



ISPRA

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

Organo Cartografico dello Stato (legge n°68 del 2.2.1960)

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

**foglio 279
URBINO**

**A cura di:
N. Capuano¹**

Con i contributi di:

D. Savelli² (*geomorfologia e depositi continentali quaternari*)

S. Santini³ (*sismicità*)

G. Tonelli¹ (*caratteristiche tecniche e composizionali*)

(1) Istituto di Geologia Applicata - Università degli Studi di Urbino "Carlo Bo";

(2) Istituto di Geologia - Università degli Studi di Urbino "Carlo Bo";

(3) Istituto di Fisica - Università degli Studi di Urbino "Carlo Bo".

Ente realizzatore



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

Direttore del Servizio Geologico d'Italia (ISPRA):

A. TODISCO

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

F. GALLUZZO

Responsabile del Progetto CARG per la Regione Marche:

M. PRINCIPI

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA:

Revisione scientifica:

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

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coord.), S. Grossi

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

L. Battaglini, C. Cipolloni, D. Delogu; M. C. Giovagnoli (ASC)

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

D. Tacchia (coord.), S. Grossi

PER LA REGIONE MARCHE

Allestimento editoriale e cartografico:

N. Capuano, G. Pappafico

Informatizzazione e allestimento per la stampa dalla Banca Dati

L. Carmignani⁽⁴⁾, B. Graziosi⁽⁴⁾

(4) - Centro di GeoTecnologie, Università di Siena

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

M. T. Lettieri - Servizio Geologico d'Italia - ISPRA

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

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

INDICE

I	- INTRODUZIONE.....	Pag.	7
II	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE..... »		9
III	- STUDI PRECEDENTI..... »		13
IV	- STRATIGRAFIA..... »		17
1.	- BIOSTRATIGRAFIA E CRONOSTRATIGRAFIA..... »		17
2.	- LITOSTRATIGRAFIA..... »		23
3.	- UNITÀ DELLA VAL MARECCHIA..... »		25
3.1.	- ARGILLE VARICOLORI (AVR)..... »		25
3.2.	- FORMAZIONE DI PUGLIANO (PUG)..... »		26
3.3.	- FORMAZIONE DI MONTE MORELLO (MLL)..... »		26
3.4.	- FORMAZIONE DI MONTE FUMAILO (MFU)..... »		27
4.	- SUCCESSIONE UMBRO-MARCHIGIANA..... »		27
4.1.	- GRUPPO CALCAREO E/O MARNOSO DI MARGINE CONTINENTALE... »		27
4.1.1.	- <i>Maiolica</i> (MAI)..... »		28
4.1.2.	- <i>Marne a Fucoidi</i> (FUC)..... »		29
4.1.3.	- <i>Scaglia bianca</i> (SBI)..... »		30
4.1.4.	- <i>Scaglia rossa</i> (SAA)..... »		31
4.1.5.	- <i>Scaglia variegata</i> (VAS)..... »		33
4.1.6.	- <i>Scaglia cinerea</i> (SCC)..... »		34
4.1.7.	- <i>Bisciaro</i> (BIS)..... »		35
4.1.8.	- <i>Schlier</i> (SCH)..... »		36
4.2.	- GRUPPO SILICOCLASTICO SINOROGENICO DI AVANFOSSA E DI PIGGYBACK-THRUST BASINS..... »		38
4.2.1.	- <i>Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola</i> (FMA)..... »		39
4.2.1.1.	- Membro di Corniolo (FMA ₂)..... »		40
4.2.1.2.	- Membro di Galeata (FMA ₄)..... »		41
4.2.1.3.	- Membro di Collina (FMA ₅)..... »		44
4.2.1.4.	- Membro di Civitella (FMA ₉)..... »		45
4.3.1.	- <i>Formazione Marnoso-Arenacea Marchigiana</i> (FAM)..... »		46
4.3.1.1.	- Membro di S. Angelo in Vado (FAM ₁)..... »		47
4.3.1.2.	- Litofacies di Campo (FAM _{1a})..... »		48
4.3.1.3.	- Litofacies di Urbania (FAM _{1b})..... »		48
4.3.1.4.	- Litofacies di Belvedere (FAM _{1c})..... »		49
4.3.1.5.	- Membro di Urbino (FAM ₂)..... »		50
4.3.1.6.	- Litofacies della Valle di Schieti (FAM _{2a}).. »		50
4.4.1.	- <i>Formazione Gessoso-Solfifera</i> (GES)..... »		52

4.4.2.	- <i>Formazione di San Donato (FSD)</i>	Pag.	55
4.4.3.	- <i>Formazione a Colombacci (FCO)</i>	»	56
4.4.3.1.	- Litofacies di Case Petrelle (FCO_a)	»	59
4.4.3.2.	- Litofacies di Pietrarubbia (FCO_b).....	»	59
4.4.4.	- <i>Formazione delle Argille Azzurre (FAA)</i>	»	59
V	- EVOLUZIONE DEI BACINI		
	SEDIMENTARI MIO-PLIOCENICI	»	61
1.	- PREMESSA	»	61
2.	- IL BACINO PRE-EVAPORITICO	»	61
2.1.	- LA SEDIMENTAZIONE NEL LANGHIANO	»	62
2.2.	- LA SEDIMENTAZIONE NEL SERRAVALLIANO	»	62
2.3.	- LA SEDIMENTAZIONE NEL TORTONIANO.....	»	64
3.	- IL BACINO SIN- E POST-EVAPORITICO.....	»	65
3.1.	- LA SEDIMENTAZIONE NEL MESSINIANO	»	66
3.2.	- LA SEDIMENTAZIONE NEL PLIOCENE	»	67
VI	- GEOMORFOLOGIA E DEPOSITI CONTINENTALI		
	QUATERNARI	»	69
1.	- DEPOSITI DI FRANA IN EVOLUZIONE (a_1).....	»	71
2.	- DEPOSITI DI FRANA SENZA INDIZI DI EVOLUZIONE IN ATTO (a_{1q}).....	»	71
3.	- DEPOSITI DI VERSANTE (a)	»	72
4.	- COLTRI ELUVIO COLLUVIALI (b_2)	»	73
5.	- DEPOSITI ALLUVIONALI.....	»	75
5.1.	- SINTEMA DEL F. MUSONE (MUS_{bn})	»	75
5.2.	- SINTEMA DI MATELICA (MTI_{bn})	»	75
5.3.	- SUPERSINTEMA COLLE ULIVO/COLONIA MONTANI (AC_{bn}).....	»	78
5.4.	- SUPERSINTEMA DI URBANIA (UR_{bn})	»	79
VII	- TETTONICA	»	81
1.	- GENERALITÀ	»	81
2.	- ASSETTO STRUTTURALE.....	»	83
3.	- EVOLUZIONE TETTONICA.....	»	84
3.1.	- TETTONICA DELL' UNITÀ DELLA VAL MARECCHIA	»	84
3.2.	- TETTONICA DELLA SUCCESSIONE U-M.....	»	85
VIII	- ELEMENTI DI GEOLOGIA APPLICATA	»	89
1.	- FRANE.....	»	89
2.	- CARATTERISTICHE TECNICHE E COMPOSIZIONALI	»	90
3.	- RISORSE NATURALI	»	92

3.1.	- RISORSE IDRICHE.....	Pag.	92
3.2.	- RISORSE MINERARIE.....	»	93
4.	- SISMICITÀ.....	»	94
4.1.	- LA RETE SISMICA NAZIONALE	»	94
4.2.	- SISMICITÀ NELLA PROVINCIA DI PESARO E URBINO	»	95
4.3.	- LE STAZIONI IN RETE NAZIONALE DELL'INGV NELLA PROVINCIA DI PESARO E URBINO.....	»	97
	- BIBLIOGRAFIA	»	101

PROGETTO
CARG

I - INTRODUZIONE

Il Foglio 279 Urbino della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000 è stato realizzato *ex-novo* nell'ambito del programma CARG (Legge 305/1989) tramite convenzione tra il Servizio Geologico d'Italia e la Regione Marche.

Il rilevamento e la restituzione cartografica sono stati svolti utilizzando le nuove basi topografiche dell'IGM in scala 1:25.000 (Sezz. I-Urbino, II-Urbania, III-S. Angelo in Vado, IV-Sassocorvaro).

La cartografia finale in scala 1:50.000 è stata prodotta utilizzando la nuova base topografica dell'IGM edita nel 1997.

L'area del Foglio Urbino ricade quasi interamente nella Provincia di Pesaro-Urbino e ricopre la parte settentrionale dell'Appennino marchigiano comprendendo l'alta valle del Fiume Foglia, l'alta e media valle del Fiume Metauro e del Fiume Candigliano; solo parte del margine occidentale ricade nella provincia di Arezzo e nella provincia di Perugia.

La carta geologica in scala 1:50.000 è il risultato della totale revisione dei rilevamenti in scala 1:25.000 eseguiti, negli anni 1979-1982, nell'ambito del Progetto sperimentale della "nuova Carta Geologica d'Italia" del Servizio Geologico, nelle aree delle "Tavolette": Macerata Feltria p.p. (G. MARTELLI), Piandimeleto p.p. (G. MARTELLI, G. TONELLI, F. VENERI), S. Angelo in Vado p.p. (G. MARTELLI, G. TONELLI, F. VENERI), Piobbico (N. CAPUANO), Acqualagna p.p. (N. CAPUANO, G. TONELLI, F. VENERI), Sassocorvaro p.p. (L. R. ARDANESE, N. CAPUANO, G. TONELLI,

F. VENERI), Urbania (L. R. ARDANESE, N. CAPUANO, G. TONELLI, F. VENERI), Urbino p.p. (N. CAPUANO, G. TONELLI, F. VENERI) e Montecalvo in Foglia p.p. (N. CAPUANO, G. MARTELLI, G. TONELLI, F. VENERI).

I recenti progressi nelle conoscenze geologiche dell'Appennino hanno portato a ridefinire le caratteristiche delle principali unità litostratigrafiche.

I rilevamenti sono basati sul criterio litostratigrafico e molte formazioni sono suddivise in sottounità litostratigrafiche (membri e *litofacies*).

I depositi continentali quaternari sono stati organizzati in "sintemi" in modo da ottenere dati che permettono correlazioni con depositi alluvionali di bacini idrografici appartenenti ad altri fogli.

Gli elementi strutturali presenti si inquadrano perfettamente nel noto stile deformativo a pieghe e sovrascorrimenti che caratterizza l'Appennino settentrionale.

Sia durante i rilevamenti che nella fase di revisione, sono state effettuate campionature sistematiche per lo studio delle nannofaune calcaree, nei membri e nelle *litofacies* della *Marnoso-arenacea l. s.*, al fine di ottenerne un migliore inquadramento cronostatigrafico. Il contributo della biostratigrafia è stato utile sia per una completa ridefinizione stratigrafica di alcune unità litostratigrafiche note in letteratura, sia dal punto di vista strutturale.

Il rilevamento del substrato dell'intera area è stato effettuato da N. CAPUANO, G. PAPPAFICO, G. TONELLI, S. TOSTI, con contributi di E. LEVATI,

S. MERANGOLA, M. PERA, M. TRAMONTANA (vedi quadro di suddivisione dei rilevatori).

Le sezioni stratigrafiche sono state misurate ed elaborate da N. CAPUANO e G. PAPPAFICO.

Il rilevamento dei depositi continentali quaternari e degli elementi geomorfologici è stato condotto come tematismo da O. NESCI, D. SAVELLI,

F. VENERI.

R. COCCIONI e C. MORICI hanno esaminato le microfaune a foraminiferi e

A. DI STEFANO i nannofossili delle unità terrigene.

II - INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

Il settore di catena appenninica in cui ricade il Foglio 279 Urbino costituisce un'area chiave per la comprensione e l'evoluzione geologica delle Marche settentrionali. Esso infatti offre situazioni particolarmente favorevoli per lo studio dei rapporti fra tettonica e sedimentazione e dello sviluppo delle pieghe e dei sovrascorrimenti, in relazione agli sforzi compressivi mio-pleiocenici.

Le zone di raccordo fra le principali dorsali carbonatiche e le adiacenti depressioni, colmate da successioni silicoclastiche, rappresentano un contesto ideale per capire la relazione tra l'evoluzione del sistema di *thrust* e la continua variazione dell'assetto fisiografico dell'antistante avanfossa e dei bacini associati (fig. 1).

L'area di pertinenza del Foglio ricade a cavallo di quattro fogli in scala 1:100.000: in gran parte nel Foglio 109 "Pesaro" (CARLONI *et alii*, 1971), in minor misura nei Fogli 108 "Mercato Saraceno" (RUGGERI, 1970), 115 "Citta di Castello" (JACOBACCI *et alii*, 1970), 116 "Gubbio" (SACCO, 1932) e comprende successioni sedimentarie appartenenti a tre diversi domini paleogeografici: Ligure, Epiligure e Umbro-Marchigiano. I depositi appartenenti ai primi due domini, affioranti nell'estrema parte nord-occidentale del Foglio, si sono accavallati su quelli del dominio Umbro-Marchigiano (U-M) al passaggio Tortoniano inferiore-superiore e nel Messiniano basale (CAPUANO *et alii*, 1986; 1987; CONTI *et alii* 1987; CONTI, 1989; 1994).

Nella parte meridionale ed orientale del foglio ricadono le terminazioni periclinali settentrionali di una serie di anticlinali asimmetriche che da O verso

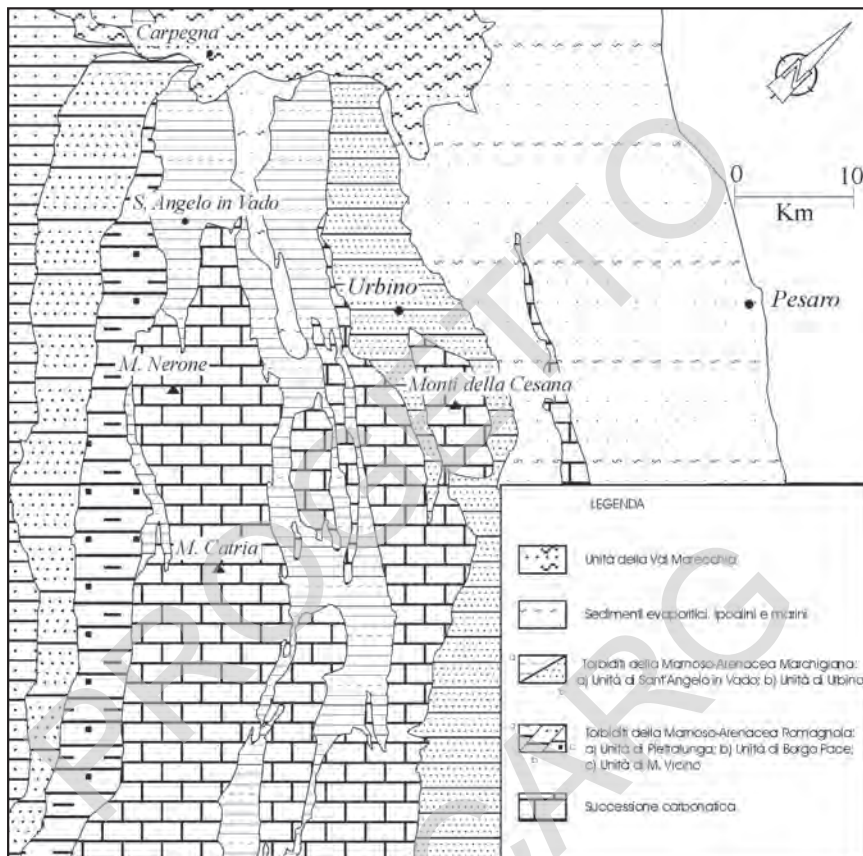


Fig. 1 - Schema geologico dell'Appennino nord-marchigiano.

E, sono: le anticlinali di Monte Nerone e di Monte di Montiego, costituenti la Dorsale Umbro-Marchigiana; le anticlinali di Naro e di Acqualagna, facenti parte del Bacino Marchigiano interno; l'anticlinale del Furlo (Dorsale Marchigiana) e l'anticlinale dei Monti delle Cesane. Queste strutture, generalmente allungate in direzione NO-SE, sono costituite da unità principalmente carbonatiche mesozoiche-paleogeniche, appartenenti al margine continentale dell'Adria. Le sinclinali interposte comprendono, invece, unità emipelagiche e torbiditiche appartenenti ad un sistema deposizionale scarpata-avanzfossa, relativo a un contesto geodinamico di margine attivo.

I sedimenti pre-evaporitici, costituenti gran parte dell'area del Foglio, sono rappresentati sia dalla *Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola*, differenziata in membri e orizzonti guida (cap. IV, 4. 2. 1.), sia dalla *Formazione Marnoso-*

Arenacea Marchigiana, suddivisa in membri e *litofacies* (cap. IV, 4. 3. 1.). Sono localmente presenti olistostromi e *slump*.

I depositi sin e post-evaporitici, analogamente ad altri settori dell'avanfossa appenninica, comprendono dal basso la: *Formazione Gessoso-Solfifera*, *Formazione di S. Donato*, *Formazione a Colombacci*.

La sedimentazione pliocenica, a prevalente composizione pelitica, è rappresentata solo dalla *Formazione delle Argille Azzurre*.

Lo stile tettonico è caratterizzato essenzialmente da pieghe e sovrascorrimenti, avanvergenti e retrovergenti, riconducibili a fasi deformative compressive neogeniche. I principali livelli di scollamento sono ubicabili nelle unità prevalentemente pelitiche dello *Schlier* e nelle evaporati triassiche.

Limitatamente all'anticlinale di Monte di Montiego sono diffuse faglie dirette orientate N-S e NNO-SSE; del tutto marginali sembrano essere gli effetti di tettonica trascorrente.

PROGETTO
CARG

III - STUDI PRECEDENTI

L'Appennino marchigiano settentrionale è stato sin dal secolo scorso oggetto di studio da parte di molti ricercatori. Rimandando per una trattazione più specifica alle singole voci, ci limitiamo qui ad indicare le linee generali che hanno permesso di sviluppare le conoscenze geologiche di questo territorio. La descrizione che segue è riassunta per grandi temi:

- L'Unità della Val Marecchia ha rappresentato la palestra di discussione e d'applicazione di geologi italiani e stranieri per affermare concezioni alloctonistiche.

I primi Autori che hanno lavorato nell'area in cui ricade il Foglio consideravano le formazioni affioranti nell'Appennino settentrionale come un'unica successione stratigrafica, interpretata, pur con diverse vedute, secondo la visione autoctonistica dell'epoca. In contrapposizione a questa, una interpretazione faldista per i terreni dell'Unità della Val Marecchia (o colata del Montefeltro), è stata propugnata per la prima volta da STEINMANN (1907). BONARELLI (1929) interpreta detti terreni come una colata gravitativa di provenienza sud-occidentale, mentre PRINCIPI (1925b, 1934, 1938) e SACCO (1940) invocano un'origine diapirica autoctonistica. Più tardi MERLA (1951) introduce il concetto di semi-alloctonia e RUGGERI (1958) dimostra la fase dello spostamento superficiale dell'Unità della Val Marecchia dal Miocene superiore al Pliocene inferiore.

Studi tematici indirizzati alla biostratigrafia e alla sedimentologia dei terreni alloctoni della Val Marecchia sono stati condotti da RICCI LUCCHI (1964), CAPUANO (1980), CAPUANO & PAPPAFICO (1994). Analisi strutturali sugli stessi terreni

sono state condotte da MANNORI & SANI (1987), confermando un meccanismo di messa in posto di tipo gravitativo. CAPUANO *et alii* (1986a, 1987c) presentano una ricostruzione palinspastica schematica della porzione frontale dell'Unità della Val Marecchia.

Un inquadramento strutturale di dettaglio del Montefeltro con riferimento alla sezione sismica di BALLY *et alii* (1986), è stato proposto da DE FEYTER (1991), DE FEYTER *et alii* (1986), DE FEYTER & MENICHETTI (1988), che hanno illustrato lo stile della deformazione superficiale della successione umbro-marchigiana-romagnola, in linea con i concetti sottolineati da TEN HAAF & VAN WAMEL (1979). Infine, CONTI *et alii* (1987), CONTI (1989, 1994), CONTI & GELMINI (1994, 1995) e CONTI & TOSATTI (1996) descrivono l'evoluzione strutturale della Val Marecchia durante il Neogene in un contesto di migrazione del sistema "fronte deformativo-avanfossa".

- La stratigrafia e l'assetto strutturale dell'Appennino nord-marchigiano sono stati in passato ampiamente studiati da PRINCIPI (1925a, 1931) e RENZ (1933) che condussero i primi studi sistematici sulle unità autoctone del Foglio distinguendo una sequenza umbro-romagnola e una umbro-marchigiana. Lo stile strutturale dell'intera successione è stato documentato da SIGNORINI (1941). SELLI (1949, 1954) ha descritto, con visione moderna, i caratteri salienti della geologia marchigiana in lavori di sintesi regionale. In seguito SIGNORINI (1946), VENZO (1954), AMATESI (1963) e STERN (1969) hanno affrontato alcune problematicherie relative a terreni alloctoni e autoctoni del Foglio. Accanto a questi lavori divenuti ormai "classici", si ricordano le più recenti descrizioni e interpretazioni di CENTAMORE & DEIANA (1986), CENTAMORE & MICARELLI (1991) e PARISI (1994) sulla stratigrafia del Mesozoico e del Terziario. Studi tematici stratigrafici e geocronologici sulle *Marne a Fucoidi* sono stati compiuti da COCCIONI *et alii* (1987a, b). Problematicherie e considerazioni geochimiche sul limite K/T nella *Scaglia rossa* sono state affrontate da WEZEL (1979) e WEZEL *et alii* (1981), mentre la parte superiore della successione Umbro-Marchigiana è stata esaminata da GUERRERA (1977), GUERRERA *et alii* (1988), DUBBINI *et alii* (1991), COCCIONI & MONTANARI (1994). Diversi aspetti delle torbiditi umbro-marchigiane-romagnole sono state trattate da ARDANESE *et alii* (1983, 1987) e CAPUANO *et alii* (1987a). Particolarmente intensa è stata la ricerca sulla porzione messiniana (FARABEGOLI & RICCI LUCCHI, 1973; BORSETTI *et alii*, 1975; BELLAGAMBA, 1978; CASATI *et alii*, 1978; SAVELLI & WEZEL, 1978; DE FEYTER & MOLENAAR, 1984; MOLENAAR & DE FEYTER, 1985; ARDANESE & MARTELLI, 1986; CAPUANO & D'ANTONIO, 1992; BASSETTI, 1994; MAZZOLI, 1994). Infine, CAPUANO (1990a; 1991; 1992; 1993), CAPUANO & PAPPAFICO (1992; 1994), CAPUANO *et alii* (1986b, 1989, 1991, 1994a), hanno analizzato l'evoluzione sedimentaria e tettonica del Pliocene nord-marchigiano.

In questi ultimi anni molti lavori si sono focalizzati sull'evoluzione dell'Appennino umbro-marchigiano anche attraverso l'interpretazione di profili sismici.

Tra questi si ricordano quelli di BALLY *et alii* (1986), BOCCALETTI *et alii* (1986; 1990), CAPUANO & GIAMPIERI (1989), LAVECCHIA *et alii* (1989), MENICETTI *et alii* (1991), CALAMITA *et alii* (1994), CARMIGNANI *et alii* (1995), PIALLI *et alii* (1995), BARCHI *et alii* (1998), DE DONATIS *et alii* (1995; 1998), COWARD *et alii* (1999).

- La *Marnoso-arenacea l. s.* è stata a più riprese analizzata e interpretata da RICCI LUCCHI (1967, 1975, 1981, 1986a, 1986b, 1990) secondo uno schema di suddivisione in interna (*inner stage*) ed esterna (*outer stage*), in cui il limite tra “*inner stage*” e “*outer stage*” viene fatto coincidere col passaggio Serravalliano/Tortoniano. VAN WAMEL & ZWART (1990), DELLE ROSE *et alii* (1990), DE FEYTER (1991), MENICETTI *et alii* (1991), suddividono la *Marnoso-arenacea* in numerose unità strutturali, a cui è talvolta dato valore di unità paleogeografiche.

Studi sulla provenienza sono stati condotti da RICCI LUCCHI & PIALLI (1973), ARDANESE *et alii* (1983), GANDOLFI *et alii* (1983), CHIOCCHINI *et alii* (1986), ZUFFA (1992).

L'ambiente di sedimentazione (avanfossa) della *Formazione Marnoso-arenacea* varia dalla conoide esterna alla piana sottomarina (RICCI LUCCHI, 1975). CONTI (1994), seguendo il modello di RICCI LUCCHI & ORI (1985) e di RICCI LUCCHI (1986a), distingue la *Marnoso-arenacea* in *Interna* ed *Esterna* e suddivide quest'ultima in tre membri. Di questi, il primo corrisponde alla “*facies romagnola*” di RUGGERI (1970), il secondo alla “*facies marchigiana*” di RUGGERI (1970). I due membri sono correlabili con la Formazione B della *Marnoso-arenacea* di DE FEYTER (1991), e comprendono le Unità tettoniche di Borgo Pace e di Monte Vicino di DELLE ROSE *et alii* (1990) e di DE FEYTER (1991). L'ambiente di deposizione è torbido distale, con torbiditi di lobo di conoide e di piana sottomarina. Il terzo membro è comparabile alle “*Molasse grossolane*” di RUGGERI (1970), alle “*Arenarie di Urbania*” di ARDANESE *et alii* (1987) e DE FEYTER (1991) e al “*Membro di Fontanelice*” di BENINI *et alii* (1991).

- In merito alla cartografia geologica utili informazioni sono contenute nella Carta Geologica delle Marche in scala 1:250.000 di CENTAMORE (1986), nella Carta Geologica in scala 1:100.000 dei fogli: 109 “Pesaro”, 108 “Mercato Saraceno”, 115 “Città di Castello”, 116 “Gubbio”, con le relative Note illustrative; a queste si aggiungono quelle della carta Geologica del Montefeltro meridionale in scala 1:30.000 di DE FEYTER (1991), quelle della Carta Geologica dell'area compresa tra i fiumi Savio e Foglia in scala 1:50.000 di CONTI (1989) e della Carta Geologica dell'alta Val Marecchia in scala 1:50.000 di CONTI (1994) con relative note illustrative.

La diversità della scala operativa, l'attuale disponibilità di basi topografiche più precise, l'evoluzione dei criteri di ricerca e delle conoscenze che ne derivano, fanno sì che a volte il confronto con i nuovi dati emersi dal rilevamento del Foglio 279 sia caratterizzato da forti differenze, particolarmente rilevanti all'interno soprattutto della *Marnoso-arenacea l. s.* e delle unità messiniane, dovute essenzialmente ad un affinamento dei criteri di distinzione.

PROGETTO
CARG

IV - STRATIGRAFIA

1. - BIOSTRATIGRAFIA E CRONOSTRATIGRAFIA

Gli schemi utilizzati per il Foglio 279 Urbino sono quattro e si riferiscono alla stratigrafia del Cretacico (fig. 2), del Paleogene (fig. 3), del Miocene (fig. 4) e del Plio-Pleistocene (fig. 5).

Le attribuzioni di età alle unità litostratigrafiche silicoclastiche affioranti nel Foglio sono basate in larga misura sulla biostratigrafia a nannofossili calcarei, mentre per le unità calcaree e marnose l'età è stata dedotta da dati biostratigrafici di letteratura, utilizzando biozonazioni elaborate per l'area U-M e ampiamente collaudate a scala regionale.

Nello schema-tempo di figura 6 sono collocate le unità litostratigrafiche cartografate.

Nelle successive descrizioni si fa implicito riferimento, anche senza richiamo, agli schemi stratigrafici sopra citati.

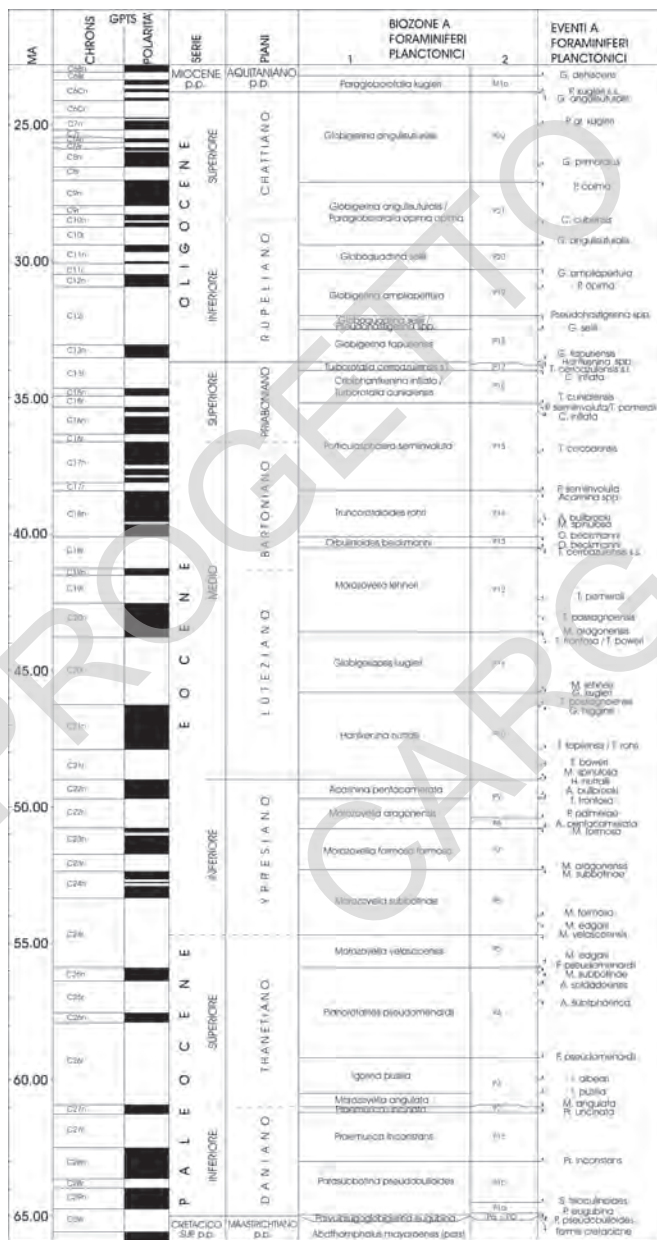


Fig. 3 - Schema stratigrafico del Paleogene.
Magnetostratigrafia (GPTS) da CANDE & KENT (1995).
Biocronologia e cronostratigrafia da BERGGREN et alii (1995).

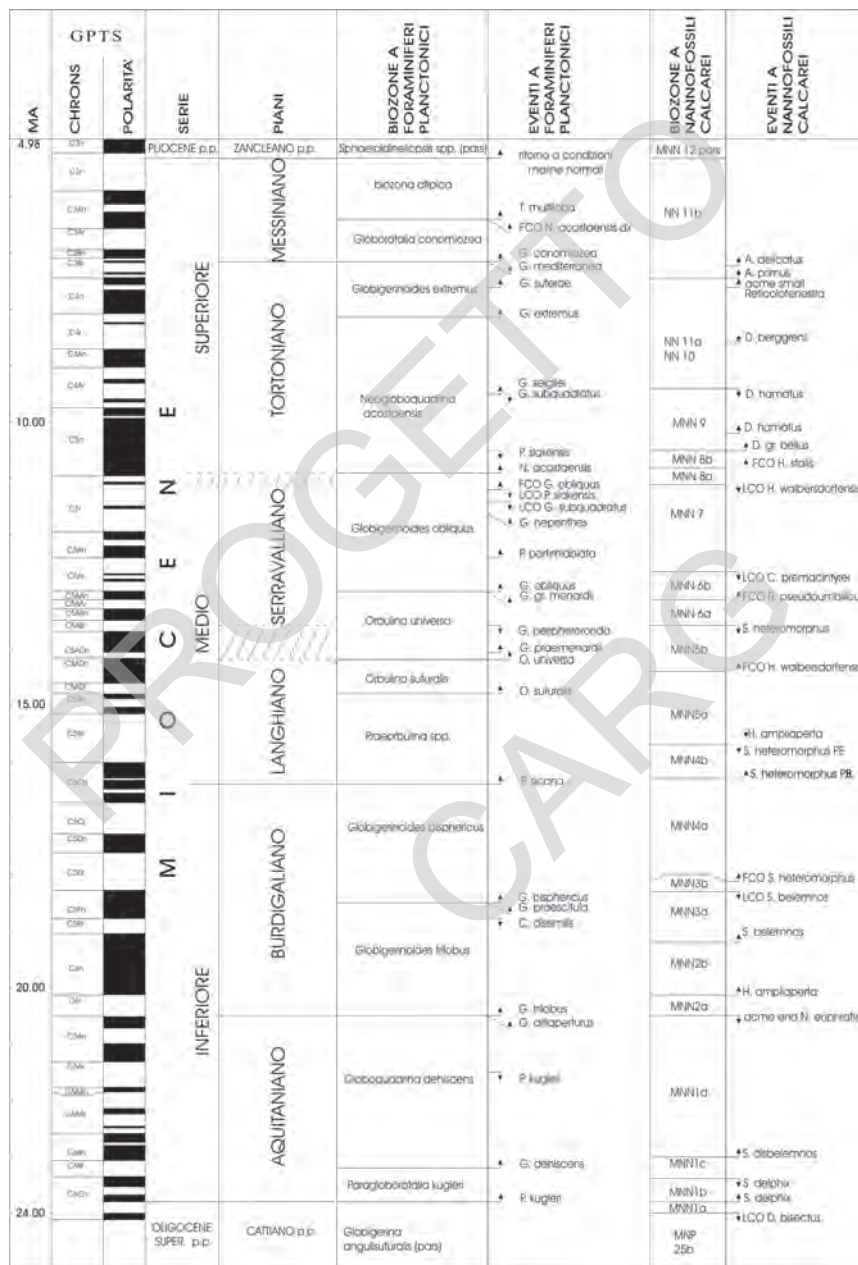


Fig. 4 - Schema stratigrafico del Miocene. Biozone a nannofossili calcarei da FORNACIARI & RIO (1996); da FORNACIARI et alii (1996); da MONTANARI et alii Eds (1977); da MARTINI (1971).

