila, 140 Teramo*. *Boll. Serv. Geol. D'It.*, **73**.
- SELLI R. (1951) - *I caratteri geologici della regione marchigiana*. *Giorn. Geol.*, ser. 2a, **21** (1949), 99-125.
- SELLI R. (1952) - *Su un livello guida nel Messimiano romagnolo-marchigiano*. *Atti VII Congr. Naz. Del Metano e Petrolio, sez. I*, 199-206. Taormina.
- SELLI R. (1954) - *Il bacino del Metauro*. *Giorn. Geol.*, ser. 2a, **24** (1952), 5-268.
- SORBINI L. (1982) - *Il giacimento con vertebrati fossili del F. Marecchia (Poggio Berni, Appennino romagnolo)*. In: Cremonini G. & Ricci Lucchi F. (Eds), *Guida alla Geologia del margine appenninico-padano, 1° Centenario della Società Geologica Italiana*, 181-182.

- 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.
- TAVERNELLI E., DECANDIA F.A. & MARINO ALBERTI (1999) - *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.
- WALKER R.G. (1982) - Conglomerate, emphasizing fluvial and alluvial fan environments. In: Structures and sequences in clastic rocks. SEPM Short Course, **9**, 6-21.
- 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: Zuffa G.G. (Ed), Provenance of Arenites, NATO Asi series, **148**, D. Reidel Publ. Co., 165-189.