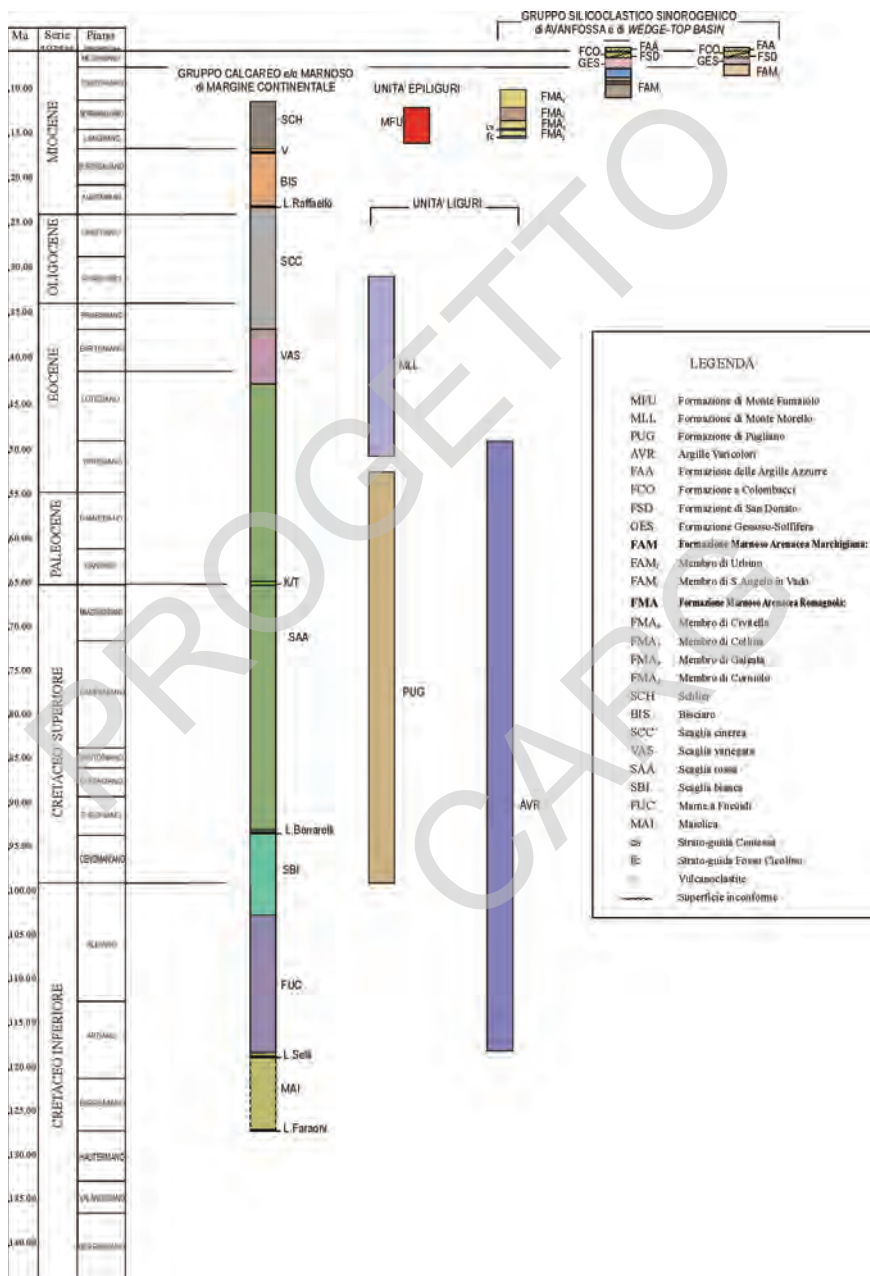


Fig. 6 Schema Crono-litostratigrafico del Foglio 279

2. - LITOSTRATIGRAFIA

Le formazioni presenti nel Foglio 279 Urbino, a parte i depositi continentali quaternari, appartengono a due unità strutturali e successioni stratigrafiche differenti:

- A) Unità della Val Marecchia, costituisce il complesso delle successioni mesozoiche-terziarie liguri ed epiliguri (fig. 7), in posizione alloctona ed è posta sopra l'unità umbro-marchigiana; le successioni epiliguri si sono deposte sulla Coltre Ligure in movimento in settori più interni della catena ("bacini satellite");
- B) Unità Umbro-Marchigiana (U-M), comprende un'ampia successione sedimentaria depositatasi durante un intervallo di oltre 130 milioni di anni: dalla *Maiolica* del Cretacico inferiore (Hauteriviano) alle *Argille Azzurre* del Pliocene inferiore (Zancleano). Dal Miocene inferiore in poi è stata coinvolta nell'orogenesi appenninica.

All'interno della successione U-M sono presenti sia livelli-guida litostratigrafici di significato regionale e globale (*Livelli Faraoni, Selli, Bonarelli, Raffaello*) sia lacune stratigrafiche e discontinuità mio-plioceniche legate, di volta in volta, ad *unconformities* regionali e locali, a variazioni batimetriche o, infine, a scivolamenti subacquei di varia estensione.

La prima superficie di discontinuità si ritrova alla base delle unità silicoclastiche. Essa pertanto delimita la *Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola* e la *Formazione Marnoso-Arenacea Marchigiana* dal sottostante *Schlier*, rispettivamente nel bacino romagnolo di avanfossa interno e nel bacino marchigiano di avanfossa esterno.

La seconda discontinuità è ubicata alla base della *Formazione Gessoso-Solfifera*, che giace sulla *Formazione Marnoso-Arenacea Marchigiana*.

La terza, interna alla *Formazione Gessoso-Solfifera*, è posta alla base del livello di gessi risedimentati.

La quarta si trova al passaggio tra la *Formazione Gessoso-Solfifera* e la *Formazione di S. Donato* o, dove questa manca, alla base della *Formazione a Colombacci*.

La quinta si riconosce al passaggio tra la *Formazione di S. Donato* e la sovrastante *Formazione a Colombacci*.

La sesta è ubicata alla base dei depositi pliocenici, al passaggio tra la *Formazione delle Argille Azzurre* e la *Formazione a Colombacci* (fig. 7).

La successione U-M è stata suddivisa in base sia alla composizione litologica che all'ambiente di deposizione in due gruppi:

- 1) calcareo e/o marnoso, di margine continentale,
- 2) silicoclastico sinorogenico, di avanfossa e di *piggyback-thrust basin*.

Il primo gruppo comprende le seguenti unità litostratigrafiche: *Maiolica*, *Marne a Fucoidi*, *Scaglia bianca*, *Scaglia rossa*, *Scaglia variegata*, *Scaglia cinerea*, *Bisciaro*, *Schlier* (fig. 7).

Al secondo gruppo appartengono le unità pre-, sin- e post-evaporitiche: *Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola*, *Formazione Marnoso-Arenacea Marchigiana*, *Formazione Gessoso-solfifera*, *Formazione di S. Donato*, *Formazione a Colombacci*, *Formazione delle Argille Azzurre* (fig. 7).

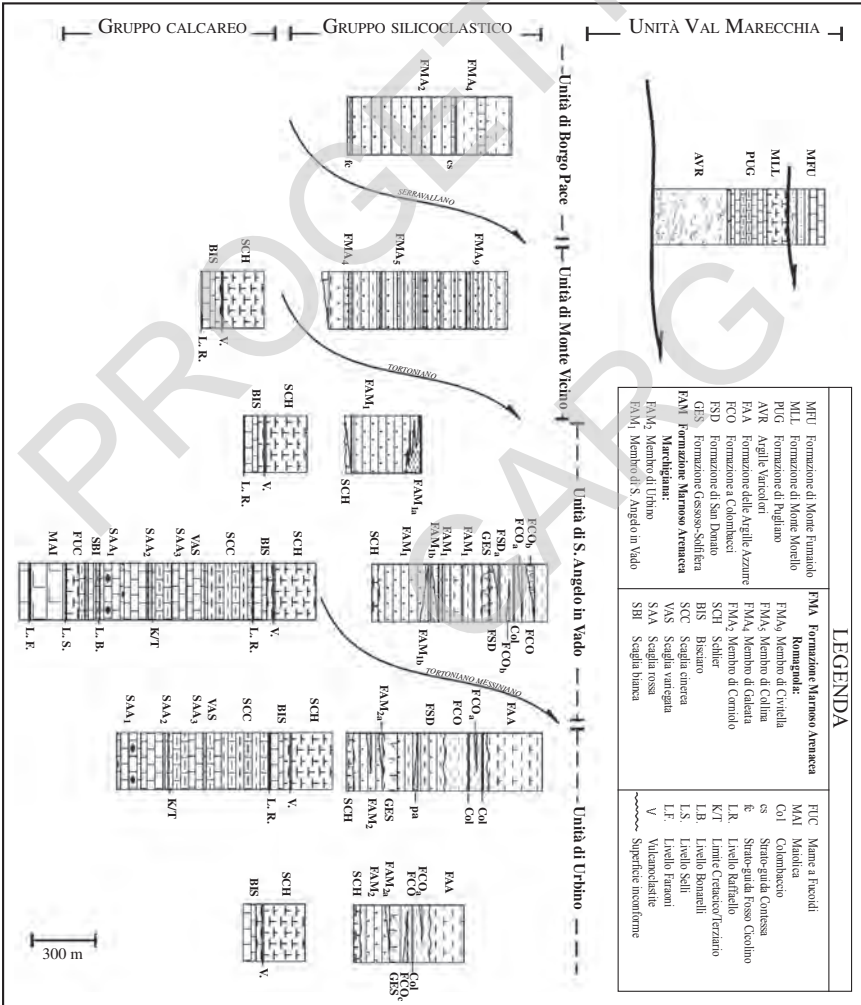


Fig. 7 - Schema stratigrafico strutturale del Foglio 279 Urbino

3. - UNITÀ DELLA VAL MARECCHIA

In Val Marecchia la successione stratigrafica, di pertinenza ligure e riconosciuta nell'area di Carpegna, è rappresentata prevalentemente dalle *Argille Varicolori* (argilliti policrome con associati calcari e arenarie torbiditiche, di età Campaniano-Ypresiano), correlabili, presumibilmente, con le *Argille e Calcarei di Canetolo* (Foglio 217 “Neviano degli Arduini”) e da una unità superiore, interamente torbiditica, composta da calcari e marne, di età Ypresiano-Rupeliano, correlabile, forse, con il membro di *Groppe del Vescovo* (Foglio 217 “Neviano degli Arduini”).

Nell'area del Foglio l'Unità della Val Marecchia sovrascorre al di sopra dell'Unità U-M, in due momenti deformativi che, procedendo da SO verso NE, sono riferibili rispettivamente alla fine del Tortoniano inferiore e al Messiniano inferiore (CAPUANO *et alii*, 1986a; 1987c; CONTI *et alii* 1987; CONTI 1989; 1994).

Al di sopra delle *Argille Varicolori*, in contatto netto e discordante, poggia l'Unità Epiligure, qui rappresentata dalla sola *Formazione di Monte Fumaiolo* (fig. 7).

3.1. - ARGILLE VARICOLORI (AVR)

Affiorano a NE di Carpegna in modo discontinuo, per la presenza di una notevole copertura detritica di versante, e rappresentano la base stratigrafica della successione. Si tratta di un'unità molto deformata, costituita in prevalenza da argille e argilliti, talora siltose e marnose, grigie e varicolori, con struttura caotica, foliate, inglobanti, localmente: inclusi litologicamente eterogenei costituiti da strati di calcareniti chiare e grigie, calcilutiti verdine e rossastre, calcari marnosi talora nerastri per la presenza di ossidi di manganese, calcari silicizzati verdastri, arenarie medio-fini contenenti quarzo, litici scuri e muscovite.

L'unità è stata considerata da RUGGERI (1970) come un unico “complesso” indifferenziato e caoticizzato per effetto di fenomeni gravitativi (*Argille Scagliose* Autt.).

Nell'area del Foglio, l'originaria successione stratigrafica non è mai osservabile. Nelle zone più esterne, tra Carpegna e Pietrarubbia, le *Argille Varicolori* passano verso l'alto alla *Formazione di Monte Morello* con un contatto di natura apparentemente stratigrafica.

Lo spessore, difficilmente valutabile per l'intensa tettonizzazione, potrebbe essere stimato in circa 300 m.

L'età è riferibile con ogni probabilità ad un ampio intervallo stratigrafico compreso tra l'Aptiano e l'Ypresiano (CONTI, 1994, *cum bibl.*).

L'ambiente deposizionale è di tipo marino profondo a sedimentazione pelagica.

3.2. - FORMAZIONE DI PUGLIANO (PUG)

Distinta per la prima volta da BORTOLOTTI (1962), veniva inclusa nel “Complesso Caotico” da RUGGERI (1970), mentre DE FEYTER (1991) non la distingue ed i corrispondenti litotipi erano in parte attribuiti alla *Formazione di Monte Morello* ed in parte a quella di *Villa a Radda*. Questa ultima denominazione era stata usata in passato (RUGGERI, 1970) per indicare alcuni piccoli lembi d'argilliti variegiate contenenti sporadiche lenti d'arenarie calcarifere, calcari e diaspri rossi affioranti nei terreni alloctoni del versante toscano (zona del Chianti).

L'unità affiora in limitati lembi al poligono di tiro militare di Monte Cassinelle a Sud di Carpegna. E' costituita da torbiditi calcaree, caratterizzate da calcareniti grigio-chiare, a grana fine, in strati da medi a spessi alternati a peliti nocciola, da calcilutiti grigio-chiare, rosate e/o verdastre a base calcarenitica, in strati da medi a spessi alternati a peliti grigio-verdastre o grigio-rossastre; le sequenze più frequentemente rappresentate sono Tc-Te. Le intercalazioni argillose tendono a divenire predominanti verso la base della formazione, dove assumono un aspetto varicolore.

Il passaggio alla sovrastante *Formazione di Monte Morello* avviene, generalmente, per alternanza, con il progressivo aumento della componente calcareo-marnosa, mentre nella zona di Monte Cassinelle il contatto è di natura tettonica. Lo spessore valutato varia da pochi m a circa 100 m.

L'età si estende dal Cenomaniano all'Ypresiano. L'ambiente deposizionale è di tipo pelagico con processi di sedimentazione torbiditica.

3.3. - FORMAZIONE DI MONTE MORELLO (MLL)

Nota come *Alberese* (BORTOLOTTI, 1964), è correlabile (nell'Appennino emiliano) al membro di *Gropo del Vescovo* dell'Unità Bratica (Foglio 217 “Neviano degli Arduini”).

Gli affioramenti più estesi e significativi si trovano a N di Carpegna e ad E di Monte Cassinelle.

E' costituita prevalentemente da strati calcareo-marnosi di origine torbiditica, da medi a molto spessi, alternati a calcilutiti marnose e marne.

Studi dettagliati a carattere petrografico delle torbiditi sono stati intrapresi solo di recente (CAPUANO *et alii*, 1982; PONZANA, 1993); quest'ultimo riconosce almeno 4 petrofacies all'interno dell'unità (1: areniti silicoclastiche, 2: areniti ibride, 3: calcareniti, 4: areniti ofiolitiche). Le paleocorrenti, misurate alla base degli strati arenitici, indicano direzioni di apporto dai quadranti nord-occidentali.

Più raramente nella parte basale, affiorante al di fuori del Foglio (valle del Torrente Messa) si ha un livello vulcanoclastico di circa 10 cm che testimonia

l'attività vulcanica dell'Eocene superiore. L'unità, raggiunge il massimo spessore di circa 300 m a Croce di S. Sisto.

L'età si estende dall'Ypresiano al Rupeliano (PERRONE *et alii*, 1998). L'ambiente deposizionale è di piana bacinale, alimentato da un sistema torbiditico.

3.4. - FORMAZIONE DI MONTE FUMAILOLO (MFU)

Affiora in una placca isolata, di limitata estensione, solo nella zona a NE di Carpegna e poggia con un contatto stratigrafico discordante sulle *Argille Varicolori*.

E' costituita da biocalcareni grigio-verdastre, glauconitiche, a grana medio-grossolana, in strati da medi a spessi, a laminazione piano-parallela, cuneiforme ed obliqua a piccola e media scala, passanti verso l'alto gradualmente ad arenarie glauconitiche in strati da spessi a molto spessi, a laminazione obliqua concava a media e grande scala (*hummocky*), alternate a sottili marne grigio-chiare, più abbondanti nella parte alta.

La formazione ha carattere trasgressivo alla base, mentre la sua parte superiore testimonia l'istaurarsi di un ambiente di piattaforma neritica.

L'unità è correlabile, in Emilia, al *Gruppo del Bismantova*.

Potenza affiorante 60 m. L'età si estende dal Langhiano al Serravalliano (AMOROSI, 1992). L'ambiente deposizionale è di piattaforma.

4. - SUCCESSIONE UMBRO-MARCHIGIANA

La successione U-M riflette l'evoluzione di un tratto del margine passivo del Paleocontinente africano (Adria) da un ambiente continentale a uno di piattaforma carbonatica, a uno pelagico.

La sequenza emipelagica che segue segna l'inizio della flessurazione dell'avanfossa, identificando la rampa che raccorda l'avampaese con l'avanfossa.

La sequenza torbiditica documenta la progressiva migrazione della deformazione compressiva.

4.1. - GRUPPO CALCAREO E/O MARNOSO DI MARGINE CONTINENTALE

Nell'area del Foglio 279 Urbino, la base della successione sedimentaria rappresenta un ambiente pelagico, individuatosi già alla fine del Lias inferiore in relazione a un'attività distensiva - connessa al *rifting tetideo* - che ha determinato l'annegamento della preesistente piattaforma carbonatica e l'istaurarsi di un ambiente pelagico. Quest'ultimo era controllato da faglie sinsedimentarie normali,

alle quali sono imputabili le diverse successioni giurassiche riconosciute da tempo nell'area umbro-marchigiana: *successioni complete* e *successioni condensate* (COLACICCHI *et alii*, 1970; CENTAMORE *et alii*, 1971).

Alla fine del Giurassico e durante il Cretacico inferiore le formazioni della *Maiolica*, delle *Marne a Fucoidi* e della *Scaglia bianca p.p.*, si sono depositate in un regime di relativa quiete tettonica (WEZEL, 1985).

Nel Cretacico superiore-Paleogene una ripresa dell'attività tettonica (legata forse alla chiusura del *bacino ligure-piemontese*) è responsabile della genesi di lacune sedimentarie, di *slumping* intraformazionali, delle variazioni di spessore, e della distribuzione e frequenza degli apporti detritici carbonatici extrabacinali nella *Scaglia rossa*, *Scaglia variegata*, *Scaglia cinerea* (CHAN *et alii* 1985; COLACICCHI *et alii*, 1985; CAPUANO *et alii* 1992; CELLO *et alii*, 1995).

L'attività tettonica eocenica è accompagnata da un vulcanesimo sottomarino di cui si rinvencono tracce nella *Scaglia cinerea p.p.*

Con l'Oligo-Miocene, intervallo di relativa calma tettonica, le emipelagiti della *Scaglia cinerea*, del *Bisciaro* e dello *Schlier* rappresentano la sedimentazione nell'avampaese e nella scarpata di raccordo con la più occidentale avanfossa terrigena della *Marnoso-arenacea l. s.*

4.1.1. - *Maiolica* (MAI)

E' rappresentata nel Foglio solo la parte superiore che affiora al nucleo delle anticlinali di Monte di Montiego e di Acqualagna (ad E dell'abitato di Fossato, e nel tratto in alveo del Fiume Candigliano), dove è costituita da calcari micritici bianchi, ben stratificati, con frattura concoide, e da selce grigia e nera in liste e noduli.

In prossimità del passaggio con le *Marne a Fucoidi* si hanno colorazioni più scure nei litotipi calcarei, frequenti intercalazioni di peliti grigio-scure e nerastre, ricche in materia organica (*black shales*).

Nell'unità sono comuni le strutture di dissoluzione (stiloliti) alla base degli strati.

La porzione superiore dell'unità, affiorante nel Foglio, si caratterizza per la presenza del *Livello Faraoni* (CECCA *et alii*, 1994), orizzonte guida regionale, spesso 15-20 cm, formato da un'alternanza di *black shales*, con valori in carbonio organico compresi tra il 13% e il 25%, e di strati calcarei.

Il *Livello Faraoni* è particolarmente ricco in ammoniti, la cui forma più significativa, *Pseudothurmannia cotulloi* (PARONA), permette di attribuirlo all'Hauteriviano terminale (130 Ma). Questo livello è stato correlato alla scala magnetostratigrafica e coincide con la parte media del Chron CM4 (fig. 2).

La parte sommitale dell'unità, compresa tra il *Livello Faraoni* e il limite for-

mazionale con le sovrastanti *Marne a Fucoidi*, ha uno spessore compreso tra 40-70 m. L'età è riferibile all'intervallo Barremiano-Aptiano inferiore.

Sono presenti scivolamenti gravitativi intraformazionali (*slumping*) che testimoniano l'esistenza di una variabilità batimetrica della superficie di deposizione del fondo marino, ancora persistente nel Cretacico inferiore.

Le forme più comuni dell'associazione paleontologica sono: *Aptychus* sp. , Radiolaria, *Colomisphaera carpathica* (BORZA), *Crassicollaria* spp. , *Tintinnop-sella carpathica* (MURG. & FIL.), *Calpionella alpina* (LORENZ), *Remaniella* spp. , *Calpionella elliptica* (CADISCH), *Calpionellopsis simplex* (COLOM), *Cs. Oblonga* (CADISCH), *Praecalpionellites murgeanui* (POP), *Calpionellites darderi* (COLOM), *Hedbergella* spp. , *Globigerinelloides blowi* (BOLLI).

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

L'età si estende dal Titoniano superiore all'Aptiano inferiore *p.p.*

Spessore affiorante: 70-120 m. Il tasso di deposizione nella *Maiolica* è di 9. 7 m/Ma durante il Berriasiano. Esso aumenta a 20 m/Ma nell'Hauteriviano e diminuisce a 11. 3 m/Ma durante il Barremiano. L'ambiente deposizionale è di tipo pelagico spesso con condizioni riducenti del fondo marino.

Con la fine della sedimentazione della *Maiolica* si hanno bruschi cambiamenti delle condizioni ambientali generali: oltre al livellamento della morfologia marina, conseguente all'esaurirsi della fase distensiva giurassica e al parziale colmamento delle depressioni, si verifica un ricambio delle microfaune ed un notevole aumento dell'apporto argilloso. Si passa così da una sedimentazione prevalentemente calcareo-silicea ad una marnoso-calcareo, marnosa o marnoso-argillosa. Si rinvencono facies anossiche, quali il *Livello Selli* (alla base delle *Marne a Fucoidi*) e il *Livello Bonarelli* (in prossimità del passaggio *Scaglia bianca/Scaglia rossa*), identificati a scala globale come OAE1 e OAE2 (*Ocean Anoxic Event*). Questi costituiscono i due maggiori episodi d'accumulo di materia organica del Cretacico e vengono messi in relazione a importanti cambiamenti paleoceanografici (PREMOLI SILVA *et alii*, 1999).

4.1.2. - *Marne a Fucoidi* (FUC)

Al tetto della *Maiolica*, in continuità stratigrafica, si trova l'unità delle *Marne a Fucoidi* che affiora solo lungo i due fianchi dell'anticlinale di Monte di Montiego.

Nelle *Marne a Fucoidi* si riconoscono due membri, non cartografabili alla scala 1:50. 000, quello inferiore, dello spessore di 40-50 m, prevalentemente marnoso-argilloso; quello superiore, dello spessore di 30-35 m, prevalentemente calcareo-marnoso.

Il membro inferiore, alla cui base si rinviene il *Livello Selli* (WEZEL, 1985; COCCIONI *et alii*, 1987a), orizzonte-guida radiolaritico-bituminoso-ittiolitico, databile all'Aptiano inferiore (120 Ma), è costituito da marne e marne argillose policrome (rossastre alla base e verdastre nella parte superiore) in strati sottili, cui sono talora associate sottili intercalazioni di marne bituminose nerastre (livelli a *black shales* ricche in materia organica) e di micriti beige e verdoline.

Il membro superiore, è formato da alternanze, in strati sottili e medi, di calcari marnosi, marne e marne calcaree, di colore biancastro, con bande policrome dal verde al roseo, con sottili intercalazioni di marne argillose grigio-verdi; il contenuto marnoso-argilloso va diminuendo verso l'alto in concomitanza con l'apparizione della selce rossa, in liste e noduli, che segna il limite con la sovrastante *Scaglia bianca*.

Studi dettagliati sulla litostratigrafia delle *Marne a Fucoidi* sono stati condotti da COCCIONI *et alii* (1987b) che, sulla base dei colori e della litologia, suddivide l'unità in 6 membri.

Il contenuto fossilifero è dominato dai nannofosili calcarei; i foraminiferi planctonici sono comuni, mentre i foraminiferi bentonici e gli ostracodi sono rari. I macrofossili, rappresentati da pelecipodi pelagici, resti di pesci e ammoniti, risultano molto rari. Le forme più significative, in ordine stratigrafico, sono: *Globigerinelloides blowi* (BOLLI), *Leopoldina cabri* (SIGAL), *Globigerinelloides ferreolensis* (MOULLADE), *Hedbergella gorbachikae* (LONGORIA), *Globigerinelloides algerianus* (CUSHMAN & TEN DAM), *Ticinella bejaouaensis* (SIGAL), *T. roberti* (GANDOLFI), *T. primula* (LUTERBACHER), *Hedbergella rischi* (MOULLADE), *Globigerinelloides bentonensis* (MORROW), *Hedbergella simplex* (MORROW), *Biticinella breggiensis* (GANDOLFI), *Rotalipora subticinensis* (GANDOLFI), *R. ticinensis* (GANDOLFI), *Praeglobotruncana stephani* (GANDOLFI), *Rotalipora appenninica* (RENZ), *Planomalina buxtorfi* (GANDOLFI).

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

L'età è riferibile all'Aptiano inferiore *p.p.* - Albiano superiore *p.p.*

Lo spessore delle *Marne a Fucoidi* varia da 60 a 90 m. Il tasso di deposizione nelle *Marne a Fucoidi* è compreso tra 4 m/Ma e 3.4 m/Ma rispettivamente nell'Aptiano e nell'Albiano. L'ambiente deposizionale è di tipo pelagico con frequenti condizioni riducenti del fondo marino.

4.1.3. - *Scaglia bianca* (SBI)

Affiora nelle anticlinali di Monte di Montiego e di Acqualagna. E' possibile riconoscere due membri, non cartografabili alla scala 1:50.000, l'inferiore con selce rossa e il superiore con selce nera.

Il membro inferiore è costituito da calcari micritici e calcari marnosi, generalmente rosati e biancastri, in strati sottili e medi, con selce rosata.

Il membro superiore è formato da calcilutiti bianche, a frattura scagliosa, in strati sottili e medi, con selce nerastra di aspetto zonato; nella parte alta, in prossimità del passaggio con la sovrastante *Scaglia rossa*, si trova il *Livello Bonarelli*, orizzonte-guida radiolaritico-bituminoso- ittiolitico (argilliti e siltiti nere e giallastre), dello spessore variabile da pochi decimetri a un massimo di 1-2 m, databile a 93,5 milioni di anni fa (passaggio Cenomaniano/Turoniano).

L'associazione a foraminiferi planctonici è abbastanza ricca e diversificata ad eccezione della parte sommitale dell'unità, in corrispondenza del *Livello Bonarelli*, dove i foraminiferi sono scarsi o assenti. I radiolari al contrario sono particolarmente frequenti in corrispondenza del livello anossico, dove si rinvencono anche resti di pesci. Gli eventi più significativi dell'associazione a foraminiferi planctonici sono: la scomparsa di *Planomalina buxtorfi* (GANDOLFI) e di *Ticinella* spp. alla base; la comparsa in ordine stratigrafico di *Rotalipora brotzeni* (SIGAL) e di *R. reicheli* (MORNOD), sempre rare e discontinue, di *R. cushmani* (MORROW), di *Dicarinella algeriana* (CARON); l'aumento di frequenza di Heterohelicidae; la scomparsa di *Rotalipora* spp. , di *Globigerinelloides bentonensis* (MORROW) e la comparsa di *Whiteinella archaeocretacea* (PESSAGNO), rispettivamente sotto e sopra il "*Livello Bonarelli*", al tetto dell'unità. Gli eventi sopra citati permettono di riferire la *Scaglia bianca* all'intervallo che si estende dalla parte superiore della zona a *Rotalipora appenninica* alla zona *Whiteinella archaeocretacea*.

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

Potenza misurata circa 50 m. La velocità di deposizione dell'unità è di 3. 4 m/Ma nell'Albiano, che aumenta a 9. 6 m/Ma e 8. 1 m/Ma rispettivamente nel Cenomaniano e parte del Turoniano; nel Cenomaniano superiore è maggiore a causa di una locale attività tettonica sindeposizionale. L'ambiente deposizionale è di tipo pelagico talora con condizioni riducenti del fondo marino.

4.1.4. - *Scaglia rossa* (SAA)

Affiora diffusamente nelle zone di cresta delle anticlinali di Monte di Montiego, di Naro e di Acqualagna; è stata suddivisa e cartografata in tre membri.

Il *membro inferiore* (SAA₁) è costituito da pelagiti calcaree e calcareo-marnose rossastre, a luoghi con bande policrome e selce rossastra in liste e noduli.

Il *membro intermedio* (SAA₂) è caratterizzato da calcari rossi senza selce, talora con toni biancastri diffusi e passanti lateralmente alle *litofacies* rossastre; all'interno di tale membro, si hanno livelli marnosi e marnoso-calcarei dello spessore di 5-10 m (concentrati soprattutto nella parte alta), e rari strati calcarei torbiditici i cui clasti provengono da aree di piattaforma carbonatica (CAPUANO 1990b; CAPUANO *et alii*, 1992). Nella parte alta del *membro intermedio*, si riconosce il

passaggio Cretacico/Paleocene (o, semplicemente limite K/T, datato 65. 5 Ma) marcato da sottili livelli argillosi verdastri e rossastri, contenenti iridio (WEZEL *et alii*, 1981). Nella parte sommitale del livello K/T si osserva la brusca comparsa di potenti orizzonti marnosi rossastri ai quali si alternano pacchi calcarei rosati-biancastri, ben stratificati.

Il passaggio al *membro superiore* (SAA₃) è graduale ed è stato posto in corrispondenza della ricomparsa della selce. Esso è caratterizzato da calcari e calcari marnosi, di colore da rossastro a rosato a bianco-verdastro, con selce rossa in liste e noduli ed ha talora uno spessore ridotto; a luoghi può anche mancare e la *Scaglia variegata* viene allora direttamente a contatto con le *litofacies* marnoso-calcaree del *membro intermedio* (es. ad E di Monte Romualdo). Al tetto del *membro superiore* si osservano spesso importanti livelli di *slumps*, indicativi di un'attività tettonica sinsedimentaria.

Sul terreno si può osservare come la Formazione della *Scaglia rossa l. s.* sia interessata da una diffusa fissilità.

La *Scaglia rossa* è stata oggetto di numerosi e dettagliati studi litostratigrafici, biostratigrafici integrati, geochimici, sedimentologici, magnetostratigrafici.

L'associazione faunistica nella *Scaglia rossa* consiste di nannofossili calcarei e subordinati foraminiferi planctonici, con rari foraminiferi bentonici. Radiolari ricristallizzati costituiscono i noduli e gli strati di selce. Le forme più significative dell'intervallo inferiore, in ordine stratigrafico, sono le seguenti: *Helvetoglobotruncana helvetica* (BOLLI), *Marginotruncana renzi* (GANDOLFI), *Marginotruncana schneegansi* (SIGAL), *Hedbergella flandrini* (PORTHAULT), *Dicarinella primitiva* (DALBIEZ), *Globigerinelloides bollii* (PESSAGNO), *Archaeoglobigerina* spp. , *Dicarinella concavata* (BROTZEN), *Contusotruncana fornicata* (PLUMMER), *Dicarinella asymetrica* (SIGAL), *Heterohelix globulosa* (EHRENBERG), *Globotruncana arca* (CUSHMAN), *Globigerinelloides prairiehillensis* (PESSAGNO), *Globotruncanites elevata* (BROTZEN), *Globotruncana ventricosa* (WHITE), *Contusotruncana* sp. , *Laeviheterohelix* sp. , *Radotruncana calcarata* (CUSHMAN), *Globotruncanella* spp. , *Rugoglobigerina rugosa* (PLUMMER), *Globotruncanites stuarti* (DE LAPPARENT), *Globotruncanites conica* (WHITE), *Contusotruncana contusa* (CUSHMAN), *Racemigumbelina fructifera* (EGGER), *Gansserina* spp. , *Abathomphalus mayaroensis* (BOLLI). Nell'intervallo superiore le forme più importanti sono: *Parvularugoglobigerina* spp. , *Parasubbotina pseudobulloidis* (PLUMMER), *Subbotina triloculinoides* (PLUMMER), *Praemurica inconstans* (SUBBOTINA), *Morozovella uncinata* (BOLLI), *Morozovella angulata* (WHITE), *Igorina pusilla* (BOLLI), *Morozovella aequa* (CUSHMAN & RENZ), *Planorotalites pseudomenardii* (BOLLI), *Morozovella subbotinae* (MOROZOWA), *Morozovella formosa* (BOLLI), *Morozovella aragonensis* (NUTTALL), *Acarinina bullbrooki* (BOLLI), *Turborotalia frontosa* (SUBBOTINA), *Morozovella spinulosa* (CUSHMAN), *Hantkenina* sp. , *Truncorotaloides rohri* (BRÖNNIMANN & BERMUDEZ), *Truncorotaloides* cf. *topilensis* (CUSHMAN). L'associazione sopra riportata permette di riferire l'unità in esame all'intervallo

che si estende dalla biozona a *Helvetoglobotruncana helvetica* alla parte inferiore della biozona a *Hantkenina nuttalli*. La biozona a *Whiteinella archaeocretacea* non è stata riconosciuta.

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

Potenza: SAA₁, 100 m, SAA₂, 200 m, SAA₃, 0-60 m.

Le intercalazioni di torbiditi carbonatiche sono frequenti al passaggio Santoniano/Campaniano, Campaniano/Maastrichtiano e K/T.

Il tasso di sedimentazione varia da 10 m/Ma nel Santoniano a 9.4 m/Ma nel Campaniano e 6.5 m/Ma nel Maastrichtiano. L'ambiente deposizionale è di tipo pelagico.

4.1.5. - *Scaglia variegata* (VAS)

Affiora diffusamente lungo i fianchi e le propaggini terminali delle anticlinali di Monte di Montiego, Naro, Acqualagna, e sul fianco nord-occidentale dell'anticlinale del Furlo (Monte Calvello); è costituita da un'alternanza di calcari, calcari marnosi, marne e marne argillose policrome (da rossicce a grigio-verdi), in strati sottili e medi; ai luoghi sono presenti intercalazioni calcarenitiche in strati sottili (CAPUANO *et alii*, 1992). Il passaggio con il sottostante membro superiore della *Scaglia rossa* (SAA₃) è graduale e non sembra segnato da *marker* significativi. E' caratterizzato dalla scomparsa della selce, associata alla variazione del rapporto calcari marnosi/marne verso una netta predominanza delle marne, bioturbate con tracce fossili di *Zoophycos*.

L'associazione a foraminiferi planctonici è abbastanza ricca. I generi presenti nella parte inferiore dell'unità sono: *Acarinina* con *A. bullbrooki* (BOLLI), *Globigerapsis* con *G. kugleri* (BOLLI, LOEBLICH & TAPPAN) e *Truncorotaloides* con *T. rohri* (BRÖNNIMANN & BERMUDEZ) e *T. topilensis* (CUSHMAN). In tutta l'unità si osserva *Morozovella spinulosa* (CUSHMAN). Nella parte superiore dell'unità gli eventi più significativi sono la comparsa di *Truncorotaloides topilensis* (CUSHMAN) alla base, a cui fanno seguito la scomparsa di *Morozovella aragonensis* (NUTTALL) e le comparse di *Turborotalia pomeroli* (TOUMARKINE & BOLLI) e di *T. cerroazulensis* (COLE). L'associazione sopra descritta permette di riconoscere l'intervallo che si estende dalla parte medio-superiore della biozona a *Hantkenina nuttalli* a tutta la biozona ad *Orbulinoides beckmanni* e, forse, alla base della biozona a *Truncorotaloides rohri*. L'incertezza delle attribuzioni biostratigrafiche deriva dall'assenza di *Orbulinoides beckmanni*, che non permette di riconoscere il limite superiore della biozona omonima.

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

La potenza valutata, nell'anticlinale di Montiego, supera mediamente i 75 m.

Il tasso di deposizione si è mantenuto mediamente sui 15 m/Ma. L'ambiente deposizionale è di tipo pelagico.

4.1.6. - *Scaglia cinerea* (SCC)

Si rinviene con relativa continuità sui fianchi e sulle propaggini terminali delle anticlinali citate in precedenza, e su pieghe minori (anticlinale di Montesoffio). E' costituita dall'alternarsi di marne calcaree, marne e marne argillose, di colore grigio o grigio-verdastro, in strati di 10-20 cm.

La porzione inferiore è generalmente più calcareo-marnosa, soprattutto al passaggio con la sottostante *Scaglia variegata*, mentre quella superiore è via via più marnosa ed argillosa.

Anche in questa unità si rinvencono intercalazioni di strati calcarenitici di origine torbiditica extrabacinale (CAPUANO *et alii* 1992; 1994b).

Il limite con la *Scaglia variegata* è stato posto al tetto dell'ultimo intervallo rossastro e separa, pertanto, la *Scaglia variegata*, policroma, dalla *Scaglia cinerea* esclusivamente grigio-verde. In questa unità si rinvencono tracce fossili di *Zoophycos*. A varie altezze stratigrafiche, si rinvencono minerali femici legati a manifestazioni vulcaniche sottomarine.

L'associazione a foraminiferi planctonici può essere suddivisa in due distinti intervalli separati dal limite Eocene/Oligocene (datato a 33.9 Ma). In quello inferiore continua la progressiva diminuzione, fino alla scomparsa, dei generi *Acarinina* e *Truncorotaloides* e aumenta la frequenza di *Globigerapsis*, rappresentato per lo più da *Globigerapsis index* (FINLAY). *Hantkenina*, *Globigerapsis* e *Turborotalia* gr. *cerroazulensis* scompaiono al tetto di questo intervallo. Nell'intervallo superiore si nota un'elevata frequenza di *Catapsydrax dissimilis* (CUSHMAN & BERMUDEZ), *Globoquadrina tripartita* (KOCH), *G. sellii* (BORSETTI), *Globigerina venezuelana* (HEDBERG), *G. gr. Praebulloidis* e *Paragloborotalia* spp. Gli eventi più significativi, in ordine stratigrafico, sono: la scomparsa di *A. bullbrookii* (BOLLI) e di *M. spinulosa* (CUSHMAN) alla base, seguita da quella di *Acarinina* spp. e di *Truncorotaloides* spp.; la comparsa di *T. cocoensis* (CUSHMAN) e di *T. cunialensis* (TOUMARKINE & BOLLI); la scomparsa di *Hantkenina* spp., di *Globigerapsis* spp. e di *Turborotalia* gr. *cerroazulensis*; la comparsa di *Globigerina tapuriensis* (BLOW & BANNER) seguita da quella di *Globoquadrina sellii* (BORSETTI); la comparsa di *Paragloborotalia opima opima* (BOLLI), di *Globigerina angulisuturalis* (BOLLI) e di *Globigerinoides primordius* (BLOW & BANNER) e, nella parte alta, di *Paragloborotalia kugleri* (BOLLI) e di *Globoquadrina dehiscens* (CHAPMAN, PARR & COLLINS).

Tra le forme bentoniche le più comuni sono *Ammodiscus cretaceus* (REUSS), *Anomalinoides alazanensis* (NUTTALL), *Cibicidoides pseudoungerianus* (CUSHMAN), *Gyroidinoides peramplus* (CUSHMAN & STAINFORTH), *Hanzawaia amophila* (GUMBEL), *Heterolepa mexicana* (NUTTALL), *H. grimsdalei* (NUTTALL), *Oridorsalis umbonatus* (REUSS), *Osangularia pteromphalia* (GUMBEL), *Planulina marialana* (HADLEY), *P. renzi* (CUSHMAN & STAINFORTH), *Pleurostomella alternans*

(SCHWAGER), *Pullenia bulloides* (d'ORBIGNY), *Uvigerina auberiana* (d'ORBIGNY) e *U. gallowayi* (CUSHMAN) e *U. basicordata* (CUSHMAN & RENZ). L'associazione presente nell'unità permette di riconoscere l'intervallo che si estende dalla biozona a *Truncarotaloides rohri* a parte della biozona a *Globoquadrina dehiscens*.

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

La potenza valutata si aggira sui 200 m. La velocità di sedimentazione si è mantenuta su valori piuttosto alti, mediamente di 20 m/MA. L'ambiente deposizionale è di tipo emipelagico di scarpata.

4.1.7. - Bisciaro (BIS)

Affiora nella terminazione periclinalica della piega di Monte Nerone (a SE di Offredi) e lungo i fianchi delle anticlinali di Monte di Montiego, Naro, Acqualagna e occupa la zona di cresta della periclinal dei Monti delle Cesane, nonché delle pieghe minori (es. anticlinale di Urbino), e nel suo affioramento più occidentale di Monte Petralla. Questa unità è costituita da un'alternanza di calcari e calcari-silicei scuri, calcari-marnosi grigiastri, marne e marne argillose grigio-verdastre. Nella porzione basale prevalgono i litotipi più calcarei. Liste e noduli di selce grigio-nerastra sono localmente presenti nella porzione basale dell'unità.

Sono frequenti le intercalazioni, a varie altezze stratigrafiche, di livelli vulcanoclastici (cineriti e tufti prevalenti a composizione riodacitica, talora alterati e di colore ocraceo) e di bentoniti vulcano-derivate, di vario spessore. Tali livelli testimoniano un'elevata attività vulcanica calcolcalina sindeposizionale, generata in corrispondenza di un margine attivo.

Frequenti sono le tracce di bioturbazione con *Zoophycos* e *Cylindrites*.

I caratteri delle associazioni litologiche e gli spessori sono assai variabili da zona a zona: sugli alti strutturali (Monti delle Cesane) si hanno spessori minori e *litofacies* prevalentemente marnose, mentre nelle aree più depresse, dove prevalgono le *litofacies* calcaree, calcareo-silicee e detritiche (CAPUANO *et alii*, 1987), si osservano spessori più alti. Per la cartografia, di grande aiuto è il risalto morfologico dovuto alla minore erodibilità del Bisciaro nei confronti della Scaglia cinerea e dello Schlier. Il passaggio con quest'ultimo è graduale e caratterizzato da una progressiva diminuzione della frazione calcarea rispetto a quella marnoso-argillosa.

Il limite litostratigrafico Scaglia cinera /Bisciaro è stato fatto coincidere con la base del primo livello vulcanoclastico "Raffaello" (COCCIONI & MONTANARI, 1994; COCCIONI *et alii*, 1994), uno strato bentonitico (età: 22 Ma) di spessore compreso tra 3 e 30 cm che, senza eccessiva difficoltà, si riconosce sul terreno e quindi ha valenza cartografica.

Nella parte inferiore dell'unità le microfaune sono per lo più costituite da abbondanti e mal conservati foraminiferi planctonici e da radiolari nella componente calcareo-silicea, mentre in quella marnoso-argillosa i foraminiferi planctonici sono rappresentati prevalentemente da *Globoquadrina* spp. e da *Globigerinoides* spp. Gli eventi più significativi sono dati dalla scomparsa di *Paragloborotalia kugleri* (BOLLI) e dall'aumento di frequenza di *Globigerina woodi* (JENKINS); dalla comparsa di *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *G. altiaperturus* (BOLLI), *G. subquadratus* (BRÖNNIMANN); dalla scomparsa di *Catapsydrax dissimilis* (CUSHMAN & BERMUDEZ) e infine dalla comparsa di *Globorotalia praescitula* (BLOW) e di *Globigerinoides bisfericus* (TODD). Le forme bentoniche più comuni sono *Bolivina reticulata* (HANTKEN), *Dentalina leguminiformis* (BATSCH), *Globocassidulina subglobosa* (BRADY), *Heterolepa dertonensis* (RUSCELLI), *Karreriella bradyi* (CUSHMAN), *K. gaudryinoides* (FORNASINI), *Melonis padanum* (PERCONIG), *Pleurostomella alternans* (SCHWAGER), *Pullenia bulloides* (d'ORBIGNY), *Siphonina reticulata* (CZIZEK), *Stilostomella nuttalli* (CUSHMAN & JARVIS), *Uvigerina auberiana* (d'ORBIGNY), *Vulvulina pennatula* (BATSCH).

L'associazione a foraminiferi permette di riferire l'unità all'intervallo che si estende dalla parte superiore della biozona a *Globoquadrina dehiscens* alla parte inferiore della biozona *Globigerinoides bisfericus*, mentre quella a nonnofossili calcarei, per i campioni analizzati al passaggio *Bisciaro/Schlier*, è riferibile alla biozona MN3a (*Sphenulites belemnus*).

Età: Aquitaniano p.p. - Burdigaliano.

Lo spessore misurato è mal valutabile sul fianco orientale dell'anticlinale di Monte di Montiego dove supera i 100 m, ma si riduce a 20-50 m sulla cresta della periclinale dei Monti delle Cesane. Il tasso di sedimentazione in questa formazione si è mantenuto piuttosto basso, in genere inferiore ai 10 m/Ma. L'ambiente deposizionale è di tipo emipelagico: "rampa carbonatica esterna" di *foreland*.

4.1.8. - *Schlier* (SCH)

Affiora diffusamente lungo i fianchi e le propaggini terminali delle anticlinali di Monte Nerone, Monte di Montiego, Naro, Acqualagna, Furlo, Monti delle Cesane, e costituisce la base della deposizione torbidaica silicoclastica.

L'unità è composta da alternanze di marne e marne argillose grigio-chiare e, subordinatamente, di marne calcaree e calcari marnosi bianco-grigi, finemente detritici, che a luoghi si associano fino a formare orizzonti che spesso si confondono con il *Bisciaro*. La bioturbazione è piuttosto intensa.

La stratificazione è netta e sottile, ma spesso è obliterata da un clivaggio diffuso. Nella parte alta dell'unità si intercalano sottili livelli di peliti organiche nerastre, bioturbate, ricchissime di Foraminiferi, considerati indicatori stratigrafici.

ci di prossimità del limite con le *facies* arenacee della sovrastante *Formazione Marnoso-Arenacea Marchigiana* (FAM).

Inoltre, nell'area a ridosso della dorsale umbro-marchigiana, si rinvencono intercalati livelli biodetritici, talora laminati, in strati da sottili a spessi. Queste *litofacies*, che formano orizzonti con geometria lenticolare e discontinua, sono costituite da materiali provenienti dall'erosione di limitrofi altotondi pelagici a sedimentazione neritica (CAPUANO *et alii*, 1987b; 1992).

Lo spessore della formazione è diverso da zona a zona, in relazione alla morfologia del fondo marino.

Il limite inferiore con il *Bisciaro* è transizionale, il passaggio avviene in un considerevole intervallo stratigrafico. Esso è caratterizzato dalla progressiva diminuzione dei livelli calcarei e dei livelli vulcanoclastici ed il limite è stato posto, sul terreno, in corrispondenza della scomparsa, in frequenza e spessore, degli strati calcarei e dei livelli vulcanoclastici.

Il limite stratigrafico superiore con la FAM è stato mappato in corrispondenza della comparsa del primo strato arenaceo.

Le forme planctoniche sono comuni e ben diversificate. Nella parte inferiore l'associazione è caratterizzata da un'elevata frequenza del genere *Globigerinoides*: *G. trilobus* (REUSS), *G. bisphericus* (TODD), *G. sacculifer* (BRADY), *G. quadrilobatus* (d'ORBIGNY), *G. subquadratus* (BRÖNNIMANN) seguito per importanza dal genere *Globoquadrina* (soprattutto con *G. gr. altispira*). Successivamente diventano molto comuni *Paragloborotalia* prevalentemente con *P. siakensis* (LE ROY), *Globigerinoides gr. obliquus* e *Orbulina* spp. Gli eventi più importanti sono: la comparsa del genere *Praeorbulina* seguita da quella di *Orbulina* prima con *O. suturalis* (BRÖNNIMANN), successivamente con *O. universa* (d'ORBIGNY); la comparsa di *Globorotalia praemenardii* (CUSHMAN & STAINFORTH) e la scomparsa di *Globorotalia peripheroronda* (BLOW & BANNER) seguite dalla comparsa di *Globorotalia gr. menardii*, di *Globigerinoides obliquus* (BOLLI) e di *Paragloborotalia partimlabiata* (RUGGERI & SPROVIERI). Diminuiscono di frequenza *Globigerinoides subquadratus* (BRÖNNIMANN) e *Paragloborotalia siakensis* (LE ROY), mentre *Globigerinoides obliquus* (BOLLI) diventa comune. Tra i bentonici le forme più comuni sono *Anomalinoides flinti* (CUSHMAN), *A. helacinus* (COSTA), *Bolivina antiqua* (d'ORBIGNY), *B. punctata* (d'ORBIGNY), *B. reticulata* (HANTKEN), *Bigenerina nodosaria* (d'ORBIGNY), *Cancris oblongus* (WILLIAMSON), *Chrysalogonium longicostatum* (CUSHMAN & JARVIS), *Cibicides lobatulus* (WALKER & JACOB), *Cibicidoides pseudoungerianus* (CUSHMAN), *Cylindroclavulina rudis* (COSTA), *Dentalina leguminiformis* (BATSCH), *Gyroidinoides* spp., *Heterolepa dertonensis* (RUSCELLI), *H. mexicana* (NUTTALL), *H. miocenica* (COLOM), *Karreriella bradyi* (CUSHMAN), *K. chilostoma* (REUSS), *Lenticulina* spp., *Marginulina hirsuta* (d'ORBIGNY), *Martinottiella communis* (d'ORBIGNY), *Oridorsalis umbonatus* (REUSS),

Osangularia pteromphalia (GUMBEL), *Planularia auris* (DEFRANCE), *Planulina ariminensis* (d'ORBIGNY), *P. wullerstorfi* (SCHWAGER), *Pleurostomella alternans* (SCHWAGER), *Pullenia* spp. *Siphonina reticulata* (CZIZEK), *Stilostomella* spp. , *Uvigerina barbatula* (MACFADYEN), *U. rutila* (CUSHMAN & TODD), *U. striatissima* (PERCONIG), *Vulvulina pennatula* (BATSCH).

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

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

L'analisi biostratigrafica integrata evidenzia che l'età dello *Schlier*, nell'area del Foglio, varia dalle zone interne (Langhiano superiore, biozona MNN5a: *Sphen. heteromorphus* /*H. walbersdorfensis*) a quelle esterne (Serravalliano inferiore, biozona MNN6b: *Sphen. Heteromorphus*/ *R. pseudoumbilicus*); tale diacronismo indica la progradazione dei sistemi torbiditici, seguita dal rapido avanzamento dei fronti di sovrascorrimento, verso le peliti di rampa dell'avampaese. La potenza misurata varia dai 100 ai 250 m. Il tasso di deposizione è molto alto, generalmente supera di molto i 40 m/Ma. L'ambiente deposizionale è emipelagico di piattaforma-scarpata.

4.2. - GRUPPO SILICOCLASTICO SINOROGENICO DI AVANFOSSA E DI PIGGYBACK-THRUST BASINS.

Caratterizza l'evoluzione neogenica del "sistema catena-avanfossa".

I depositi torbiditici silicoclastici, pre-evaporitici, sono rappresentati dalla *Marnoso arenacea l. s.* costituita da due successioni principali, distinguibili per età, *facies* e areale di affioramento e corrispondenti al riempimento di due diversi stadi dell'avanfossa miocenica del dominio umbro-marchigiano-romagnolo: la successione più antica, di età Langhiano-Serravalliano, corrisponde alla *Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola* (FMA); la successione più recente, di età Tortonian-Messiniano *p.p.* , rappresenta la *Formazione Marnoso-Arenacea Marchigiana* (FAM).

Un sovrascorrimento di importanza regionale separa le due unità formazionali (FMA/FAM).

Le *facies* evaporitiche primarie delle zone marginali e quelle risedimentate nelle zone bacinali caratterizzano la *Formazione Gessoso-Solfifera*, mentre le unità messiniane superiori, post-evaporitiche, sono ascrivibili alla *Formazione di S. Donato* e alla *Formazione a Colombacci*.

Infine, i depositi pliocenici, riferibili alla *Formazione delle Argille Azzurre*, registrano la transizione da una fase di quiescenza tettonica ad una più generalizzata fase di subsidenza, con sviluppo di una successione trasgressiva.

4.2.1. - *Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola (FMA)*

Rappresenta l'unità torbiditica silicoclastica più antica della successione umbro-marchigiano-romagnola, si sviluppa nel settore sud-occidentale del Foglio e raggiunge uno spessore massimo di oltre 1500 m; il limite inferiore non affiora e l'età è compresa tra il Langhiano superiore e il Serravalliano superiore.

E' per lo più formata da un'alternanza di arenarie e marne con rapporto arenite-pelite e spessore degli strati variabili; tali variazioni permettono una suddivisione in sottounità litostratigrafiche.

La formazione è, qui, caratterizzata dalla netta prevalenza delle peliti sulle arenite e dalla marcata distalità delle loro *facies* sedimentarie, che vengono considerate tipiche di piana bacinale. Facilmente riconoscibili in campagna, sono singoli strati oppure pacchi di strati, di volta in volta a prevalenza marnosa o arenacea.

La monotonia della successione è interrotta da livelli torbiditici calcarei, calcareo-marnosi e calcareo-arenacei, facilmente individuabili e dotati di grande continuità laterale.

Questi depositi si sono accumulati in un bacino stretto e allungato al margine esterno della catena appenninica in formazione (*peripheral foreland basin*), “una avanfossa coperta dal mare e il cui fondo si trovava ad almeno 1000 m sotto il livello del mare” (ANTOLINI *et alii*, 2001).

Tali depositi derivano da antichi sedimenti litorali e fluvio-deltizi rimobilizzati da frane sottomarine, da terremoti e tempeste e/o da cause “intrinseche” proprie del margine, che producevano correnti di torbida proveniente principalmente da NO verso SE; queste trasportavano il sedimento, per lo più in sospensione, anche per decine di km prima di depositarlo in mare profondo. Si formava così una vasta piana sottomarina bordata, verso le scarpate alimentatrici, da fasce sabbiose “prossimali”, tipo conoide sottomarina o “*apron*”; su queste si fermava parte della sabbia, mentre quasi tutto il fango, insieme alla sabbia più fine, ricopriva la piana.

L'asse di deposizione dell'avanfossa, orientato in senso appenninico, si è spostato nel tempo da SO verso NE in concomitanza con la deformazione e la migrazione della catena.

Una piccola percentuale degli strati (circa il 10%) non è costituita da torbiditi, ma da marne emipelagiche, relativamente ricche in resti fossili (soprattutto microfossili) e in carbonato di calcio: esse erano il prodotto della normale sedimentazione marina (a lenta pioggia) che prevaleva negli intervalli di tempo tra l'arrivo di torbide successive. La loro distribuzione nella successione non è costante ed è raramente in grado di costituire un sicuro carattere distintivo dei diversi membri (ANTOLINI *et alii*, 2001).

La *Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola* è stata suddivisa in 4 membri: FMA₂ (1), FMA₄ (2), FMA₅ (3), FMA₉ (4), sulla base del rapporto arenite/pelite

(A/P), dello spessore medio degli strati, della composizione delle areniti (ibrida e calcarenitica) e della posizione stratigrafica (ANTOLINI & CREMONINI, 1991; BENINI *et alii*, 1991; CAPUANO & PAPPAFICO, 1997).

I limiti stratigrafici tra i membri sono generalmente graduali e parzialmente eteropici. I livelli guida, cioè di piani isocroni all'interno della successione, costituiti da strati calcarenitici (*Strato Contessa* e *colombine*), sono indicati con apposite sigle. Nelle descrizioni che seguono sono presenti anche riferimenti alle *facies* di MUTTI & RICCI LUCCHI (1975).

4.2.1.1. - Membro di Corniolo (FMA₂)

Affiora alla base dell'unità tettonica di Borgo Pace (fig. 7), angolo sud-occidentale del Foglio, in una fascia delimitata ad oriente dal "sovrascorrimento di Mercatello" di importanza regionale, ed equivale localmente all'unità pelitico-arenitica di Mercatello sul Metauro (CAPUANO & PAPPAFICO, 1997), dove è meglio rappresentata (fig. 8a, sez. Biancalana).

La base dell'unità non è affiorante; il tetto viene fatto coincidere con lo *Strato Contessa* (cs) che affiora solo nell'area a Sud di Mercatello sul Metauro.

La scelta dello *Strato Contessa* (RICCI LUCCHI & PIALLI, 1973) come limite tra due unità distinte è motivata soprattutto dalla comparsa, al di sopra di questo strato, di livelli calcarenitici denominati "*colombine*" (RICCI LUCCHI & VALMORI, 1980). Le strutture sedimentarie e la composizione indicano una provenienza da SE-ESE lungo l'asse del bacino, ma legata a una zona diversa da quella dello "*Strato Contessa*".

L'unità è costituita da un'alternanza di peliti, areniti e rare emipelagiti.

Le areniti sono prevalentemente arenarie, talora areniti ibride, e variano in spessore da molto sottili a spesse; alcuni strati sono molto spessi. Le areniti sono medio-fini, talora medio-grossolane e mostrano impronte di fondo, *burrows*, gradazione, laminazione da piano-parallela a incrociata, convoluta e ondulata. Il rapporto A/P si mantiene mediamente attorno a 1:6.

Le paleocorrenti misurate alla base degli strati arenacei mostrano direzioni del flusso da NO, mentre quelle misurate sulle areniti ibride e nello *Strato Contessa* (cs) hanno direzioni del flusso da E-SE. Prevalgono le *facies* C e D.

Nella porzione stratigraficamente più bassa dell'unità, osservabile nell'area, è presente uno strato massiccio di oltre 5 m di spessore, qui definito *strato-guida del Fosso Cicolino*, identificato con sigla (fc), di composizione simile a quella dello *Strato Contessa*. Affiora lungo i versanti destro e sinistro del Fosso Cicolino, lungo il quale va immergendo verso N, verticalizzandosi, poi, bruscamente in prossimità del fronte di sovrascorrimento di Mercatello.

Tale sovrascorrimento, come già detto, di significato regionale, separa l'unità

tettonica di Borgo Pace da quella di Monte Vicino (MENICHETTI *et alii*, 1991). Lo *strato-guida del Fosso Cicolino* (fc) è correlabile sia con la *colombina Imolavilla* (io), presente entro il *Membro di Corniolo* del Foglio 254 “Modigliana”, che con il *marker bed* “Poggio della Rocca” (DELLE ROSE *et alii*, 1991). La potenza della successione compresa tra lo *Strato Contessa* (cs) e lo *strato-guida del Fosso Cicolino* (fc) supera di poco i 500 m.

Le microfaune presenti indicano il passaggio dal Langhiano superiore (zona a *Orbulina suturalis*) al Serravalliano inferiore grazie alla comparsa di *Orbulina universa*. Le associazioni a nannofossili calcarei indicano che l'unità è riferibile alla biozona MNN5b (*Sphen. Heteromorphus* - *Helic. walbersdorfensis*) del Langhiano superiore (FORNACIARI *et alii*, 1996). Si può quindi affermare solo che la base dell'unità appartiene ancora al Langhiano, mentre la sommità è già serravalliana. Il *benthos* è assente e pertanto il bacino può essere interpretato come ipopelagico. L'ambiente deposizionale è di piana bacinale.

4.2.1.2. - Membro di Galeata (FMA₄)

Affiora al tetto dell'unità tettonica di Borgo Pace, margine sud-occidentale del foglio, tra Ripa dell'Alto e Monte Petreto, dove è delimitato alla base dallo *Strato Contessa* (cs); equivale localmente all'unità pelitico-arenitica di Ripa dell'Alto (CAPUANO & PAPPALICÒ, 1997).

Il *membro di Galeata* affiora, anche, nell'unità tettonica di Monte Vicino (fig. 7), dove è compreso tra due fronti di sovrascorrimento: quello più occidentale di S. Leonardo (anticlinale di Poggio delle Ruote) e quello orientale di Calpulcio (anticlinale di Palazzi e Offredi). Il “sovrascorrimento di Calpulcio”, di importanza regionale, sovrappone l'elemento tettonico di Monte Vicino su l'autoctono umbro-marchigiano-romagnolo (MENICHETTI *et alii*, 1991).

L'unità è costituita da una alternanza di peliti, areniti ed emipelagiti.

Le areniti sono prevalentemente arenarie (con tessiture e strutture sedimentarie simili a quelle del membro FMA₂), talora calcarenitiche, cioè con un contenuto in componenti carbonatiche - consistente in cemento e carbonoclasti -, molto elevato, e un contenuto in silicoclasti subordinato (*colombine*). Gli apporti carbonatici da SE sono, nel complesso, diffusi in tutta l'unità, spesso in strati poco più che centimetrici. Le *colombine*, rappresentate in carta, rinvenibili in successione verticale fino a un numero massimo di 7, variano da 40 a 120 cm in spessore. Occasionalmente si osservano delle areniti ibride di 30-80 cm di spessore.

L'unità è caratterizzata, inoltre, da un rapporto A/P variabile da 1:4 a 1:5.

E' tipica la presenza, in successione stratigrafica molto ravvicinata (ad alcuni metri l'uno dall'altro), dei primi quattro livelli di *colombine*, con il quinto livello più “distanziato” (a circa 38 m dal quarto); ciò è osservabile costantemente al di sopra dello *Strato Contessa* (vedi fig. 8a, sez. Candigliano).

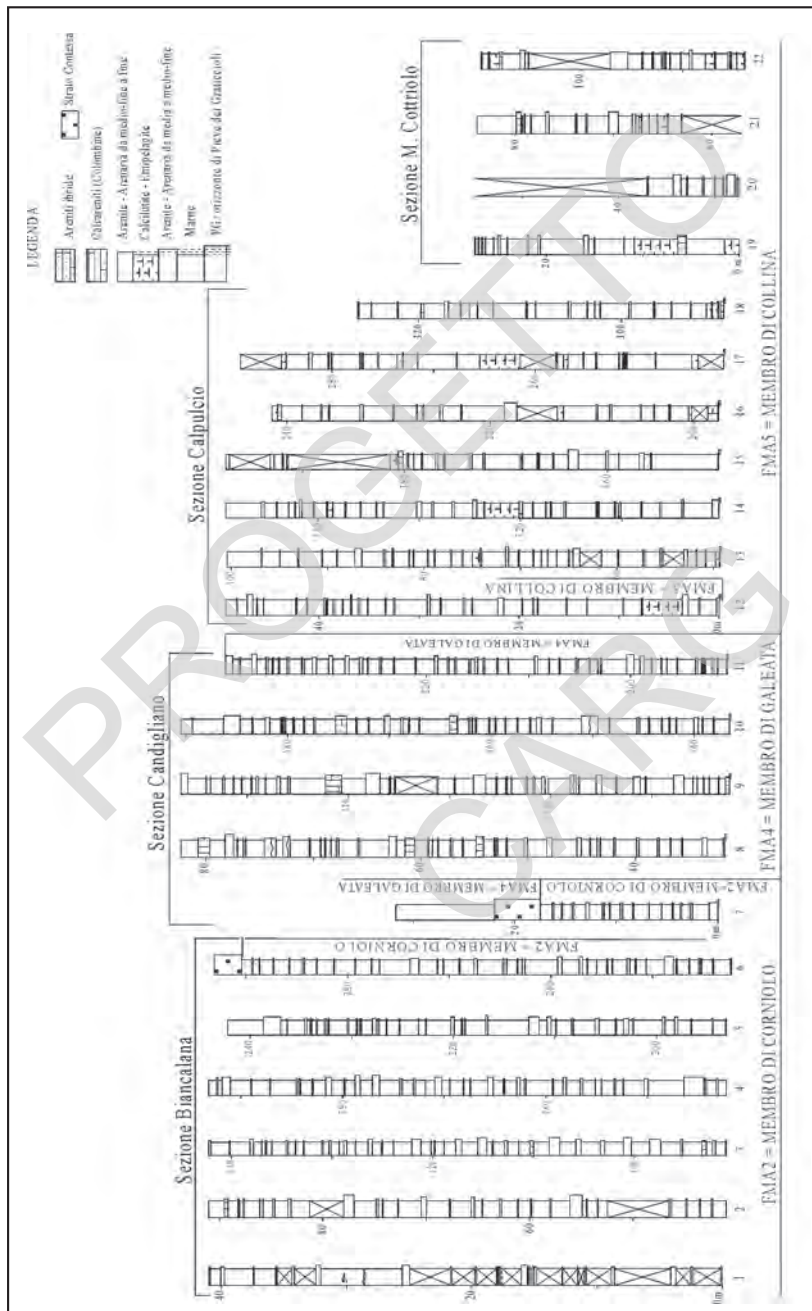


Fig. 8a - Rapporti stratigrafici fra membri della Formazione Marnoso Arenacea Romagnola

Le paleocorrenti misurate nelle arenarie indicano provenienze da NO; quelle misurate nelle *colombine* indicano provenienze da E-SE.

Prevalgono le *facies* D, C e G. L'unità ha uno spessore di 280 m; essa non affiora mai in successione continua dalla base al tetto.

Il limite inferiore è netto e coincide con lo *Strato Contessa* (cs).

Quello superiore è graduale, per complessiva diminuzione del contenuto arenaceo, e coincide con la comparsa del primo livello di calcilutite.

La presenza di *Globovalvulineria miozea*, *Globoquadrina altispira* e *Orbulina universa* molto più rara di *O. Suturalis* indicano l'appartenenza dei depositi alla parte inferiore del Serravalliano (zona a *Orbulina universa*). L'associazione a nannofossili calcarei consente di attribuire questa unità all'intervallo compreso tra la biozona MNN5a (*H. walbersdorfensis*/*S. heteromorphus*) e la biozona MNN6a (*S. heteromorphus*/*R. pseudoumbilicus*).

La sedimentazione dello *Strato Contessa* (cs) può essere riferita all'inizio del Serravalliano (13. 65 Ma).

L'ambiente deposizionale è di piana bacinale.

4.2.1.3. - Membro di Collina (FMA₅)

Affiora nell'unità tettonica di Monte Vicino dal limite occidentale (anticlinale di Monte Acuto) a quello orientale tra Monte della Rocca e Metola; equivale localmente all'unità pelitico-arenitica di Torre Metola (CAPUANO & PAPPAFICO, 1997).

Nel settore compreso tra Ca' Merigoli e il Torrente Metola, la successione ha un assetto monoclinale, costante da N a S, pertanto l'unità in questione è qui più facilmente caratterizzabile.

Il passaggio dal membro FMA₄ al membro FMA₅ è caratterizzato da una diminuzione del valore del rapporto A/P e dalla comparsa del primo di una serie di livelli calcareo-marnosi (calcilutite, emipelagite), biancastri in superficie, grigio-nocciola al taglio, di spessore variabile e chiaramente visibili in quanto più competenti delle marne grige, meno carbonatiche, che caratterizzano ovunque la *Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola* (FMA).

Detti livelli sono a volte associati a strati calcarenitici (*colombine*) o a strati di arenite ibrida di spessori estremamente variabili, presenti alla loro base; a volte sono interstratificati alle marne grigie. Lo spessore dei livelli calcareo-marnosi (calcilutite) varia da 10-15 cm a circa 400 cm (fig. 8a, sez. Calpulcio).

L'unità è costituita, nel complesso, da un'alternanza di peliti dominanti e areniti subordinate, le quali sono prevalentemente arenarie, talora calcareniti e areniti ibride. La porzione pelitica è caratterizzata da marne grigie e dai livelli calcilutitici. Le areniti sono presenti in strati da molto sottili a spessi, talvolta molto

spessi, con tessiture e strutture sedimentarie simili a quelle dei membri descritti in precedenza. Il rapporto A/P è mediamente 1:10.

Le paleocorrenti indicano provenienze da NO per le arenarie, da E-SE per le *colombine*. Prevalgono *facies* G, D e C. Il limite con il sovrastante membro FMA₉ viene posto in corrispondenza dell'ultimo dei livelli calcilutitici biancastri; il passaggio è anche associato ad un cambiamento del valore del rapporto A/P che va aumentando verso l'alto e alla comparsa di strati arenacei da molto spessi a massicci.

A SE, lungo il sovrascorrimento di Calpulcio (ad E di Cà Guglielmi), il membro FAM₅ si interdigita con il membro FAM₉ e poggia in *onlap* sullo *Schlier*. Lo spessore totale dell'unità è di circa 320 m.

La microfauna a Foraminiferi planctonici presenta *Orbulina universa*, *O. suturalis*, oltre a *Globorotalia miozea*, *Globoquadrina altispira* e frequenti *Globigerinoides ex gr. trilobus-sacculifer*; essa indica quindi ancora la parte bassa della zona a *Orbulina universa* (Serravalliano inferiore). Le forme bentoniche sono tipiche di una sedimentazione torbidity mesobatiala.

L'associazione a nanofossili calcarei è riferibile alla biozona MNN6a (*Shenolithus heteromorphus/Retic. Pseudoumbilicus*) della parte superiore del Serravalliano inferiore.

L'ambiente deposizionale è di piana bacinale.

4.2.1.4. - Membro di Civitella (FMA₉)

Affiora solo nel margine sud-occidentale del Foglio, tra il Fiume Candigliano e il Fiume Metauro, al nucleo della sinclinale dell'unità tettonica di Monte Vicino, e presenta un valore variabile del rapporto A/P da 1:2 a 1:3; tale rapporto diminuisce da NO verso SE. Le arenarie sono gradate, da medie a fini, talora molto grossolane alla base, abbastanza cementate, con impronte di fondo evidenti, in strati medi e spessi, a volte molto spessi; prevalgono le *facies* D e G, subordinate le *facies* C. Via via che si procede verso l'alto, si osservano anche saltuari strati arenacei metrici: tra questi si segnala l'*orizzonte di Pieve di Graticcioli (pg)* composto di due strati arenacei (quello superiore di 2. 20 m, quello inferiore di 2. 00 m) separati da marne (figg. 8a e 8b, sez. Monte Cottriolo). Esso si può seguire con relativa facilità verso il nucleo della sinclinale di Metola ma tende a scomparire procedendo verso Sud, per probabile diminuzione di potenza dei singoli strati.

L'*orizzonte di Pieve di Graticcioli* è correlabile con l'*orizzonte Castagnolo (ct)* del Foglio 254 "Modigliana".

Il limite inferiore è marcato dalla scomparsa dei livelli di calcilutite biancastra. Quello superiore non è rappresentato, ma potrebbe costituire, nel sottostante Foglio 290 "Cagli" la base dell'unità delle *Arenarie di Monte Vicino* (CENTAMORE & MICARELLI, 1991).

Potenza misurata circa 500 m.

Le paleocorrenti misurate nelle arenarie indicano sempre provenienze da NO.

Nella porzione inferiore dell'unità le microfaune sono del tutto simile a quelle del membro sottostante. In quella superiore, fra i Foraminiferi planctonici compaiono *Globorotalia menardii*, *G. acostaensis* e *Globigerina decoraperta*. L'unità è quindi attribuibile nella sua parte inferiore alla zona a *Globigerinoides obliquus* (parte alta del Serravalliano superiore); la associazione a nannofossili calcarei è riferibile alla biozona MNN8a (*Helicosphaera walbersdorfensis* - *H. stalis*), al limite Serravalliano/Tortoniano (11. 61 Ma).

I foraminiferi bentonici indicano una minore profondità del bacino, che passa così da ipo o mesobatale a epibatale.

Con questa unità si chiude la sequenza stratigrafico-deposizionale della *Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola* (FMA). Il contatto con il membro (FAM₁), che segna l'inizio della sequenza stratigrafico-deposizionale della *Formazione Marnoso-Arenacea Marchigiana* (FAM), è sempre di natura tettonica ed è segnato dal "sovrascorrimento di Calpulcio", di importanza regionale. Il passaggio alla nuova sequenza è marcato da un aumento del rapporto A/P, dall'assenza di sedimenti emipelagici evidenti e dal passaggio da sistemi non confinati, con flussi ad alta efficienza, a sistemi più immaturi. Questi ultimi testimoniano un restringimento del bacino legato ad una frammentazione tettonica e/o a un cambiamento nel regime degli apporti, con flussi gravitativi di minor volume e più grossolani rispetto alla fase precedente.

4.3.1. - *Formazione Marnoso-Arenacea Marchigiana* (FAM)

Questa formazione è di nuova istituzione. Costituisce il riempimento di bacini confinati generati dalla migrazione verso E dell'avanfossa appenninica, nella quale tuttavia predomina l'apporto alpino (da N-NO).

Fa parte della successione neogenica delle Marche settentrionali e ricade, in buona parte nel Foglio 279 Urbino.

Essa rappresenta la principale unità di origine torbiditica, ricca di apporti sab-biosi, dell'Appennino marchigiano settentrionale; è caratterizzata da una potenza in affioramento di oltre 1000 m e si è deposta tra il Tortoniano e il Messiniano inferiore, al di sopra dello *Schlier* che costituiva la rampa dell'avampaese. E' per lo più formata da arenarie che presentano grana maggiore, fino a microconglomeratica, e grado di cementazione minore; gli strati hanno geometria lenticolare.

Riconoscibile in campagna, per la prevalenza di corpi arenacei giallastri, spesso amalgamati, con interstrati di pelite grigiastra, questa unità è interpretabile come il prodotto di flussi gravitativi, con associate correnti torbiditiche ad alta den-

sità, che si sono accumulati in un sistema strutturale canalizzato in senso appenninico. In tale sistema, gli apporti sabbiosi non potendosi espandere liberamente alimentavano corpi sedimentari tipo “lobi confinati”. Questi si accrescono con un *trend* ciclico complesso e con geometrie da aggradazionali a retrogradazionali a grande scala, correlate al decremento temporale del volume globale dei flussi di sedimento rifornito al sistema deposizionale.

Dal rilevamento e dall’analisi di numerose sezioni stratigrafiche misurate è stata suddivisa in 2 *membri* (FAM₁, FAM₂) e 4 *litofacies* (FAM_{1a}, FAM_{1b}, FAM_{1c}, FAM_{2a}). I limiti stratigrafici tra i *membri* sono generalmente gradualmente eteropici mentre i limiti con le *litofacies* sono generalmente erosivi.

4.3.1.1. - Membro di S. Angelo in Vado (FAM₁)

A scala regionale l’unità identifica la successione stratigrafico-deposizionale della *Formazione Marnoso-Arenacea Marchigiana s. s.*

Essa affiora su un’ampia area nell’unità tettonica di S. Angelo in Vado ed è costituita da peliti prevalenti e areniti. Il rapporto A/P mostra una progressiva diminuzione da 1:5 a 1:6. Le areniti sono arenarie, in strati da sottili a medio spessi.

A varie altezze stratigrafiche si intercalano orizzonti arenacei di spessore variabile da 3 a 6 m, aventi geometria tabulare alla scala dell’affioramento, lenticolare su scala chilometrica.

L’unità poggia sempre, con contatto stratigrafico discontinuo di relativa conformità (*correlative conformity*), sullo *Schlier* di età Langhiano superiore, riferibile alla biozona a nannofossili calcarei MNN5a (*Helicosphaera ampliaptera/H. walbersdorfensis*).

All’interno dell’unità sono state distinte e cartografate, con continuità laterale relativamente estesa, le *litofacies di Campo* (FAM_{1a}), *di Urbania* (FAM_{1b}) e *di Belvedere* (FAM_{1c}), che si alternano verticalmente per uno spessore superiore ai 700 m.

La *litofacies di Campo*, affiora nel settore più occidentale dell’unità tettonica di S. Angelo in Vado, dove occupa una posizione stratigrafica univoca e precisa di chiusura o di margine bacinale; si distingue per un deciso aumento della componente marnosa e argillosa.

La *litofacies di Urbania* è la più evidente sul terreno, essendo costituita da arenarie massive a base netta ed erosiva, e affiora solo nel settore orientale dell’unità tettonica di S. Angelo in Vado.

La *litofacies di Belvedere*, generalmente chiude, con passaggio eteropico laterale e verticale, la *litofacies di Urbania* (FAM_{1b}).

Le paleocorrenti indicano direzioni del flusso verso SE.

Tra i Foraminiferi planctonici si rinvencono *Globigerinoides extremus* e *Neoglobobulimina acostaensis*.

Le associazioni a nannofossili indicano che la parte inferiore del FAM₁ (affiorante nel settore più interno, occidentale) è riferibile alla biozona MNN8a (*H. walbersdorfensis* - *H. stalis*) e corrisponde alla parte alta della zona NN8 (MARTINI, 1971), attribuibile al Tortoniano inferiore, mentre la parte superiore (affiorante nel settore più orientale) è riferibile alle biozone MNN9 (*Discoaster hamatus*) e NN11 (MARTINI, 1971) rispettivamente del Tortoniano medio e superiore.

4.3.1.2. - Litofacies di Campo (FAM_{1a})

Indicata informalmente come *formazione delle Marne di Campo* (DE FEYTER, 1991), viene qui considerata come *litofacies* del *Membro di S. Angelo in Vado*.

Affiora in aree ristrette tra Caresto, Monte del Prete e Campo e, più ad E, tra Sorbetolo e S. Sisto fino all'Unità della Val Marecchia, sotto la quale scompare.

E' delimitata ad O dal sovrascorrimento basale dell'Unità di Monte Vicino (della quale sono coinvolti i membri FMA₄ e FMA₅), mentre ad E essa è stratigraficamente soprastante il membro FAM₁.

Si tratta di siltiti e marne siltose e argillose con subordinate areniti a composizione arenacea; alla base si intercalano due sottili livelli di calcilutite.

Le peliti talora bituminose sono molto fossilifere; il rapporto A/P è mediamente 1:10. Lo spessore complessivo raggiunge i 100 m.

Le associazioni a nannofossili sono riferibili alla biozona MNN8b (*Helicophaea stalis*) del Tortoniano inferiore.

Ambiente deposizionale: di scarpata (*slope*).

4.3.1.3. - Litofacies di Urbania (FAM_{1b})

Affiora nel settore orientale dell'unità tettonica di S. Angelo in Vado, lungo una serie di fasce a direzione appenninica, che si estendono principalmente da Frontino a Urbania e da Macerata Feltria a Cà Prizzino.

L'unità ha nell'insieme l'aspetto di un grosso corpo lenticolare poggianti su una superficie erosiva a carattere di *unconformity* regionale e corrisponde alle "Molasse tortoniane" di RUGGERI (1970).

E' costituita essenzialmente da arenarie, da grossolane a medie, in strati spessi e molto spessi, frequentemente amalgamati, con spessori fino a 30-50 m; contengono inclusi pelitici da centimetrici a decimetrici e concrezioni ovoidali ("cogoli") variamente distribuiti.

Alla base talora compaiono lenti di conglomerati con ciottoli composti da

calcari, calcari marnosi e marne (di *Bisciario* e *Schlier*), subordinatamente da rocce eruttive e metamorfiche, in prevalente matrice sabbiosa, provenienti da aree alpine e appenniniche (CAPUANO *et alii*, 1987a).

Le arenarie hanno una composizione quarzo-litoarenitica con frammenti riferibili a rocce metamorfiche, granitiche, e carbonatiche, per lo più dolomitiche, presenti nelle aree alpine e sudalpine orientali (ARDANESE *et alii*, 1987). Compaiono a più livelli anche torbiditi sottili in occasionali sequenze metriche. Nel complesso A/P è superiore a 5:1, con punte fino a 20:1.

Il corpo lenticolare della *Litofacies di Urbania* passa lateralmente a *facies* arenaceo-pelitiche e successivamente a *facies* pelitico-arenacee, a costituire una successione *fining-upward*.

Le strutture sedimentarie e la composizione indicano una provenienza da NO verso SE. Prevalgono le *facies* A, B₁, C, D e G.

La *Litofacies di Urbania* potrebbe testimoniare lo stadio avanzato di restrizione dell'avanfossa in fase di evoluzione; essa sembra costituire il prodotto della deposizione di uno *slope* tettonicamente attivo, e riflette la morfologia e il processo attivo di un "canale deposizionale" legato a flussi iperconcentrati (torbiditi sabbiose amalgamate) e da accumuli di frana intra- ed extraformazionali, bene osservabili in questa *litofacies*. Potenza variabile da 30 m a 250 m.

Le associazioni a nannofossili sono riferibili alla biozona MNN8b (*Helicophaera stabilis*) del Tortoniano inferiore.

4.3.1.4. - Litofacies di Belvedere (FAM_{1c})

Affiora, in genere, sempre sotto la *Gessoso-Solfifera* della sinclinale di Pietrarubbia; talvolta costituisce il passaggio latero-verticale con la *litofacies di Urbania* (FAM_{1b}).

E' costituita da peliti prevalenti, grigio-azzurre, con sporadiche intercalazioni di strati sottili e molto sottili di arenarie e siltiti, a geometria sia tabulare che lenticolare. In questa litofacies sono inclusi olistoliti e olistostromi di probabile provenienza ligure.

Il limite superiore con la sovrastante *Gessoso-Solfifera* è netto e spesso discordante. Potenza variabile da 0 a 100 m.

I campioni raccolti presentano una ricca fauna planctonica di età tardo-tortoniana (*Globorotalia menardii*, *Globigerinoides trilobus*, *G. obliquus* e *Globigerina decoraperta*) tipica di un ambiente di scarpata, senza traccia di quelle condizioni anomale e tendenti alla situazione di *stress* tipiche del Messiniano.

Le associazioni a nannofossili sono riferibili alle biozone MNN9 (*Discoaster hamatus*) del Tortoniano medio e NN11 (*Discoaster quinqueramus*) del Tortoniano superiore.

4.3.1.5. - Membro di Urbino (FAM₂)

Questa unità litostratigrafia affiora nell'omonima unità tettonica di Urbino, di nuova istituzione. L'Unità di Urbino rappresenta l'unità strutturalmente più esterna ed elevata del Foglio; il passaggio con l'Unità tettonica di S. Angelo in Vado è dato dal "sovrascorrimento di Calpino-Sassocorvaro".

Il *Membro di Urbino* costituisce la porzione più orientale della *Formazione Marnoso-Arenacea Marchigiana* ed è in contatto stratigrafico discontinuo e concordante (*paraconformity*) con lo *Schlier* di età Serravaliano inferiore, biozona MNN6b (*R. pseudoumbilicus*).

L'unità è composta da una alternanza arenaceo-pelitica, talora siltoso-marnosa, con rapporto A/P crescente verso l'alto (A/P da 1:3 a 10:1).

Le arenarie da fini a grossolane, sono spesso poco cementate, in strati da sottili a spessi e molto spessi, talvolta condensati (con spessori fino a 10 m), a costituire orizzonti, facilmente individuabili e seguibili sul terreno; in genere, tali banchi arenacei, prodotti da correnti torbiditiche ad alto regime di flusso, si rinvencono nella parte inferiore, in prossimità dello *Schlier* (fig. 9).

Nella parte alta, fino al passaggio con la *Gessoso-Solfifera*, si osservano corpi arenacei compositi, giallastri e giallo-ocra, con geometrie lentiformi, che caratterizzano la *Litofacies della Valle di Schieti* (FAM_{2a}). Potenza variabile dai 100 ai 350 m.

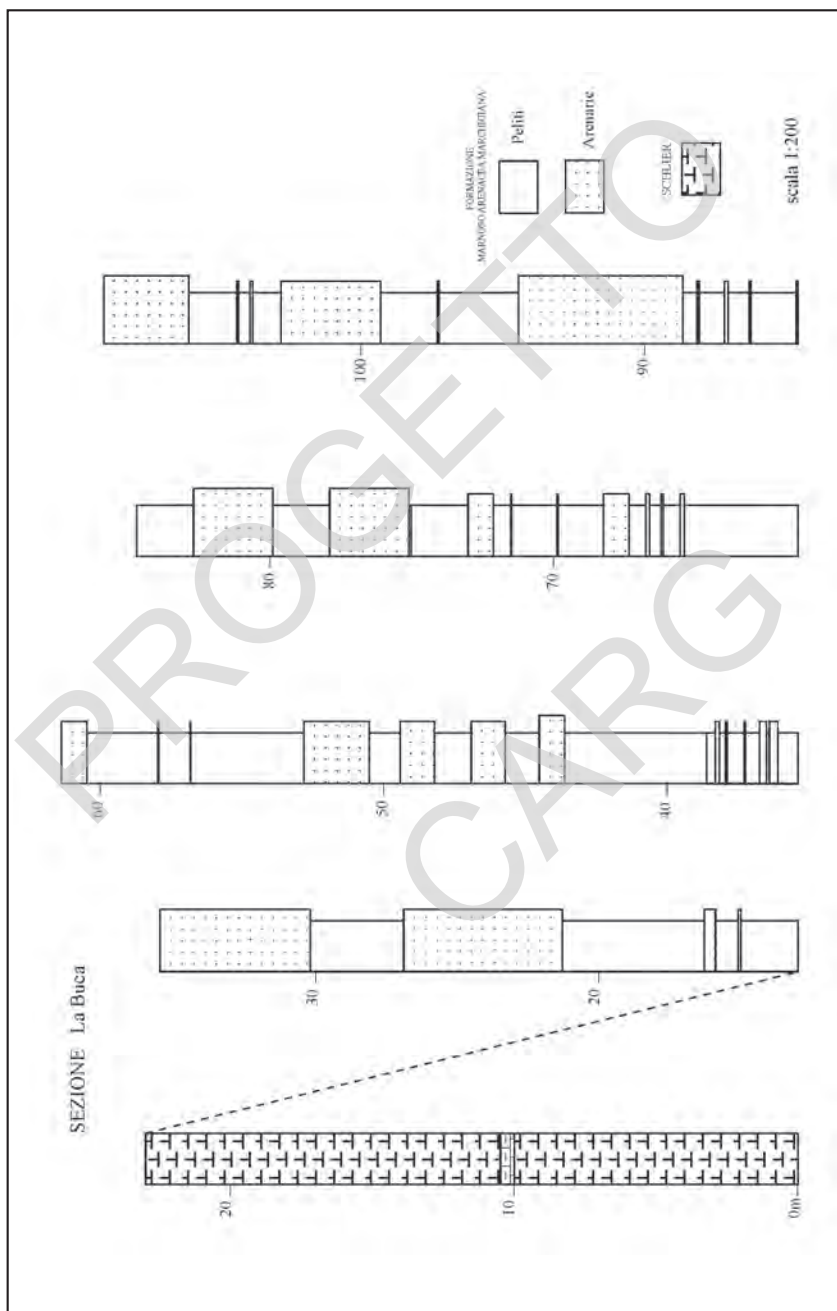
I campioni raccolti nell'area di Sassocorvaro e Montecalende mostrano residui di lavaggio sempre ricchi di solfuri (pirite) e frustoli carboniosi; fra i planctonici si rinviene *Globigerina quinqueloba* e foraminiferi a guscio agglutinante di tipo primitivo; sono presenti Ostracodi.

L'ambiente è chiaramente sfavorevole, con forte riduzione della circolazione e dell'ossigeno ed aumento della sostanza organica: potrebbe essere riferito all'inizio del Messiniano.

Le associazioni a nannofossili, del membro di Urbino, presentano un *trend* biozonale: MNN8b, MNN9 (FORNACIARI *et alii*, 1996), CN8 e CN9 (OKADA & BUCRY, 1980) attribuibile dal Tortoniano medio-inferiore al Messiniano basale.

4.3.1.6. - Litofacies della Valle di Schieti (FAM_{2a}).

Affiora a N di Urbino, lungo la terminazione periclinale dei Monti delle Cesane, in una serie di fasce curvilinee relativamente continue. La peculiarità, di questa *litofacies* è data dalla presenza di spessi strati arenacei compositi, amalgamati o tendenti ad amalgamarsi o comunque con le intercalazioni pelitiche che si riducono di spessore, rendendo così possibile il riconoscimento sul terreno di 4-6 orizzonti arenacei che si alternano ad intervalli costituiti da alternanze di strati medio-sottili arenacei e siltitici.

Fig. 9 - Membro di Urbino (FAM₂)

Un altro aspetto particolare che caratterizza questa *litofacies* è la presenza di concrezioni diagenetiche (costole stratoidi e cogoli) ad alta cementazione.

Il passaggio tra FAM₂ e FAM_{2a} avviene per contatto eteropico, ed è segnato da una improvvisa comparsa di banchi arenacei, spesso amalgamati.

Ogni orizzonte è costituito prevalentemente da sequenze di strati spessi, molto spessi e banchi di arenarie giallastre, medio-grossolane gradate o massive, con buona continuità laterale.

Gli strati più potenti possono raggiungere spessori di diversi metri; mostrano, talvolta, alla base granulometrie ruditiche e sono caratterizzati dalla presenza di strutture erosive e da fenomeni di amalgamazione, la cui origine è da attribuire alla capacità erosiva delle correnti di torbidità successive.

La capacità erosiva di questi flussi è testimoniata, inoltre, dalla presenza di clasti intraformazionali alla base degli strati più grossolani e dalle controimpronte di erosione, quali *flute cast* che indicano una provenienza delle paleocorrenti da NO verso SE.

All'interno degli strati siltitici ed arenitici medio-fini sono riconoscibili strutture laminate: per lo più si osserva una laminazione piano-parallela; a luoghi prevale quella obliqua del tipo *ripple* e *ripple* rampicanti, indicativi di processi di trazione associati a correnti di torbidità a bassa densità.

Gli interstrati pelitici sono laminati o massivi per bioturbazione.

La *litofacies* FAM_{2a} passa alla sovrastante *Gessoso-Solfifera* attraverso una superficie di *unconformity* di carattere regionale (Basetti *et al.*, 1994; Roveri *et alii*, 1998). Questa segna l'inizio della sequenza deposizionale del Messiniano superiore che comprendente le *facies* risedimentate della *Gessoso-Solfifera* e i depositi torbiditici della *Formazione di S. Donato*; localmente il passaggio è marcato dalla presenza di marne con blocchi di olistoliti di "calcare di base" (carbonati stromatolitici *sensu* VAI & RICCI LUCCHI, 1977) di spessore da metrico a decametrico. La potenza complessiva varia da 20 a 80 m.

L'analisi micropaleontologica dei campioni, prelevati nella *Litofacies della Valle di Schieti* (zona a *G. acostaensis*- zona *atipica*), permette di riferire l'unità in esame all'intervallo che si estende dal Tortonian superiore al Messiniano pre-e sin-evaporitico; tale *litofacies*, per l'intervallo Messiniano, equivale, in parte, all'unità del *Tripoli s. l.* (INVERNIZZI *et alii*, 1995), ed è correlabile con lo sviluppo della più meridionale avanfossa della Lago.

La *Litofacies della Valle di Schieti* ha le caratteristiche di un sistema torbiditico dominato da *facies* di tipo prossimale, caratterizzato da un *trend* progradazionale riferibile alla "*channel-lobe transition zone*" (MUTTI & NORMARK, 1987).

4.4.1. - *Formazione Gessoso-Solfifera (GES)*

Affiora su due unità tettoniche distinte: quella di S. Angelo in Vado e quella di Urbino, ed è costituita da *facies* evaporitiche sia di precipitazione diretta o

primaria (singenetiche e diagenetiche) che risedimentate (clastiche: derivanti da frammentazioni e/o rimozione delle precedenti); il passaggio tra le due *facies* è marcato da una superficie di discontinuità - datata a 5. 60 Ma - attribuita alla fase tettonica intra-Messiniano (CREMONINI & FARABEGOLI, 1978).

L'unità affiora in fasce continue sia sui fianchi della sinclinale di Pietrarubbia che sul fianco occidentale della sinclinale di Montecalvo in Foglia, settore nord-orientale del Foglio.

Nella sinclinale di Pietrarubbia l'unità presenta i caratteri che meglio definiscono l'episodio evaporitico *s. s.*, riferibile alla crisi di salinità nel Messiniano e considerato come un evento sincrono - datato a 5. 96 Ma - in tutto il Mediterraneo centro-occidentale (KRIJGSMAN *et alii*, 1999). Essa è costituita dalle tipiche *facies*: a) "calcare di base": calcare micritico dolomitico, in strati sottili e medi, sottilmente laminato b) "gesso laminato": gesso-cristallino, in strati sottili e medi, talora spessi, sottilmente laminati, c) "gesso massivo": microcristallino, d) "gesso nodulare" a mosaico (*chicken-wire*), con intercalate peliti bituminose laminate.

A Peglio e a Monte Santo affiorano depositi gessoso-clastici risedimentati sia stratificati che caotici, qui distinti come *litofacies di Peglio* (GES_a), corrispondenti all'unità A1 del membro "profondo" della *Gessoso-Solfifera* (ROVERI *et alii*, 1998).

Nella *litofacies di Peglio* è possibile osservare due sequenze evaporitiche: una unità stratigrafica inferiore di gessoareniti laminate, qui interpretata, come sedimento depositato da correnti torbiditiche, e una superiore, caotica, data da gesso alabastrino massivo e disorganizzato, prodotta da frane sottomarine (*slide, slump e debrisflow*).

Alla base delle brecce di gesso clasto-sostenuto (gessorudite) del complesso gessoso di Peglio (caratterizzato da uno spessore massimo di 50 m), è stata tracciata la superficie di discontinuità (limite di sequenza: sin- e post-evaporitica) intra-*Gessoso-Solfifera*, in corrispondenza, quindi, di un passaggio di *facies* che suggerisce la fine della deposizione delle evaporiti sui margini del bacino, il loro smantellamento e la susseguente risedimentazione in vicine aree subsidenti.

La *Gessoso-Solfifera* affiorante sul fianco occidentale della sinclinale di Montecalvo in Foglia, lungo la fascia più esterna - orientata in direzione NO-SE da N di Sassocorvaro fino a Pallino - presenta spessori differenziati e *facies* risedimentate da processi gravitativi in un bacino di avanfossa relativamente profondo. Essa è costituita in prevalenza da marne e peliti, eusiniche, laminate, cui a volte si intercalano gessoareniti, gessosiltiti e livelli diatomitici ("tripoli"), spesso con inclusi pesci fossili, indicativi della persistenza di condizioni marine (GAUDANT *et alii*, 1988).

Localmente blocchi di brecce carbonatiche (olistoliti di "calcare di base") si ritrovano risedimentati e discodanti sia al tetto dei depositi gesso-arenitici che sulle unità più antiche: *Membro di Urbino* (FAM₂) e *Litofacies della Valle di*

Schieti (FAM_{2a}). La lacuna è interpretata come conseguenza di franamenti subacquei legati alla dinamica morfologica del bacino.

Livelli diatomitici sono stati osservati in affioramento solo lungo la Valle di Schieti e a N di Montecalende.

Le diatomiti sono il prodotto di sedimentazione in ambiente marino; la presenza di materia organica ad esse associata suggerisce una deposizione in ambiente ipersalino anossico, con salinità che corrispondono a quelle dei carbonati fino ai primi stadi di precipitazione del gesso; l'accumulo caotico di blocchi carbonatici, separati da superfici erosive e con frequenti strutture da scivolamento gravitativo, messo in posto dopo la fase evaporitica, documenta localmente l'*unconformity*.

Elementi molto significativi di franamento subacqueo si rinvencono sulle colline di Urbino a N di Pallino e a NO di S. Donato in Taviglione, dove la sovrapposizione di accumuli disordinati di peliti eusiniche pre-evaporitiche e blocchi dell'unità carbonatica evaporitica alla *Formazione Marnoso-Arenacea Marchigiana*, documentano il processo di risedimentazione e "cannibalizzazione" connesso alla "fase tettonica intramessiniana".

La *facies* "peliti bituminose" è costituita da argille fetide nerastre o bluastre (color tabacco se alterate), straterellate (gli strati hanno spessore di 10-15 cm) e finemente laminate o fogliettate; la laminazione piano-parallela, da millimetrica a centimetrica, è segnata da esili livelli di calcilutite bianca e da piccoli cristalli tabulari, ben formati di gesso "selenitico"; nella parte alta, si intercalano sottili strati di gessoareniti e gessosiltiti laminate; sia le marne che le gessoareniti sono di solito attraversate da piccole fratture di gesso "sericolitico".

La *facies* "gesso-arenitica", generalmente associata alle peliti bituminose, si presenta in strati di spessore variabile da 20 cm a 120 cm.

Il limite inferiore, generalmente, è fatto coincidere con l'inizio della deposizione del "calcare di base" (carbonati stromatolitici *sensu* VAI & RICCI LUCCHI, 1977), o dove questo non è presente con il primo strato di gessolaminite oppure di gesso-arenite, talvolta con l'inizio della sedimentazione di peliti scure o nere, fetide alla percussione.

Il limite superiore coincide con la discordanza che segna la base della *Formazione di S. Donato* oppure la base della *Formazione a Colombacci*.

Le condizioni eusiniche che caratterizzano l'ambiente di sedimentazione delle "peliti bituminose" persistono, anche durante la sedimentazione delle sovrastanti "peliti e arenarie" della *Formazione di San Donato* e durante la deposizione di parte della *Formazione a Colombacci*. Anche nella *Formazione di San Donato* sono presenti 4 o 5 orizzonti di "peliti bituminose" spessi da 1 a 3 m. Età: Messiniano p.p.

Lo spessore varia da 25 m a circa 100 m. Il tasso di sedimentazione nella *Gessoso-Solfifera* varia da 25-100 cm/1000 anni. L'ambiente deposizionale delle *facies* evaporitiche primarie è marino di acque poco profonde di aree margina-

li (*semi-closed thrust-top basin*), mentre quello delle facies evaporitiche risedimentate da processi gravitativi (olistostromi, *debrisflows* e correnti torbiditiche) è marino in acque più profonde di aree subsidenti e tettonicamente attive (*deeper basin*).

4.4.2. - Formazione di San Donato (FSD)

In questa sede la *formazione di S. Donato*, da tempo identificata tra Fiume Conca e Fiume Metauro (SAVELLI & WEZEL, 1978), potrebbe essere sostituita, per l'uso non topotipico (cfr. Quaderni, serie III, n. 1, pag. 29), con una nuova unità litostratigrafica.

Per la sua posizione stratigrafica, l'unità è correlabile con la *formazione di tetto* dell'area forlivese-cesenate (CREMONINI & FARABEGOLI, 1982) e della zona di Pietrarubbia (BASETTI, 1994), che ne rappresenta l'equivalente laterale argilloso, con i depositi post-evaporitici della *Formazione della Laga* (BASETTI *et alii*, 1994) e con l'unità A2 della sequenza di Tetto (ROVERI *et alii*, 1998).

A scala regionale la *Formazione di S. Donato* rivela una tendenza trasgressiva, segnata dalla veloce espansione della sedimentazione torbiditica sulle facies risedimentate della *Gessoso-Solfifera* (GES). Essa rappresenta il riempimento torbiditico di un "effimero" bacino di avanfossa (CAPUANO & D'ANTONIO, 1992).

Affiora in modo discontinuo nella sinclinale di Pietrarubbia, mentre è ben rappresentata e continua sul fianco occidentale della sinclinale di Montecalvo in Foglia, nella parte nord-orientale del Foglio, dove si estende per una lunghezza di circa 10 km.

E' costituita da un'alternanza di peliti dominanti e subordinate arenarie, a stratificazione piano-parallela. Le arenarie hanno sempre una granulometria fine e molto fine, in strati di spessore compreso fra 1 cm e 1 m, con sequenze tipo Tc-e, Td-e (*facies* F9 di MUTTI, 1992) o come *facies* D (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1972); gli strati hanno colore ocraceo alla alterazione e grigio-azzurro su fratture fresche e la loro base è netta, con scarse impronte di fondo che indicano una provenienza da NO lungo l'asse del bacino. Le areniti sfumano verso l'alto in peliti omogenee e compatte, di colore grigio-verde, talora, laminate. Il rapporto A/P cresce verso l'alto da 1:8 a 1:3.

Nella porzione medio-bassa dell'unità è stato rinvenuto un livello vulcanoclastico, qui definito *livello di Cà Scoi*, spesso circa 40 cm, a grana medio-fine, di composizione rioidacitica. I dati radiometrici indicano un'età di 5. 5 Ma (ODIN *et alii*, 1997).

L'unità presenta significative variazioni di spessore desumibili dai profili sismici a riflessione (DE DONATIS *et alii*, 1998). Spessori minimi si ricavano in corrispondenza dell'alto strutturale di Monte Faeli e massimi nell'area di Ca' Vagnino.

Le variazioni laterali di spessore in direzione OSO-ENE sono ancora più evidenti, poiché si passa su brevi distanze, ad E di Pallino, alla chiusura di questa unità.

La distinzione sul terreno tra la *Formazione di San Donato* (FSD) e la soprastante *Formazione a Colombacci* (FCO) è particolarmente problematica, in relazione alla frequenza di abbondanti coperture, alla somiglianza litologica tra le due unità e alla gradualità con la quale scompaiono i litotipi prevalenti della *Formazione di San Donato* (arenarie torbiditiche e marne leggermente bituminose) e compaiono i principali litotipi della *Formazione a Colombacci* (arenarie litiche, non torbiditiche e argille marnose sottilmente varvate).

All'interno dell'unità, a circa 40 m sopra la base, si intercala un orizzonte (potente, 30-40 m) di frana sottomarina di notevole continuità laterale, costituito da materiale intrabacinale (strati arenacei deformati con sviluppo di pieghe) di FSD; tale orizzonte rappresenta un ottimo livello guida, qui definito come *slump di Pian d'Albero* (cartografato separatamente: *pa*), che documenta l'accentuata subsidenza dell'area compresa tra Pian d'Albero e Cà Vagnino.

Nella parte inferiore dell'unità, sui fianchi nord-orientale e sud-occidentale della sinclinale di Pietrarubbia, si rinvencono accumuli da franamento subacqueo che caratterizzano le *litofacies di Ranco* (FSD_a) e di *Battilana* (FSD_b).

La *litofacies di Ranco* (FSD_a) è costituita da lenti di breccie sedimentarie, composte da clasti di gesso, a matrice-sostenuta, in prevalenza sabbiosa e inglobante anche ciottoli arenacei e calcareo-marnosi. Queste breccie sono indicative di un evento composito di *debrisflow*, probabilmente innescato da un rapido abbassamento del livello marino in un ambiente deposizionale caratterizzato da una forte instabilità gravitativa, legata probabilmente alla vicinanza di un pendio di raccordo con le aree meno profonde delle zone più interne. La *litofacies di Battilana* (FSD_b), invece, costituisce un accumulo disordinato (*slump*) di arenarie e peliti, gessoareniti, peliti eusiniche e olistoliti di "calcare di base".

Le *litofacies* FSD_a e FSD_b testimoniano l'evento tettonico intramessiniano, avvenuto in un intervallo di tempo piuttosto breve della durata massima di 90 mila anni (KRIJGSMAN *et alii*, 1999), e sono correlabili con il membro "profondo" della *Formazione Gesoso-Solfifera* (unità A1: ROVERI *et alii*, 1998).

L'associazione microfaunistica è riferibile alla *biozona atipica* del Messiniano superiore. Potenza variabile da 0 a 300 m. Il tasso di sedimentazione si aggira mediamente sui 600 cm/1000 anni.

Ambiente deposizionale: scarpata.

4.4.3. - *Formazione a Colombacci* (FCO)

L'unità definita da SELLI (1954), ha avuto in passato anche i nomi di "*Strati a Congerie*" (CAPPELLINI, 1879) e di "*Strati a Melanopsis*" (RUGGERI, 1958). Essa

chiude la sedimentazione messiniana con contatto di *unconformity* su FAM, GES e FSD; è composta da più *litofacies*, fra le quali domina quella a prevalenti peliti (FCO): si tratta di marne, marne argillose, argille, grigie, grigio-verdastre e brune, in strati per lo più da sottili a medi, con subordinate e sottili lenti di siltiti e arenarie medio-fini; vi si intercalano anche lamine calcaree o calcareo-marnose che si fanno via via più frequenti in prossimità dei livelli di *colombacci* (CREMONINI & FARABEGOLI, 1977); il rapporto A/P si presenta alquanto variabile all'interno della successione.

Intercalate a livelli diversi entro FCO si osservano altre *litofacies*, non riconducibili ad una precisa ed univoca posizione stratigrafica (*litofacies di Case Petrelle* FCO_a, che corrisponde, in Romagna, alla *litofacies di Giaggiolo*; *litofacies di Pietrarubbia* FCO_b, che corrisponde alla *litofacies di Cusercoli*), nonché gli orizzonti calcarei detti *colombacci*.

Il limite inferiore è netto e discordante ed è posto alla base del corpo grossolano stratigraficamente più basso della successione o in prossimità del primo orizzonte a *colombacci*. Quello superiore è netto e paraconcordante.

L'unità affiora al nucleo della sinclinale di Pietrarubbia, e più ad NE lungo il bordo occidentale della sinclinale di Montecalvo in Foglia.

Nella sinclinale di Pietrarubbia la *litofacies* dominante è sempre FCO, occasionalmente si rinvencono olistoliti di provenienza ligure. Associati alla *litofacies* FCO si osservano cinque orizzonti di calcari bianchi e biancastri detti *colombacci* e attribuiti a una origine evaporitica, legata alla diversa alimentazione del bacino da parte di acque continentali e marine (SELLI, 1954). Si tratta di calcari e calcari marnosi, micritici, in strati sottili e molto sottili di peliti grigie con lamine calcaree, che aumentano di frequenza e spessore fino a comporre i caratteristici orizzonti (spessore di 60-120 cm).

Nell'area nord-orientale del Foglio, margine occidentale della sinclinale di Montecalvo in Foglia, alla *litofacies* FCO vi si intercala la *litofacies di case Petrelle* (FCO_a), e l'*olistostroma di Cà Piazza* (FCO_c).

Lo spessore totale dell'unità subisce forti variazioni laterali; in particolare, esso cresce sia da SE a NO che da SO verso NE.

In quest'area del Foglio, la distinzione sul terreno della *Formazione a Colombacci* dalla sottostante *Formazione di San Donato* è particolarmente problematica sia per l'abbondanza di coperture, sia per la somiglianza litologica fra le due unità.

Il limite è stato posto, come detto in precedenza, in corrispondenza del primo strato di arenarie quarzolitiche (prodotte da probabili flussi iperpicnali, di fronte deltizio), che in genere si rinviene a pochi metri sotto il primo orizzonte a *colombacci*.

Detto limite è, inoltre, contrassegnato da una *unconformity* di importanza regionale che segna il passaggio da una sedimentazione torbidityca di acque profonde ad una sedimentazione fluvio-deltizia in ambiente lacustre.

Sempre nell'area nord-orientale, l'unità si presenta con più *litofacies*: pelitico-arenacea, arenaceo-pelitica, arenacea, a *colombacci*.

La *facies* pelitico-arenacea e arenaceo-pelitica è costituita da argille marnose in genere straterellate alternata a sottili letti arenacei (2-15 cm); nelle argille è da segnalare un livello (di circa 50 cm) ricco in molluschi tipici di ambiente ipoalino, con *Limnocardium* e *Melanopsis*, affiorante a circa 2 m sotto il limite con le *Argille Azzurre* del Pliocene (BELLAGAMBA, 1978). Le arenarie, di colore giallo bruno o talvolta rossastro, sono in genere poco cementate, spesso gradate con contatti netti alla base e sfumati al tetto, con laminazione parallela e inclinata. Alla base sono presenti impronte di corrente che indicano, generalmente, provenienze appenniniche. Le arenarie sono litiche mal classate e ricche di matrice siltosa ocracea o talora rossastra. I frammenti litici sono subarrotondati o talvolta arrotondati: in prevalenza sono clasti di natura calcarea, arenacea e silicea (selce).

La *facies* arenacea è legata alla sedimentazione ciclica dei lobi sabbiosi di fronte deltizio ed è costituita da arenarie, spesso in banchi canalizzati, che si alternano ad argille marnose spesse 30-35 cm. Le arenarie (litiche, mal classate e ricche in matrice argillosa), si presentano tipicamente in banchi, spesso amalgamati, con scarsa continuità laterale; la stratificazione non è sempre evidente e gli strati sono spesso saldati tra loro. Gli spessori dei singoli strati non sono mai superiori al metro (40-50 cm), mentre gli orizzonti amalgamati raggiungono spessori di 4-6 m. Gli strati e i banchi arenacei sono poco cementati; le paleocorrenti indicano provenienze da aree di alimentazione occidentali (derivate principalmente dal disfacciamento della FAM e dall'Unità della Val Marecchia). Inoltre, le arenarie contengono frequenti clasti di *colombacci*, spesso disposti caoticamente, provenienti dall'erosione della stessa unità per opera di flussi iperpicniali.

La *facies* a *colombacci*, tipica della formazione, è costituita, come detto sopra, da 5 orizzonti; solo occasionalmente sono in numero minore: questo fatto è dovuto semplicemente a erosione per opera dei corpi arenacei canalizzati che si trovano di solito da pochi cm a pochi m sopra i *colombacci*.

La ciclicità nell'unità sembra essere di natura essenzialmente climatica controllata da fattori astronomici di tipo precessionale: cicli di precessione che data-no la formazione approssimativamente a $5.5 \pm 0,02$ milioni di anni (KRIJGSMAN *et al.*, 1999).

A NE di Pallino, un corpo a geometria lentiforme, di limitata estensione, qui definito *olistostroma di Cà Piazza* (FCO_c), costituito dalla risedimentazione gravitativa di marne bituminose con inclusi olistoliti di gesso-arenite, è interstratificato tra il 1° e il 2° livello a *colombacci*.

Lo spessore della formazione varia dai 450 m, dove sono presenti le *facies* più grossolane (zona di Pietrarubbia) ai 200 m (a SE di Schieti).

L'ambiente deposizionale è di "lagomare" associato a sistemi fluvio-deltizi dominati da piene catastrofiche (flussi iperpicniali).

4.4.3.1. - Litofacies di Case Petrelle (**FCO_a**)

Affiora nella sinclinale di Pietrarubbia e, subordinatamente, sul fianco occidentale della sinclinale di Montecalvo in Foglia, margine settentrionale del Foglio. Comprende corpi lenticolari di varia potenza ed estensione di arenarie grigie, giallastre se alterate, da molto fine a grossolane, in strati da medi a spessi, a laminazione orizzontale, a volte inclinata e/o incrociata, con sottili intercalazioni pelitiche.

Questa *litofacies* si intercala a vari livelli entro FCO, con limiti in genere graduali, spesso eteropici.

Dal punto di vista petrografico sono classificate come areniti litiche, prevalentemente grovache litiche, con matrice variabile dal 4% al 34% (DE FEYTER & MOLENAAR, 1984).

4.4.3.2. - Litofacies di Pietrarubbia (**FCO_b**)

Affiora nella sinclinale di Pietrarubbia. Comprende corpi lenticolari a grande scala di varia potenza (fino a 50 m) ed estensione di conglomerati poligenici con ciottoli eterometrici, calcarei, arenacei e selciferi, subordinatamente gessosi, quarzosi o cristallini (serpentiniti), di varia dimensione; l'arrotondamento è in genere elevato; la cernita è scarsa; la matrice è costituita da arenarie per lo più medio-grossolane ben cementate; la stratificazione è incrociata, piana o concava, a basso angolo, talora assente. Vi si intercalano lenti arenacee in strati medi e spessi, lunghe da 1 a più metri.

Questi depositi formano nel loro insieme lenti a base erosiva e limitata continuità laterale, interpretate da CREMONINI & FARABEGOLI (1977) come il riempimento di tasche di erosione in acque poco profonde e agitate di ambiente litorale e deltizio.

Non si esclude che questi depositi siano il prodotto di flussi granulari turbolenti associati a sistemi di *fandelta* riattivati, presumibilmente, anche da piene fluviali catastrofiche (MUTTI *et alii*, 1996).

Inoltre, nell'unità affiorano olistostromi di affinità ligure con spessore massimo di circa 20 m. Tali olistostromi, indicano che l'Unità della Val Marecchia si trovava in posizione prossima al fronte della catena ed era periodicamente soggetta a fenomeni di instabilità gravitativa.

4.4.4. - Formazione delle Argille Azzurre (**FAA**)

Affiora limitatamente al nucleo della sinclinale di Montecalvo in Foglia, angolo nord-orientale del Foglio, ed è costituita da argille, argille marnose e marne siltose generalmente grigie e grigio-azzurre, talora scure, in strati sottili, con stratificazione poco marcata o assente anche per l'intensa bioturbazione.

Si osservano rare intercalazioni, molto sottili, di arenarie fini e finissime, con rapporto A/P sempre molto inferiore a 1, a laminazione piano-parallela e ricche in foraminiferi e macrofossili (Orbuline, Pteropodi, Lamellibranchi, Scafopodi, radioni di Echinidi etc.).

Il limite inferiore dell'unità è netto e paraconcordante, spesso individuabile immediatamente al di sopra dell'orizzonte a *colombacci*.

A scala mediterranea il limite Miocene/Pliocene (5,33 Ma) è generalmente caratterizzato da un brusco cambiamento della litologia, delle associazioni faunistiche e floristiche e delle condizioni paleoambientali. Analogamente nell'area posta a NE del Foglio si ha una distinta variazione litostratigrafica con passaggio da sedimenti di "lagomare" a sedimenti marini pelagici. Questo rapido cambiamento ambientale è stato definito "*Terminal Messinian Flood* " (Mc KENZIE *et alii*, 1990) e la sua causa attribuita a episodi glacio-eustatici e/o eventi tettonici. Si ritiene che il *flooding* pliocenico sia un evento brusco, rapido e sincrono in tutta l'area del Mediterraneo.

Sul terreno la ricostruzione esatta del contatto stratigrafico tra FAA e la sottostante unità FCO dipende fortemente dalla scala di osservazione.

Infatti, negli affioramenti di tutta l'area rilevata tale contatto appare in conformità correlativa, mentre nei profili sismici a riflessione esso risulta in *onlap* su un substrato blandamente piegato (DE DONATIS *et alii*, 1998).

I campioni analizzati hanno rilevato l'appartenenza alla zona a *G. puncticulata*, che segna appunto la lacuna stratigrafica alla base del Pliocene.

Età: Zancleano. La potenza affiorante è di circa 180 m.

L'ambiente deposizionale è pelagico di scarpata; si tratta di depositi di mare aperto, legati a una rapida ingressione marina sul precedente ambiente continentale.

V - EVOLUZIONE DEI BACINI SEDIMENTARI MIO-PLIOCENICI

1. - PREMESSA

Sulla base della distribuzione verticale e orizzontale dei depositi terrigeni descritti nel capitolo precedente, è possibile ipotizzare, almeno nelle grandi linee, una successione di eventi che hanno caratterizzato paleogeograficamente la sedimentazione fra il Langhiano e il Pliocene inferiore.

Tale successione può essere divisa in due parti: la prima, pre-evaporitica (Langhiano-Tortoniano), caratterizzata da attività tettonica ridotta, ma egualmente destinata a “controllare” la distribuzione differenziata dei sedimenti; la seconda, sin- e post-evaporitica (Messiniano-Pliocene inferiore), in cui gli effetti dell’attività tettonica sono assai più evidenti e responsabili della deformazione e del sollevamento dell’intera area del Foglio.

2. - IL BACINO PRE-EVAPORITICO

La sedimentazione pre-evaporitica coincide con quella della *Formazione Marnoso arenacea l. s.*, vale a dire con una risedimentazione torbiditica sintettonica in un bacino stretto e allungato al margine della catena appenninica (*peripheral foreland basin*). Detto bacino presentava delle variazioni batimetriche che hanno condizionato la distribuzione dei sedimenti più grossolani, sia in termini di

potenza delle diverse unità, sia per quanto riguarda il rapporto A/P e la frequenza degli strati arenitici spessi e molto spessi.

Sulla base di quanto descritto in precedenza e dallo schema di figure 7 e 10 sono state individuate nella *Marnoso-arenacea l. s.* due successioni stratigrafico-deposizionali: la successione più antica, langhiano-serravalliana, affiora nella parte sud-occidentale del Foglio e corrisponde alla *Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola*; la successione più recente, prevalentemente tortoniano-messiniana *p.p.*, affiora più estesamente, dal limite occidentale del Foglio (zona di S. Angelo in Vado) a quello orientale (zona di Urbino), ed è rappresentata dalla *Formazione Marnoso-Arenacea Marchigiana*.

2.1. - LA SEDIMENTAZIONE NEL LANGHIANO

Nel Foglio 279 Urbino il Langhiano superiore-Serravalliano basale è rappresentato dal *Membro di Corniolo* (FMA₂), e comprende l'intervallo tra lo *strato-guida del Fosso Cicolino* (fc), correlabile con la *colombina Imolavilla* (io), e lo *Strato Contessa* (cs) che in Romagna costituisce talora il limite superiore del *Membro di Premilcuore* (FMA₃).

In tale intervallo, la sedimentazione mostra una composizione relativamente omogenea e prevalentemente pelitica. Si nota un aumento da NO verso SE sia della percentuale dei materiali più fini, sia dello spessore dello *strato-guida del Fosso Cicolino* (potenza del letto calcarenitico: 510 cm) rispetto alla *colombina Imolavilla* (potenza del letto calcarenitico: 70-110 cm); tale variazione è da mettere in relazione con la distanza dall'area fonte dei depositi (NO per i primi, SE per le seconde).

Lo *strato-guida del Fosso Cicolino* rappresenta il “depocentro di età langhiano-serravalliana” che si estende verso SE nel sottostante Foglio 290 “Cagli”, in cui vengono convogliate maggiori quantità di depositi grossolani, a composizione ibrida. Il prolungamento verso NO, probabilmente, è correlabile con il “depocentro della Valle del Bidente” di RICCI LUCCHI (1986a).

Nel Langhiano superiore-Serravalliano basale è, verosimilmente, attivo l'alto strutturale di Monte Acuto, destinato a svilupparsi in seguito con maggiori evidenze (fig. 10).

2.2. - LA SEDIMENTAZIONE NEL SERRAVALLIANO

Il Serravalliano è rappresentato dai *membri di Galeata* (FMA₄), *Collina* (FMA₅) e *Civitella* (FMA₆).

Le condizioni di sedimentazione riscontrate nel Langhiano superiore si protraggono sostanzialmente fino alla parte superiore del Serravalliano inferiore, do-

ve si assiste ad una sedimentazione ancora omogenea e prevalentemente pelitica (FMA₄: rapporto A/P medio, compreso tra 1/4 e 1/5; FMA₅: rapporto A/P sempre minore di 1/8) in ambiente di piana bacinale (*facies* D, C e G).

Il passaggio FMA₄ - FMA₅ è caratterizzato da livelli calcareo-marnosi spessi fino a 4m, e potrebbe corrispondere a un momento di quiete tettonica da parte dell'alto strutturale di Monte Acuto.

In questo intervallo deposizionale si notano anche variazioni di spessore delle singole *colombine*, dovute probabilmente ad anomalie topografiche locali, mentre non emergono differenze significative nella distribuzione dei sedimenti sabbiosi.

L'attività del "sovrascorrimento di Mercatello" (angolo SO del foglio) costituisce uno degli elementi caratterizzanti dell'intervallo. A conferma di tale attività, concomitante con il sollevamento dell'alto di Monte Acuto, vi sono le marcate variazioni nella distribuzione degli apporti elastici in concomitanza con il passaggio laterale FMA₅-FMA₉ e l'incremento, nel *membro di Civitella*, del rapporto A/P (1/2) da SO a NE, in concomitanza con lo spostamento verso NE del depocentro deposizionale.

Nel Serravalliano superiore (FMA₉), esauritisi gli apporti carbonatici da SE (*Strato Contessa e colombine*), i termini utili a una esatta correlazione dei diversi intervalli si riducono ad alcuni orizzonti arenacei (i. e. *orizzonte di Pieve di Graticcioli* correlabile in Romagna con l'*orizzonte Castagnolo*). La presenza di sedimenti più grossolani (*orizzonte di Pieve di Graticcioli*), a ridosso del fronte di sovrascorrimento di Monte Acuto, è da mettere in relazione con l'attività dell'omonimo alto strutturale, in concomitanza con lo spostamento verso NE del depocentro deposizionale.

In tutto l'intervallo Serravalliano, compreso fra lo *Strato Contessa* e la scomparsa delle *colombine* e/o la comparsa di orizzonti arenacei molto spessi, si osservano circa 1. 100 metri di sedimenti testimoniando un ambiente di piana sottomarina, a prevalenti marne, con saltuarie e ripetute progadazioni di "lobi" sabbiosi.

2.3. - LA SEDIMENTAZIONE NEL TORTONIANO

Con il *Membro di S. Angelo in Vado* (FAM₁) inizia la sedimentazione tortoniana della *Formazione Marnoso-Arenacea Marchigiana*; essa avveniva in 2 bacini confinati (S. Angelo in Vado, e Urbania), caratterizzati da sensibili differenze nella sedimentazione in relazione verosimilmente a una intensa tettonica compressiva attiva nel presente intervallo di tempo. Il bacino di S. Angelo in Vado è situato a SO della dorsale U-M, mentre il bacino di Urbania si colloca a NE della stessa dorsale. Al bacino di S. Angelo in Vado appartiene l'intervallo compreso fra la porzione superiore della *litofacies di Campo* (FAM_{1a}) e la base del *Membro di S. Angelo in Vado* (FAM₁). Al bacino di Urbania appartiene la successione: *litofacies*

di Belvedere (FAM_{1c}) - *litofacies di Urbania* (FAM_{1b}) - *membro di S. Angelo in Vado* (FAM₁).

Nel bacino di S. Angelo in Vado il passaggio latero-verticale FAM₁/ FAM_{1a} si caratterizza per il rapporto A/P sempre minore di 1/10 e per la sedimentazione di sottili livelli di calcilutiti e peliti fossilifere, talora bituminose.

Con la *litofacies di Campo* (FAM_{1a}) si assiste ad un progressivo aumento di materiali più fini nelle aree rialzate di Campo e di Piandimeleto (fig. 10); ciò può essere dovuto all'instaurarsi di una certa tranquillità dal punto di vista tettonico.

L'aumento progressivo del contenuto arenaceo verso NE suggerisce una eteropia dei sedimenti pelitici distali della *litofacies di Campo* (FAM_{1a}) con quelli sabbiosi "lobi confinati" della *litofacies di Urbania* (FAM_{1b}); un ruolo paleogeografico importante sembra essere assunto, a questo riguardo, dalla dorsale U-M che segna la transizione a un ambiente di conoide "confinata", con migrazione complessa del depocentro da SO a NE.

Il passaggio della *litofacies di Urbania* (FAM_{1b}) con la *litofacies di Belvedere* (FAM_{1c}), dove si osserva l'aumento progressivo del contenuto pelitico verso NE, e la messa in posto di olistostromi di pertinenza ligure, documenta i tempi in cui compressioni e arrivo delle coltri liguri *l. s.* si sono verificate. Nel Tortoniano superiore-Messiniano basale, l'attività dei sovrascorrimenti influenza sensibilmente la sedimentazione e la forma del bacino di Urbino. Infatti, con il *Membro di Urbino* (FAM₂), gli apporti grossolani diminuiscono (tranne che in alcuni orizzonti tipicamente arenaci), mentre nella *litofacies della Valle di Schieti* (FAM_{2a}) si osserva una nuova tendenza all'arricchimento di materiali grossolani verso l'alto, che può essere spiegato con un momento di maggiore attività dall'alto strutturale delle Cesane (fig. 10).

Nella parte sommitale della *Formazione Marnoso-Arenacea-Marchigiana* cominciano a intercalarsi livelli che testimoniano una circolazione ristretta in ambiente anossico; al tetto si osservano a volte depositi analoghi ai "*tripoli e marne tripolacee*" o agli "*shales eusinici pre-evaporitici*" di MARABINI & POLUZZI (1977) e di VAI & RICCI LUCCHI (1978). Si arriva così alla *facies* di chiusura (*closure stage*) della *Formazione Marnoso-Arenacea-Marchigiana* stessa. L'ambiente di sedimentazione passa bruscamente da condizioni pelagiche a condizioni di acque basse a circolazione ristretta, che favoriscono la fioritura di alghe, l'accumulo e la conservazione di sostanze organiche; tutte caratteristiche che preludono alla "crisi di salinità" del Messiniano.

3. - IL BACINO SIN- E POST-EVAPORITICO

L'evoluzione del bacino marchigiano presenta caratteri di sostanziale continuità, ma anche evidenti discontinuità paleoambientali. La "crisi di salinità" e il

“disseccamento” del Mediterraneo, che seguono alla chiusura del bacino della *Formazione Marnoso-Arenacea Marchigiana*, costituiscono un evento regionale di grande portata, all'interno del quale si manifestano fenomeni di portata minore e spesso localizzata. Contemporaneamente si assiste ad una intensificazione dell'attività tettonica che porta allo sviluppo di strutture e di bacini articolati (*piggyback thrust basins*: Pietrarubbia e Montecalvo in Foglia) e fortemente differenziati in termini di batimetria, subsidenza, apporti e distribuzione del sedimento. A tutto ciò si accompagna anche la migrazione dell'Unità della Val Marecchia (cap. VII, 3.1.).

3.1. - LA SEDIMENTAZIONE NEL MESSINIANO

Nell'Appennino marchigiano settentrionale, come in quello romagnolo, la “crisi di salinità” del Messiniano è registrata dalla sedimentazione del “*Calcare di base*” degli AA. e delle evaporiti della *Formazione Gessoso-Solfifera* (GES) affioranti nella sinclinale di Pietrarubbia e in quella di Montecalvo in Foglia (cap. IV, 4.4.1.). Accanto alla precipitazione diretta si ritrovano anche accumuli caotici risedimentati (*litofacies di Peglio*: GES_a, *litofacies di Ranco*: FSD_a, *litofacies di Battilana*: FSD_b, *slump di Pian d'Albero*: pa, *olisostroma di Cà Piazza*: FCO_c), ricoperti a loro volta da quelli della *Formazione a colombacci* (FCO).

Gli scivolamenti gravitativi, che accompagnano e caratterizzano buona parte della sedimentazione messiniana coinvolgono sia le tre unità formazionali GES-FSD-FCO, sia parte della sottostante FAM, dando ad esse una base nettamente discordante e lacunosa. Detti scivolamenti possono essere imputati anche a “disseccamenti” (abbassamenti del livello del mare) e a una attività tettonica di tipo compressivo (“fase tettonica intramessiniana” di CREMONINI & FARABEGOLI, 1978), destinata ad accentuare le deformazioni plicative e/o disgiuntive preesistenti e a favorire lo scivolamento dei materiali verso le aree più depresse. Tale attività tettonica si andava verosimilmente a sommare alla variazione climatica generale, che produceva brusche e ripetute diminuzioni del livello delle acque (“disseccamento” del Mediterraneo), con conseguente “richiamo” di scivolamenti sin-sedimentari o immediatamente post-sedimentari: il riconoscimento degli effetti relativi a ciascuno dei due processi rimane uno dei problemi di meno facile soluzione nell'interpretazione degli accumuli gravitativi nelle diverse parti del bacino.

Gli scivolamenti gravitativi che coinvolgono la *Formazione Gessoso-Solfifera* si rinvengono prevalentemente sul bordo occidentale del bacino di Pietrarubbia e lungo il margine occidentale del bacino di Montecalvo in Foglia (cap. IV, 4.4.1.). Detti scivolamenti potevano essere connessi all'attività di alti strutturali già delineati in precedenza, che ha portato ad una distribuzione differenziata di zone di

distacco e zone di distacco e accumulo. Tale situazione continua anche durante la deposizione della *Formazione di S. Donato*, interessata da una maggiore subsidenza, con prevalenza di ingenti apporti terrigeni e accumuli gravitativi: *slump* intraformazionale di Pian d'Albero (*pa*) che si immettevano in un bacino presumibilmente più profondo (cap. IV, 4.4.2.). I depositi grossolani della *Formazione a Colombacci* (FCO_a e FCO_b) mostrano il saltuario instaurarsi di condizioni fluviali, deltizie e di spiaggia (CREMONINI & FARABEGOLI, 1977), o di delta-conoide (FARABEGOLI & RICCI LUCCHI, 1973; RICCI LUCCHI, 1975), riattivati, presumibilmente, anche da piene fluviali catastrofiche (MUTTI *et alii*, 1996).

L'alternarsi di tali condizioni, le conseguenti variazioni del livello delle acque, nonché le già accennate condizioni di instabilità tettonica, provocano inoltre distacchi e scivolamenti di olistoliti e olistostromi, tra cui l'*olistostroma di Cà Piazza* (FCO_c) compreso tra il 1° e il 2° orizzonte a *colombacci* (cap. IV, 4.4.3.). Per quanto riguarda l'età di tali movimenti, KRIJGSMAN *et alii* (1999) la collocano a partire da 5.5 ± 0.02 Ma e le attribuiscono una durata non superiore a 90 Ka. La potenza massima della formazione supera i 450 metri presso Pietrubbia, dove sono meglio rappresentate le facies più grossolane di *fan-delta* (sabbie di FCO_a e conglomerati di FCO_b), mentre si riduce a circa 200 metri a E-SE di Schieti.

3.2. - LA SEDIMENTAZIONE NEL PLIOCENE

Secondo l'ipotesi attualmente più accreditata, all'inizio del Pliocene il Mediterraneo, isolato o quasi durante il Messiniano e sottoposto a fenomeni di erosione e sedimentazione continentali, viene invaso dalle acque atlantiche a seguito dell'apertura della "Soglia di Gibilterra".

La sedimentazione pliocenica ha quindi inizio con una rapida ingressione marina, che porta la *Formazione delle Argille Azzurre* (FAA), di ambiente pelagico, a sovrastare il tetto della *Formazione a Colombacci* (FCO), di ambiente continentale. La superficie di discontinuità, al passaggio stratigrafico FCO/FAA , registra il brusco cambiamento di profondità e di sedimentazione: da acque continentali ad acque marine (cap. IV, 4.4.3. e 4.4.4.).

Con il Pliocene inferiore si completa, nell'area de Foglio, la sedimentazione marina in ambiente pelagico di scarpata.

PROGETTO
CARG

VI - GEOMORFOLOGIA E DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI

Il paesaggio del Foglio Urbino è caratterizzato da una notevole variabilità morfologica.

La parte più meridionale e quella nord-occidentale si presentano montuose, con quote che raggiungono i 975 m in corrispondenza di Monte di Montiego e che superano i 1300 m sulle pendici di Monte Carpegna, rilievo la cui sommità (1415 m) ricade tuttavia al di fuori dei limiti del Foglio.

Nei settori nord-orientali il paesaggio diviene collinare, con quote raramente superiori ai 500 m e con fondovalle che scendono sino a quote di 85 m circa (Valle del Fiume Foglia).

Il Foglio ricade interamente nei bacini dei Fiumi Foglia e Metauro; questi due corsi d'acqua, unitamente al Fiume Candigliano, principale affluente del Metauro, costituiscono le principali aste fluviali dell'area.

I corsi d'acqua principali tagliano quasi ortogonalmente le pieghe e i *thrust* dell'edificio appenninico (andamento diaclinale) ad eccezione delle aree di Schieti e Urbania, dove seguono localmente l'asse di due sinclinali maggiori (andamento ortoclinale).

Proprio le variazioni di direzione dei principali fiumi, da diaclinale a ortoclinale, sono all'origine della loro caratteristica sinuosità ad ampia scala.

Il reticolo, oltre a presentare anomalie legate al condizionamento passivo delle strutture tettoniche e della litologia, è influenzato anche dalla mobilità tettonica recente dell'area. In particolare, l'elevata energia del rilievo e la distribuzione

altimetrica delle alluvioni terrazzate, mettono in risalto un sollevamento verticale recente e generalizzato dell'intero territorio (NЕСI *et alii*, 1990).

La conformazione, spesso asimmetrica, dei bacini idrografici e l'irregolare andamento sia planimetrico che altimetrico degli spartiacque, indicano invece che la "competizione" fra bacini idrografici adiacenti, risente talora anche di movimenti differenziati che vanno a interagire col sollevamento generalizzato.

Nei dintorni di Urbino, lo spartiacque tra i bacini del Foglia e del Metauro comprende numerosi settori semipianeggianti o a bassissimo rilievo di genesi indipendente dal controllo lito-strutturale (NЕСI *et alii*, 1992; 1995).

Queste superfici semipianeggianti, la maggior parte delle quali si trova in posizione non intravalliva, sono riconducibili ad almeno tre livelli distinti, posti rispettivamente alle quote di 420, 450 e 470 m s.l. m.

Sulla base della loro distribuzione areale e altimetrica e delle loro geometrie, esse dovrebbero rappresentare non tanto lembi di una "*paleosuperficie sommitale*" come quella segnalata per le Marche meridionali e l'Abruzzo (DEMANGEOT, 1965; COLTORTI *et alii*, 1991), ma costituire viceversa i resti di antichi *glacis* e/o ampie paleovalle legate a più fasi morfogenetiche pleistoceniche di differente significato ed età.

I versanti delle valli principali e di molte valli minori presentano serie di terrazzi vallivi più o meno estesi e preservati. Alle quote più alte si osservano frequenti resti di terrazzi d'erosione (NЕСI *et alii*, 1995; FANUCCI *et alii*, 1996), in genere difficilmente correlabili e altrettanto difficilmente riconducibili a livelli distinti, in quanto molto discontinui, profondamente rimodellati e/o ridotti a serie di piccole superfici semipianeggianti o culminazioni di colline.

A quote inferiori, compaiono alluvioni terrazzate riconducibili a quattro principali livelli (T1a, T1b, T2, T3 della letteratura, NЕСI *et alii*, 1995; FANUCCI *et alii*, 1996) e riferibili alla seconda metà del Pleistocene medio e al Pleistocene superiore. A questi si può aggiungere un quinto "livello" rappresentato da un insieme eterogeneo e diacrono di terrazzi minori olocenici (T4, NЕСI & SAVELLI, 1991; NЕСI *et alii*, 1995). Fatta eccezione per questi ultimi, in linea generale, tutti i depositi alluvionali dell'area presentano forti analogie sia morfologiche che sedimentologiche fra un'unità terrazzata principale e l'altra, a prescindere dal sintema di appartenenza.

Al di fuori delle aree di fondovalle, distribuzione, tipologia e litologia dei depositi continentali quaternari, analogamente all'orografia e alla morfologia, sono intimamente legate soprattutto alla litologia e all'assetto strutturale delle rocce del substrato. Questi fattori geologici, combinandosi con le oscillazioni climatiche, hanno condizionato e condizionano tuttora i processi geomorfici dominanti, l'incidenza dei fenomeni franosi, la possibilità di svilupparsi o meno di coperture detritiche significative e la capacità o meno delle stesse di conservarsi nei diversi settori del territorio.

Ampi settori del Foglio Urbino sono costituiti da peliti o da alternanze, con rapporti variabili, di peliti e arenarie (FMA, FAM, FSD, FCO, FAA, AVR) e da marne più o meno calcaree (VAS, SCC, SCH, MLL). In queste aree, ove presenti, i depositi di versante sono per lo più fini e frequenti sono gli accumuli di frana per colamento. Molto meno abbondanti sono i detriti a elementi “litoidi”, presenti soprattutto in corrispondenza di livelli più resistenti (arenarie, conglomerati, calcari, calcari marnosi). Questi ultimi predominano invece in corrispondenza delle strutture carbonatiche del settore meridionale del Foglio, delle numerose piccole dorsali costituite dai calcari del *Bisciaro* (BIS) e, nell’Unità della Val Marecchia, dei termini calcarei della *Formazione di Monte Morello* (MLL).

1. - DEPOSITI DI FRANA IN EVOLUZIONE (a_1)

Sotto questa voce sono stati raggruppati accumuli caotici di fango e/o detriti fortemente eterometrici, prodotti da processi di colamento e/o da processi complessi.

Gli accumuli mostrano chiare evidenze di movimento in atto dell’intero corpo o di porzioni significative di esso: gli indizi di movimento sono ricavati dall’osservazione diretta sul terreno di danni alle cose, di lacerazioni aperte al momento del rilevamento e/o di gradini, contropendenze e altre deformazioni di aspetto fresco.

Sono state considerate prove di attività anche tutti quegli elementi ricavati da informazioni di archivio o dagli abitanti del luogo e quegli elementi ricavati da analisi aerofotogrammetrica che, alla data del volo (consultando riprese aeree fino agli anni ‘50), hanno indicato un movimento in atto o che evidenziassero una particolare freschezza delle forme.

2. - DEPOSITI DI FRANA SENZA INDIZI DI EVOLUZIONE IN ATTO (a_{1q})

Si tratta di accumuli caotici di fango e/o detriti fortemente eterometrici prodotti da processi di colamento e/o complessi. Gli accumuli sono solo blandamente rimodellati.

Le eventuali tracce di movimento osservate sul terreno, anche se a volte abbondanti, sono da riferirsi a fenomeni corticali generalmente legati alle scadenti proprietà meccaniche dell’accumulo di frana, ma non implicano un movimento recente dell’intero corpo di frana o di sue porzioni significative.

Lacerazioni, gradini, contropendenze o altre deformazioni, ove presenti, sono, anche se ben riconoscibili, almeno parzialmente colmate e/o rimodellate.

L’età del movimento, anche se molto recente, non è ricavabile dalla documentazione esistente o da foto aeree.

3. - DEPOSITI DI VERSANTE (a)

Si tratta di detriti di versante di spessore variabile da pochi decimetri ad alcune decine di metri, eterometrici, prevalentemente ghiaiosi o ghiaioso-sabbiosi. A luoghi è possibile rinvenire blocchi di considerevoli dimensioni, la cui presenza è in ogni modo generalmente subordinata agli elementi di taglia minore. Spesso i clasti centimetrico-decimetrici si associano a materiali fini, da argillosi a limosi, a sabbiosi, presenti sia sotto forma di matrice che come lenti o livelli relativamente continui. In questo secondo caso, i sedimenti fini sono sempre percentualmente subordinati (molto meno del 50%) e le caratteristiche degli stessi sono le medesime descritte sotto la voce “*coltri eluvio colluviali*”.

L'aspetto all'affioramento è vario, da stratificato a caotico; a luoghi, possono comparire orizzonti cementati da carbonato di calcio, per lo più sottili e discontinui. I frammenti rocciosi presentano sempre spigoli vivi, salvo il caso di clasti particolarmente degradati dall'azione chimica o di elementi rimaneggiati da fenomeni di ruscellamento, nei quali gli spigoli risultano leggermente smussati.

I depositi in oggetto rappresentano generalmente accumuli per gravità alla base di pareti o di ripidi versanti rocciosi, dove talvolta sono organizzati (o erano organizzati al momento della loro formazione) in piccole falde o coni.

In questi casi, all'affioramento, è in genere evidente l'azione dei flussi idrici che, associandosi all'azione della gravità, hanno ridistribuito i detriti verso il basso.

Spesso si trovano in adiacenza a corpi di frana, dai quali provengono per rimaneggiamento e smantellamento dei margini del corpo stesso o delle scarpate di frana. Infine, si tratta talvolta di resti smembrati e profondamente rimodellati di antichi corpi di frana non più identificabili e cartografabili come tali.

Su molti pendii calcarei del Foglio Urbino compaiono coltri di *éboulis ordonnées* (TRICART & CAILLEUX, 1967), depositi di versante particolarmente significativi per le loro implicazioni paleoclimatiche, costituiti da clasti minuti, di dimensioni mediamente non superiori a 1-2 cm, associati a e/o dispersi in matrice più o meno fine e abbondante. I clasti, spiccatamente angolari, salvo lievi smussature dovute a processi sinsedimentari di ruscellamento o a fenomeni post-deposizionali di degradazione, rappresentano il prodotto di intensi fenomeni di crioclastismo.

Questi detriti sono caratterizzati da sottile stratificazione (10-20 cm) tipicamente piano-parallela e, se non disturbata da deformazioni successive alla deposizione (franamenti), immergente verso valle con inclinazioni variabili da poco meno di 15° a oltre 30°. La stratificazione è generalmente prodotta dall'alternanza ritmica di livelli più o meno ricchi in matrice e/o di livelli alternativamente più fini e più grossolani.

I detriti in oggetto, sono concordemente attribuiti a fasi climatiche fredde del Quaternario (CASTIGLIONI *et alii*, 1979; COLTORTI *et alii*, 1979; NESCI & SAVELLI, 1986).

Nel territorio del Foglio Urbino, sulla base del contesto geomorfologico, dei rapporti con gli altri depositi continentali e dell'assenza di paleosuoli rubefatti riferibili all'Emiano, sono da riferirsi nella loro totalità alle fasi più fredde del Pleistocene superiore, ma risultano comunque quasi sempre coperti da coltri più o meno sottili di detriti più recenti.

Tutti gli altri tipi di detrito di versante del Foglio Urbino hanno età in genere difficilmente precisabili, data la assoluta scarsità di elementi utili a correlazioni o attribuzioni cronologiche.

Si può comunque affermare che molti corpi, specialmente quelli meno estesi, più sottili e non dissecati, rappresentano sedimenti dell'Olocene più o meno recente e spesso tuttora in evoluzione.

Altri depositi, più spessi ed estesi e talora profondamente dissecati o rimodellati, risalgono probabilmente al Pleistocene superiore per quanto riguarda le porzioni inferiori o medio-inferiori e all'Olocene per quanto concerne la parte più superficiale, parte che in molti casi si presenta tuttora in evoluzione.

Alcuni corpi, infine, avendo posizioni di vetta o spartiacque, chiaramente indipendenti dal contesto geomorfologico recente, sono stati attribuiti al Pleistocene superiore, pur non potendo escludere una loro età più antica.

4. - COLTRI ELUVIO COLLUVIALI (b₂)

Sono rappresentati da sedimenti eterometrici prevalentemente sabbioso-limoso-argillosi, con spessori variabili da pochi decimetri a oltre 10 m. Possono essere privi di evidenti strutture interne o caratterizzati da grossolani accenni a stratificazione e da laminazioni più o meno discontinue, evidenziate da lievi cambiamenti cromatici e/o dalla presenza di granulometrie e/o tessiture lievemente diverse. Talvolta mostrano laminazione convoluta e, in presenza di clasti grossolani, tessiture fango-sostenute.

Questi depositi contengono generalmente anche quantità subordinate di clasti angolari relativamente grossolani, da millimetrici a centimetrici; questi si possono presentare sia sparsi, in tessiture fango-sostenute, sia organizzati in lenti od orizzonti a tessitura granulo-sostenuta. In questo tipo di depositi, comunque, i materiali grossolani rappresentano quasi sempre molto meno del 50% del volume totale.

Nell'alto bacino del Fiume Foglia, si osservano spesso blocchi di grandi dimensioni (fino ai m³) di calcareniti organogene provenienti dalla *Formazione di S. Marino* e inglobati nei sedimenti più fini. Questi depositi sono stati prodotti e/o ripetutamente rimaneggiati dalla concomitante azione del dilavamento e ruscellamento e dei movimenti di massa corticali. Fra questi ultimi si individuano processi sia ad azione areale (soliflusso, reptazione), sia ad azione lineare o localizzata (in

genere piccole colate di terra): si tratta in ogni caso di fenomeni minori, che non danno origine a forme e corpi distinguibili cartograficamente alla scala utilizzata.

L'intervento del ruscellamento nella messa in posto di questi materiali è spesso indicata da lenti o livelletti detritici costituiti da ghiaie relativamente classate, da clasti spesso embriciati o con altre evidenze di messa in posto e/o rimaneggiamento a opera di acque correnti (ruscellamento diffuso o in piccoli fossi): questi materiali sono comunque sempre quantitativamente subordinati e non cartografabili in corpi distinti.

Nel Foglio Urbino, data anche l'estrema scarsità di affioramenti e utilizzando una suddivisione basata non tanto sui processi dominanti, quanto sulla litologia del deposito di versante, sono stati cartografati con la stessa simbologia sia i colluvi veri e propri (prodotti del dilavamento/ruscellamento e di movimenti di massa pellicolari), sia tutti gli altri depositi di versante a granulometria prevalentemente fine e per i quali non si hanno indicatori genetici precisi o riconoscibili. In particolare, infatti, spesso la colluviazione ricopre o si associa a depositi di frana più o meno antichi e di dimensioni apprezzabili, obliterandoli in modo più o meno marcato o alternandosi a essi senza che né l'uno né l'altro risulti chiaramente riconoscibile o delimitabile e in contesti in cui anche la forma di superficie non è più significativa o individuabile senza ambiguità in quanto rimodellata da processi naturali o dall'azione antropica.

L'età dei depositi in oggetto è sempre piuttosto difficile da definire, a causa della generale assenza di elementi utili per correlazioni e attribuzioni cronologiche sia su base relativa che radiometrica.

Per quanto riguarda i corpi più sottili e meno estesi, si tratta quasi sempre di sedimenti dell'Olocene più o meno recente e spesso tuttora in evoluzione.

Su base geomorfologica e utilizzando alcune datazioni radiometriche (C14), si può tuttavia affermare che molti fra i depositi più spessi risalgono probabilmente al Pleistocene superiore per quanto riguarda le porzioni inferiori o intermedio-inferiori e all'Olocene per quanto concerne la parte più superficiale, parte che in molti casi si presenta tuttora in evoluzione.

A tale proposito, alcuni colluvi della periferia nord-orientale di Urbino hanno fornito alla profondità di circa 8 m un'età radiocarbon di circa 32.800 ± 1.200 ; la parte più superficiale dei corpi detritici, a sua volta, presenta chiare evidenze di evoluzione in atto.

Nella periferia sud di Urbania, in prossimità della vecchia fornace, tre date radiocarbon hanno fornito età >44.000 per la porzione basale di un *colluvium* sviluppatosi sulla scarpata che separa la sommità delle alluvioni terrazzate del Pleistocene superiore da quelle del Pleistocene medio finale. In questo caso, gli elementi morfologici, oltre a indicare una attività recente delle porzioni più superficiali del deposito, suggeriscono comunque per gli intervalli più profondi un'età non più antica del Pleistocene superiore e, quindi, che si tratta forse di sedimenti in parte contemporanei alle adiacenti alluvioni terrazzate del Fiume Metauro.

5. - DEPOSITI ALLUVIONALI

I depositi alluvionali presenti nell'ambito del foglio sono stati attribuiti a sintemi e super-sintemi, denominati: *del Fiume Musone* (**MUS_{bn}**), *Matelica* (**MTI_{bn}**), *Colle Ulivo-Colonia Montani* (**AC_{bn}**) e *Urbania* (**UR_{bn}**) tenendo conto delle località dove questi sono meglio rappresentati, anche con elementi di datazione.

5.1. - SINTEMA DEL FIUME MUSONE (**MUS_{bn}**)

Al *sintema del Fiume Musone* (Olocene) appartiene l'insieme dei sedimenti alluvionali terrazzati e non, affioranti in modo discontinuo in prossimità dell'alveo e formatisi durante la reincisione dei sedimenti alluvionali del Pleistocene.

Il limite inferiore del sintema è costituito dalla superficie d'erosione che separa i corpi alluvionali dal substrato roccioso o dalle alluvioni del sintema di Matelica.

Per quanto concerne le unità terrazzate, le superfici dei terrazzi stessi si trovano a quote di solito non superiori a 15 m e sono, almeno in parte, ricollegabili al 4° ordine dei terrazzi della letteratura tradizionale.

Le alluvioni terrazzate appartenenti a questo sintema, alle quote più elevate sul fondovalle, formano terrazzi minori e superfici inclinate sino a oltre 10° che raccordano il livello dei terrazzi del sintema di Matelica con il fondovalle e sono generalmente ricoperti da deboli spessori di alluvioni fluviali sabbioso-ghiaiose.

Queste ultime rappresentano spesso depositi di barra di meandro e di esondazione di canali con sinuosità relativamente elevata.

I depositi sono caratterizzati da ghiaie anche molto grossolane e notevolmente eterometriche intercalate a livelli sabbiosi, sabbioso-ghiaiosi o, meno frequentemente, argilloso-sabbiosi. I livelli più fini sono più frequenti verso la sommità dei corpi alluvionali, o costituiscono la quasi totalità del deposito lungo i corsi d'acqua minori che drenano termini prevalentemente pelitici.

L'insieme eterogeneo e complesso di eventi di aggradazione e terrazzamento minori che si osserva alle quote più basse, comprende i letti di piena ordinaria e le aree golenali, in parte fissate dalla vegetazione e in parte influenzata da interventi antropici. Anche i depositi in evoluzione in alveo, periodicamente rimodellati dalle piene, vengono fatti ricadere in questo sintema.

5.2. - SINTEMA DI MATELICA (**MTI_{bn}**)

Il *sintema di Matelica* (Pleistocene superiore) comprende le alluvioni dei terrazzi del 3° ordine tradizionale.

Il limite inferiore dei depositi appartenenti a questo sintema coincide con la superficie d'erosione che delimita verso il basso i corpi alluvionali separandoli dal substrato roccioso e che è talora estensibile anche al di sotto dei corpi detritici più antichi.

Le superfici dei terrazzi si trovano a quote generalmente comprese fra i 20 e i 35 m sull'alveo attivo.

Nelle zone più interne dei bacini i depositi alluvionali presentano superfici gradonate da serie di terrazzi minori, per lo più d'erosione, con coperture alluvionali di spessore fortemente ridotto (1-3 m), ma inseribili all'interno del ciclo di aggradazione principale che, più a valle, ha prodotto accumuli di spessore anche superiore a 30 m. Frequenti sono i terrazzi d'erosione completamente privi di deposito, ma in genere correlabili con le unità con deposito che compaiono più a valle. Nell'alto bacino del Foglia queste alluvioni terrazzate presentano localmente spessori più elevati, fino a circa 10 m.

In ciascuno dei diversi sintemi, le successioni alluvionali sono suddivisibili in due distinti intervalli: il primo è costituito da sedimenti fluviali e l'altro, arealmente discontinuo e meno preservato nelle unità più antiche, da depositi di conoide alluvionale (NESCI & SAVELLI, 1991). Inoltre, le alluvioni fluviali, a prescindere dal sintema di appartenenza, sono prevalentemente ghiaiose, con intercalazioni di lenti limoso-sabbiose o sabbioso-ghiaiose, generalmente più frequenti ed estese verso l'alto, o in presenza di allargamenti delle sezioni vallive.

I ciottoli delle alluvioni fluviali, qualunque sia il sintema di appartenenza, sono sempre marcatamente poligenici e riflettono la litologia delle formazioni affioranti negli attuali bacini. Il grado di arrotondamento è mediamente buono (ciottoli da arrotondati a molto arrotondati) pur essendo condizionato dalla distanza dell'area di provenienza e dalla litologia.

Nei corpi alluvionali più spessi, la stratificazione, spesso mal definita, è prevalentemente incrociata a grande scala. I singoli corpi sedimentari hanno generalmente forma piano-concava o biconcava e sono quasi sempre delimitati da superfici erosive spesso irregolari.

L'insieme delle geometrie osservate permette di riferire la maggior parte delle alluvioni osservate a corsi d'acqua con canali multipli intrecciati (MIALL, 1977; 1985), basso indice di sinuosità e prevalente carico sul fondo.

Al tetto delle alluvioni fluviali terrazzate di maggior spessore e in discontinuità con queste ultime, spesso compaiono 1-3 m di sedimenti alluvionali con evoluzione *fining-up* (ghiaie più o meno grossolane passanti verso l'alto a sabbie e limi) e geometrie indicanti deposizione a opera di canali meandranti. Anche molti dei depositi alluvionali di esiguo spessore che ricoprono le superfici gradonate da terrazzi minori delle zone più interne, sono molto spesso riferibili a canali ad accentuata sinuosità.

Al di sopra delle alluvioni fluviali talvolta si rilevano, generalmente in conti-

nuità, depositi terrazzati di conoidi alluvionali formate dai tributari minori al loro sbocco nelle valli principali. Il passaggio fra i due diversi tipi di deposito interessa spessori al massimo di 2-3 m ed è caratterizzato dall'alternanza dei materiali, di solito piuttosto differenti fra loro, che costituiscono i corpi alluvionali fluviali e quelli di conoide.

Depositi di conoide alluvionale possono comunque poggiare anche direttamente sulle unità rocciose del substrato, sia nelle loro aree apicali, sia dove sui fondivalle principali non compaiono terrazzi con deposito, ma solo forme erosive.

Lo stile deposizionale, così come la morfologia delle conoidi alluvionali osservate varia notevolmente a seconda della litologia dei bacini di alimentazione. In accordo con NESCI & SAVELLI (1991), possono tuttavia essere ricondotte a due tipologie principali: quelle composte prevalentemente da accumuli di ciottoli talora embriciati e mal classati (conoidi "litoidi") e quelle caratterizzate da depositi eterogenei ad assetto caotico e prevalente componente argilloso-limosa (conoidi "fangose"). Le prime si sviluppano in corrispondenza dei rilievi carbonatici. Sono costituite da ciottoli monogenici o provenienti da un ristretto numero di formazioni, spesso appiattiti ed eterometrici, con un grado di arrotondamento che, pur variando a seconda della litologia, delle dimensioni della conoide e della distanza dall'area di alimentazione, è comunque sempre mediamente minore di quello dei ciottoli delle eventuali sequenze fluviali sottostanti.

I depositi più grossolani, spesso da *debrisflow*, predominano nettamente nelle aree apicali; nelle aree intermedie e distali, la granulometria media tende a diminuire e spesso compaiono lenti discontinue argilloso-marnose e/o calcareo-marnose.

Le conoidi "fangose" si formano invece dove i corsi d'acqua minori drenano formazioni molto degradabili e, a causa della natura dei materiali da cui sono costituite, formano corpi molto ampi in rapporto al loro spessore e, spesso, poco riconoscibili. Questi depositi contengono solo modeste lenti ghiaiose mentre acquistano importanza determinante i livelli argilloso-limoso-sabbiosi, depositati sia da flussi idrici, sia da colate di fango (*mudflow*).

Sulla base della ricostruzione dei profili dei versanti, sono stati correlati con le successioni alluvionali dei vari sintemi particolari depositi sia alluvionali che da *debrisflow* terrazzati, tipici dell'alto bacino del Fiume Foglia e presenti esclusivamente nel settore nord-occidentale del Foglio, in corrispondenza o al bordo dell'area di affioramento dei terreni dell'Unità della Val Marecchia (A).

La loro attribuzione ai vari sintemi, non sempre certa, è stata operata in base a criteri morfologici e altimetrici, più che sedimentologici e litologici, tenendo conto di quanto già noto in letteratura (NESCI *et alii*, 1995).

I più antichi fra questi depositi corrispondono spesso a serie di superfici semipianeggianti o a debole inclinazione ubicate sugli attuali spartiacque. Rappresentano relitti di antichi *glacis*, simili a quelli descritti da GUERRA & NESCI (1999) per

altre aree del Montefeltro e possono ricollegarsi ai *glacis* e ai relativi depositi pedemontani trattati da NESCI *et alii* (2001) per l'intero territorio nord-marchigiano.

Nelle fasi più recenti, con l'approfondimento del reticolo idrografico, da queste forme areali si passa a forme di accumulo confinate all'interno di solchi vallivi e caratterizzate da una crescente abbondanza dei depositi da movimento di massa che divengono ampiamente predominanti (aree a S di S. Sisto e a N di Frontino).

Alcuni dei depositi più recenti sono chiaramente correlabili con i terrazzi vallivi del Pleistocene superiore del Fiume Foglia e del Torrente Mutino; le correlazioni con i terrazzi vallivi sono invece più dubbie per i depositi più antichi, che in alcuni casi sembrano ricollegarsi alla valle principale a quote addirittura superiori a quelle dei tradizionali terrazzi del 1° ordine.

Questi particolari depositi, mostrano spessore di norma non superiore a 8-10 m. Presentano caratteristiche estremamente variabili, ma sono quasi sempre caratterizzati dalla presenza, nella parte sommitale, di abbondantissimi blocchi di grosse dimensioni (generalmente metrici) di calcareniti organogene compatte della *Formazione di San Marino* ($MTI_{bn} : A$).

Granulometria e assetto interno variano in funzione della tipologia dei processi, da caotico e fortemente eterometrico in quelli per colamento dominante, a relativamente ben classato e con frequenti embriciature dove è stato importante il trasporto idrico; sono comunque sempre abbondanti i grossi blocchi.

5.3. - SUPERSINTEMA DI COLLE ULIVO-COLONIA MONTANI (AC_{bn})

Le alluvioni attribuibili al *super-sintema Colle Ulivo-Colonia Montani* (Pleistocene medio, parte sommitale) sono rappresentate da lembi terrazzati più o meno ampi e isolati corrispondenti al 2° ordine della letteratura (LIPPARINI, 1939; VILLA, 1942; SELLI, 1954). Anche in questo caso, come nel precedente, il limite inferiore, dei depositi appartenenti a questo super-sintema, coincide con la superficie d'erosione che separa i sedimenti alluvionali dal substrato.

Le superfici dei terrazzi si trovano a quote generalmente comprese fra i 40 e i 100 m sull'alveo attivo. Questa variabilità dell'altezza sul fondovalle è dovuta alla presenza di superfici multiple che rappresentano terrazzamenti minori all'interno del ciclo principale. In particolare, a monte di S. Angelo in Vado e nell'alto Candigliano, l'unità in questione sembra sdoppiarsi in due sottounità; nell'alta valle del Foglia (Piandimeleto), sono invece riconoscibili almeno tre livelli alluvionali separati da gradini incisi nel substrato roccioso, generalmente occultati dagli effetti del rimodellamento e della colluviazione che hanno originato superfici topografiche debolmente inclinate.

Tracce del caratteristico paleosuolo rosso-bruno tipico di questo super-sintema sono molto rare e, sebbene ben rappresentate nel basso Metauro, nell'area del Foglio sono state riconosciute solo nei dintorni di S. Angelo in Vado.

5.4. - SUPERSINTEMA DI URBANIA (UR_{bn})

Il *supersintema di Urbania* (Pleistocene inferiore/medio-medio) comprende le alluvioni terrazzate dei fiumi principali riferibili al 1° ordine della letteratura.

L'attribuzione di queste a un super-sintema piuttosto che a un sintema, è giustificata dal fatto che NESCI *et alii* (1990), FANUCCI *et alii* (1996) hanno riconosciuto, anche a scala regionale, la presenza di due principali e distinte fasi di terrazzamento comprendenti i terrazzi in precedenza ascritti a un generico "1° ordine".

Questi due eventi sono particolarmente ben rappresentati a sud di Urbania, dove sono separati da scarpate in parte incise in roccia alte fino a 20 m circa.

Il limite inferiore dei depositi appartenenti a questo supersintema è rappresentato dalle superfici d'erosione che separano la base dei corpi alluvionali dalle rocce del substrato.

Le superfici dei terrazzi si trovano a quote generalmente comprese fra i 180 e 210 m sull'alveo attuale per l'evento più antico e 110-170 m per il secondo evento. La superficie dei depositi è a luoghi profondamente alterata e conserva sporadici resti di paleosuoli bruno-rossastri, particolarmente spessi e ben preservati sulle unità terrazzate del Metauro fra S. Angelo in Vado e Urbania.

Queste due fasi di aggradazione/erosione principali hanno caratteristiche sedimentarie pressoché identiche; le relative alluvioni presentano una composizione prevalentemente ghiaiosa e un buon grado di arrotondamento dei ciottoli. Il primo evento, a luoghi, sembra mostrare tuttavia qualche elemento differenziante, come ad esempio una granulometria più grossolana e una predominanza di elementi litologici proveniente dalle unità arenacee.

Le alluvioni riferibili a questo supersintema sono arealmente discontinue e presentano forme molto rimodellate, estese coperture eluvio-colluviali e degradazione dei materiali a tratti intensa. In particolare nel bacino del Fiume Foglia i lembi terrazzati sono pochissimi, in quanto la maggior degradabilità dei terreni del substrato ha spesso determinato il completo smantellamento delle coperture più antiche.

PROGETTO
CARG

VII - TETTONICA

1. - GENERALITÀ

Il Foglio 279 Urbino si colloca tra le terminazioni periclinaliche settentrionali delle principali pieghe dell'Appennino nord-marchigiano e l'Unità della Val Marecchia.

Poiché la quasi totalità dell'area è costituita dalla copertura sedimentaria mesozoico-terziaria delle Marche settentrionali, - ad eccezione dell'angolo nord-occidentale dove si inserisce il fronte esterno dell'alloctono della Val Marecchia - le principali strutture che verranno descritte si riferiscono essenzialmente a detta copertura.

Le strutture presenti sono date da anticlinali e sinclinali, sovrascorimenti e retroscorimenti, orientati prevalentemente in direzione NO-SE (direzione appenninica), talora dislocati da faglie normali a dominante orientazione circa N-S. Queste strutture si sono prevalentemente enucleate nelle fasi deformative connesse con il regime compressivo mio-pliocenico.

Anche l'assetto strutturale dell'Unità della Val Marecchia risulta caratterizzato da uno stile di deformazione a sovrascorimenti coerente con una tettonica compressiva (fig. 11).

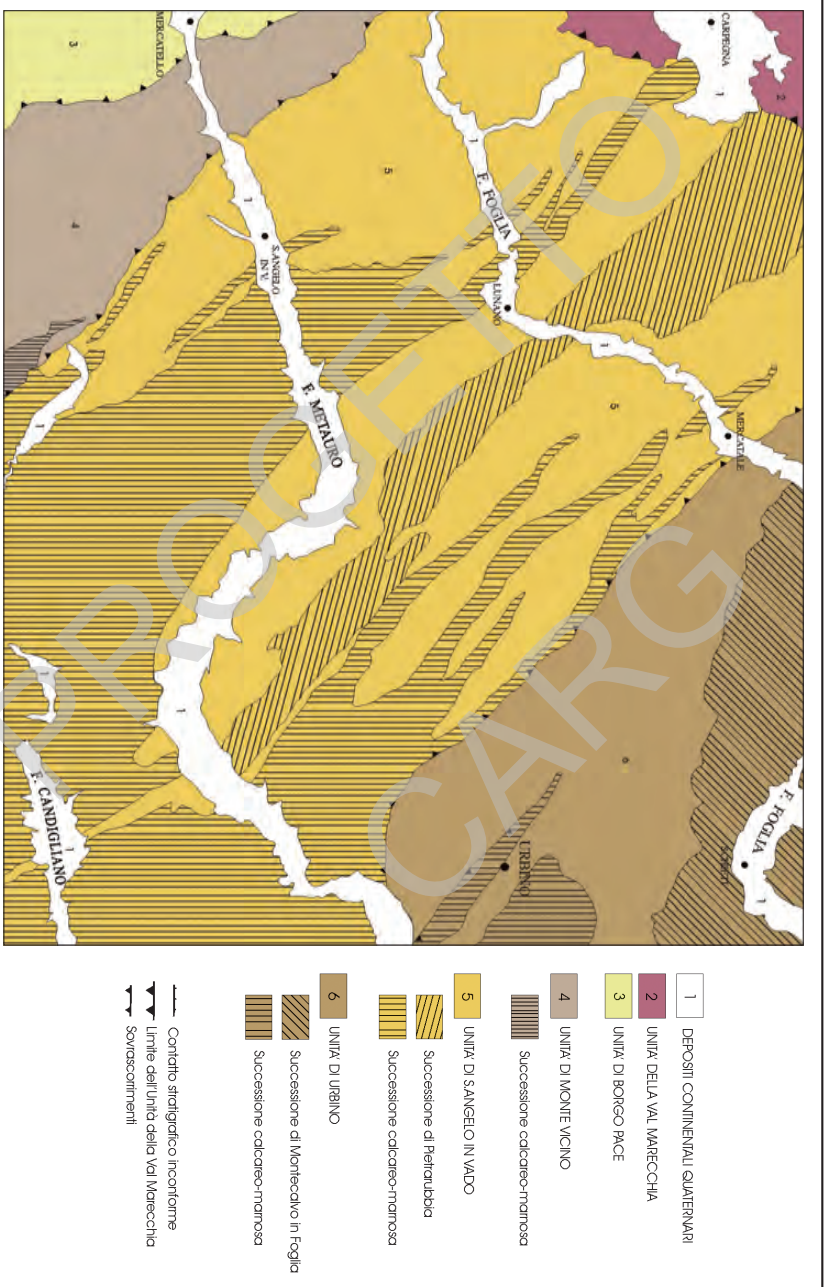


Fig. 11 - Schema tettonico-strutturale del Foglio 279 "Urbino" in scala 1:200.000

2. - ASSETTO STRUTTURALE

Come detto sopra l'area del Foglio è dominata da strutture compressive di età neogenica, cui si associano evidenti episodi di sedimentazione sinorogenica.

Le uniche faglie dirette, che presentano comunque rigetti esigui, sono state osservate al nucleo dell'anticlinale di Monte di Montiego, che rappresenta la maggiore struttura plicativa dell'area.

L'Unità della Val Marecchia, che occupa l'angolo nord-occidentale del Foglio, presenta in generale, come si è accennato, un assetto strutturale caratterizzato da sovrascorrimenti, a direzione SO-NE, che pongono a contatto la coltre ligure *l.s.* con le unità litostratigrafiche della successione U-M.

Nell'angolo SO del Foglio fronti di accavallamento suddividono la *Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola* (FMA) in due unità strutturali: l'Unità di Borgo Pace e l'Unità di Monte Vicino, le cui deformazioni interne suggeriscono uno stile deformativo di tipo epidermico dovuto ad orizzonti di scollamento superficiali, localizzabili tra i membri FMA₂ e FMA₄ e nello *Schlier* (DE FEYTER, 1991).

Procedendo verso NE, un fronte di sovrascorrimento principale, denominato di Calpulcio - che affiora alla base dello *Schlier* sulla prosecuzione settentrionale del sovrascorrimento dell'anticlinale di Monte Nerone-Offredi (Dorsale U-M) - separa la *Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola* (FMA) dalla *Formazione Marnoso-Arenacea Marchigiana* (FAM). Quest'ultima è suddivisa, a sua volta, in due unità strutturali che, dall'interno verso l'esterno, vengono qui denominate: 1) Unità di S. Angelo in Vado, 2) Unità di Urbino (fig. 11). L'Unità di S. Angelo in Vado è caratterizzata da pieghe e insiemi di pieghe asimmetriche, a vergenza nord-orientale, accavallate tra di loro lungo sovrascorrimenti diretti NO-SE; essa comprende il *Membro di S. Angelo in Vado* (FAM_{1j}), le *litofacies di Campo* (FAM_{1a}), *di Urbania* (FAM_{1b}), *di Belvedere* (FAM_{1c}), la successione di Pietrarubbia, e la successione carbonatica (figg. 7, 10 e 11).

L'Unità di Urbino è caratterizzata da pieghe, diritte o rovesciate, passanti a luoghi a sovrascorrimenti, avanvergenti e retrovergenti; comprende il *Membro di Urbino* (FAM₂), in *unconformity* sullo *Schlier* (SCH), la *litofacies della Valle di Schieti* (FAM_{2a}), la successione di Montecalvo in Foglia, e la successione carbonatica (figg. 7, 10 e 11).

La parte centrale del Foglio è dominata dalla sinclinale di Pietrarubbia, la maggiore delle pieghe che compongono l'Unità di S. Angelo in Vado. Essa ha direzione NO-SE, immersione assiale verso NO, ed è interposta tra le strutture di Monte di Montiego e di Pietralata; verso NO è interrotta dall'Unità della Val Marecchia e a sud dalla periclinale di Naro e di Acqualagna. E' costituita dalla successione sin- e post-evaporitica discordante sulla *Formazione Marnoso-Arenacea Marchigiana*.

Nella parte meridionale del Foglio affiorano, da SO verso NE, le terminazioni

delle anticlinali di Monte Nerone, Monte di Montiego, Naro, Acqualagna, Monte Pietralata e dei Monti delle Cesane, dirette NO-SE e costituite essenzialmente da unità calcaree e marnose mesozoico-paleogeniche. Ad esse si raccordano strette sinclinali occupate da unità terrigene che si aprono, allargandosi progressivamente, verso NO.

Il *multilayer* carbonatico è interessato da sovrascorrimenti che si originano dai livelli evaporitici triassici (BALLY *et alii*, 1986). I principali non emergono in superficie (*blind-thrust*) in quanto sepolti dalla sedimentazione sin-orogenica delle unità terrigene. L'andamento profondo delle culminazioni assiali delle anticlinali è riscontrabile in superficie nello sviluppo di zone di "alto strutturale" delle successioni terrigene. Queste ultime, infatti, mostrano forti disomogeneità negli spessori.

Nel settore nord-orientale del Foglio il sovrascorrimento di Calpino-Sassocorvaro, riconosciuto nel corso del rilevamento, si colloca sulla prosecuzione verso NO della periclinale di Monte Pietralata-Fermignano e accavalla lo *Schlier* (SCH) sul *Membro di Urbino* (FAM₂). Inoltre, sull'Unità di Urbino si appoggiano in *onlap* la *Formazione Gessoso-solfifera* (GES), la *Formazione di S. Donato* (FSD) e la *Formazione a Colombacci* (FCO).

Nell'angolo nord-orientale del Foglio affiorano i depositi pliocenici della *Formazione delle Argille Azzurre* (FAA), discordante sul substrato pre-pliocenico, in assetto monoclinale con pendenza verso NE.

3. - EVOLUZIONE TETTONICA

Nel Foglio Urbino sono compresi due differenti domini strutturali:

1) dominio della Val Marecchia e 2) dominio Umbro-Marchigiano. L'avanzamento dell'Unità della Val Marecchia e le deformazioni che interessano la successione del dominio U-M, si collocano negli stessi eventi temporali. Rappresentano, quindi, due aspetti di un unico sistema deformativo.

La trattazione dell'evoluzione tettonica dell'Unità della Val Marecchia e quella del dominio U-M sono riportate separatamente.

3.1. - TETTONICA DELL'UNITÀ DELLA VAL MARECCHIA

La porzione dell'Unità della Val Marecchia affiorante nell'area del Foglio, è costituita essenzialmente da unità liguri, talora con copertura epiligure, sovrascorse sulla *Formazione Marnoso-Arenacea Marchigiana* e sulla sovrastante successione messiniana (fig. 7).

Le interpretazioni sulla sua messa in posto variano fra scivolamenti gravitativi a grande scala e spinte tettoniche da tergo.

A tuttora, nonostante le nuove conoscenze acquisite, non esiste una visione comunemente accettata sulla messa in posto dell'Unità della Val Marecchia.

Per quanto attiene i tempi di messa in posto di quest'ultima sulle varie unità litostratigrafiche del dominio U-M, si ritiene che il fronte esterno dell'alloctono raggiunga l'area del Foglio nel Tortoniano e venga riattivato nel Messiniano, attraverso lo sviluppo di piani di sovrascorrimento a basso angolo.

Nel Tortoniano, la coltre ligure *l.s.* doveva ricoprire tutta la *Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola* della porzione sud-occidentale del Foglio e, probabilmente, limitava a NO il bacino della *Formazione Marnoso-Arenacea Marchigiana*.

Con la fase compressiva intramessiniana la coltre ligure *l.s.* penetra nei bacini sin- e post-evaporitici, sede della deposizione della *Formazione Gessoso Solfifera*, della *Formazione di S. Donato* e della *Formazione a Colombacci* (cap. IV e V). L'Unità della Val Marecchia ha quindi giocato, durante la sua evoluzione, un ruolo particolarmente attivo per quanto riguarda l'interazione fra sedimentazione e tettonica. Da un lato, sopra la coltre ligure *l.s.* si sono depositati sedimenti (epiliguri: MFU) che hanno registrato i cambiamenti di ambiente deposizionale legati all'avanzamento della coltre stessa. Dall'altro, olistoliti e olistostromi di materiali liguri *l.s.* provenienti dall'Unità della Val Marecchia si rinvencono spesso intercalati ai sedimenti bacinali di avanfossa e di *piggyback-thrust sequence* (sinclinale di Pietrarubbia), indicando che la coltre si trovava in posizione prossima al fronte della catena appenninica ed era periodicamente soggetta a fenomeni di instabilità gravitativa.

Secondo ARGNANI (1999) i terreni dell'Unità della Val Marecchia possono aver subito deformazioni sia per i piegamenti dovuti al movimento del "prisma di accrezione" su uno scollamento basale non orizzontale, sia per movimento gravitativo dell'unità stessa, indotto dal sollevamento delle parti interne della catena.

3.2. - TETTONICA DELLA SUCCESSIONE U-M

Le unità carbonatiche che affiorano nella parte meridionale del Foglio, costituiscono delle complesse strutture anticlinaliche fagliate, separate da sinclinali costituite, in affioramento, per lo più da sedimenti silicoclastici sintettonici (per i necessari riferimenti vedi lo schema tettono-stratigrafico del Foglio e quello di figg. 7, 10 e 11).

Classicamente le strutture compressive (pieghe e sovrascorrimenti), sviluppate in sequenza regolare da SO verso NE, che deformano la copertura sedimentaria umbro-marchigiana, sono il risultato della contemporanea attività di superfici di scollamento localizzate a differenti livelli litostratigrafici, come ritengono alcuni Autori e come sembra supportato dai dati di profili sismici (LAVECCHIA, 1981; LAVECCHIA *et alii*, 1989; DE FEYTER *et alii*, 1986,

DE FEYTER, 1991; DEIANA & PIALLI, 1994; BARCHI *et alii*, 1998; COWARD *et alii*, 1999).

La tettonica sin-sedimentaria, contemporanea allo sviluppo ed evoluzione dei bacini, è stata descritta nei cap. IV e V.

A SE dell'Unità della Val Marecchia, affiorano essenzialmente i terreni della *Formazione Marnoso-Arenacea Marchigiana* (FAM), che costituiscono un cuneo sedimentario sin-tettonico strutturato in anticlinali, spesso con il fianco esterno rovesciato e tagliato da sovrascorrimenti, e in sinclinali relativamente più ampie.

Le unità strutturali della FMA e della FAM, che sovrascorrono le une sulle altre, sono ben inquadrabili in uno stile deformativo di tipo epidermico -conosciuto in letteratura come *fault propagation folding* - dovuto ad orizzonti di scollamento superficiali generalmente localizzabili in corrispondenza dello *Schlier*, ma non di raro anche nella *Scaglia cinerea*, e localmente, nella parte sommitale della *Scaglia rossa* (vedi sezione B-B').

La cronologia delle deformazioni che viene proposta di seguito si basa soprattutto sull'età dei membri e delle litofacies delle unità formazionali: FMA e FAM. L'età delle unità coinvolte negli accavallamenti varia dall'interno verso l'esterno e va dal Miocene medio in poi. Questa graduale variazione cronologica permette, quindi, di ipotizzare, una migrazione dell'avanfossa appenninica verso l'avampaese. Più in dettaglio, come riportato nello schema di figura 7, si nota che nel Serravalliano l'Unità di Borgo Pace, costituita dai membri di *Corniolo* (FMA₂) e di *Galeata* (FMA₄), sovrascorre sull'adiacente Unità di Monte Vicino, costituita dai membri di *Galeata* (FMA₄), di *Collina* (FMA₅), di *Civitella* (FMA₆). Con l'individuazione dell'Unità di Monte Vicino si verifica l'interruzione della sedimentazione serravalliana nell'avanfossa romagnola.

Nel Tortoniano la sedimentazione torbidaica si sposta più a est, dove si sviluppa il bacino della *Formazione Marnoso-Arenacea Marchigiana*: si tratta di una avanfossa complessa controllata dai processi di *thrusting* che coinvolgono probabilmente anche il substrato carbonatico.

Sempre nel Tortoniano il sovrascorrimento di Calpulcio determina l'accavallamento dell'elemento tettonico di Monte Vicino su quello di S. Angelo in Vado, mentre il più orientale accavallamento dell'Unità di S. Angelo sull'Unità di Urbino si sviluppa durante il Tortoniano-Messiniano (fig. 7).

La discordanza netta tra l'insieme dei depositi sin- e post-evaporitici (GES + FSD + FCO) e il substrato pre-evaporitico della FAM indica aree in sollevamento ed erosione legate alla fase compressiva intramessiniana, datata a 5.60 Ma. L'evoluzione dell'avanfossa marchigiana è fortemente condizionata dalla attività tettonica intra-messiniana che porta allo sviluppo di strutture e di bacini articolati e fortemente differenziati in termini di batimetria, subsidenza, apporti e distribuzione del sedimento: si tratta di bacini marginali (*wedge-top basins*) dell'avanfossa, allungati in direzione appenninica e con differenti caratteristiche litologiche, sedimentologiche, geometriche e strutturali.

E' in questo contesto, che i bacini di *piggyback-thrust* di Pietrarubbia e di Montecalvo in Foglia, a sedimentazione sin- e post-evaporitica, si configurano come delle "sinclinali di crescita" sviluppate rispettivamente nell'Unità di S. Angelo in Vado e nell'Unità di Urbino (fig. 11).

La successiva discordanza tra FCO e FAA testimonia il *flooding* dello Zancleano e la prosecuzione, nel Pliocene inferiore, dell'attività compressiva nelle zone esterne.

Durante il Pliocene inferiore si ha la migrazione verso l'esterno dello scollamento profondo che ripiega le strutture della fase intramessiniana e quindi anche substrato e coltri liguri.

L'emersione dell'area compresa nel Foglio avviene, quindi, tra la fine del Messiniano e la parte terminale del Pliocene inferiore, dalle zone interne verso quelle esterne.

PROGETTO
CARG

VIII - ELEMENTI DI GEOLOGIA APPLICATA

1. - FRANE

L'area del Foglio Urbino è interessata da movimenti franosi sia attivi (a_1), che parzialmente stabilizzati (a_{1q}), ma a volte con evidenti segni di una possibile ripresa del movimento; la parziale e temporanea stabilizzazione è dovuta sia al cessare della naturale azione gravitativa, sia all'intervento antropico che ha variamente rimodellato i versanti.

La distribuzione e la tipologia delle frane (VARNES, 1978) devono essere messe in relazione alle caratteristiche litologiche delle unità affioranti e alla situazione geomorfologica e giaciturale dei versanti. Ciò è più evidente nell'angolo nord-occidentale del Foglio (area di affioramento dell'Unità della Val Marecchia), dove le unità argillose delle AVR e PUG sono caratterizzate da prevalenti frane per colamento (*earth flow*, *debris flow*); invece dissesti superficiali, di diversa gravità e diffusione, interessano le coperture detritiche quaternarie.

Nella parte centrale e nord-orientale del Foglio si osservano frane di scivolamento traslazionale e/o rotazionale e frane per colamento, concentrate per lo più nelle peliti della *Formazione a colombacci* (FCO), in cui le intercalazioni arenacee, favoriscono le infiltrazioni delle acque superficiali, e nella *Formazione delle Argille Azzurre* (FAA). In tali unità i colamenti di terre e detriti assumono, talora, una estensione chilometrica e si presentano in un paesaggio calanchivo; al fondo dei calanchi si accumulano materiali più fini, che vanno a costituire ingenti

masse più o meno plastiche e instabili. Localmente nelle facies FCO_a e FCO_b si sviluppano frane di crollo, dovute al distacco e alla conseguente caduta di corpi arenacei e/o conglomeratici.

In aree con affioramento dello *Schlier* e della *Scaglia cinerea* (unità a litotipi marnosi più o meno argillosi), i movimenti franosi sono particolarmente diffusi e talora estesi, soprattutto in corrispondenza delle terminazioni periclinatiche.

Nelle aree di affioramento della *Marnoso arenacea l. s.* la franosità, spesso legata all'alternanza di livelli competenti e più plastici (espressi dal rapporto A/P) ed alla giacitura degli strati rispetto al versante. Gli scivolamenti traslativi sono i tipi di movimento di versante più ricorrenti e più estesi. Localmente sono presenti frane di crollo che però interessano settori limitati dei versanti, in genere limitati alle scarpate. Frane di crollo, talora accompagnate da movimenti di tipo rotazionale (ribaltamento), si sviluppano nella *litofacies di Urbania* e nel *membro di Urbino*. Inoltre, nell'area di affioramento del *Bisciaro* (zona artigianale di Urbino, loc. Casino Noci), sono presenti frane complesse, dove, generalmente, si distinguono la zona di distacco interessata da scorrimenti rotazionali che coinvolgono la parte superiore del substrato roccioso e/o la coltre di alterazione sovrastante, mentre nelle porzioni inferiori della frana hanno luogo scivolamenti traslativi e/o colamenti di terre e detrito (FLORIS *et alii*, 2003).

Infine, frane superficiali di tipologia complessa “*debris slide + debris flow*”, innescate da precipitazioni di particolare intensità, si notano su pendii caratterizzati dalla presenza da una sottile copertura di materiali detritici.

2. - CARATTERISTICHE TECNICHE E COMPOSIZIONALI

L'area del Foglio è particolarmente interessata da dissesti originati sia da frane che da fenomeni di erosione superficiale dei versanti: erosione accelerata del suolo, erosione idrica, soliflusso, *soil creep*. Una delle principali cause predisponenti si identifica nella diffusione delle unità a elevata componente argillosa. L'analisi geotecnica dei litotipi permette di identificare la natura mineralogica, la struttura, la tessitura ed il comportamento meccanico.

Di seguito sono riportati alcuni caratteri tecnico-composizionali delle principali unità argillose affioranti nell'area (FCO, AVR, b₂, FAM).

- Caratteristiche geotecniche e composizionali medie rilevate su campioni indisturbati della *Formazione a Colombacci* in *facies pelitica* (FCO).

LL) limite di liquidità; LP) limite di plasticità; IP) indice di plasticità;

Ac) attività colloidale; γ_s) peso dell'unità di volume della parte solida;

γ') angolo di resistenza al taglio efficace; c') coesione efficace; cu) coesione non drenata; r) valori residui:

sabbia	limo	argilla	LL	LP	IP	Ac	γ_s
4 %	54 %	42 %	49 %	24 %	25 %	O,62	2,71 g/cmc

φ'	φ'_r	c'	c'_r	Cu	Cu _r
25 °	14 °	19 kPa	8 kPa	20 kPa	12 kPa

Quarzo	k-feldspati	Plagioclasì	Calcite	Dolomite	Fillosil. + acc.
9,6 %	4,8 %	2,0 %	36,0 %	2,6 %	45,0 %

Caolinite	Clorite	Illite	Smectite
10 %	15 %	15 %	60 %

- Parametri geotecnici e composizione mineralogica principale della frazione < 2 delle *Argille Varicolori* (AVR) della Val Marecchia (30 campioni esaminati):

	sabbia	limo	argilla	LL	LP	IP	Ac	γ_s
Val. medi	2 %	36 %	62 %	97 %	26 %	68 %	0,98	2,77 g/cmc
Val. min.	0 %	10 %	32 %	36 %	17 %	17 %	0,53	2,73 g/cmc
Val. max.	8 %	68 %	90 %	225 %	40 %	159 %	2,01	2,80 g/cmc

	CaCO ₃	Illite	Smectite	Ill. - Smect.	Caolinite	Clorite	Clor. -Verm.
Val. medi	22 %	21 %	28 %	28 %	16 %	5 %	2 %
Val. min.	0 %	5 %	5 %	0 %	0 %	0 %	0 %
Val. max.	69 %	40 %	40 %	70 %	30 %	10 %	15 %

- Caratteristiche geotecniche rilevate su numerosi campioni delle coltri superficiali (coltri eluvio colluviali: b_2).

γ) peso dell'unità di volume totale; W_n) umidità naturale; e) indice dei vuoti:

sabbia (%)	limo (%)	argilla (%)	LL (%)	IP (%)	γ (g/cmc)	γ_s (g/cmc)	W_n (%)	e
23 ÷ 62	29 ÷ 63	9 ÷ 52	31 ÷ 52	10 ÷ 29	1,88 ÷ 2,06	2,69 ÷ 2,78	19 ÷ 24	0,61 ÷ 0,77

- Valori medi di alcuni parametri meccanici della *Formazione Marnoso-Arenacea Marchigiana* (FAM).

$I_{s(50)}$) indice di resistenza al punzonamento riferito ad un provino standard di 50mm di diametro, a) assiale, d) diametrale; $I_{a(50)}$) indice di anisotropia di resistenza al punzonamento; σ_r) resistenza alla trazione indiretta; σ_u) resistenza alla compressione monoassiale; $E_{s(rot.)}$) modulo secante di picco; $E_{s(50)}$) modulo secante al 50%:

Litologia	Prova di punzonamento (MPa)			Trazione indiretta (MPa)	Compressione monoassiale (MPa)		
	$I_{s(50)d}$	$I_{s(50)a}$	$I_{a(50)}$	σ_r	σ_u	$E_{s(rot.)}$	$E_{s(50)}$
arenite	0,36	0,52	1,44	0,61	---	---	---
pelite	0,40	0,66	1,65	0,71	7,85	185,00	165,00

3. - RISORSE NATURALI

3.1. - RISORSE IDRICHE

Nelle Marche settentrionali, le unità carbonatiche costituiscono il principale serbatoio d'acqua a cui attingono numerosi pozzi a servizio dei comparti civile, agricolo e industriale.

Più limitata e superficiale rispetto agli acquiferi delle dorsali carbonatiche è la circolazione idrica nei depositi silicoclastici e alluvionali.

Nella parte meridionale del Foglio, costituita da successioni calcaree e marnose, la circolazione delle acque sotterranee si esplica per vie preferenziali attraverso le fratture.

La falda principale viene alimentata dalle precipitazioni direttamente influenti sul territorio.

Falde di minore potenzialità idrica rispetto a quella presente nei calcari, si rinvencono a più livelli nei depositi mio-pliocenici. In questi depositi, la super-

ficie freatica dei livelli idrici più superficiali, dà luogo a frequenti fenomeni di emergenza, a seguito di copiose precipitazioni.

Nei depositi torbiditici silicoclastici le potenzialità acquifere derivano dalle caratteristiche litologiche e strutturali. La produttività idrogeologica è maggiore nelle arenarie più cementate e competenti. Nel complesso i *membri* e le *litofacies* della FMA e FAM sono idrodinamicamente definibili come acquiferi.

Nei depositi alluvionali terrazzati le caratteristiche idrogeologiche variano sensibilmente da zona a zona, in quanto si tratta di strutture acquifere complesse, con la falda suddivisa in più orizzonti, a causa delle frequenti variazioni delle caratteristiche litologiche in senso sia verticale che orizzontale.

Nell'ambito delle unità litostratigrafiche che affiorano in Val Marecchia l'unico complesso acquifero degno di nota, è la *Formazione di Monte Morello* (MLL) mentre nelle *Argille Varicolori* (AVR) e nella *Formazione di Pugliano* (PUG), la circolazione idrica è ancora più limitata e superficiale.

Le sorgenti presenti nell'area sono, in generale, di modesta portata.

Piccole emergenze sono sia legate ai detriti di versante poggianti su un substrato impermeabile, sia associate agli accumuli di frana; da segnalare la sorgente sulfurea di Villa di Schieti, connessa ai depositi del Messiniano.

Tra gli interventi sul territorio (Opere idrauliche) si segnala l'invaso "artificiale" del lago di Mercatale con una superficie di 227 km², delimitato da una diga in muratura dell'altezza di 21 metri. Il massimo invaso raggiunge i 221 m.s.m., con una capacità di 72.900.000 m³. E' stato realizzato a scopo irriguo.

3.2. - RISORSE MINERARIE

L'area del Foglio non risulta particolarmente interessata da attività di cava. L'interesse estrattivo riguarda principalmente le unità della *Scaglia rossa* e i depositi alluvionali ghiaioso-sabbiosi, nonché i conglomerati messiniani di Lupaiolo.

Subordinato e spesso a carattere locale-artigianale è lo sfruttamento di pietra da taglio e ornamentale.

Attualmente l'attività estrattiva è limitata a cave per la coltivazione dei calcari stratificati, della *Scaglia rossa*. Le metodologie di coltivazione sono a gradoni. Tranne che per il detrito e per l'estrazione di pietra ornamentale (estratta mediante l'impiego di martelloni demolitori, demolitore a mano, fino ad arrivare all'estrazione "a mano" mediante l'utilizzo di cunei), l'abbattimento del materiale in posto avviene mediante l'utilizzo di esplosivi. I fronti di coltivazione hanno uno sviluppo verticale. I materiali estratti sono utilizzati per l'edilizia pubblica e privata; sono anche usati per la produzione di pietra ornamentale che ha favorito lo sviluppo dell'artigianato locale. Sempre nella *Scaglia rossa* è inattiva una ca-

va nei detriti di falda nei pressi di Abbazia di Naro, dove veniva estratto detrito utilizzato come pietrisco per fondi stradali e inerti per l'edilizia (riempimenti, drenaggi, vespai areati, ecc.).

Nei depositi alluvionali dei fiumi Foglia, Metauro e Candigliano sono presenti cave inattive per l'estrazione di ghiaie e sabbie. I metodi di coltivazione utilizzati erano quelli del gradone unico, dello spleamento per fette orizzontali discendenti con la formazione di una cava a fossa. L'abbattimento avveniva mediante l'utilizzo di mezzi meccanici che agivano direttamente sul giacimento senza l'ausilio di esplosivi. La Regione Marche ha da tempo vietato l'estrazione in falda e in alveo per cui le cave per l'estrazione di ghiaia e sabbia sono praticamente scomparse. Il materiale estratto veniva utilizzato come *tout-venant* per colmate, riempimento e rilevati, inerti per conglomerati cementizi, inerti per l'edilizia.

Nella *Formazione Marnoso-Arenacea Romagnola* (FMA) e nella *Formazione Gessoso-Solfifera* (GES) si osservano piccole escavazioni un tempo molto diffuse e attualmente abbandonate, che fornivano livelli particolarmente coerenti come lo *Strato Contessa*, il "Calcare di base" e gesso utilizzati a fini costruttivi ed ornamentali nell'edilizia locale. Inoltre, argille per laterizi venivano cavate nelle *facies* pelitiche dello *Schlier* e della *Formazione Marnoso-Arenacea Marchigiana* (FAM) in aree limitrofe a Urbino, Fermignano e Urbania, come testimoniano le rispettive fornaci. Vanno infine segnalati i giacimenti minerari attivi nel passato tra le località di Schieti e Cavallino (Pozzo Solfatara, Solfatara, Miniera). I giacimenti di zolfo, interposti nella successione evaporitica della GES, sono localizzati nei territori di Lunano, Urbania, Peglio e Fermignano. Per i dettagli relativi alle epoche e alle modalità di esplorazione e sfruttamento dei giacimenti, si rimanda a SELLI (1954) e a MATTIAS *et alii* (1995).

4. - SISMICITÀ

4.1. - LA RETE SISMICA NAZIONALE

All'indomani del disastroso terremoto che colpì la Campania e la Basilicata il 23 Novembre 1980, allorché per circa due giorni le autorità competenti alla pianificazione degli interventi di prima emergenza non ottennero dalle istituzioni scientifiche operanti nel campo della sismologia notizie precise riguardanti l'esatta localizzazione dell'evento e la precisa portata distruttiva del fenomeno, fu a tutti chiaro che l'Italia, benché fosse un paese fortemente sismico, era del tutto sguarnita di un sistema di monitoraggio a scala nazionale efficiente o comunque tale da consentire una tempestiva conoscenza dei principali parametri fisici degli eventi sismici più significativi.

Nacque in quegli anni l'orientamento del Ministero della Protezione Civile ad assegnare all'Istituto Nazionale di Geofisica il compito di colmare questa lacuna tramite la realizzazione della R.S.N.C. (Rete Sismica Nazionale Centralizzata). E' stato così che, a partire da un primo nucleo di rete consistente in sette stazioni: L'Aquila, Castello Tesino, Durenia, Montasola, Polino, Salò e Monte Porzio Catone, tutte collegate alla sede di allora dell'I.N.G., si è sviluppato in questi anni un sistema di monitoraggio nazionale che attualmente conta circa 85 stazioni (fig. 12).

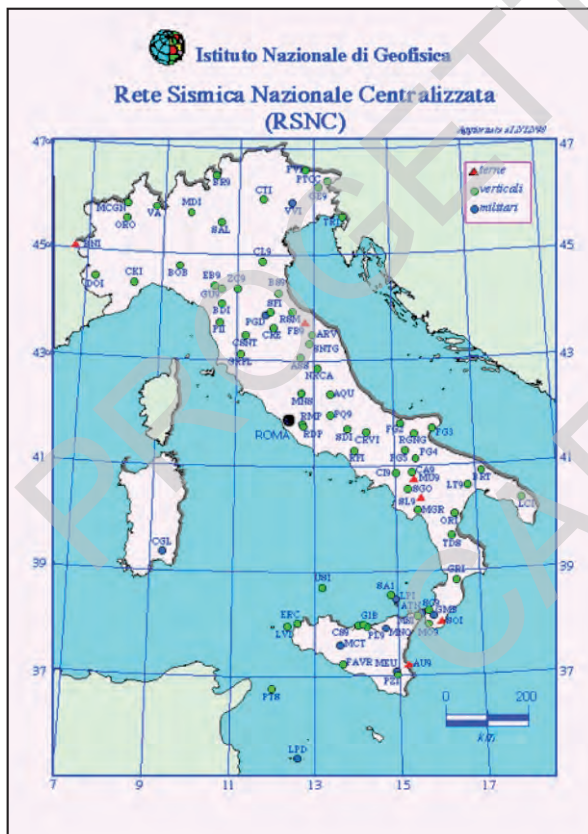


Fig. 12 - Distribuzione sul territorio delle stazioni in Rete Sismica Nazionale Centralizzata.

4.2. - SISMICITÀ NELLA PROVINCIA DI PESARO E URBINO

Nel caso dello studio degli eventi sismici è indispensabile il monitoraggio sismico al fine di avere un *controllo* su tutta l'area del territorio nazionale e, per raggiungere tale scopo, è necessario approntare programmi di ricerca coordinati fra le varie regioni e fra i vari Enti pubblici predisposti a tali mansioni nel settore geofisico.

Nell'ambito di una convenzione operante dal 1997 tra l'Osservatorio Sismico dell'Università di Urbino e l'Osservatorio "Valerio" del Comune di Pesaro, questa necessità si è concretizzata nella realizzazione di una Stazione Sismica in Rete Nazionale, sita in località Cesane del Comune di Fossombrone. Dal complesso insieme dei dati storici (fig. 13) si evince la presenza di un bacino a bassa sismicità nell'area circostante il Montefeltro, il cui assetto è dominato essenzialmente da strutture di regime tettonico compressivo.

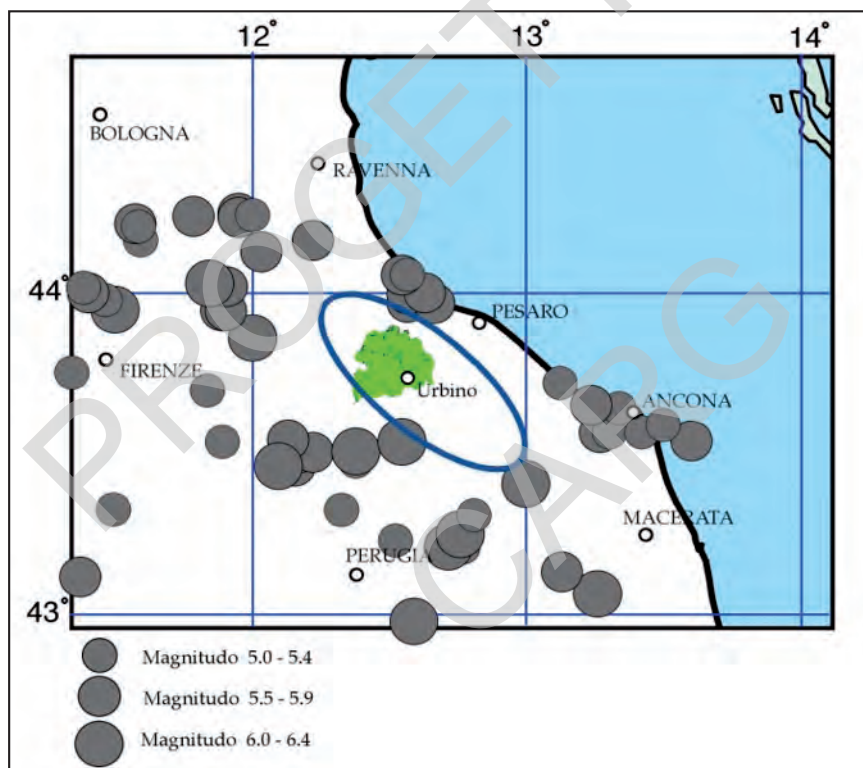


Fig. 13 - Sismicità storica

In altre parole l'area del Foglio Urbino, evidenziata dall'ellisse (fig. 13), è caratterizzata da valori limitati dell'intensità e della frequenza di eventi sismici, pur essendo compresa fra settori contraddistinti da una notevole intensità sismica; ma proprio perché circondata da zone ad alta sismicità può risentire dell'intensità degli eventi con epicentro in tali zone limitrofe.

In particolare le aree in cui l'attività sismica risulta maggiormente concentrata, evidenziate dalle ellissi (fig. 14), sono:

- il settore romagnolo in corrispondenza di Forlì (area A);
- il settore appenninico umbro-tosco-marchigiano (area B);
- il settore meridionale delle Marche (area C).
- Inoltre l'area costituita dall'*offshore* adriatico ha un assetto geologico strutturale caratterizzato da pieghe asimmetriche che sovrascorrono verso NE con rigetti molto limitati.

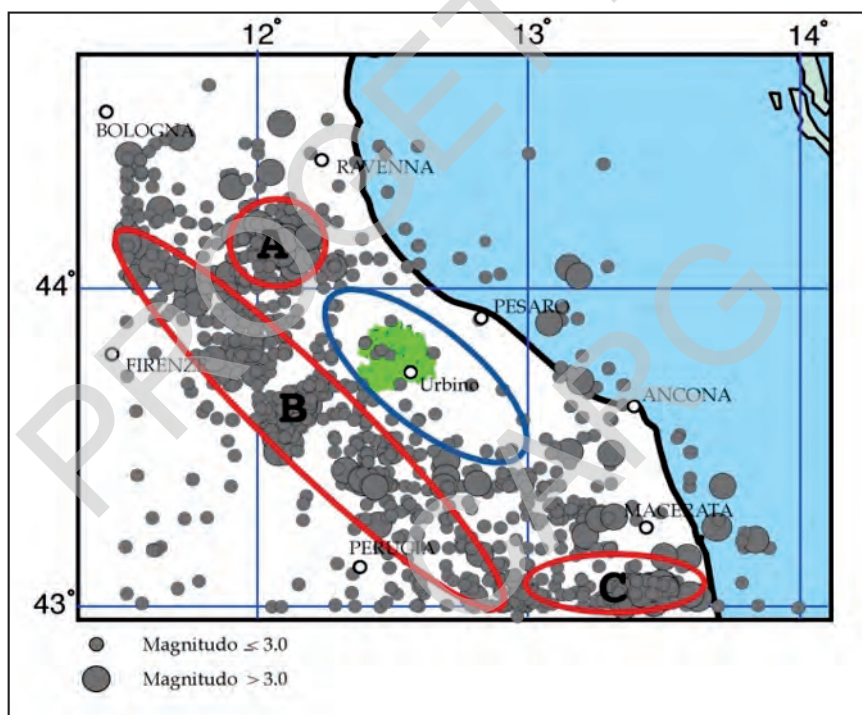


Fig. 14 - Sismicità recente.

4.3. - LE STAZIONI IN RETE NAZIONALE DELL'INGV NELLA PROVINCIA DI PESARO E URBINO

Nell'ambito dello sviluppo della Rete Sismica Nazionale, per il monitoraggio del territorio, negli ultimi anni sono state installate nella provincia di Pesaro e Urbino tre stazioni di cui si descrivono le caratteristiche. Tutte le stazioni sono collegate alla sede centrale dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) tramite linee telefoniche dedicate.

Nella provincia di Pesaro e Urbino sono attualmente funzionanti 3 stazioni (fig. 15):

1. “FSSB”, località Cesane del Comune di Fossombrone;
2. “PESA”, località Fiorenzuola di Focara del Comune di Pesaro;
3. “PIEI”, località località PIEIA del Comune di Cagli.

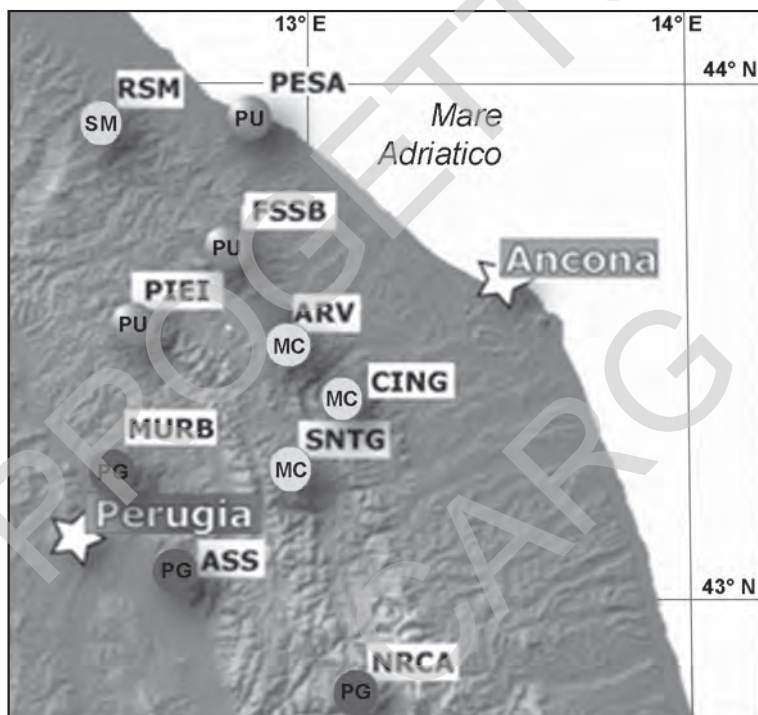


Fig. 15 - Stazioni sismiche in Rete Nazionale dell'INGV nella provincia di Pesaro e Urbino.

La stazione analogica "FSSB" di Fossombrone

La stazione sismica analogica "FSSB", con la sola componente verticale, installata nel 1996 ad Urbino in località Cesane, (comune di Fossombrone) è stato il frutto di una collaborazione tra il Comune di Pesaro, l'Istituto di Fisica dell'Università di Urbino e l'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia.

Questa stazione si è affiancata alle altre ubicate sul territorio nazionale e curate dall'INGV con lo scopo di controllare e rilevare fenomeni sismici con finalità di ricerca e protezione civile.

Le stazioni digitali "PESA" di Pesaro e "PIEI" di Cagli

La stazione sismica "PESA" a tre componenti, installata nel 2002 sul terreno del Parco San Bartolo (PU) a 200 m s.l.m., a circa di 10 km a nord della città di Pesaro in località Fiorenzuola di Focara è principalmente rivolta alla rilevazione di eventi sismici dell'area sismogenetica dell'*offshore* del medio alto Adriatico.

La stazione digitale a tre componenti "PIEI" è stata installata in località Pieia nel comune di Cagli (PU), a 665 m s.l.m., nel 2002 ed è stata attivata il 18 marzo dello stesso anno.



Fig. 16 - Foto della stazione "PESA"

Le stazioni sismiche "PESA" e "PIEI" hanno una struttura in cemento armato di $(2.9 \times 2.9 \times 2) \text{ m}^3$ e poggiano su di una piattaforma delle dimensioni di $(3 \times 3 \times 0.20) \text{ m}^3$. All'interno dell'edificio è stato realizzato un plinto delle dimensioni di $(0.60 \times 0.60) \text{ m}^2$ con apposita armatura metallica, isolato dal basamento del box, spinto ad una profondità di 1.50 m, sul quale è stato appoggiato il sensore sismico a tre componenti (fig. 16).

La corretta collocazione del sensore garantisce un adeguato accoppiamento dello strumento con la superficie del terreno, con registrazione ottimale dei dati sismici se il plinto viene costruito direttamente su roccia affiorante.

PROGETTO
CARG

BIBLIOGRAFIA

- ANTOLINI P., BORSETTI A.M., CREMONINI G., PIALLI G. & RICCI LUCCHI F. (2001) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia a scala 1:50.000. Foglio 254 "Modigliana"*. Serv. Geol. d'It. - Regione Emilia Romagna.
- AMADESI E. (1963) - *I terreni caotici delle medie vallate del Torrente Conca e del Fiume Foglia*. Giorn. Geol., **30**: 233-250, Bologna.
- AMOROSI A. (1992) - *Correlazioni stratigrafiche e sequenze deposizionali nel Miocene epiligure delle Formazioni di Bismantova, S.Marino e M.Fumaiolo*. Giorn. Geol., **54** (1): 95-105, Bologna.
- ARDANASE L.R., CAPUANO N., CHIOCCHINI U., CIPRIANI N., DINI A., MARTELLI G., TONELLI G. & VENERI F. (1983) - *Petrografia delle torbiditi carbonatiche tra Mercatelo sul Metauro e Gubbio*. Giorn. Geol., **45**: 101-126, Bologna.
- ARDANESE L.R., CAPUANO N., CHIOCCHINI U., CIPRIANI N., MARTELLI G., TONELLI G. & VENERI F. (1987) - *Studio delle arenarie di Urbania e di Serraspina come contributo alla conoscenza dell'evoluzione paleogeografica del margine adriatico durante il Miocene medio-superiore*. Giorn. Geol., **49** (1): 127-144, Bologna.
- ARDANESE L.R. & MARTELLI G. (1986) - *Peculiarità geologico-strutturali ed evidenze sedimentologiche, chimiche e petrografiche del bacino evaporitico di Pietrarubbia-Peglio-M.Santo*. Boll. Serv. Geol. d'It., **104**: 35-82, Roma.
- ARGNANI A. (1999) - *Tettonica*. In: Guida all'escursione nelle valli del Marecchia e del Savio. GIS, Riunione Autunnale, 20-25, Rimini
- BALLY A.W., BURBI L., COOPER C. & GHELARDONI R. (1986) - *Balanced sections and seismic reflection profiles across the central Apennines*. Mem. Soc. Geol. Ital., **35**: 257-310, Roma.
- BARCHI M.R., DE FEYTER A.J., MAGNANI M.B., MINELLI G., PIALLI G. & SOTERA B.M. (1998) - *The structural style of the Umbria-Marche fold and thrust belt*. Mem. Soc. Geol. It., **52**: 557-578, Roma.
- BASSETTI M.A. (1994) - *Coarse-grained clastics (fan delta deposits) in the Messinian of Montefeltro*. Giorn. Geol., **56** (2): 259-273, Bologna.
- BASSETTI M.A., RICCI LUCCHI F. & ROVERI M. (1994) - *Physical stratigraphy of the Messinian post-evaporitic deposits in Central-southern Marche area*. Mem. Soc. Geol. It., **48**: 275-288, Roma.
- BELLAGAMBA M. (1978) - *Gli "strati a Congerie" di Capanne di Bronzo (Pesaro) del Messiniano terminale e deduzioni paleoambientali*. Ateneo Parm. Acta Nat., **14**: 207-222, Parma.
- BENINI A., FARABEGOLI E., MARTELLI L. & SEVERI P. (1991) - *Stratigrafia e paleogeografia del Gruppo di S.Sofia (Alto Appennino Forlivese)*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46**: 231-243, IPZS, Roma.
- BERGGREN W.A., KENT D.V., SWISHER C. & AUBRY M.P. (1975) - *A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy*. In: *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphy Correlations*. SEMP Spec. Publ., **54**: 129-212.
- BOCCALETTI M., CALAMITA F., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., DEIANA G., MICARELLI A., MORATTI G. & POTETTI M. (1986) - *Evoluzione dell'Appennino toscano-umbro-marchigiano durante il Neogene*. Giorn. Geol., **48** (3): 227-233, Bologna.
- BOCCALETTI M., CALAMITA F., DEIANA G., GELATI R., MASSARI F., MORATTI G. & RICCI LUCCHI F. (1990) - *Migrating foredeep-thrust belt system in the northern Apennines and southern Alps*. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., **77**: 3-14.
- BORSETTI A.M., CARLONI G.C., CATI F., CERETTI E., CREMONINI G., ELMI C. & RICCI LUCCHI F. (1975) - *Paleogeografia del Messiniano nei bacini periadriatici dell'Italia settentrionale e centrale*. Giorn. Geol., **40** (2): 21-72, Bologna.
- BONARELLI G. (1929) - *Interpretazione strutturale della regione feltresca*. Boll. Soc. Geol. It., **48**: 314-316, Roma.

- BORTOLOTTI V. (1962) - *Contributo alla conoscenza della stratigrafia della serie Pietraforte-Alberese*. Boll. Soc. Geol. It., **81** (2): 225-314, Roma.
- BORTOLOTTI V. (1964) - *Nota illustrativa alla carta della distribuzione geografica della Formazione di Monte Morello (Alberese)*. Boll. Soc. Geol. It., **83** (4): 155-190, Roma.
- BRALOWER T.J., LECKIE R.M., SLITER W. V. & THIERSTEIN H.R. (1995) - *An Integrated Cretaceous Microfossil Biostratigraphy*. In: W.A. BERGGREN, D.V KENT., M.P. AUBRY & J. HARDENBOL (Eds.): «*Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphy Correlations*». SEPM Spec. Publ., 54, 65-79.
- CALAMITA F., CELLO G., DEIANA G. & PALTRINIERI W. (1994) - *Structural styles, chronology rates of deformation, and time-space relationships in the Umbria-Marche thrust system*. Tectonics, **13**: 873-881.
- 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.
- CANTALAMESA G., CENTAMORE E., CHIOCCINI U., MICARELLI A., POTETTI M. & DI LORITO L. (1986) - *Il Miocene delle Marche*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. "La Geologia delle Marche": 35-56, Camerino.
- CAPPELLINI G. (1879) - *Gli strati a Congerie e le marne compatte mioceniche dei dintorni di Ancona*. Atti Acc. Linc., ser.3, **3**:139-162.
- CAPUANO N. (1980) - *Osservazioni sedimentologiche e bio-litostratigrafiche del sondaggio esplorativo "Monteboaggine 1°", area del Montefeltro*. Studi Urbinati, Serie C, **22**: 99-106, Urbino.
- CAPUANO N. (1990a) - *Sedimentazione e tettonica del Pliocene nord-marchigiano*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Serie A, **97**: 65-84.
- CAPUANO N. (1990b) - *Significato degli apporti detritici carbonatici risedimentati nel bacino umbro-marchigiano*. Notiziario, GIS-CNR, Suppl., Giorn. Geol., **51** (2): 90-93.
- CAPUANO N. (1991) - *Composition and provenance of the rudite and arenite facies in a foreland basin, Italy*. In: DABRIO C.J., ZAZO C. & GOY J.L. (eds): "Dinamics of coarse grained deltas". Quadernos de Geologia Iberica, **15**: 24-38, Madrid.
- CAPUANO N. (1992a) - *Sedimentazione ciclica nel Pliocene inferiore del Montefeltro*. Mem. Soc. Geol. It., **45** (1990): 731-740, Roma.
- CAPUANO N. (1993) - *Tectonic generation of low-stand turbidite units in a foreland basin, Marche Apennines, Italy*. In: FROSTICK L.E & STEEL R.J. (eds): "Tectonic Controls and Signatures in Sedimentary Successions". Spec. Publ. IAS, **20**: 291-299.
- CAPUANO N. & GIAMPIERI A. (1989) - *Appennino marchigiano settentrionale: il retroscorrimento dei Monti della Cesana*. Boll. Soc. Geol. It., **108**: 59-68, Roma.
- CAPUANO N. & D'ANTONIO G. (1992) - *Studio sedimentologico-composizionale della successione tardo-miocenica della dorsale costiera di Gabicce-Pesaro*. Giorn. Geol., **54**: 107-123, Bologna.
- CAPUANO N. & PAPPAFICO G. (1992) - *Analisi morfometrica e composizionale delle ruditi plioceniche del Montefeltro*. Acta-Naturalia de "l'Ateneo Parmense", **28**: 21-36, Parma.
- CAPUANO N. & PAPPAFICO G. (1994) - *Estuarine and shoreface-foreshore sedimentation in the pliocene epiligurian basin, northern Marche, Italy*. Mem. Soc. Geol. It., **48**: 447-457, Roma.
- CAPUANO N. & PAPPAFICO G. (1997) - *Distinzioni litostratigrafiche nella Marnoso-arenacea dell'Appennino marchigiano settentrionale*. Proceed. FIST "Geoitalia", Fasc. 2, Sez. 5: 19-20.
- CAPUANO N., FRANCHI R. & GENNARI E. (1982) - *Risultati mineralogico-petrografici relativi ai campioni provenienti dal sondaggio Monteboaggine 1*. Ateneo Parmense, Acta Nat., **18**: 15-24, Parma.
- CAPUANO N., TONELLI G. & VENERI F. (1986a) - *Ricostruzione dell'evoluzione paleogeografica del margine appenninico nell'area feltresca durante il Pliocene inferiore-medio*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 163-170, Roma.

- CAPUANO N., TONELLI G. & VENERI F. (1986b) - *Escursione sui depositi pliocenici di fan delta dell'area feltresca: caratteri geologici, litostratigrafici, sedimentologici e composizionali*. In Riunione ed escursione del gruppo di studio sui fan delta. GIS-CNR, Urbino, 16 pp.
- CAPUANO N., TONELLI G. & VENERI F. (1987a) - *Significato delle intercalazioni ciottolose nella Maroso-arenacea feltresca*. Boll. Soc. Geol. It., **106**: 13-18, Roma.
- CAPUANO N., TONELLI G. & VENERI F. (1987b) - *Presenza di torbiditi carbonatiche nel Bisciaro dell'Appennino marchigiano*. Giorn. Geol., **49**: 145-154, Bologna.
- CAPUANO N., TONELLI G. & VENERI F. (1987c) - *Rapporti fra la successione "autoctona" ed i complessi alloctoni nell'area della Val Marecchia dal Miocene superiore al Pliocene inferiore*. Mem. Soc. Geol. It., **39**: 165-173, Roma.
- CAPUANO N., PAPPAFICO G. & PERA M. (1991) - *Carta geologica della sequenza infrapliocenica del Montefeltro: geometria e distribuzione delle facies dei corpi grossolani*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46**: 475-480, IPZS, Roma.
- CAPUANO N., TONELLI G. & VENERI F. (1992) - *Problematiche relative alle connessioni tra piattaforme e bacini: un esempio nell'Appennino centro-settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., **41** (1988): 251-263, Roma.
- CAPUANO N., TONELLI G., VENERI F., RICCI LUCCHI F. & BARBIERI R. (1989) - *Cannibalized fan delta deposits of Montecalvo in Foglia, Marche Apennines, Italy: a problem of identification*. Giorn. Geol., **51**: 45-60, Roma.
- CAPUANO N., TONELLI G., VENERI F. & FRANCHI R. (1994a) - *Analisi di armored mud balls plioceniche del bacino di Montecalvo in Foglia e loro significato ambientale*. Boll. Soc. Geol. It., **112**: 537-550, Roma.
- CAPUANO N., SERGENTI M., TONELLI G. & VENERI F. (1994b) - *Late Eocene-Oligocene carbonate turbidites in the Scaglia Cinerea of the Furlo-Fossombrone area*. Boll. Soc. Geol. It., **112**: 689-699, Roma.
- CARLONI G.C., COLANTONI P., CREMONINI G., D'ONOFRIO S. & SELLI R. (1971) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 109, 110, 117, Pesaro-Senigallia-Iesi*. Mem. Descr. Carta Geol. Ital., 1-62, IPZS, Roma.
- CARMIGNANI L., DECANDIA F.A., DISPERATI L., FANTOZZI P.L., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., OGGIANO G. & TAVARNELLI E. (1995) - *Relazioni tra il bacino balearico, il tirreno settentrionale e l'evoluzione neogenica dell'Appennino settentrionale*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. **1**: 255-268, Camerino.
- Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:50.000, Foglio 217-Neviano degli Arduini (1990) - Regione Emilia-Romagna.*
- CASATI P., BERTOZZI P., CITA M.B., LONGINELLI A. & DAMIANI V. (1978) - *Stratigraphy and paleoenvironment of the Messinian "Colombacci" Formation in the Periadriatic through. A pilot study*. Mem. Soc. Geol. It., **16**: 179-195, Roma.
- CASTIGLIONI G.B., GIRARDI A., SAURO U. & TESSARI F. (1979) - *Grèzes litées e falde detritiche stratificate di origine crionivale*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **2**: 64-82.
- CECCA F., MARINI A., PALLINI G., BAUDIN F. & BEGOUEN V. (1994) - *A guide-level of the uppermost Hauterivian (lower Cretaceous) in the pelagic succession of Umbria Marche Apennines (center Italy): The Faraoni Level*. Riv. It. Paleont. Strat., **99** (4): 551-568.
- CELLO G., DEIANA G., GAZZANI D., MARCHEGIANI L. & MAZZOLI S. (1995) - *Riconoscimento ed analisi di alcune associazioni di strutture sinsedimentarie pre-orogeniche in Appennino centrale*. Studi Geologici Camerti, **1**: 291-303, Camerino.
- CENTAMORE E. (1986) - *Carta geologica delle Marche in scala 1:250.000*. Litografia Artistica Cartografica, Firenze.
- CENTAMORE E. & DEIANA G. (1986) - *Geologia delle Marche*. Studi Geol. Camerti, vol. spec.: 1-145, Camerino.

- CENTAMORE E. & MICARELLI A. (1991) - *Stratigrafia*. In: L'ambiente fisico delle Marche, Regione Marche. S.E.L.C.A., p.p. 5-58.
- CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., DEIANA G., MICARELLI A. & PIERUCCINI U. (1971) - *Contributo alla conoscenza del Giurassico dell'Appennino Umbro-marchigiano*. Studi Geol. Camerti, **1**: 7-89, Camerino.
- CHAN L.S., MONTANARI A. & ALVAREZ W. (1985) - *Magnetic stratigraphy of the Scaglia Rossa: implication for syndepositional tectonics of the Umbria-Marche Basin*. Riv. It. Paleont. Strat., **91** (2): 219-258.
- CHIOCCHINI U., CHIOCCHINI M., CIPRIANI N. & TORRICINI F. (1986) - *Petrografia delle unità torbiditiche della Marnoso-arenacea nell'alta Valle Tiberina*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 57-73, Roma.
- COCCIONI R. (1996) - *The Cretaceous of the Umbria-Marche Apennines (Central Italy)*. J. Wiedmann Symposium "Cretaceous Stratigraphy, Paleobiology and Paleobiogeography, Tübingen, 7-10 March 1996, 129-136.
- COCCIONI R., NESCI O., TRAMONTANA M., WEZEL F.C. & MORETTI E. (1987a) - *Descrizione di un livello-guida "radiolaritico-bituminoso-ittiolitico" alla base delle Marne a Fucoidi nell'Appennino umbro-marchigiano*. Boll. Soc. Geol. It., **106**: 183-192, Roma.
- COCCIONI R., FRANCHI R., NESCI O., PERILLI N., WEZEL F.C. & BATTISTINI F. (1987b) - *Stratigrafia, micropaleontologia e mineralogia delle Marne a Fucoidi delle sezioni di Poggio le Guaine e del Fiume Bosso*. Atti II Conv. Int. F.E.A., p.p. 163-201, Pergola.
- COCCIONI R. & MONTANARI A. (1994) - *L'orizzonte del Bisciaro*. In: Guide Geologiche Regionali, Appennino umbro-marchigiano. BE.MA Editrice, **7**: 36-38.
- COCCIONI R., MORANDI N. & TATEO F. (1994) - *The Livello Raffaello in the Umbria-Marche Apennines, Italy: stratigraphy, paleontology mineralogy and geochemistry*. Giorn. Geol., **56**: 55-78, Bologna.
- COLACICCHI R., PASSERI L. & PIALLI G. (1970) - *Nuovi dati sul Giurese Umbro-Marchigiano ed ipotesi per un suo inquadramento geologico-regionale*. Mem. Soc. Geol. It., **9**: 839-879, Roma.
- COLACICCHI R., BALDANZA A. & PARISI G. (1985) - *Torbiditi carbonatiche nella scaglia rossa del bacino umbro-marchigiano: stratigrafia, sedimentologia e confronto con le torbiditi silicoclastiche*. Geologica Romana, **24**: 35-72.
- COLTORTI M., DRAMIS F., GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1979) - *Stratified slope deposits in the Umbria-Marche Apennines*. Proc. 15th Plen. Meet. Com. Geomorph. Surv. Mapp. (Modena 7-15 sett. 1979): 207-212.
- 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.
- CONTI S. (1989) - *Geologia dell'Appennino marchigiano-romagnolo tra le valli del Savio e del Foglia (Note illustrative alla carta geologica alla scala 1:50.000)*. Boll. Soc. Geol. It., **108** (3): 453-490, Roma.
- CONTI S. (1994) - *La geologia dell'alta Val Marecchia. Note illustrative alla carta geologica 1:50.000*. Atti Tic. Sci. Terra, **37**: 51-98.
- CONTI S., FREGNI P. & GELMINI R. (1987) - *L'età della messa in posto dell'Unità della Val Marecchia. Implicazioni paleogeografiche e strutturali*. Mem. Soc. Geol. It., **39**: 143-164, Roma.
- CONTI S. & GELMINI R. (1994) - *Miocene-Pliocene tectonic phases and migration of foredeep-thrust belt system in Northern Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., **48**: 261-274, Roma.
- CONTI S. & GELMINI R. (1995) - *La tettonica trasversale dell'Appennino settentrionale: il caso della Val Marecchia*. Studi Geol. Camerti, vol. spec., **1**: 315-324, Camerino.
- CONTI S. & TOSATTI G. (1996) - *Tectonic gravitational affecting Ligurian and Epiligurian units in the Marecchia valley*. Mem. Sci. Geol. Padova, **48**: 107-142.

- COWARD M.P., DE DONATIS M., MAZZOLI S., PALTRINIERI W. & WEZEL F.C. (1999) - *Frontal part of the northern Apennines fold and thrust belt in the Romagna-Marche area (Italy): Shallow and deep structural styles*. *Tectonics*, **18** (3): 559-574.
- CREMONINI G. & FARABEGOLI E. (1977) - *Litostratigrafia della Formazione a Colombacci in Romagna*. *Giof. Geol.*, ser.2, **42** (1): 61-82, Bologna.
- CREMONINI G. & FARABEGOLI E. (1978) - *Tettonica sinsedimentaria messiniana nell'Appennino Romagnolo (Italia)*. *Rend. Soc. geol. It.*, **1**: 7-8, Roma.
- DE DONATIS M., MAZZOLI S., PALTRINIERI W. & WEZEL F.C. (1995) - *Evoluzione tettonica dell'avanfossa appenninica marchigiano-romagnola dal Miocene superiore al Pleistocene*. *Studi Geol. Camerti*, vol. spec., **1**: 359-371, Camerino.
- DE DONATIS M., INVERNIZZI C., LANDUZZI A., MAZZOLI S. & POTETTI M. (1998) - *CROP 03: structure of the Montecalvo in Foglia-Adriatic Sea segment*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **52**: 617-630, Roma.
- DE FEYTER A.J. (1991) - *Gravity tectonics and sedimentation of the Montefeltro, Italy*. *Geologica Ultraiectina*, **35**, 168 pp.
- DE FEYTER A.J. & MOLENAAR N. (1984) - *Messinian fanglomerates: the Colombacci Formation in the Pietrarubbia Basin, Italy*. *Journ. Sed. Petr.*, **54**: 746-758.
- DE FEYTER A.J. & MENICCHETTI M. (1988) - *Back thrusting in forelimbs of rootless anticlines, with examples from the Umbro-Marchean Apennines*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **35** (1986): 357-370, Roma.
- DE FEYTER A.J., KOOPMAN A., MOLENAAR N. & VAN DEN ENDE C. (1986) - *Dedachment tectonics and sedimentation, Umbro-Marchean Apennines, Italy*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **105**: 65-85, Roma.
- DEIANA G. & PIALLI G. (1994) - *The structural provinces of the Umbro-Marchean Apennines*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **48**, 473-484.
- DELLE ROSE M., GUERRERA F., MORETTI E. & RUSCIADELLI G. (1990) - *Evoluzione del segmento interno dell'Avanfossa Appenninica durante il Miocene medio*. *Giorn. Geol.*, **52**: 135-158, Bologna.
- DELLE ROSE M., GUERRERA F., MORETTI E., RUSCIADELLI G. & CORONA F. (1991) - *The Marnoso-arenacea Fm. between Bocca Trabaria and Campiglia (Northern Apennines): lithostratigraphy from the Schlier to the Verghereto Marls Fms., in a new structural context*. *Giorn. Geol.*, **53**: 131-145, Bologna.
- DEMANGEOT J. (1965) - *Géomorphologie des Abruzzes adriatiques*. *Coll. Mem. Doc.*, Ed. C.N.R.S., Paris.
- DUBBINI A., GUERRERA F. & SANDRONI P. (1991) - *Nuovi dati sullo Schlier dell'Appennino umbro-marchigiano*. *Giorn. Geol.*, **53** (2): 115-130, Bologna.
- FANUCCI F., MORETTI E., NESCI O., SAVELLI D. & VENERI F. (1996) - *Tipologia dei terrazzi vallivi ed evoluzione del rilievo nel versante adriatico dell'Appennino centro-settentrionale*. *Il Quaternario, It. Journ. Quat. Sc.*, **9**: 255-258.
- FARABEGOLI E. & RICCI LUCCHI F. (1973) - *Studio sedimentologico di alcuni conglomerati messiniani dell'avanfossa padano-appenninica (Appennino pesarese)*. *Atti Soc. Nat. Modena*, **104**: 193-238.
- FLORIS M., PRESTININZI A., ROMEO R., TONELLI G. & VENERI F. (2003) - *Evoluzione morfologica dell'area del Sasso di Urbino e valutazione delle condizioni di stabilità*. *Italian Journal of Engineering Geology and Environment*, **2** (1): 51-67.
- FORNACIARI E., DI STEFANO A., RIO D. & NEGRI A. (1996) - *Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. *Micropaleontology*, **42** (1): 37-63.
- GANDOLFI G., PAGANELLI L. & ZUFFA G.G. (1983) - *Petrology and dispersal pattern in the Marnoso-Arenacea Formation (Miocene, Northern Apennines)*. *Jour. Sed. Petrol.*, **53**: 493-507.
- GAUDANT J., GUERRERA F. & SAVELLI D. (1988) - *Nouvelles données sur le Messinien de Méditerranée occidentale : les gisements à Aphanis crassicaudus des Marches (Italie)*. *Geodinamica Acta*, (2/4): 185-196.

- GRADSTEIN F.M., AGTERBERG F.P., OGG J.G., HARDENBOL J., VAN VEEN P., THIERRY J., HUANG Z. (1994) - *A Mesozoic time scale*. Journal of Geophysical Research, **99**: 24051-24074.
- GRADSTEIN F.M., AGTERBERG F.P., OGG J.G., HARDENBOL J., VAN VEEN P., THIERRY J., HUANG Z. (1995) - *A Triassic, Jurassic and Cretaceous time scale*. SEMP Spec., Publ., **54**: 95-126.
- GUERRA C. & NESCI O. (1999) - *Glacis Pleistocenici nel Montefeltro (Appennino marchigiano-romagnolo)*. Studi Geografici e Geologici in onore di Severino Belloni, vol. spec., 419-428.
- GUERRERA F. (1977) - *La Geologia del Bisciaro dei Monti della Cesana (Urbino)*. Giorn. Geol., **42**: 109-132.
- GUERRERA F., MONACO P., NOCCHI M., PARISI G., FRANCHI R., VANNUCCI S. & GIOVANNINI G. (1988) - *La Scaglia Variegata eocenica nella sezione di Monte Cagnero (Bacino marchigiano interno): studio litostratigrafico, petrografico e biostratigrafico*. Boll. Soc. Geol. It., **107**: 81-99, Roma.
- INVERNIZZI C., LANDUZZI A., NEGRI A. & POTETTI M. (1995) - *Stratigrafia ed evoluzione tettonico-sedimentaria mio-pliocenica dell'area pesarese tra il F.Foglia ed il F.Metauro*. Studi Geol. Camerti, vol. spec., **1**: 451-464, Camerino.
- JACOBACCI A., BERGOMI C., CENTAMORE E., MALATESTA A., Malferrari N., MARTELLI G., PANNUZI L. & ZATTINI N. (1970) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 Foglio 115 - Città di Castello*. II edizione. Serv. Geol. d'Italia, Roma.
- KRIJGSMAN W., HILGEN F.J., MARABINI S. & VAL G.B. (1999) - *New paleomagnetic and cyclostratigraphic Age constraints on the Messinian of the Northern Apennines (Vena del Gesso Basin, Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., **54**: 25-33, Roma.
- LAVECCHIA G. (1981) - *Appunti per uno schema strutturale dell'Appennino Umbro-Marchigiano. III) - lo stile deformativo*. Boll. Soc. Geol. It., **100**: 271-278, Roma.
- LAVECCHIA G., MINELLI G. & PIALLI G. (1989) - *Contractional and extensional tectonics along the Trasimeno Lake-Pesaro transect*. Atti Acc. Naz. Lincei, **80**: 177-194.
- LIPPARINI T. (1939) - *I terrazzi fluviali delle Marche*. Giorn. Geol., ser. 2, **13**: 5-22.
- MANNORI M.R. & SANI F. (1987) - *Analisi strutturale dei depositi neogenici neoautoctoni e semialloctoni della Val Marecchia*. Ateneo Parmense, Acta Nat., **23**: 61-76, Parma.
- MARABINI S. & POLUZZI A. (1977) - *La Crisia (Bryozoa, Cyclostomata) del Messiniano inferiore della Romagna occidentale*. Giorn. Geol., ser. 2, **42** (1): 165-180, Bologna.
- MARTINI E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation*. In: FARINACCI A. (ed.), Proceed. II Plank. Conf., Rome. Ed. Tecnoscienze, (2): 738-785.
- MATTIAS P., CROCETTI G. & SCICLI A. (1995) - *Lo zolfo nelle Marche : giacimenti e vicende*. - Roma : Accademia nazionale delle scienze dette dei XL.
- MAZZOLI S. (1994) - *Early deformation features in syn-orogenic Messinian sediments of the northern Marche Apennines*. Annales Tectonicae, **8** (2): 134-147.
- MCKENZIE J.A., SPROVIERI R. & CHANNELL J.E.T. (1990) - *The terminal Messinian flood in the Earliest Pliocene paleoceanography in the Mediterranean: results from ODP Leg 107, Site 652, Tyrrhenian sea*. Mem. Soc. Geol. It., **44**: 81-91.
- MENICCHETTI M., DE FEYTER A.J. & CORSI M. (1991) - *CROP 03 - Il tratto Val Tiberina - Mare Adriatico. Sezione geologica e caratterizzazione tettonico-sedimentaria delle avansosse della zona Umbro-Marchigiano-Romagnola*. Studi Geol. Camerti, vol., spec., **1**: 279-293, Camerino.
- MERLA G. (1951) - *Geologia dell'Appennino Settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **70**: 95-382.
- MIAL A.D. (1977) - *A Review of the Braided-River Depositional Environment*. Earth Sci.rev., **13**: 1-62.
- MIAL A.D. (1985) - *Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits*. Earth Sci. Rev., **22**: 85-127.
- MICARELLI A., POTETTI M. & CHIOCCHINI M. (1977) - *Ricerche microbiostratigrafiche sulla Maiolica della regione umbro-marchigiana*. Studi Geol. Camerti, **3**, 57-86.

- MOLENAAR N. & DE FEYTER A.J. (1985) - *Alluvial-fan associated carbonates: an example from Messinian Colombacci Formation of the Pietrarubbia Basin*. Sed. Geol., **42**: 1-23.
- MONTANARI A., ODIN G.S. & COCCIONI R. (1997) - *Miocene stratigraphy. An integrated approach*. Elsevier.
- MUTTI E. (1992) - *Turbidite sandstones*. AGIP-Istituto di Geologia Università di Parma, 275 pp.
- MUTTI E. & RICCI LUCCHI F. (1972) - Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies. Mem. Soc. Geol. It., **11**: 161-199, Roma.
- MUTTI E. & NORMARK W.R. (1987) - *Comparing Examples of Modern and Ancient Turbidite Systems: Problems and Concepts*. In: LEGGETT J.K. & ZUFFA G.G. (eds), *Marine Clastic Sedimentology*, pp. 1-38.
- MUTTI E., DAVOLI G., TINTERRI R. & ZAVALA C. (1996) - *The importance of ancient fluvio-deltaic systems dominated by catastrophic flooding in tectonically active basins*. Mem. Sci. Geol., **47**: 233-291, Padova.
- NESCI O. & SAVELLI D. (1986) - Cicli continentali tardo-quadernari lungo i tratti vallivi mediani delle Marche settentrionali. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **9**: 192-211.
- NESCI O. & SAVELLI D. (1991) - *Successioni alluvionali terrazzate nell'Appennino nord-marchigiano*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **14**: 149-162.
- NESCI O., SAVELLI D. & MENGARELLI D. (1990) - *I terrazzi vallivi del 1° ordine dei fiumi Metauro e Foglia (Appennino marchigiano)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **13**: 63-73.
- NESCI O., SAVELLI D. & VENERI F. (1992) - *Terrazzi vallivi e superfici di spianamento nell'evoluzione del rilievo dell'Appennino nord-marchigiano*. Studi Geol. Camerti, 1992/1: 175-180, Camerino.
- NESCI O., SAVELLI D., CALDERONI G., ELMI C. & VENERI F. (1995) - *Le antiche piane di fondovalle nell'Appennino nord-marchigiano*. Mem. Soc. Geogr. It., **58**: 293-312, Roma.
- NESCI O., SAVELLI D., TRAMONTANA M., VENERI F., DE DONATIS M. & MAZZOLI S. (2001) - *The development of alluvial fans in the Umbria-Marche-Romagna Apennines (Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., vol. spec. "Evoluzione geologica e geodinamica dell'Appennino in memoria del Prof Giampaolo Piali", in stampa.
- ODIN G.S., DEINO A., COSCA M., LAURENZI M.A., & MONTANARI A. (1977) - *Miocene geochronology: methods, techniques, results*. In: *Miocene stratigraphy – An Integrated Approach* (Eds MONTANARI A., ODIN G.S. & COCCIONI R.). Elsevier, Amsterdam, 583-586.
- OGG J.G., HASENYAGER R.W., WIMBLETON W.A., CHANNELL J.E.T. & BRALOWER T.J. (1991) - *Magnetostratigraphy of the Jurassic-Cretaceous Boundary Interval Tethyan and English Faunal Realms*. Cretaceous Research, **12**: 455-482.
- OKADA H. & BUKRY D. (1980) - *Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude Cocolith Biostratigraphic Zonation (BUKRY, 1973, 1975)*. Marine Micropaleontology, **5**: 321-325.
- PARISI G. (1994) - *Le successioni pelagiche del dominio umbro-marchigiano*. In: *Guide Geologiche Regionali, Appennino umbro-marchigiano*. BE.MA Editrice, 7: 31-35.
- PERRONE V., DE CAPOA P. & CESARINI F. (1998) - *Remise en question, à propos de la Nappe du Val Marecchia, d'attributions paléogéographiques et structurales de l'Apennin nord-oriental (Italie)*. C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes, **326**: 347-353.
- PIALLI G., ALVAREZ W. & MINELLI G. (1995) - *Geodinamica dell'Appennino settentrionale e sue ripercussioni nella evoluzione tettonica miocenica*. Studi Geol. Camerti, vol. spec., **1**: 523-536, Camerino.
- PONZANA L. (1993) - *Caratteristiche sedimentologiche e petrografiche della Formazione di Monte Morello (Eocene inferiore-medio, Appennino settentrionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **112**: 201-218, Roma.
- PREMOLI SILVA I. & SLITER W.V. (1995) - *Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy and evolutionary trend from the Bottaccione section, Gubbio, Italy*. Paleontographia Italica, **82**: 1-189.

- PREMOLI SILVA I., ERBA E., SALVINI G., LOCATELLI C., TREMOLADA F. & VERGA D. (1999) - *Cambiamenti biotici durante gli eventi atossici del Cretacico*. Geitalia, 2° Forum FIST, 1: 136-137, Bel-laria.
- PRINCIPI P. (1925a) - *I terreni miocenici della regione Urbinate*. Boll. Soc. Geol. It., **44**: 28-32, Roma.
- PRINCIPI P. (1925b) - *I terreni terziari dell'alta Valle della Marecchia*. Boll. Soc. Geol. It., **44**: 77-90, Roma.
- PRINCIPI P. (1931) - *Relazione al rilevamento geologico del quadrante al 50.000 "S. Angelo in Vado"*. Boll. R. Uff. Geol. It., **59**: 8-17.
- PRINCIPI P. (1934) - *Relazione al rilevamento geologico del quadrante al 50.000 "Pennabilli" appartenente al foglio 108 della Carta d'Italia*. Boll. R. Uff. Geol. It., **59**: 8-17.
- PRINCIPI P. (1938) - *Relazione al rilevamento geologico del quadrante "S. Agata Feltina" appartenente al foglio 108 della carta geologica d'Italia*. Boll. R. Uff. Geol. It., **63**: 5-23.
- RENZ O. (1933) - *Il terziario Umbro-Marchigiano e dell'Abruzzo settentrionale*. Giorn. Geol., **8**: 97-110, Bologna.
- RICCI LUCCHI F. (1964) - *Ricerche sedimentologiche sui lembi alloctoni della Val Marecchia (Miocene inferiore e medio)*. Giorn. Geol., **32**: 546-652, Bologna.
- RICCI LUCCHI F. (1967) - *Formazione Marnoso-Arenacea romagnola*. In: SELLI R. (ed.), Guida alle Escursioni, Com. Neog. Medit., IV Congr., 111-120, Bologna.
- RICCI LUCCHI F. (1975) - *Miocene palaeogeography and Basin Analysis in the Periadriatic Apennines*. In: SQUYRES C. (ed.), Geology of Italy, **2**: 129-236, Tripoli.
- RICCI LUCCHI F. (1978) - *Turbidite Dispersal in a Miocene Deep-Sea Plain: the Marnoso-Arenacea of the Northern Apennines*. Geologie en Mijnbouw, **57** (4): 559-576.
- RICCI LUCCHI F. (1981) - *The Miocene Marnoso-Arenacea Turbidites, Romagna and Umbria Apennines*. II European regional Meeting IAS, Excursion n. 7.
- RICCI LUCCHI F. (1986a) - *The Oligocene to Recent Foreland Basins of the Northern Apennines*. Spec. Publ. IAS, **8**: 105-139.
- RICCI LUCCHI F. (1986b) - *The Foreland Basin System of the Northern Apennines and Related Clastic Wedges: a Preliminary Outline*. Giorn. Geol., ser.3, **48** (1): 165-185, Bologna.
- RICCI LUCCHI F. (1990) - *Turbidites in Foreland and Onthrust Basins of the Northern Apennines*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **77**: 51-66.
- RICCI LUCCHI F. & ORI G.G. (1985) - *Field excursion D: syn-orogenic deposits of a migrating basin system in the NW Adriatic foreland*. In: P.H. ALLEN, P. HOMEWOOD & G. WILLIAMS (Eds) "Excursion Guidebook". Foreland Basins Symp. Fribourg, 137-176.
- RICCI LUCCHI F. & PIALI G. (1973) - *Apporti secondari nella Marnoso-arenacea: 1. Torbiditi di conoide e di pianura sottomarina a ENE di Perugia*. Boll. Soc. Geol. It., **92**: 669-712, Roma.
- RICCI LUCCHI F. & VALMORI E. (1980) - *Basin-wide Turbidites in a Miocene over-supplied Deep-sea Plain: a Geometrical Analysis*. Sedimentology, **27**: 241-270.
- RIO D., SPROVIERI R. & DI STEFANO R. (1994) - *The Gelasian stage: a proposal of a new chronostratigraphic unit of the Pliocene series*. Riv. It. Paleont. Strat., **100** (1): 103-124.
- ROVERI M., MANZI V., BASSETTI M.A., MERINI M. & RICCI LUCCHI F. (1998) - *Stratigraphy of the Messinian post-evaporitic stage in eastern-Romagna*. Giorn. Geol., **60**: 119-142, Bologna.
- RUGGERI G. (1958) - *Gli esotici neogenici della colata gravitativa della Val Marecchia*. Atti Acc. Sc. Lett. e Arti Palermo, **17**: 7-169.
- RUGGERI G. (1970) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 108-Mercato Saraceno*. Serv. Geol. d'It., 156 pp.
- SACCO F. (1932) - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, Foglio 116-Gubbio*. I edizione; R. Ufficio Geologico, Roma.

- SACCO F. (1940) - *I fogli geologici al 100.000 di "Città di Castello" e "Mercato Saraceno"*. Boll. R. Uff. Geol. It., **65**: 5-13.
- SAVELLI D. & WEZEL F.C. (1978) - *Schema geologico del Messiniano del Pesarese*. Boll. Soc. Geol. It., **97**: 165-188, Roma.
- SELLI R. (1949) - *I caratteri geologici della regione Marchigiana*. Giorn. Geol., **21**: 99-125.
- SELLI R. (1954) - *Il bacino del Metauro*. Giorn. Geol., ser.2, **24**: 1-268, Bologna.
- SIGNORINI R. (1941) - *Struttura dell'Appennino tra la Val Tiberina e l'Urbinate*. Giorn. Geol., ser.2, **15**: 3-15, Bologna.
- SPROVIERI R. (1993) - *Pliocene-Early Pleistocene astronomically forced planktonic foraminifera abundance fluctuations and chronology of Mediterranean calcareous planktonic bioevents*. Riv. It. Paleont. Strat., **99** (3): 371-414.
- SPROVIERI R., DI STEFANO R. & SPROVIERI M. (1996) - *High resolution chronology for late Miocene mediterranean stratigraphic events*. Riv. It. Paleont. Strat., **102** (1): 77-104.
- STEINMANN G. (1907) - *Alpen und Apennin*. Monatsber. Deut. Geol. Gesell., **59**: 177-183.
- STERN W. (1969) - *Zur Geologie des Montefeltro zwischen San Marino und Mercato Saraceno*. Diss. Fr. Univ., Berlin, 151 pp.
- TEN HAAFF E. & VAN WAMEL W.A. (1979) - *Nappes of the alta Romagna*. In: W.J.M. Van Der Linden (Ed.) "Fixism, mobilism or relativism: Van Bemmelen's search for harmony". Geol. Mijnbouw **58** (2): 145-152.
- TRICART J. & CAILLEUX A. (1967) - *Le modelé des régions périglaciaires*. Ed. SEDES, 512 pp., Paris.
- VAI G.B. & RICCI LUCCHI F. (1977) - *Algal crusts, autochthonous and clastic gypsum in a cannibalistic evaporite basin: a case history from the Messinian of Northern Apennines*. Sedimentology, **24**: 211-244.
- VAN WAMEL W.A. & ZWART P.E. (1990) - *The structural geology and basin development of the Romagna-Umbrian Zone*. Geol. Mijnbouw, **69**: 53-68.
- VARNES D.J. (1978) - *Slope Movements Types and Processes*. In: SCHUSTER R.L. & KRIZEK R.J. Ed., *Landslides: Analysis and Control*. Transportation Research Board, National Academy of Science, Washington DC, Special Report 176.
- VENZO G. (1954) - *Il Miocene a facies Marchigiana dell'Urbinate occidentale*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Serie A, **61**: 129-149.
- VILLA G.M. (1942) - *Nuove ricerche sui terrazzi fluviali delle Marche*. Giorn. Geol., ser. 2. **16**: 5-75.
- WEZEL F.C. (1979) - *The Scaglia Rossa Formation of Central Italy: results problems emerging from regional study*. Ateneo Parmense, Acta Nat., **15** (4): 243-259.
- WEZEL F.C. (1985) - *Facies anossiche ed episodi geotettonici globali*. Giorn. Geol., **47** (1/2): 281-286.
- WEZEL F.C., VANNUCCI S. & VANNUCCI R. (1981) - *Géologie. - Découverte de divers niveaux riches en iridium dans la "Scaglia rossa" et la "Scaglia Bianca" de l'Apennin d'Ombrie-Marches (Italie)*. C.R. Acc. Sc. Paris, **293**: 837-844.
- ZUFFA G.G. (1992) - *Paleogeografia del sistema aree fonti-bacino della Marnoso-arenacea*. In: Guide Geologiche Regionali, Appennino Tosco-Emiliano, BE.MA Editrice, **4**: 21-22.

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG