



A P A T

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



DIPARTIMENTO DIFESA DEL SUOLO

Servizio Geologico d'Italia

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

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

foglio 360

TORRE DE' PASSERI

a cura di:

E. Centamore⁽¹⁾ *Geologia del substrato*

U. Crescenti⁽²⁾ *Biostratigrafia*

F. Dramis⁽³⁾ *Geologia del Quaternario*

con i contributi di:

Geologia del substrato: **S. Bigi**⁽¹⁾, **C. Morelli**⁽²⁾, **G. Rusciadelli**⁽²⁾

Geologia del Quaternario: **M. Coltorti**⁽⁴⁾

Biostratigrafia: **M. Chiocchini**⁽⁵⁾, **P. Didaskalou**⁽⁵⁾, **A. Mancinelli**⁽⁵⁾, **R. Matteucci**⁽¹⁾,

A. Micarelli⁽⁵⁾, **M. Potetti**⁽⁵⁾, **J.S. Pignatti**⁽¹⁾, **I. Raffi**⁽²⁾, **G. Sirna**⁽¹⁾

Aspetti applicativi: **M. Coltorti**⁽⁴⁾, **G. Ciotoli**⁽¹⁾, **G. Conte**⁽⁶⁾, **M. Petitta**⁽¹⁾

⁽¹⁾ Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Roma "La Sapienza";

⁽²⁾ Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi "G.D'Annunzio" di Chieti;

⁽³⁾ Dipartimento di Scienze Geologiche, Università Roma Tre;

⁽⁴⁾ Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Siena;

⁽⁵⁾ Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Camerino;

⁽⁶⁾ APAT, Dipartimento Difesa del Suolo;

Ente realizzatore



REGIONE ABRUZZO

Servizio Difesa del Suolo

Direttore del Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia:
L. Serva

Responsabile del Progetto CARG per il Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia: **F. Galluzzo**

Responsabile del Progetto CARG per la Regione Abruzzo:
L. Del Sordo, G. Ferrandino

Comitato Geologico Nazionale (D.P.C.M. 23-3-1999 e 9-12-1999):
N. Accardi (presidente), **G. Arnone, A. Boscherini, S. Cocco, V. Coccolo, U. Crescenti, L. Del Sordo, M. Grasso, P. Manetti, G. Mariotti, G. Pasquarè, R. Pignone, R. Polino, A. Praturlon, M. Santantonio, F. Trincardi**

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

PER IL DIPARTIMENTO DIFESA DEL SUOLO - SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA:

Revisione scientifica:

M. D'Andrea, F. Galluzzo, R. Graziano, F. Papasodaro, M. Rossi

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

D. Delogu, A. Lisi, R. Ventura, F. Visicchio

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

M. Cosci, G. Masella

PER LA REGIONE ABRUZZO:

Coordinamento editoriale e allestimento cartografico:

E. Centamore, M. Costa, S. Devoti, F. Dramis, F. Fumanti, T. Ridolfi

Coordinamento informatizzazione dei dati geologici:

G. Peverieri (responsabile), **F. Fumanti** (direzione lavori)

Informatizzazione:

a cura della **AQUATER** s.p.a. – Gruppo ENI

Allestimento cartografico per la stampa dalla Banca Dati:

a cura della **S.EL.CA.** srl

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

M.T. Lettieri (Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia)

G. D'Alessandro (Regione Abruzzo)

Stampa: **S.EL.CA.** srl, Firenze - 2006

INDICE

I	- INTRODUZIONEpag.	7
II	- CENNI STORICI	»	11
III	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO	»	19
IV	- CENNI DI GEOMORFOLOGIA	»	23
V	- CENNI SUGLI SCHEMI BIOSTRATIGRAFICI E CRONOSTRATIGRAFICI ADOTTATI	»	27
VI	- STRATIGRAFIA DEL SUBSTRATO	»	39
1.	- DEPOSITI CARBONATICI PRE-OROGENICI	»	40
1.1.	- SUCCESSIONE MESOZOICA DI PALEOPIATTAFORMA	»	40
1.1.1.	- dolomia principale auctt. (DPR)	»	40
1.1.2.	- calcare massiccio (MAS)	»	40
1.2.	- SUCCESSIONE MESOZOICA DI PIATTAFORMA CARBONATICA INTERNA E DI MARGINE	»	42
1.2.1.	- calcari bioclastici del Monte della Selva (MSE)	»	42
1.2.2.	- unità oolitica (UOO)	»	42
1.2.3.	- calcari ad echinodermi e coralli (ECO)	»	43
1.2.4.	- calcari ad ellipsactinie (ELL)	»	43
1.2.5.	- calcari a clasti neri e gasteropodi (CNE)	»	45
1.2.6.	- calcari a coralli e diceratidi (CCD)	»	46
1.2.7.	- calcari ciclotemici a gasteropodi (CCG)	»	46
1.2.8.	- calcari a rudiste e orbitoline (RDO)	»	47
1.2.9.	- calcari bioclastici ad ippuriti e coralli (BIC)	»	48
1.3.	- SUCCESSIONE MESOZOICA DI GRADINO RIBASSATO - RAMPA? - SCARPATA SUPERIORE	»	48
1.3.1.	- calcari bioclastici “inferiori” (BLI)	»	48
1.3.2.	- calcari cristallini ad echinodermi e coralli (ECC)	»	49
1.3.3.	- calcari bioclastici “superiori” (BLS)	»	50
1.3.4.	- calcari bioclastici “superiori” (CTN)	»	50

1.4.	- SUCCESSIONE MESOZOICA DI SCARPATA ESTERNA - BACINO PROSSIMALE	1»5
1.4.1.	- <i>corniola</i> (COI) »	51
1.4.2.	- <i>verde ammonitico - calcari e marne a Posidonia</i> (VAP) »	52
1.4.3.	- <i>calcareniti e calcari a radiolari e resti filamentosi</i> (CRF) »	52
1.4.4.	- <i>calcari diasprini detritici</i> (CDI) »	53
1.4.5.	- <i>maiolica detritica</i> (MAD) »	54
1.4.6.	- <i>calcareniti e calciruditi a fucoidi</i> (CCF) »	54
1.4.7.	- <i>scaglia detritica</i> (SCZ) »	55
1.5.	- SUCCESSIONE CENOZOICA DI RAMPÀ - PIATTAFORMA APERTA »	57
1.5.1.	- <i>calcareniti a macroforaminiferi</i> (CFR) »	57
1.5.2.	- <i>Formazione S. Spirito</i> (FSS) »	58
1.5.3.	- <i>calcareniti cristalline</i> (CAX) »	59
1.5.4.	- <i>Formazione Bolognano</i> (BOL) »	59
1.5.5.	- <i>unità spongolitica</i> (SPT) »	62
1.5.6.	- <i>calcari a briozoi e litotamni</i> (CBZ) »	63
1.5.7.	- <i>unità argilloso marnosa</i> (UAM) »	64
1.5.8.	- <i>calcareniti di M. Fiore</i> (CMF) »	65
2.	- ROCCE MAGMATICHE »	66
2.1.	- <i>Filone Lamprofirico di Monte La Queglia</i> (Σ) »	66
3.	- DEPOSITI TERRIGENI PRE-OROGENICI »	67
3.1.	- DEPOSITI DI BACINO »	67
3.1.1.	- <i>Formazione gessoso solfifera</i> (GES) »	67
3.1.2.	- <i>argille del Cigno</i> (AGC) »	70
3.2.	- DEPOSITI DI PIATTAFORMA CONTINENTALE »	72
3.2.1.	- <i>conglomerati di San Valentino</i> (CSV) »	72
4.	- DEPOSITI TERRIGENI SIN-OROGENICI »	73
4.1.	- DEPOSITI DI BACINO »	73
4.1.1.	- <i>Formazione della Laga - membro post-evaporitico</i> (LAG₃) »	73
4.1.2.	- <i>Formazione Cellino</i> (CEN) »	76
5.	- DEPOSITI TARDO - OROGENICI »	78
5.1.	- DEPOSITI DI PIATTAFORMA CONTINENTALE »	78
5.1.1.	- <i>conglomerati di Monte Coppe</i> (COP) »	78
5.1.2.	- <i>argille e sabbie di Pagliare</i> (AGS) »	78
5.2.	- DEPOSITO DI BACINO »	79
5.2.1.	- <i>conglomerati di Rigopiano</i> (CRG) »	79
5.2.2.	- <i>Formazione Mutignano</i> (FMT) »	80
6.	- SCHEMA DI DISPERSIONE DELLE TORBIDITÀ »	81
7.	- CENNI SULLA COMPOSIZIONE MINERALOGICO-PETROGRAFICA DELLE ARENITÀ »	83
8.	- STRATIGRAFIA SEQUENZIALE DEI DEPOSITI MESOZOICI »	89

8.	- STRATIGRAFIA SEQUENZIALE DEI DEPOSITI MESOZOICI »	89
8.1.	- MEGACICLO DEL RETICO - TOARCIANO SOMMITALE (TR₁) . . . »	89
8.1.1.	- <i>Fase trasgressiva e picco di trasgressione (COP)</i> »	89
8.2.	- MEGACICLO DEL TOARCIANO SOMMITALE-TITONICO (TR₂) . . . »	91
8.2.1.	- <i>Limite inferiore.</i> »	91
8.2.2.	- <i>Fase trasgressiva e picco di trasgressione</i> »	92
8.2.3.	- <i>Fase regressiva.</i> »	92
8.3.	- MEGACICLO DEL BERRIASIANO SUPERIORE-CENOMANIANO INFERIORE (TR₃) »	93
8.3.1.	- <i>Limite inferiore.</i> »	93
8.3.2.	- <i>Fase trasgressiva e picco di trasgressione</i> »	94
8.3.3.	- <i>Fase regressiva.</i> »	95
8.4.	- MEGACICLO DELLA PARTE MEDIA DEL CENOMANIANO -?DANIANO BASALE (TR₄) »	96
8.4.1.	- <i>Limite inferiore.</i> »	96
8.4.2.	- <i>Fase trasgressiva e picco di trasgressione</i> »	96
8.4.3.	- <i>Fase regressiva.</i> »	97
8.4.4.	- <i>Limite superiore.</i> »	97
9.	- STRATIGRAFIA FISICA DEI DEPOSITI TERRIGENI TERZIARI DEI BACINI ESTERNI »	98
VII	- STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI CONTINENTALI »	101
1.	- INTRODUZIONE »	101
2.	- DESCRIZIONE DELLE UNITA' CARTOGRAFATE »	103
2.1.	- SUPERSINTEMA DI AIELLI-PESCINA (AP) »	103
2.2.	- SINTEMA DI CATIGNANO (ACT) »	106
2.3.	- SINTEMA DI VALLE MAJELAMA (AVM) »	108
2.4.	- DEPOSITI OLOCENICI (olo) »	113
VIII	- ASSETTO STRUTTURALE »	115
1.	- INTRODUZIONE »	115
2.	- TETTONICA SINSEDIMENTARIA PRE-OROGENICA . . . »	116
3.	- STRUTTURE COMPRESSIVE »	118
3.1.	- UNITÀ M. CAPPUCCIATA-M. OFFERMO »	118
3.1.1.	- <i>Il sovrascorrimento del Gran Sasso</i> »	120
3.2.	- UNITÀ M. PICCA »	122
3.2.1.	- <i>Il sovrascorrimento del Morrone.</i> »	123
3.3.	- UNITÀ LAGA-QUEGLIA »	124
3.3.1.	- <i>La struttura di M. La Queglia</i> »	126
3.3.2.	- <i>Sovrascorrimento di Teramo</i> »	126

3.4.	- UNITÀ CUGNOLI-TORRE DE' PASSERI »	127
4.	- STRUTTURE DISTENSIVE »	129
5.	- NEOTETTONICA »	131
IX	- EVOLUZIONE TETTONICO-SEDIMENTARIA »	135
X	- ASPETTI E PROBLEMATICHE APPLICATIVE »	139
1.1.	- CENNI SULLA SISMICITÀ, LA FRANOSITÀ, L'EROSIONE DEL SUOLO E LE ESONDAZIONI »	139
1.2.	- CENNI DI IDROGEOLOGIA »	140
1.3.	- RICERCHE DI IDROCARBURI »	142
1.4.	- MATERIALI DA COSTRUZIONE - CAVE »	143
	BIBLIOGRAFIA »	145

I - INTRODUZIONE

(E. Centamore & F. Dramis)

Il Foglio 360 “Torre de’ Passeri” della Carta Geologica d’Italia alla scala 1:50.000 è stato realizzato nell’ambito del Programma CARG (legge n°305/1989) a seguito di Convenzione tra Servizio Geologico Nazionale (Dipartimento dei Servizi Tecnici Nazionali - Presidenza del Consiglio dei Ministri) e Regione Abruzzo (Settore Lavori pubblici e Politica della Casa). L’incarico per lo svolgimento delle attività previste dalla suddetta Convenzione è stato affidato dalla Regione Abruzzo, in data 13/03/1995, ad Aquater s.p.a. (Gruppo ENI). Per la realizzazione del Foglio “Torre de’ Passeri” è stata predisposta la seguente struttura organizzativa e scientifica:

Responsabile di Progetto: dr. Giuseppe Ferrandino (Regione Abruzzo);

Responsabile dell’esecuzione del Progetto: dr. Mario Costa (Aquater s.p.a.);

Assistente del Responsabile dell’esecuzione del Progetto: dr. Tony Ridolfi (Aquater s.p.a.);

Responsabile dell’informatizzazione: dr. Guido Peverieri (Aquater s.p.a.);

Coordinatori Scientifici: prof. Ernesto Centamore (Università di Roma “La Sapienza”) per la Geologia del substrato carbonatico e terrigeno, prof. Uberto Crescenti (Università “Gabriele D’Annunzio” di Chieti) per la Stratigrafia del substrato carbonatico e terrigeno, e prof. Francesco Dramis (Università “Roma Tre”) per la Geologia del Quaternario e la Neotettonica;

Direttori dei Rilevamenti: prof. Giangabriele Ori (Università di Chieti “Gabriele D’Annunzio”) per la Geologia del substrato e prof. Mauro Coltorti (Università di Siena) per la Geologia del Quaternario e la Neotettonica;

Commissione Tecnico-Scientifica: Presidente prof. Leandro D’Alessandro (Università di Roma “La Sapienza”); membri: dr. Giuseppe Ferrandino, prof. Giuseppe Bigi (Università “Roma Tre”), prof. Ernesto Centamore, prof. Uberto Crescenti e prof. Francesco Dramis. E’ stata istituita con delibera 7513 del

31/12/94 dalla Regione Abruzzo, con funzioni di vigilanza, controllo e verifica delle attività e dei prodotti del Progetto;

Rilevatori⁽¹⁾: dr. Domenico Berti (1997); dr.ssa Sabina Bigi (1995-1996); dr.ssa Rinalda Di Stefano (1995-1997), dr. Domenico Fiorenza (1997); dr. Fiorenzo Fumanti (1997); dr. Corrado Morelli (1995-1997); dr. Sergio Rusi, dell'Università di Chieti "Gabriele D'Annunzio" (1996); dr.ssa Stefania Silvestri (1995-1997); dr. Marcello Buccolini dell'Università di Chieti "Gabriele D'Annunzio" (1996); dr. Piero Farabollini (1996); dr. Pierluigi Pieruccini (1996); dr. Alberto Pizzi dell'Università di Chieti "Gabriele D'Annunzio" (1996), prof. Mauro Coltorti (1996); i dottori Domenico Berti, Rinalda Di Stefano, Domenico Fiorenza e Stefania Silvestri hanno eseguito (1997) sezioni stratigrafiche di dettaglio del substrato pre-quaternario;

Analisti: il prof. Maurizio Chiocchini e la prof.ssa Anna Mancinelli (Università di Camerino) hanno effettuato analisi micropaleontologiche dei depositi mesozoici di piattaforma carbonatica e di scarpata; la prof.ssa Aurora Micarelli la dr.ssa Maria Potetti ed il dr. Petros Didaskalou (Università di Camerino) hanno effettuato le analisi micropaleontologiche dei depositi pelagici e di scarpata mesozoico-paleogenici, e dei depositi pelagici e terrigeni neogenici; il prof. Ruggero Matteucci e il dr. Johannes S. Pignatti (Università di Roma "La Sapienza"), hanno effettuato le analisi micropaleontologiche dei depositi carbonatici neritici e di rampa paleogenico-miocenici; la prof.ssa Isabella Raffi (Università di Chieti "Gabriele D'Annunzio") ha effettuato lo studio del nannoplanton dei depositi pelagici e terrigeni del Miocene; il prof. Bruno Di Sabatino (Università di Chieti "Gabriele D'Annunzio") ha effettuato l'analisi mineralogica e diffrattometrica dei depositi vulcanici quaternari; la dr.ssa Elsa Gliozzi (Università "Roma Tre") ha effettuato lo studio delle ostracofaune in argille lacustri; il dr. Corrado Morelli ha effettuato lo studio mineralogico petrografico delle torbiditi silico-clastiche neogeniche; il dr. Pierluigi Pieruccini ha effettuato lo studio micromorfologico dei suoli. Il Laboratorio di Geologia Isotopica dell'Istituto di Mineralogia dell'Università di Berna (Svizzera) ed il Laboratorio Teledyne Isotopes (U.S.A.) hanno effettuato le datazioni dei depositi vulcanici quaternari rispettivamente con il metodo $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ e $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$; mentre il prof. Yves Quiniff del Laboratorio CERAK dell'Università di Mons (Belgio) ha effettuato la datazione di concrezioni carbonatiche con il metodo $^{230}\text{U}/^{234}\text{Th}$; il prof. Gilberto Calderoni (Università di Roma "La Sapienza") ha eseguito le analisi C^{14} ;

Esperti: il prof. Giuseppe Sirna (Università di Roma "La Sapienza") ha effettuato lo studio dei macrofossili mesozoici; il dr. Giovanni Rusciadelli (Università di Chieti "Gabriele D'Annunzio") ha eseguito la stratigrafia sequenziale dei depositi mesozoici; il dr. Fiorenzo Fumanti ha eseguito lo studio sedimentologico e l'analisi di *facies* delle formazioni mesozoiche di piattaforma carbonatica; il dr. Claudio Carrara (ENEA-Casaccia) ha eseguito la revisione della stratigrafia dei depositi quaternari; il dr. Enrico Miccadei ha eseguito la supervisione e lo studio delle indagini geognostiche. Il dr. Carlo Giraudi (ENEA-Casaccia) ha, infine, collaborato alla revisione della

⁽¹⁾ Entro parentesi è indicato l'anno in cui è stato eseguito il rilievo di campagna.

cartografia del Quaternario (Pleistocene superiore e Olocene) per l'intero foglio.

Il ridisegno della cartografia e degli allegati e l'*editing* della legenda e delle presenti note è stato effettuato dalla Actus s.c.r.l. di Roma (responsabili dr. F. Fumanti & dr. S. Devoti).

Infine il dr. F. Fumanti ha curato personalmente le revisioni e l'omogenizzazione della cartografia e delle presenti note e ha eseguito il coordinamento della fase di *editing* del Foglio.

La carta geologica in scala 1:50.000, è stata prodotta sulla base dei rilevamenti *ex novo* in scala 1:10.000, effettuati nel periodo settembre 1995 – ottobre 1997.

I rilevamenti del substrato pre-quaternario sono stati condotti seguendo il criterio litostratigrafico e dell'analisi di *facies*; in questo modo è stato possibile riconoscere più facilmente gli originari ambienti di sedimentazione e la loro evoluzione spazio-temporale, nonché valutare meglio i contatti anomali tra successioni appartenenti a domini sedimentari diversi.

Inoltre è stato possibile effettuare una revisione critica di molte unità litostratigrafiche già note dalla letteratura e adottate nei vari fogli della carta geologica d'Italia in scala 1:100.000, nonché definire nuove unità. In molti casi le unità già note, in base alle loro caratteristiche, sono state ulteriormente suddivise o accorpate, con variazione di rango; in altri casi esse corrispondono a sequenze o parasequenze in cui sono raggruppate unità eteropiche, depostesi in ambienti diversi. Laddove possibile è stato mantenuto il vecchio nome formazionale. In Tav. 1 sono messe a confronto le unità riconosciute nel Foglio "Torre de' Passeri" con quelle già note in letteratura.

Per la legenda è stato adottato un criterio basato sulla distinzione di aree caratterizzate da successioni omogenee e con la stessa tendenza evolutiva. In qualche caso può accadere che una stessa formazione, o più formazioni, compaiono in più di una successione; ciò può costituire un buon elemento di correlazione in legenda per evidenziare l'evoluzione spazio temporale degli ambienti sedimentari dell'area studiata.

Per quanto riguarda i rilevamenti del Quaternario, i terreni sono stati raggruppati in unità UBSU: "*Unità stratigrafiche a limiti inconformi*" (PASQUARÈ *et alii*, 1992) corrispondenti in generale ad una o più unità formazionali già descritte in letteratura dagli Autori precedenti. Seguendo gli indirizzi del Servizio Geologico Nazionale (PASQUARÈ *et alii*, 1992), sono stati anche rappresentate mediante appositi simboli le caratteristiche di *facies* dei depositi così da offrire un quadro paleogeografico articolato e completo nell'ambito delle diverse unità.

Tenuto conto della scala, che rende necessaria una certa generalizzazione delle unità, oltre che dell'obiettivo di suddividere e correlare a distanza i depositi, non sono state effettuate suddivisioni stratigrafiche di grande dettaglio, accorpando in particolare, in un unico supersintema, i depositi più antichi.

Fatta eccezione per i depositi dell'Olocene, alle unità UBSU sono stati attribuiti nomi che fanno riferimento a località (poste anche al di fuori dell'area del foglio) dove i relativi depositi sono facilmente osservabili.

PROGETTO
CARG

II - CENNI STORICI

(S. Bigi & M. Coltorti)

Gli studi che riguardano l'area compresa nel Foglio 360 "Torre de' Passeri" possono distinguersi in lavori a carattere regionale, nei quali l'area viene inserita in un contesto geologico e geodinamico più ampio, e lavori a carattere locale, che trattano l'area in esame solo per determinati aspetti (analisi biostratigrafiche e/o sedimentologiche, etc.), o soltanto parte di essa.

In primo luogo sono da ricordare un certo numero di lavori a carattere generale che risalgono alla prima metà di questo secolo. Tra questi, i lavori di: PRINCIPI (1934), che conduce una dettagliata analisi della stratigrafia e fornisce una interpretazione dell'assetto tettonico dell'area compresa tra l'allineamento M. Picca-M. Roccatagliata e l'antistante M. La Queglia; SORRENTINO (1931), che si occupa specificamente di M. La Queglia; BENEIO (1943) che, nelle note del F. Sulmona, propone una serie di profili geologici di superficie; LOTTI (1924) che descrive le sorgenti di petrolio a Tocco a Casauria e, più in generale, la geologia della Valle del Pescara (LOTTI, 1926). Inoltre, sono da ricordare i lavori a carattere geomorfologico di DEMANGEOT (1965) e BONARELLI (1932) che riguardano le aree collinari situate a est della catena. Più recenti sono invece le analisi geofisiche e petrografiche condotte da BELLINI (1957), BARBIERI e FERRINI (1984), BELLA *et alii* (1986), DURAZZO *et alii* (1984), che riguardano l'affioramento di rocce ignee sul rilievo di M. La Queglia.

A partire dagli anni sessanta l'area è stata oggetto di studi a carattere stratigrafico, paleogeografico e strutturale dei termini carbonatici e dei depositi torbiditici, mirati a definirne i reciproci rapporti deposizionali e geometrici.

CRESCENTI (1966, 1969a, 1969b, 1994) e CRESCENTI *et alii* (1969) proposero una ricostruzione dell'evoluzione tettonico-sedimentaria, dal Lias al Miocene, dell'Appennino centrale marchigiano-abruzzese, basata sulla analisi di un certo numero di successioni stratigrafiche riferite a diverse località delle Marche e

dell'Abruzzo. Alcune di esse ricadono nell'area del foglio. In base alla ricostruzione paleogeografica proposta e alla distribuzione spaziale delle *facies*, gli Autori individuarono, nel corso dell'evoluzione geologica dell'area, una certa continuità nella distribuzione dei diversi ambienti sedimentari, da attribuire ad un ridotto raccorciamento e alla presenza di unità autoctone; segnalano inoltre una collegamento tra gli ambienti pelagici umbro-marchigiani a nord e lucano-sanniti a sud, mediante un "corridoio" in *facies* di soglia e transizione che mantiene costanti nel tempo tali caratteristiche deposizionali (COLACICCHI & PRATURLON, 1965; COLACICCHI, 1967; PAROTTO & PRATURLON, 1975). Questo "solco pelagico" dell'Appennino abruzzese coincide con la parte sud-orientale dell'area del foglio.

Sempre di carattere stratigrafico sono i lavori di PRATURLON & SIRNA (1976) CHIOCCHINI (1977, 1987), ADAMOLI *et alii* (1978, 1981- 82a, 1981-82 c, 1984, 1990) CHIOCCHINI & MANCINELLI (1978 *cum bibl.*), CHIOCCHINI *et alii* (1980, 1994 *cum bibl.*), ACCORDI *et alii* (1987, 1988 a, 1988 b), BIGOZZI *et alii*, (1991), DAMIANI *et alii* (1991), ADAMOLI (1992), BIGOZZI (1994) che riguardano l'area del Gran Sasso e della piattaforma carbonatica laziale-abruzzese più in generale. Gli Autori individuano, nel settore dell'Appennino carbonatico compreso nel foglio, nell'intervallo temporale dal Trias superiore al Cretacico inferiore, l'evoluzione di un margine di piattaforma carbonatica che si differenzia in seguito alla tettonica distensiva liassica e che, pur mantenendosi tale per l'intervallo mesozoico, presenta più nel dettaglio fasi di arretramento e di progradazione strettamente legate all'attività tettonica. Il limite della piattaforma carbonatica del Lias inferiore si sarebbe delineato, a partire dal Lias medio, in seguito all'attività di faglie normali a direzione ONO-ESE e SO-NE, disposte a gradinata verso il bacino a nord e sudest. Il margine così delineato, sarebbe inoltre caratterizzato, nel tratto settentrionale, dalla presenza di alti strutturali corrispondenti agli attuali rilievi del Corno Grande e di M. Rofano.

Per quanto riguarda le unità messiniane e plio-pleistoceniche, affioranti nell'area del foglio, vanno ricordati i lavori di CENTAMORE *et alii* (1991, 1992 a, 1992 b, 1992 c), BIGI *et alii* (1995a e b, 1996), CANTALAMESSA *et alii* (1986), CASNEDI *et alii* (1976, 1982), CASNEDI (1986, 1991), CASNEDI & SERAFINI (1994), CRESCENTI (1971 a, 1971 b), CRESCENTI *et alii* (1980), FOLLADOR (1973) e ORI *et alii* (1991). Si tratta di numerose pubblicazioni che definiscono la stratigrafia dei suddetti depositi inquadrando nell'evoluzione tettonico-sedimentaria del sistema avanfossa-avanpaese-bacino satellite.

Il bacino della Laga (RICCI LUCCHI & PAREA, 1973; RICCI LUCCHI, 1973, 1975; MUTTI *et alii*, 1978, CENTAMORE *et alii*, 1992 a, 1992 b; CANTALAMESSA *et alii*, 1982, 1986; BOCCALETTI *et alii*, 1986, 1987; 1995a, 1996), ubicato nelle Marche meridionali e nell'Abruzzo settentrionale e ricadente in parte nel territorio del Foglio "Torre de' Passeri", è considerato un bacino di avanfossa, delineatosi nel Messiniano basale, su un precedente dominio di avanpaese. I sedimenti silicoclastici depositi in tale bacino costituiscono la *Formazione della Laga*, che viene suddivisa in tre membri: "pre-evaporitico", "evaporitico" e "post-evaporitico".

Ogni membro è costituito da associazioni di *facies* che variano in funzione delle caratteristiche fisiografiche del bacino. Nell'area del foglio, CENTAMORE *et alii* (1991, 1992 a, 1992 b) e BIGI *et alii* (1995a 1996 a e b, 1996, 1997), segnalano la presenza del solo membro post-evaporitico in successione al di sopra della *Formazione gessoso-solfifera*, a testimonianza del fatto che l'area meridionale del bacino della Laga rappresenta una zona sollevata rispetto al depocentro del bacino e che, sempre in quest'area si realizza la progressiva migrazione dell'avanfossa messiniana da ovest verso est, con il riempimento in *onlap* da nord a sud.

Il bacino del Cellino (CENTAMORE *et al.*, 1992 a, 1992 b), viene interpretato come un bacino di avanfossa in posizione più esterna rispetto a quello della Laga. La *Formazione Cellino*, che poggia sulle *argille del Cigno*, è costituita dai depositi torbiditici affioranti dal F. Vomano al F. Pescara, e quindi in parte compresi nel foglio, che si sono depositi nell'omonimo bacino ad est di quello della Laga, a partire dal Pliocene inferiore.

La prima suddivisione stratigrafica dei depositi torbiditici del Pliocene inferiore si deve a CASNEDI *et alii* (1976) che pubblicarono i dati ottenuti dall'esplorazione per ricerca di idrocarburi nell'area di Cellino (Teramo). Gli Autori individuarono una potente successione silicoclastica torbiditica di circa 2000 m di spessore che poggia su argille messiniane e che è ricoperta al tetto da un conglomerato attribuibile al Pliocene superiore. Tale successione venne suddivisa in 5 membri. Per quanto riguarda la tettonica gli stessi autori segnalano una fase deformativa datata al Pliocene inferiore (Zona a *G. puncticulata*, parte alta), ed un'altra, tra il Pliocene inferiore e medio, a cui attribuiscono la strutturazione dei depositi analizzati.

Più di recente, CASNEDI (1986) e CASNEDI & SERAFINI (1994), si occupano dell'analisi dei depositi della *Formazione Cellino* nell'area compresa tra il F. Tordino e il F. Pescara, in buona parte ricadente nell'area del foglio. Qui gli Autori riconoscono tre sequenze deposizionali separate da due *unconformity*; le prime due sequenze costituiscono la *Formazione Cellino*, il cui sviluppo è controllato dalla subsidenza differenziata tra il settore settentrionale e quello meridionale del bacino stesso. Segnalano inoltre la terminazione verso sud dello stesso bacino, in corrispondenza dell'“*alto*” del Cigno, di cui non è specificata la natura, evidenziata dalla terminazione in “*on lap*” del membro F (parte superiore della successione), e dalle stratigrafie dei pozzi “*Madonna della Croce*” dove si rinviene solo il membro orientale della successione, che poggia direttamente sulla *Formazione gessoso-solfifera*.

I depositi del Plio-Pleistocene della catena appenninica affiorano solo in piccola parte nel settore nord-orientale del foglio in esame. Questi depositi sono stati studiati, mediante la correlazione di stratigrafie di pozzi per la ricerca di idrocarburi, anche da CRESCENTI *et alii* (1980), che ricostruiscono la stratigrafia di tali depositi e individuano il limite mio-pliocenico e quello plio-pleistocenico, nonché la trasgressione medio-pliocenica. Gli Autori segnalano, nel Pliocene inferiore, Zona a *Globorotalia margaritae*, lo sviluppo di una avanfossa con alimentazione da nord, una successiva migrazione verso est dell'asse depocentrale del bacino e

una intensa fase tettonica alla fine del Pliocene inferiore, probabilmente la stessa segnalata da CASNEDI (1986) tra il Pliocene inferiore ed il medio.

ORI *et alii* (1991) in un lavoro in cui vengono sintetizzati e integrati i dati di superficie e quelli profondi sulla base di linee sismiche e stratigrafie di pozzi per ricerche di idrocarburi per i depositi plio-pleistocenici dell'area marchigiano-abruzzese, ricostruiscono l'evoluzione geologica strutturale dei bacini di avanfossa mio-plio-pleistocenici, suddividendone i sedimenti in 7 sequenze deposizionali, raggruppate in 4 *stage* evolutivi, caratterizzati da diversi assetti del bacino di sedimentazione. In breve, le sequenze riconosciute iniziano con la *sequenza M*, che si estende dal Messiniano fino al Pliocene inferiore (Zona a *G. margaritae*) e che comprende in un solo evento deposizionale i sedimenti appartenenti a parte della *Formazione della Laga* (membro *post-evaporitico*, Messiniano superiore, CENTAMORE *et alii*, 1991 a, 1991 b) e parte della *Formazione Cellino* (fino al membro C escluso di CASNEDI *et alii*, 1976 e CASNEDI, 1986; "orizzonte di Appignano" di CENTAMORE *et alii*, 1991). Il resto del Pliocene inferiore è distinto nelle *sequenze LP1* e *LP2*. La discordanza tra queste due sequenze corrisponde a quella segnalata con dati di superficie nell'area abruzzese, alla base delle "Arenarie di Montefino", da CENTAMORE *et alii* (1991a), nonché da CASNEDI (1976) tra il membro A ed il sottostante membro B della *Formazione Cellino*. Per il Pliocene medio, il superiore e il Pleistocene inferiore, fino a parte della Zona a *Globorotalia cariacensis*, sono distinte le *sequenze MP1*, *MP2*, *UP*, mentre la *sequenza Q* è interamente quaternaria.

L'evoluzione geodinamica dei diversi bacini è, inoltre, sempre secondo ORI *et alii* (1991), fortemente controllata dalla presenza di due principali tipi di strutture: quelle che costituiscono i margini del bacino di avanfossa (*Dorsale Marchigiana Thrust Front*, *Gran Sasso Thrust Front* e *Cigno Thrust Front*, quest'ultimo interpretato come uno *splay* cieco del Gran Sasso), e quelle interne, che con la loro presenza deformano il bacino stesso (*Cingoli Thrust Front*, *M. dei Fiori Thrust Front*, *Bellante Thrust Front*, *Conero Thrust Front* e *Struttura Costiera Thrust Front*) (in accordo con CENTAMORE *et alii*, 1991 e BIGI *et alii*, 1995b).

GHISSETTI & VEZZANI e GHISSETTI *et alii* pubblicano, a partire dal 1983, studi a carattere geologico strutturale sulla struttura arcuata del Gran Sasso-Morrone (GHISSETTI & VEZZANI, 1983, 1986a e b, 1988a e b, 1990, 1991 a, b e c, 1997 a, 1997 b; GHISSETTI *et alii*, 1991, 1992, 1993, 1994), corredate da carte geologico-strutturali del Gran Sasso e delle aree circostanti (VEZZANI *et alii*, 1993). A GHISSETTI & VEZZANI (1997) si deve inoltre la recente pubblicazione di una carta geologica dell'Abruzzo in scala 1:100.000.

Le conclusioni a cui giungono nei loro lavori, riguardano la definizione dell'edificio a *thrusts* del Gran Sasso e il significato strutturale che assumono sia i rilievi del segmento meridiano dell'arco stesso (M. Cappucciata-M. Picca) che le strutture carbonatiche affioranti immediatamente ad est di queste (Colle Madonna e M. La Queglia). Per quanto riguarda il Gran Sasso, gli Autori riconoscono un sistema a *thrusts* organizzato con sei principali superfici di sovrascorrimento in rapporti di *out-of-sequence* tra loro.

Gli eventi deformativi sono compresi tra il Messiniano ed il Pliocene medio, con entità di raccorciamento che decrescono progressivamente da est verso ovest lungo il tratto est-ovest della struttura. GHISETTI *et alii* (1991) propongono, come meccanismo di messa in posto dell'edificio frontale del Gran Sasso, una rotazione differenziale antioraria, associata ad uno svincolo transpressivo destro lungo il fronte M. Cappucciata - M. Picca.

Gli stessi autori descrivono in particolare questa zona di taglio e affermano che essa si estende da Rigopiano a Bussi fino a Rivisondoli, verso sud. Le caratteristiche tettoniche principali di tale zona di taglio sono la riattivazione dei fronti di accavallamento, l'estrusione del substrato carbonatico nelle zone esterne, la presenza di retroscagliamenti nel *footwall* delle unità laziali abruzzesi lungo piani ad alto angolo. Tali caratteristiche vengono riconosciute lungo tutto il fronte meridiano del Gran Sasso e del Morrone fino a M. Porrara. In quest'ottica le strutture carbonatiche più esterne di Colle Madonna, M. La Queglia, e, nelle aree a sud del foglio in esame, Colle Cantalupo, Colle della Grotta, Colle Castellana e Fonte Romana, rappresentano allineamenti di strutture a fiore nell'ambito della stessa zona di taglio, che assume caratteristiche di transpressione destra.

Il motivo della traslazione e rotazione antioraria del Gran Sasso, sia pure con modalità e meccanismi deformativi diversi, è stato proposto anche da PATACCA *et alii* (1990, 1991). L'attenzione degli Autori è stata focalizzata soprattutto sui depositi torbiditici, nel tentativo di individuare il momento di passaggio tra la fase di avanpaese e quella di avanfossa, il momento in cui tale avanfossa viene a sua volta coinvolta in catena (bacino di *piggy-back*) e l'età dei primi depositi trasgressivi che ricoprono in discordanza le unità di catena deformate. Partendo da questo criterio di base e dalle evidenze strutturali e geologiche di superficie, nonché dall'analisi di dati di sottosuolo (stratigrafie delle perforazioni per la ricerca di idrocarburi e sezioni sismiche), sono state distinte diverse unità strutturali caratterizzate da diversi tempi di evoluzione geodinamica e attualmente sovrapposte tettonicamente l'una all'altra. Nell'area oggetto di questo lavoro, gli Autori distinguono quattro unità strutturali: l'*Unità Gran Sasso*, l'*Unità Scontrone-Porrara*, l'*Unità Queglia* e l'*Unità Maiella*. L'*Unità Gran Sasso* è costituita dalla struttura frontale del rilievo del Gran Sasso e dalla sua rampa laterale che si estende fino a M. Picca compreso. I tempi di messa in posto di tale Unità sono vincolati dall'età dei primi depositi silicoclastici (Messiniano pre-crisi di salinità) e dai primi depositi discordanti (Messiniano lago-mare ad affinità panonica) come già segnalato da COLACICCHI (1967) nella Marsica. Sempre nell'ambito dell'*Unità Gran Sasso*, PATACCA *et alii* (1991) distinguono in due tipi i depositi clastici presenti in discordanza sul fronte: i "*conglomerati di M. Coppe*", più antichi, riconosciuti da CENTAMORE *et alii* (1991) come Messiniano superiore-Pliocene basale e da GHISETTI *et alii* (1992) come Messiniano-Pliocene inferiore, Zona a *Sphaeroidinellopsis* e *G. punctulata*, e i "*conglomerati di Rigopiano*" (ADAMOLI *et alii*, 1981-82 b; GHISETTI & VEZZANI, 1988a e b) che considerano in discordanza angolare sull'unità stessa e con questa sovrascorsi fuori sequenza, come sostengono anche GHISETTI & VEZZANI (1990), e che datano

al Pliocene inferiore, Zona concomitante *G. margaritae* e *G. puncticulata*, parte alta. La datazione e la posizione strutturale attribuita a tali depositi permetterebbe di stabilire un limite inferiore all'età dell'arco del Gran Sasso. Per altri Autori (CENTAMORE *et alii*, 1991), gli stessi conglomerati, che coprono in discordanza il sovrascorrimento principale e i depositi del *footwall* deformati (*Formazione della Laga*), sono posti a chiusura del fronte principale e datano la fine della principale traslazione del Gran Sasso stesso. L'*Unità Scontrone-Porrara* comprende i rilievi che vanno da Bussi sul Tirino fino all'Alta valle del Volturno. Dall'analisi dei depositi miocenici pretorbiditici e delle torbiditi al tetto della successione calcarea di tale unità, PATACCA *et alii* (1991) deducono che l'*Unità Scontrone-Porrara* appartiene, dal punto di vista palinspastico, ad un dominio più esterno rispetto alle unità abruzzesi, perché è stato incorporato nell'avanfossa dopo la crisi di salinità. L'*Unità Queglia* è costituita da un substrato carbonatico di cui si ha testimonianza nella successione calcarea affiorante su M. La Queglia che passa a depositi torbiditici, cioè in dominio di avanfossa, dopo la deposizione del livello tuffitico, posto in letteratura quasi al tetto della *Formazione della Laga*, membro post-evaporitico (CENTAMORE *et alii*, 1991, 1992 b). Tale avanfossa si sviluppò nell'intervallo temporale tra il Messiniano superiore ("post-tufite") fino al Pliocene inferiore, Zona concomitante *G. margaritae* e *G. puncticulata*. Il prisma sedimentario della Queglia dovrebbe aver progradato, secondo PATACCA *et alii* (1991), anche sul dominio della Maiella, in corrispondenza del limite Messiniano-Pliocene, perché la successione torbiditica della Maiella, in affioramento solo immediatamente vicino al rilievo stesso e individuata invece con chiarezza nei pozzi, poggia in continuità sulla *Formazione gessoso-solfifera*, ancora in dominio di avanpaese. Infine, per quanto riguarda l'età di deformazione dell'*Unità Maiella*, gli Autori segnalano che la deposizione torbiditica di avanfossa termina nel Pliocene inferiore, Zona concomitante *G. margaritae* e *G. puncticulata*, con l'arrivo delle coltri di provenienza più interna ("coltri molisane", intercalate nelle torbiditi infraplioceniche").

Nell'ambito delle sintesi regionali che riguardano l'evoluzione dell'Appennino centrale, l'area del foglio è stata interpretata in diversi modi. ACCORDI (1964 e 1966) si occupa delle strutture appenniniche dal M. Circeo alla Maiella. Pur non descrivendo direttamente il Gran Sasso, nella descrizione delle aree più orientali dell'Appennino, egli afferma che la struttura di M. Morrone, sovrascorsa sulle argille e arenarie mioceniche si trova in continuità con le strutture a nord di Popoli, cioè M. Picca e M. Cappucciata, ricollegandoli così all'arco del Gran Sasso. Segnala inoltre la presenza di quelle che definisce "scaglie enucleate" e che corrispondono ai rilievi di M. La Queglia e Colle Cantalupo, poste sul fronte di tale sovrascorrimento.

La struttura Gran Sasso-Morrone viene considerata, da CASTELLARIN *et alii* (1978), come elemento strutturale continuo; essa rappresenta secondo gli Autori il "marginale" della piattaforma carbonatica laziale-abruzzese, la cui evoluzione è strettamente legata all'attività della "Linea Ancona-Anzio". In questo lavoro, oltre all'analisi dell'attività polifasica della suddetta linea, gli Autori segnalano

nel Pliocene inferiore una fase compressiva, con spinte orientate E-O, in possibile concomitanza con l'apertura del Tirreno. In questo modo vengono spiegate le direttrici meridiane della porzione orientale del Gran Sasso (M. Cappucciata-M. Picca) e della Montagna dei Fiori, nonché di tutte le strutture ad andamento meridiano dell'Appennino centrale. Nel Pliocene medio-superiore, la ripresa di spinte a direzione SO-NE, determina una ripresa dei fronti appenninici più esterni (Gran Sasso) e il corrugamento di aree ancora più esterne.

Nell'ottica di una deformazione essenzialmente in sequenza da ovest verso est, scandita dalla migrazione tra il Messiniano ed il Pliocene inferiore del dominio di avanfossa (bacino della Laga e bacino del Cellino), sono i lavori di BIGI *et alii* (1991, 1995 b, 1997), che analizzano l'assetto strutturale e la cronologia della deformazione della "zona d'incontro" tra le aree umbro-marchigiana e laziale-abruzzese, riconoscendo nell'area diverse unità tettonostratigrafiche (*Unità dei Sibillini, Unità M. Giano-M. Gabbia, Unità del Gran Sasso-Cittareale, Unità del Morrone, Unità di Acquasanta-Montagna dei Fiori-Montagnone, Unità Cellino*), attualmente in rapporti di sovrapposizione tra loro. Gli Autori inquadrano i tempi di deformazione di questa porzione della catena appenninica tra il Messiniano superiore e la fine del Pliocene inferiore, in base alle datazioni dei depositi coinvolti e quelli di chiusura dei principali sovrascorrimenti.

Per quanto riguarda i sistemi distensivi presenti nell'area del foglio, numerosi sono i lavori che riguardano l'evoluzione pleistocenica dell'area. Da ricordare il lavoro sulle faglie normali dell'Appennino centrale di BOSI (1975) che segnala due importanti strutture nel foglio in esame, la faglia del Tirino e quella di Navelli. Più di recente sono stati condotti studi integrati sulle strutture distensive delle conche intermontane e sui depositi quaternari ad esse associati (GIULIANI & SPOSATO, 1993) che suggeriscono anche una possibile evoluzione secondo modelli di *pull apart basin*. Alcuni Autori, nella stessa area, riconoscono alti tassi di estensione, legati alla presenza di strutture a basso angolo di inclinazione e propongono modelli di rotazione dei blocchi secondo assi orizzontali (D'AGOSTINO & TOZZI, 1997); altri interpretano le stesse strutture secondo modelli di inversione di precedenti piani compressivi (BIGI *et alii*, 1995d).

Le prime ricerche organiche sui depositi quaternari dell'area sono state effettuate da BONARELLI (1932) che, studiando i depositi alluvionali terrazzati del torrente Nora, individuava 3 livelli principali, analogamente a quanto avviene in tutto il versante adriatico dell'Appennino (VILLA, 1942). Questo Autore, seguendo il modello eustatico di DAVIS (1902), attribuiva la deposizione dei sedimenti alluvionali terrazzati alle fasi interglaciali (alti livelli eustatici) e la loro incisione alle fasi glaciali (bassi livelli eustatici). In tempi successivi DEMANGEOT (1965) riferiva i tre terrazzi alluvionali lungo il Pescara, su base morfoclimatica, alle glaciazioni del "Mindel", del "Riss" ed del "Würm". L'Autore segnalava anche la presenza di un deposito *pre-mindeliano* a Civitaquana. All'interno della catena attribuiva al "Würm" i depositi presenti sull'Altopiano di Navelli e all'interno della valle del Tirino, i quali si sarebbero formati dopo che l'erosione "*post-mindeliana*" aveva cancellato larga parte dei sedimenti "*villafranchiani*".

BIAGI *et alii* (1981) descrivono una successione di tufiti, spesso fino a 20 m, ubicata nei pressi di Carapelle, a ovest di Ofena, attribuendone l'origine ad un centro effusivo locale.

GARZELLI & BONADONNA (1992) segnalano il rinvenimento di un insediamento protovillanoviano datato a circa 3.000 anni B.P. sul terrazzo prossimo all'attuale fondo valle (a 210 m s.l.m.) e riferiscono quest'ultimo al massimo glaciale *würmiano* sebbene fosse stato attribuito dagli Autori precedenti all'Olocene.

BERTINI & BOSI (1993) hanno studiato i depositi affioranti nei pressi di S. Demetrio e Barisciano (nella parte settentrionale dell'Altopiano di Navelli, al confine con l'area in esame) riconoscendo cinque cicli deposizionali principali: (1) "Poggio Picenze", suddiviso a sua volta in "Brecce di Valle Valiano", "Formazione di Madonna della Neve", "Formazione di Valle Colle", "Formazione di Valverde", "Limi di S. Nicandro"; (2) "Vall'Orsa"; (3) "Valle dell'Inferno"; (4) "S. Giovanni" e (5) "S. Mauro". Tutte queste unità sono riferite all'intervallo Pleistocene inferiore *p.p.* - Pleistocene medio. Ad esse si intercala la deposizione delle "Brecce di Fonte Vedice", collocate dubitativamente tra il "ciclo di Vall'Orsa" e quello di "Valle dell'Inferno". La deposizione di questi sedimenti è seguita da quella di sedimenti poco rappresentati attribuiti dagli Autori al Pleistocene superiore e all'Olocene.

GIULIANI & SPOSATO (1995) sono i primi ad intraprendere uno studio sistematico della valle del Tirino. Al di sotto della superficie di Capestrano, una superficie di erosione areale di incerta attribuzione cronologica, affiora il "Complesso delle brecce carbonatiche antiche" (1). Questa unità includerebbe sia le "Brecce di Valle Valiano" che quelle di "Fonte Vedice" di BERTINI & BOSI (1993). Questi sedimenti non sarebbero stati necessariamente connessi con il sistema idrografico e la morfologia attuale. Successivamente, all'interno di un paesaggio simile all'attuale, si sarebbe depositata una serie di sedimenti corrispondenti al "Complesso del Convento dei Cappuccini" (2) comprendente, a sua volta, i "Limi di S. Pietro" e le "Brecce di C. Bottiglioni". Su questi ultimi sedimenti si sarebbero depositati il "Complesso di Bussi" (3), anch'esso suddiviso in "Tufiti di Carapelle", "Formazione di C. Piccioli", "Formazione di C. Cataldi", "Travertini di Bussi"; il "Complesso di C. Spera" (4) che include sedimenti ghiaiosi, limosi e brecce; la "Formazione di Capo d'Acqua" (5); il "Complesso di fondovalle del Tirino" (6).

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

(E.Centamore & F.Dramis)

L'area compresa nel Foglio 360 "Torre de' Passeri" fa parte di quell'elemento a crosta continentale del margine africano meglio noto come *Adria auctt.*, e più precisamente del settore nord-orientale dell'Appennino Centrale, con successioni e assetto strutturale che riflettono l'evoluzione paleogeografica e tettonica di tale settore. Questo si è strutturato in un edificio a pieghe e sovrascorrimenti, costituito dalla sovrapposizione tettonica di unità appartenenti spesso a domini paleogeografici diversi su cui si sono poi impostati bacini satelliti discordanti sul substrato deformato e, in genere, a loro volta inglobati nel dominio di catena.

Nell'ambito del foglio sono state distinte quattro unità tettoniche principali, sovrapposte secondo una generale vergenza adriatica, e che, dalla più interna e geometricamente più elevata alla più esterna e geometricamente più bassa, sono: a) *Unità M. Cappucciata-M. Offermo*; b) *Unità M. Picca*; c) *Unità Laga-Queglia*; d) *Unità Cugnoli-Torre de' Passeri*.

Le prime due rappresentano il segmento più esterno della catena carbonatica mesozoico-paleogenica, ampiamente sovrascorso sul settore dell'avanfossa messiniana, a sua volta deformato e accavallato sulla più orientale avanfossa del Pliocene inferiore, sulla quale si è sviluppato, dal Pliocene medio al Pleistocene inferiore e dopo l'acme della fase tettogenetica della parte alta del Pliocene inferiore che ha coinvolto anche questo settore, il bacino periadriatico, che rappresenta il bacino satellite più esterno e meno deformato.

L'*Unità M. Cappucciata-M. Offermo*, che fa parte di una unità più estesa regionalmente l'*Unità Gran Sasso-Genzana*, è costituita da successioni carbonatiche che riflettono gli effetti della tettonica sinsedimentaria e dell'evoluzione paleogeografica che ha caratterizzato tale settore dal Trias al Neogene. Alla base delle diverse successioni affiorano i depositi carbonatici della paleopiattaforma del triassico-liassico inferiore. Nella porzione centro-orientale del settore (Ofena-

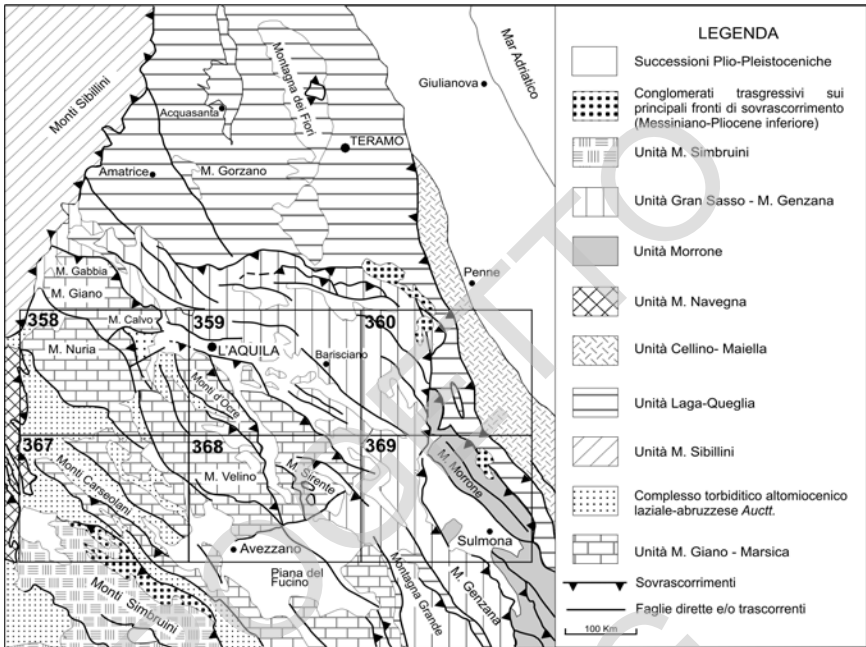


Fig. 1 - Schema delle Unità strutturali dell'Appennino Centrale. Da ACCORDI et alii, 1986.

S. Stefano di Sessanio-Castel del Monte) al di sopra dei suddetti depositi affiora una successione mesozoica di piattaforma carbonatica. Nella zona più orientale, invece già dal Lias medio si sviluppa durante la fase distensiva giurassica una successione di bacino prossimale che continua fino al Paleogene, mentre la fascia meridionale (Ofena-Capestrano) è caratterizzata all'inizio da depositi di gradino ribassato e di *slope s.l.* del Lias medio-Malm cui seguono superiormente depositi di scarpata cretaco-paleogenici. Nell'estrema porzione nord-orientale, al di sopra dei depositi di piattaforma cretaci, si registra una fase di affogamento di tale settore durante il Paleogene.

Il coinvolgimento nel dominio di avanfossa dell'Unità *M. Cappucciata-M. Offermo* è evidenziato dalla deposizione durante il Messiniano basale delle torbiditi silico-clastiche della parte alta delle *calcareniti di M. Fiore*, mentre i *conglomerati di M. Coppe* (Messiniano superiore-Pliocene basale) e i *conglomerati di Rigopiano* (Pliocene inferiore) rappresentano la deposizione in ambienti di bacino satellite, subito dopo la prima strutturazione in catena dell'unità in esame.

Nell'Unità *M. Picca*, che costituisce il *footwall* dell'unità precedente e che fa parte dell'Unità *Morrone*, affiorano localmente depositi carbonatici mesozoici di bacino, cui seguono depositi di rampa oligo-miocenici ed evaporitici del Messiniano medio. La successione è chiusa da depositi silicoclastici di avanfossa del Messiniano superiore.

L'Unità *Laga-Queglia* è costituita, in affioramento, quasi esclusivamente dai

depositi di avanfossa del membro postevaporitico della *Formazione della Laga* e dai depositi di avanpaese cretacico-paleogenico-miocenici dell'anticlinale di M. La Queglia, in cui si rinviene un filone di rocce basiche di età eocenica.

Infine l'*Unità Cugnoli-Torre de' Passeri*, la più esterna e geometricamente più bassa e che costituisce il prolungamento settentrionale dell'*Unità Cellino-Maiella*, è costituita in prevalenza dai depositi terrigeni di avanfossa del Pliocene inferiore (*Formazione Cellino*) che affiorano al di sopra della successione di avanpaese della Maiella, che si chiude con le *argille del Cigno* (Messiniano superiore-Pliocene inferiore).

Anche quest'ultimo settore è stato poi inglobato nel dominio di catena durante la fase tettogenetica della parte alta del Pliocene inferiore con la formazione di una serie di *thrust sheet*, al cui fronte si sviluppano anticlinali di rampa in continua evoluzione nel tempo (dorsale Bellante-Ortezzano la più interna, dorsale costiera o Campomare, quella più esterna). Subito dopo sulla parte più orientale nel settore in esame si è sviluppato dal Pliocene medio al Pleistocene inferiore un bacino satellite (bacino periadriatico marchigiano-abruzzese) colmato dalla *Formazione Mutignano*, in cui sono state riconosciute alcune sequenze e parasequenze, legate in gran parte agli effetti del sollevamento regionale, molto intenso nelle aree di catena più interna, e del progressivo basculamento verso est.

Nell'area affiorano estesamente sedimenti continentali di ambiente lacustre e alluvionale (limi, sabbie, ghiaie e conglomerati, travertini) depositi all'interno di depressioni tettoniche (Conca del Tirino, Conca Subequana) o nei fondovalle a partire dal Pleistocene Inferiore. Molto diffusi sono anche i depositi di versante (detriti stratificati e breccie) la cui età di messa in posto è compresa tra Pleistocene inferiore e le ultime fasi fredde del Pleistocene superiore.

PROGETTO
CARG

IV - CENNI DI GEOMORFOLOGIA

(M.Coltoṛti & F.Dramis)

I piÙ antichi elementi morfologici riconoscibili nell'area del Foglio "Torre de' Passeri" sono rappresentati dai lembi relitti di un paesaggio a bassa energia del rilievo, riconoscibili alla sommità dei rilievi e riferiti da DEMANGEOT (1965) al tardo Miocene ("Pontico"). "Superfici di spianamento" sommitali sono state segnalate in numerose aree dell'Appennino centro-settentrionale (DESPLANQUES, 1969; COLTORTI, 1981; BARTOLINI, 1982; CALAMITA *et alii*, 1982; DRAMIS *et alii*, 1991; DRAMIS, 1992; COLTORTI & FARABOLLINI, 1995; COLTORTI & PIERUCCINI 1997a, 1997 b). Intagliati al suo interno si rinvengono poi lembi di versante a debole o nulla pendenza, organizzati in diversi ordini altimetrici incassati l'uno nell'altro, "superfici relitte" in alcuni casi interpretabili come resti di "terrazzi orografici" (BOSI *et alii*, 1995). A quote piÙ basse, all'interno della catena, nell'area pedemontana collinare fino alle colline periadriatiche e ai bordi delle depressioni intrappenniniche, DEMANGEOT (1965) riconosce una superficie di erosione di età piÙ recente che riferisce al "Villafranchiano". L'argomento è stato ripreso piÙ recentemente da DUFAURE *et alii* (1989) e DRAMIS (1992), secondo i quali la superficie "Villafranchiana" in realtà corrisponde ad una fascia pedemontana a basso rilievo modellata progressivamente a quote piÙ basse nel corso del sollevamento dell'area fino alla fine del Pleistocene inferiore allorché, in seguito all'incremento del tasso di sollevamento, la stessa è stata incisa dal presente sistema vallivo.

Nell'area in esame affiorano estesamente tratti della "superficie" piÙ alta che risulta particolarmente ben preservata alla sommità dei rilievi calcarei, come si osserva, in particolare, tra Rigopiano e la valle del Pescara. E' verosimile che, in accordo con DEMANGEOT (1965), il modellamento di questi tratti di "superficie" sia iniziato già verso la fine del Messiniano in quanto, in varie località dell'Appennino Abruzzese, al di sopra di essa giacciono depositi conglomeratici riferiti al Messiniano

superiore (“*conglomerati di M. Coppe*”) e al Pliocene inferiore (“*conglomerati di Rigopiano*”), interamente composti da clasti delle successioni carbonatiche locali e al cui interno sono presenti tra l’altro anche elementi estranei alla successione locale quali frammenti di rocce cristalline e delle “*serie liguri*” (ADAMOLI *et alii*, 1981-82a, 1981-82b; DAMIANI, 1982; BOSI & MESSINA, 1990; CASNEDI & MOSNA, 1992; GHISSETTI *et alii*, 1991, 1992; CENTAMORE *et alii*, 1992, 1993).

La “*superficie sommitale*” è stata successivamente dislocata, anche fortemente, dall’attività delle faglie quaternarie (GALADINI *et alii*, 1991a, 1991b; GALADINI & GIULIANI, 1991; GIULIANI & SPOSATO, 1995) che hanno talora invertito precedenti piani di sovrascorrimento (BIGI *et alii*, 1995d), come anche segnalato in aree limitrofe (NIJMAN 1971; CALAMITA *et alii*, 1994). Essa è stata inoltre profondamente incisa dai processi erosivi conseguenti ai fenomeni di sollevamento che hanno interessato la regione, dapprima nell’area di catena, mentre più ad oriente continuava la sedimentazione marina, e quindi, a partire dalla fine del Pleistocene inferiore, anche lungo la fascia periadriatica, compresa anche la parte più esterna del bacino del Cellino. In questo ambito l’erosione selettiva ha svolto un ruolo morfogenetico di particolare importanza generando localmente, come a M. La Queglia, dislivelli anche prossimi ai 1000 metri (BIGI & Di BUCCI, 1987).

L’area del foglio è suddivisa, quasi longitudinalmente, in due parti morfologicamente distinte dal fronte di accavallamento delle unità calcaree sui depositi terrigeni del “*bacino della Laga*”: se si escludono i limitati terreni calcarei affioranti nella complessa struttura del M. La Queglia (BIGI *et alii*, 1995c) e nell’area di Bolognano (questi ultimi appartenenti alle propaggini settentrionali della struttura della Maiella), il settore orientale presenta infatti un tipico assetto collinare che contrasta fortemente con il rilievo più elevato e accidentato del settore occidentale.

Nel tratto di raccordo tra i due settori il paesaggio è caratterizzato da una notevole diffusione di deformazioni gravitative profonde e grandi frane (come quelle che si osservano a Pescosansonesco e sui versanti orientale del M. Picca e del M. Roccatagliata) che costituiscono uno degli aspetti tipici del modellamento del paesaggio dell’area appenninica e pedappenninica (CRESCENTI *et alii*, 1987; DRAMIS & SORRISO-VALVO, 1994; BUCCOLINI & GENTILI, 1995). Sono ovunque presenti in queste località tipiche forme gravitative quali trincee, rigonfiamenti, fessure più o meno beanti o porzioni anche considerevoli di prismi rocciosi in via di crollo o ribaltamento (come al M. Roccatagliata). Movimenti gravitativi di grandi dimensioni interessano anche i terreni pelitici e arenacei a Tocco a Casauria e sui versanti prospicienti la valle del F. Pescara.

I corsi d’acqua del settore orientale sono tipicamente trasversali e si originano generalmente ai piedi del fronte appenninico (da nord a sud: Fosso Basilico; Fosso Tamburo, Fosso Falcone, Torrente Nora, Fosso Selva, Fosso Castellano, Fosso Antolina, Fontegreppa, Fosso I Colli) per poi confluire nel Fiume Pescara, unico corso d’acqua che taglia trasversalmente la dorsale calcarea alimentandosi nei settori più interni dell’Appennino Abruzzese. Diversi tratti mostrano tuttavia una orientazione appenninica testimoniando l’influenza sia di linee di frattura sia

dell'erosione selettiva di terreni pelitici similmente orientati.

Il modellamento della porzione orientale dell'area è stato condizionato dall'interazione dei movimenti di sollevamento generalizzato, particolarmente intensi, come già accennato, dalla fine del Pleistocene inferiore (AMBROSETTI *et alii*, 1982; DRAMIS, 1992; CALAMITA *et alii*, 1999) con le variazioni climatiche quaternarie che ha dato origine a tipiche successioni di terrazzi fluviali.

Il modellamento del settore occidentale della catena, è stato invece condizionato, anche fortemente, dall'attività tettonica. A quest'ultima si deve infatti la genesi delle depressioni tettoniche intrappenniniche, corrispondenti a *graben* o *semigraben* e delimitate da versanti a faccette triangolari e trapezoidali o da scarpate di faglia poco rielaborate dai processi erosivi, in corrispondenza delle quali si osservano caratteristici gradini (*scarplets*) a testimonianza dell'intensa attività tettonica recente (BOSI, 1975; BERTINI & BOSI, 1978; GALADINI *et alii*, 1991a, b; GALADINI & GIULIANI, 1991; GIULIANI & SPÓSATO, 1995; D'AGOSTINO *et alii*, 1994; GIRAUDI, 1988a, 1995c; BIGI *et alii*, 1995d). Frequenti sono anche le valli sospese e le depressioni chiuse nelle quali, accanto alla tettonica, hanno svolto un ruolo importante i processi carsici sia a media che a grande scala (Piano Buto tra Castelvechio Calvisio e Calascio; S. Marco e Gemmano, Valle dello Stincone e Cornacchiola nei pressi di Castel del Monte, Succiano, Chiancarelli, depressione di Carapelle Calvisio-Altopiano di Navelli).

Le depressioni tettoniche isolano dorsali generalmente orientate in direzione appenninica che, da est verso ovest, sono: 1) Ripa Rossa, 2) Cima di Bolza-M. Bolza-M. Capo di Serre-M. Meta-M. Cappucciata, 3) M. Carapelle Serra-Colle di Vellestieri-Castel del Monte-Colle di Pizzo, 4) Colle delle Saette-Monte Rotondo-Ofena, 5) Colle della Capanna-Colle Rotondo-Colle della Battaglia-Colle S. Marco-Colle dell'Inferno, 6) Cima d'Anzano-M. la Serra-Collelungo, 7) Monte delle Croci-Rocca Calascio-M. Cogozza, 8) Colle Arcone-Lombo d'Asino-Poggio della Cisterna-Collalto-Corvaccia, 9) M. Mattone-M. Rotondo-M. Morrone-M. Asprini, 10) M. La Serra, 11) Monte Gentile-Colle Mezzano, 12) M. Castellano-M. S. Nicola, 13) Caporciano-Colle S. Eugenia, 14) Capo la Selva-M. Cupo-Colle Fossa Palomba, 15) M. Boria-M. Aquaro, 16) M. Offermo. Le quote di queste dorsali degradano per lo più verso sud-ovest, fino all'Altopiano di Navelli, e successivamente si sollevano gradualmente fino a M. Offermo che sovrasta più ad ovest la media valle dell'Aterno.

Anche in questo settore l'attività tettonica ha interagito fortemente sia con i movimenti di sollevamento che con le variazioni climatiche quaternarie originando depositi di varia tipologia generalmente terrazzati sui fondi vallivi e più o meno disarticolati dai movimenti tettonici.

Il corso d'acqua più importante in questo settore dell'Appennino calcareo è il Fiume Tirino che ha origine da importanti sorgenti nei pressi di Capestrano e Capodacqua e che, poco a valle di Bussi, confluisce nel Fiume Pescara a monte delle Gole di Popoli. Un altro corso d'acqua importante è il Fiume Orta che nasce dalle pendici settentrionali della Maiella e scava una profonda gola all'interno delle rocce calcaree nei pressi di Bolognano prima di confluire nel Pescara.

PROGETTO
CARG

V - CENNI SUGLI SCHEMI BIOSTRATIGRAFICI E CRONOSTRATIGRAFICI ADOTTATI

(M. Chiocchini, U. Crescenti, P. Didaskalou, A. Mancinelli, R. Matteucci, A. Micarelli, J. S. Pignatti, M. Potetti, I. Raffi & G. Sirna)

Tutte le unità litostratigrafiche sono state oggetto di indagini biostratigrafiche, ad eccezione di quelle appartenenti al Quaternario continentale.

La variabilità delle *facies*, nel tempo e nello spazio, ha reso necessario l'intervento di vari specialisti che hanno indagato tutti gli intervalli stratigrafici mediante lo studio di diversi gruppi di microfossili (foraminiferi planctonici, foraminiferi bentonici, alghe calcaree, calpionelle, calcisferulidi, ecc.); sono state anche studiate le associazioni a nannofossili calcarei del Miocene medio-Pliocene e i livelli ricchi di macrofossili (nerinee, rudiste, ecc.) delle *facies* giurassiche e cretache di piattaforma carbonatica.

Per quanto riguarda gli schemi biozonali, che coprono l'intervallo Triassico superiore-Pleistocene inferiore, sono stati utilizzati schemi precedentemente elaborati per l'area umbro-marchigiana e laziale-abruzzese opportunamente modificati. E' stata modificata la nomenclatura di alcune biozone a causa delle variazioni tassonomiche dei *taxa* indice o della scelta di *taxa* più significativi, anche a livello locale, rispetto a quelli utilizzati originariamente; è stata modificata l'estensione di alcune biozone grazie alle nuove conoscenze sulla distribuzione totale dei *taxa*; è stata modificata l'età di alcune biozone, in seguito ai più recenti studi sui limiti cronostratigrafici.

Il Mesozoico

Le analisi micropaleontologiche sono state eseguite da M. Chiocchini, P. Didaskalou, A. Mancinelli, A. Micarelli e M. Potetti dell'Università degli Studi

di Camerino mentre le associazioni a macrofossili sono state studiate da G. Sirna dell'Università la "Sapienza" di Roma. Gli schemi biostratigrafici utilizzati sono il risultato della più che decennale attività di ricerca svolta dagli Autori citati nelle regioni umbro-marchigiana e laziale-abruzzese.

In particolare per la biostratigrafia delle principali *facies* di piattaforma carbonatica (piattaforma interna, margine e scarpata esterna) sono stati utilizzati gli schemi di CHIOCCHINI & MANCINELLI (1977, 1978) ed i relativi aggiornamenti di CHIOCCHINI *et alii* (1994).

Per l'uso qui richiesto è stato necessario estendere la biozonazione relativa alle *facies* di margine e di scarpata esterna a tutto il Cretacico superiore, mediante l'introduzione di nuove biozone che saranno formalizzate in un lavoro in preparazione.

In questa sede si ritiene sufficiente precisare che i limiti delle nuove biozone sono essenzialmente basati sulla comparsa e, più raramente, sulla scomparsa di microfossili caratteristici, come evidenziato negli schemi biozonali stessi.

L'utilizzo di tre schemi biozonali distinti è giustificato dal fatto che le tre *facies* riconosciute presentano caratteristiche paleontologiche diverse.

In particolare la *facies* di piattaforma carbonatica interna (Fig. 2) è caratterizzata da associazioni bentoniche (in particolare molluschi, foraminiferi ed alghe calcaree) adattate ad ambienti prevalentemente fangosi e talora scarsamente ossigenati. Nella porzione di piattaforma interna prossima al margine ("retromargine") i microfossili ed i macrofossili bentonici sono generalmente più abbondanti; significativa è la presenza di "porostromata" (alghe calcaree filamentose).

La *facies* di margine (Fig. 3) è caratterizzata da un regime idrodinamico elevato che ha favorito lo sviluppo di macrofaune sessili e di associazioni di microfossili bentonici altrettanto specializzate.

La *facies* di scarpata esterna (Fig. 3) è caratterizzata da associazioni costituite da fossili pelagici sedimentati *in situ* e da fossili bentonici allo stato bioclastico provenienti dalle zone marginali della piattaforma. Questi ultimi presentano generalmente caratteristiche di alloctonia primaria o sincrona poiché provengono dai vicini sedimenti carbonatici marginali ancora debolmente consolidati e mantengono lo stesso ordine di comparsa osservato nelle successioni stratigrafiche marginali. I *taxa* bentonici risedimentati, quindi, non hanno perso il loro valore stratigrafico e possono essere considerati praticamente coevi dei *taxa* pelagici che li accompagnano.

Per quanto riguarda la biostratigrafia delle *facies* pelagiche e pelagico detritiche del Giurassico (Fig. 4) sono stati adottati gli schemi proposti da CENTAMORE *et alii* (1971) e da CENTAMORE & MICARELLI (1991) modificati. È stato effettuato inoltre un tentativo di correlazione con la zonazione standard ad Ammoniti.

Lo schema di Fig. 5 è costituito dalle unità biostratigrafiche che figurano negli schemi di MICARELLI *et alii* (1977) e di CENTAMORE & MICARELLI (1991) leggermente modificati. In esso sono stati riportati tutti gli eventi che definiscono i limiti biostratigrafici e che pertanto permettono di mettere in evidenza le variazioni apportate rispetto agli schemi sopra citati. Sono stati inoltre aggiunti eventi che, anche se non rientrano nella definizione delle biozone, sono utili per

la correlazione sia con gli schemi standard sia con altri schemi elaborati per lo stesso intervallo da diversi Autori (CARON, 1985; ROBASZYNSKI & CARON, 1995; PREMOLI SILVA & SLITER, 1995). Il suddetto schema è stato anche correlato con la scala della polarità magnetica e con le biozone a foraminiferi planctonici e bentonici elaborate per la *facies* di scarpata esterna.

Per quanto riguarda le corrispondenze tra le suddivisioni biostratigrafiche e quelle cronostatigrafiche si è tenuto conto dei suggerimenti contenuti nei *Proceedings "Second International Symposium on Cretaceous Stage Boundaries"* (RAWSON *et alii* eds., 1996).

Il Paleogene-Miocene

Quest'intervallo è stato studiato da A. Micarelli, M. Potetti e P. Didaskalou dell'Università di Camerino, per quanto riguarda i foraminiferi planctonici; da R. Matteucci e J.S. Pignatti dell'Università "La Sapienza" di Roma relativamente ai foraminiferi bentonici, in particolare macroforaminiferi, e ai foraminiferi planctonici ad essi associati; e da I. Raffi dell'Università "G. D'Annunzio" di Chieti che ha effettuato determinazioni sui campioni miocenici mediante i nannofossili.

Le biozone a macroforaminiferi, per l'intervallo Paleocene-Eocene sono quelle che figurano nella *Shallow Benthic Zonation* (SBZ) recentemente proposta da SERRA KIEL *et alii* (1998 a, b); mentre per l'intervallo Oligocene-Miocene sono quelle elaborate da CAHUZAC & POIGNANT (1997). Tali biocronozone, frutto di un riesame delle zone tradizionali a macroforaminiferi, risultano direttamente correlate alla magnetostratigrafia e alle zonazioni a plancton calcareo e dinoflagellati (BERGGREN *et alii*, 1995; CAHUZAC & POIGNANT, 1997; SERRA KIEL *et alii*, 1998 a, b). La presenza di foraminiferi planctonici in alcune sezioni ha permesso poi di verificare e meglio precisare le attribuzioni zonali, soprattutto in alcuni intervalli stratigrafici in cui il grado di risoluzione della SBZ è minore.

Le biozone a foraminiferi planctonici per il Paleogene sono quelle che figurano in CENTAMORE & MICARELLI (1991) leggermente modificate. La scala della polarità magnetica che figura nello schema (CANDE & KENT, 1995) e le zonazioni standard "P" (BERGGREN *et alii*, 1995) hanno consentito, come risulta dalla Fig. 6, di correlare la *Shallow Benthic Zonation* sopracitata con la biozonazione a foraminiferi planctonici qui usata.

Per il Miocene, lo schema, basato sui foraminiferi planctonici è tratto da MICARELLI & POTETTI (1985), leggermente modificato (Fig. 7). In esso sono state riportate le correlazioni sia con le zone a foraminiferi bentonici di CAHUZAC & POIGNANT (1997) e di CRESCENTI (1969), sia con la scala della polarità magnetica di CANDE & KENT (1995). Rispetto allo schema sopra citato, qui figurano, oltre agli eventi che definiscono i limiti zonali, anche altri eventi che permettono la correlazione con altre biozonazioni (IACCARINO, 1985; FORESI *et alii*, 1998; MONTANARI *et alii* eds., 1997).

Il Plio-Pleistocene marino

Quest'intervallo è stato studiato da A. Micarelli, M. Potetti e P. Didaskalou dell'Università di Camerino, e da I. Raffi dell'Università "G. D'Annunzio" di Chieti.

Nello schema di Fig. 8, basato sui nannofossili calcarei, sono state riportate, per l'intervallo Miocene medio-superiore – Pleistocene anche le biostratigrafie definite con i foraminiferi planctonici, la biocronologia, la scala della polarità magnetica e la scala cronostratigrafica. La biostratigrafia a nannofossili calcarei corrisponde a quella proposta da RIO *et alii* (1990) e da FORNACIARI *et alii* (1996); i dati biocronologici sono desunti da LOURENS *et alii* (1996), da RAFFI in BERGGREN *et alii* (1995) e da dati inediti di I. Raffi; la scala della polarità magnetica è desunta da CANDE & KENT (1992, 1995); da LOURENS *et alii* (1996) e da HILGEN *et alii* (1995), la biostratigrafia a foraminiferi planctonici corrisponde con quella ormai collaudata in Italia da decenni (CATI *et alii*, 1968; COLALONGO *et alii*, 1972; CRESCENTI *et alii*, 1980; CANTALAMESSA *et alii*, 1986).

Scala cronostratigrafica		Riferimenti cronostratigrafici presunti e/o convenzionali	BIOZONE E SUBZONE		comparsa locale di taxa caratteristici	associazioni di macrofossili
EOCENE inferiore			*Charophyta e Ostracoda		Fallotella cf. alvensis	
PALEOCENE superiore			Spirolina spp.		Laffiteina marsicana	
PALEOCENE inferiore			*Discorbidae e Miliolidae		Rhaptydionina liburnica	
CRETACICO superiore			*Orbitoides media		Siderolites calcitrapoides	
CRETACICO superiore			* Discorbidae e Ostracoda		Orbitoides media	
CRETACICO superiore			Accordiella conica e Rotorbinella scarsellai		Raadshovenia salentina	Durania apula Bourmonia excavata Durania compustoris Biralidolites angulosissimus Biralidolites angulosus Milanovicia martelli
CRETACICO superiore			Nezzazatinella cf. aegyptiaca e Nummoloculina cf. irregularis		Accordiella conica	Nerinea nobilis Nerinea schiosensis Eumerinea ernesti Sauvagesia nicaisae Chondrodonta joannae
CRETACICO superiore			Chrysalidina gradata e Pseudolitonella reicheli		Cisalveolina fraasi	
CRETACICO superiore			Pseudorhapydionina dubia e Pseudorhapydionina laurinsensis		Cisalveolina lehneri	
CRETACICO superiore			Ostracoda e Miliolidae		Selliaveolina viatii	
CRETACICO superiore			Archaealveolina reicheli		Neoraqia insolita	
CRETACICO superiore			Salpingoporella dinarica		Cribellopsis arnauadae	Eoradiolites sp., Requienia sp. Multiptyxis day Diptyxis lutticei Aptyxiella libanotica
CRETACICO superiore			?Cuneolina scarsellai e Cuneolina composauri		Archaealveolina reicheli	
CRETACICO superiore			Favreina salevensis e Salpingoporella annulata		Salpingoporella dinarica	Multiptyxis day Multiptyxis schicki Aptyxiella libanotica Multiptyxis prefluriani Caprotina sp., Requienia sp. Pchelinsavia coquandiana
CRETACICO superiore			Clypeina jurassica		Cuneolina composauri	Nerineacea Cylindroptyxis fontis
CRETACICO superiore			Kurmubia gr. palastiniensis		Montsalevia salevensis	
CRETACICO superiore			Paleopfenderina salernitana		Clypeina jurassica	Ellipsactinia sp. Phaneroptyxis staszycii Pygmatius pseudobrunitranta Cryptoplucus consobrinus Eumerinea haheneggeri Pygmatius carpathica Phaneroptyxis moreana
CRETACICO superiore			Siphovalvulina variabilis		Cladocoropsis mirabilis	
CRETACICO superiore			Bosniella croatica		Kurmubia gr. palastiniensis	
CRETACICO superiore			Echinodermata, Mollusca e Favreina		Paleopfenderina salernitana	
CRETACICO superiore			Palaeodasycladus mediterraneus		Selliporella donzellii	
CRETACICO superiore			Thaumatoporella parvovesiculifera		Bosniella croatica	
CRETACICO superiore			Triasina hantkeni e Griphoporella curvata		Orbitopsella	
CRETACICO superiore					Orbitopsella	
CRETACICO superiore					Palaeodasycladus mediterraneus	

Fig. 2 - Schema biostratigrafico delle facies mesozoiche di piattaforma carbonatica interna. Da CHIOCCINI & MANCINELLI (1977) e CHIOCCINI et alii (1994), leggermente modificato; le macrofaune sono state identificate da G. Sirna.

Scala Crono-stratigrafica	FACIES DI MARGINE DELLA PIATTAFORMA CARBONATA			FACIES DI SCARPATA ESTERNA			Scala Crono-stratigrafica
	BIOZONE * unità biostratigrafiche informali	SUBZONE	COMPARSITA' LOCALE DI TAXA CARATTERISTICI	BIOZONE * unità biostratigrafiche informali	COMPARSITA' LOCALE DI TAXA CARATTERISTICI	BIOZONE * unità biostratigrafiche informali	
CRETACICO SUPERIORE	* Orbitoides		Orbitoides	* Globotruncanica e Orbitoides		* Globotruncanica e Hippuritidae	CRETACICO SUPERIORE MASTRICHT CARPIANI SANNI CONAC TUDINI GEMUNAU ALBIANO APFANO BARRI PIPIANO ALBIANO ISODANI TORON CONAC SANNI CAURANI MASTRICHT
	* Hippuritidae e Radiolitidae		Globotruncanica Globotruncanica	* Globotruncanica e Hippuritidae		* Marginotruncana e Hippuritidae	
			Helvetoglobotruncana Marginotruncana	* Helvetoglobotruncana e Hippuritidae		* Whiteinella e Radiolitidae	
			Hippuritidae Orbitolina	* Rotalipora e Orbitolina		* Hedbergella e Orbitolina	
	* Orbitolina		Rotalipora	Hedbergella		Lithocodium aggregatum	
			Orbitolina Radiolitidae	Lithocodium aggregatum		Colomispheera Radiolaria	
	Lithocodium aggregatum		Hedbergella	Lithocodium aggregatum		Calpionellopsis Calpionellites e Lithocodium aggregatum	
			Montsalevia salevensis	Crassicollaria, Lithocodium aggregatum e Tubiphytes morronensis		Saccocoma	
			Calpionella alpina forme globulari	Saccocoma		Tubiphytes morronensis	
			Crassicollaria Chitinoidea	Radiolaria e Tubiphytes morronensis			
CRETACICO INFERIORE	Tubiphytes morronensis		Colomispheera Saccocoma				CRETACICO INFERIORE BERRAS TULANG HAUTERI BARRI PIPIANO ALBIANO ISODANI TORON CONAC SANNI CAURANI MASTRICHT
			Tubiphytes morronensis				
			Protopenneropsis striata				
	Protopenneropsis striata		Protopenneropsis striata				
			Bosniella croatica Gutnicella cayeuxi				
	Gutnicella cayeuxi		Orbitopsella Agerina martana				
			Palaeodasycladus Anthozoa e Hydrozoa				
	Palaeodasycladus Anthozoa e Hydrozoa		Palaeodasycladus mediterraneus				
	Palaeodasycladus mediterraneus e Rivularia pieae						
	Valvulinidae e Rivulariaceae						
CRETACICO INFERIORE	Triasina hantkeni e Griphoporella curvata						CRETACICO INFERIORE MASTRICHT CARPIANI SANNI CONAC TUDINI GEMUNAU ALBIANO APFANO BARRI PIPIANO ALBIANO ISODANI TORON CONAC SANNI CAURANI MASTRICHT

Fig. 3 - Schema biostratigrafico delle facies Mesozoiche di margine e di scarpata esterna. Da CHIOCCHINI & MANCINELLI (1978) e CHIOCCHINI et alii (1994), aggiornato ed esteso a tutto il Cretacico superiore.

Paleoambienti	SUCCESIONI COMPLETE			Zonazione ad Ammoniti	ETA'	SUCCESIONI CONDENSATE		Paleoambienti		
	Unità Litostratigrafiche	Biozone	ETA'			Biozone	Unità Litostratigrafiche			
BACINO PELAGICO	MAIOLICA	Crassicollaria	TITONIANO sup.	Durangites Microcanthum Volanense Fallauxi Semiforme Darwini Hybonotum	TITONIANO sup.	Crassicollaria	MAIOLICA	PIATTAFORMA CARBONATICA PELAGICA		
	CALCARI A SACCOCOMA E APTICI	Colomisphaera e Saccocoma	TITONIANO inf.	Beckeri Cavouri Compsum Divisum Strombecki Platynota	TITONIANO inf.	Colomisphaera, Saccocoma e Aptychus	CALCARI NODULARI ad APTICI		BUGARONE SUPERIORE	
		Radiolaria e Saccocoma	KIMMERIGIANO sup.			Resti organici spaltizzati				
	CALCARI DIASPRINI	Radiolaria	KIMMERIGIANO inf.	Non sono presenti Ammoniti	KIMMERIGIANO inf.	"MAIN GAP"	CALCARI NODULARI		BUGARONE INFERIORE	
		Posidonia-Bositra e Radiolaria	ORFORDIANO inf.							BATHONIANO CALOVIANO
			ORFORDIANO inf.							
	CALCARI A POSIDONIA	Posidonia-Bositra	BAJOCCIANO inf.	Parkinsoni Garantiana Subfurcatum Humphriesianum Sauzei Laeviscula Discites	BAJOCCIANO inf.	Globuligerina	CALCARI NODULARI NOCCIOLA			
	ROSSO AMMONITICO MARCHIGIANO	Posidonia-Bositra "concentrici"	HAERANO inf.	Concavum Murchisonae Opalinum	HAERANO inf.	abbondanti				
	CORNIOLA	Radiolaria e spicole di Spugne	TOARCIANO inf.	Aalensis Meneghini Insigne Thouarsense Variabilis Bifrons Serpentinus Tenuicostatum	TOARCIANO inf.	Posidonia-Bositra	CALCARI NODULARI E MARNE VERDI			
			PLEINSBACHIANO inf.	Emaciatum Algovianum Lavinianum Davoei Ibex Jamesoni	PLEINSBACHIANO inf.	Agerina martana e Involutina liassica	CALCARI STRATIFICATI GRIGI			
CALCARE MASSICCIO DEL BURANO	"noduli algali"	SINEMURIANO inf.	Raricostatum Oxynotum Obtusum Turneri Semicosostatum Bucklandi	SINEMURIANO inf.	Valvulinidae Nodosariidae e Echinodermata	CALCARE MASSICCIO "B"				
	Echinodermata e spicole di Spugne	HETTANGIANO	Angulata Liasicus Planorbis	HETTANGIANO	Palaeodasyclus mediterraneus e Rivularia pisae Valvulinidae e Rivulariaceae	CALCARE MASSICCIO "A"				

Fig. 4 - Schema stratigrafico delle facies pelagiche e pelagico-detritiche del Giurassico. Da CENTAMORE et alii (1971) e CENTAMORE et alii (1986), modificato con l'introduzione della biozonazione standard delle ammoniti, BAUGARTNER, (1984); CECCA et alii, (1985, 1990); CECCA & SANTANTONIO, (1986, 1989); CRESTA, (1988); CRESTA et alii, (1986).

MA	GPTS Chronos (Polaris)	EPOCHE	ETA'	BIOZONE A PLANCTONICI	EVENTI A PLANCTONICI	BIOZONE A BENTONICI - PLANCTONICI
65.0	C29n C29r C30n C30r C31n	PALEOC. inf. p.p.	DANIANO p.p.	P. eugubina	↓ forme cretatiche	
			MAASTRICHTIANO	Abatophalus mayaroensis	↑ A. mayaroensis ↑ C. contusa	
70.0	C31r			Gansserina gansseri	↑ G. gansseri ↑ G. aegyptiaca ↑ G. stuarti	Globotruncanita & Orbitoides
	C32n C32r		CAMPANIANO	Globotruncana falsostuarti	↑ R. calcarata	
75.0	C33n			Radotruncana calcarata	↑ R. calcarata	
				Globotruncana ventricosa	↑ G. ventricosa	
80.0	C33r			Globotruncanita elevata	↓ D. asymetrica	Globotruncanita & Hippuritidae
			SANTONIANO	Dicarinella asymetrica	↑ G. elevata ↑ D. asymetrica	Globotruncanita & Hippuritidae
85.0			CONIACIANO	Dicarinella concavata	↑ G. linneiana	Marginotruncana & Hippuritidae
				Marginotruncana sigali	↑ D. concavata	
90.0			TURONIANO	Helvetoglobotruncana helvetica	↑ H. helvetica	Helvetoglobotruncana & Hippuritidae
				Whiteinella archaeocretacea	↑ Rotalipora	Whiteinella e Radiolitidae
95.0			CENOMANIANO	Rotalipora cushmani	↑ R. cushmani ↑ R. reicheli ↑ R. brotzeni	Rotalipora & Orbitolina
				Rotalipora reicheli	↑ P. buxtorfi	
				Rotalipora brotzeni	↑ R. appenninica ↑ P. buxtorfi ↑ R. ticinensis	
100.0	C34n			Rotalipora appenninica	↑ R. appenninica ↑ P. buxtorfi ↑ R. ticinensis	
				Rotalipora ticinensis	↑ R. subticinensis	
105.0			ALBIANO	Biticinella breggiensis	↑ T. breggiensis	
				Ticinella primula	↑ T. primula	Hedbergella & Orbitolina
110.0				Hedbergella planispira	↑ H. rischi ↑ T. bejaouaensis	
				Ticinella bejaouaensis	↑ T. roberti ↑ T. bejaouaensis	
115.0			APTIANO	Hedbergella trocoidea	↑ G. algerianus	
				Globigerinelloides algerianus	↑ L. cabri	
				Globigerinelloides ferreolensis		
120.0				Leupoldina cabri		
	CM0		BARREMIANO	Globigerinelloides blowi	↑ G. blowi	Hedbergella & Lithocodium aggregatum
125.0	CM1 CM2 CM3 CM4 CM5 CM6 CM7 CM8 CM9			Hedbergella sigali	↑ Globigerinelloides ↑ FCO Hedbergella	
	CM10 CM10n CM11 CM12 CM12a CM13 CM14 CM15		HAUTERIVIANO	Colomisphaera e Radiolaria		Colomisphaera, Radiolaria & Lithocodium aggregatum
130.0				Calpionellites	↑ Ct. darderi ↑ P. murgeanui ↑ L. hungarica	Calpionellopsis, Calpionellites & Lithocodium aggregatum
135.0			VALANGINIANO	Calpionellopsis	↑ Cs. simplex ↑ C. elliptica ↑ R. ferassini ↑ C. alpina (forma sferica) ↑ C. alpina (forma grande)	Crassicolliaria, Calpionella, Lithocodium aggregatum & Tubiphytes morronensis
140.0	CM16 CM17 CM18 CM19		BERRIASIANO	Calpionella	↑ T. carpathica ↑ Chitinoideella	Saccocoma e Tubiphytes morronensis
145.0	CM20 CM21	GIURA. sup.p.p.	TITONIANO sup. TITONIANO inf. p.p.	Crassicolliaria		
				Colomisphaera e Saccocoma p.p.		

Fig. 5 - Schema stratigrafico del Cretaco. Magnetostratigrafia (GPTS) da GRADSTEIN *et alii* (1994, 1995) e da PREMOLI SILVA & SLITER (1994). Cronostratigrafia da RAWSON *et alii* eds (1996); i limiti cronostratigrafici tratteggiati corrispondono a correlazioni indirette o a limiti in via di ridefinizione. Biozone a Calpionelle da MICARELLI *et alii* (1977) in parte modificate; biozone a foraminiferi planctonici da CENTAMORE & MICARELLI (1991), in parte modificate; biozone a foraminiferi bentonici/planctonici da CHIOCCHINI *et alii* (1994, in preparazione). Il tratteggio in corrispondenza dei bioeventi corrisponde a dati biocronologici incerti.

MA	GPTS EPOCHS FOURTEEN	EPOCHS MIOCENE SUPERIORE OLIGOCENE SUPERIORE OLIGOCENE MEDIOL OLIGOCENE INFERIORE PALEOCENE SUPERIORE PALEOCENE INFERIORE	ETÀ AUTUNNIANO P.P.	BIOZONA A FORAMINIFERI PLANCTONICI		EVENTI A FORAMINIFERI PLANCTONICI		BIOZONA A MACRO- FORAMINIFERI	EVENTI A MACRO- FORAMINIFERI
				1	2				
25.00	C68n	SUPERIORE	CHATTIANO	Paragloborotalia kugleri	M1a	G. dehiscens P. kugleri s.s. G. angulatus P. gr. kugleri	SBZ 24 (pars)	M. gr. gunteritani	
	C67n			Globigerina angulatus	P22		SBZ 23		
	C66n			Globigerina angulatus	P21	G. primordius P. opima	SBZ 22B	M. complanatus	
	C65n			Paragloborotalia opima opima	P21	C. cubensis		C. droogeri	
	C64n			Globoquadrina sellii	P20	G. angulatus	SBZ 22A		
	C63n			Globoquadrina sellii	P19	G. ampliapertura P. opima		N. praemarginata	
	C62n			Pseudohastigerina spp.	P18	Pseudohastigerina spp. G. sellii	SBZ 21		
	C61n			Globoquadrina sellii	P18	G. tapuriensis Hantkenina		N. vascus	
	C60n			Turborotalia cerroazulensis s.l.	P17	T. cerroazulensis s.l. C. inflata	SBZ 20		
	C59n			Cribrantkenina inflata	P16	T. cunialensis P. seminivoluta/T. pomeroli C. inflata	SBZ 19		
35.00	C15n	SUPERIORE	FRASCONANO	Porticulasphaera seminivoluta	P15		SBZ 18	N. fabianii	
	C16n			Truncorotaloides rohri	P14	P. seminivoluta A. bullbrooki M. spinulosa O. beckmanni	SBZ 17	N. cyrenaicus	
	C17n			Orbulinoides beckmanni	P13	O. beckmanni T. cerroazulensis s.s.	SBZ 16	N. bronngiarti N. carpenteri	
	C18n			Morozovella lehneri	P12	T. pomeroli T. possagnoensis M. aragonensis T. frontosa / T. boweri	SBZ 15	N. crassus	
	C19n			Globigerapsis kugleri	P11	M. lehneri G. kugleri T. possagnoensis G. higginsi	SBZ 14	A. spira spira	
	C20n			Hantkenina nuttalli	P10	T. togliensis / T. rohri T. boweri	SBZ 13		
	C21n			Acarinina pentacamerata	P9	M. spinulosa H. nuttalli	SBZ 12	N. laevigatus A. violae	
	C22n			Morozovella aragonensis	P8	A. bullbrooki T. frontosa P. palmerae	SBZ 11	A. cremae	
	C23n			Morozovella formosa formosa	P7	A. pentacamerata M. formosa	SBZ 10		
	C24n			Morozovella subbotinae	P6	M. aragonensis M. subbotinae	SBZ 9	A. canavarii A. adriaticensis	
45.00	C25n	SUPERIORE	LUTEZIANO	Morozovella velascoensis	P5	M. formosa M. edgerli M. velascoensis M. edgerli	SBZ 8	A. leymyeri	
	C26n			Planorotalites pseudomenardi	P4	P. pseudomenardi M. subbotinae A. solidoensis A. subsphaerica	SBZ 7 SBZ 6 SBZ 5 SBZ 4	A. moussoulensis A. ellipsoidalis A. vredenburgi G. levis	
	C27n			Igorina pusilla	P3	P. pseudomenardi I. albeardi I. pusilla	SBZ 3	G. primaeva	
	C28n			Morozovella angulata	P2	M. angulata Pr. uncinata	SBZ 2	M. globularis	
	C29n			Praemurica uncinata	P2c				
	C28n			Praemurica inconstans	P1c	Pr. inconstans	SBZ 1		
	C29n			Parasubbotina pseudobulboidea	P1b				
	C29n			Parvularugoglobigerina eugubina	P1a	S. triloculoides P. eugubina		L. bibensis	
	C29n			Abathomphalus mayaroensis (pars)	Pa + PO	P. pseudobulboidea forme cretatiche			
	65.00				INFERIORE	DANIANO			

Fig. 6 - Schema stratigrafico del Paleogene. Magnetostratigrafia (GPTS) da CANDE & KENT (1995). Biostratigrafia e cronostatigrafia (in parte modificata) da BERGGREN et alii (1995); i limiti cronostatigrafici tratteggiati corrispondono a correlazioni indirette o a limiti in via di ridefinizione. Biozone a foraminiferi planctonici: 1) da CENTAMORE & MICARELLI (1991) in parte modificate; 2) da BERGGREN, et alii (1995). Biozone a macroforaminiferi da SERRA KIEL et alii (1998a,b). Il tratteggio in corrispondenza dei bioeventi corrisponde a dati biochronologici incerti.

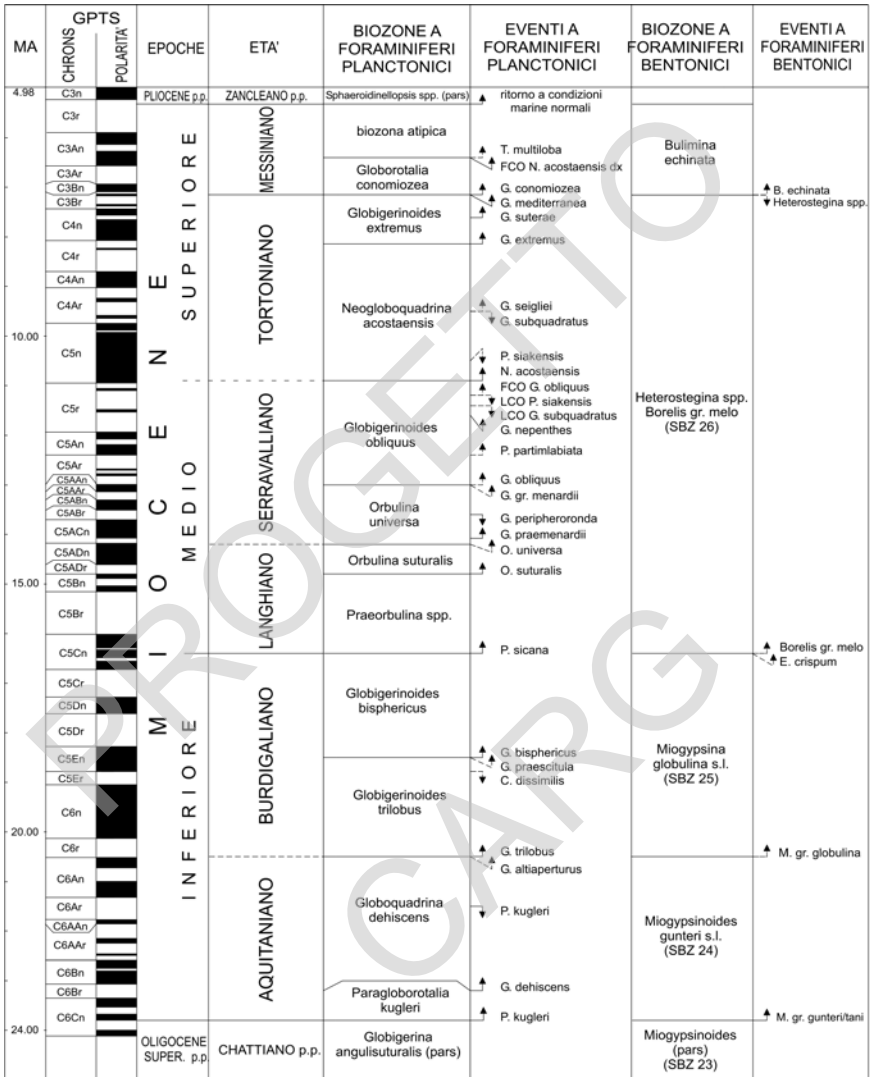


Fig. 7 - Schema stratigrafico del Miocene. Magnetostratigrafia (GPTS) da CANDE & KENT (1995). Biocronologia e cronostratigrafia da BERGGREN et alii (1995), da MONTANARI et alii (eds.) (1997) e da SPROVIERI et alii (1996). I limiti cronostratigrafici tratteggiati corrispondono a limiti in via di ridefinizione. Biozone a foraminiferi planctonici da MICARELLI & POTETTI (1985) in parte modificate; biozone a foraminiferi bentonici da CAHUZAC & POIGNANT (1997) e da CRESCENTI et alii (1969). Il tratteggio in corrispondenza dei bioeventi corrisponde a dati biocronologici incerti.

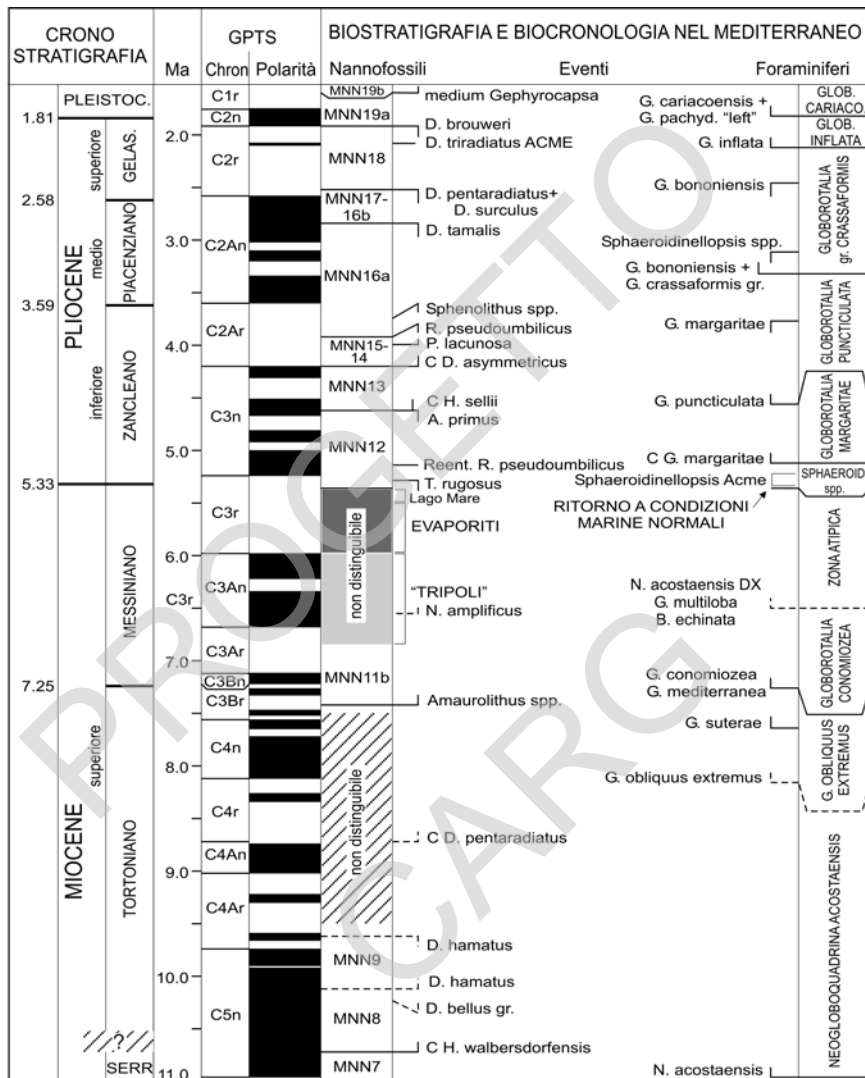


Fig. 8 - Schema bio-cronostratigrafico a plancton calcareo del Mio-Pliocene nel Mediterraneo. Correlazioni con la scala della Polarità Magnetica (GPTS), la scala cronostratigrafica e le biozone a foraminiferi planctonici. Da RIO et alii (1990), FORNACIARI et alii (1996), RAFFI et alii, in BERGGREN (1995) e RAFFI (in preparazione). Le linee tratteggiate in corrispondenza dei bioeventi indicano una valutazione biocronologica incerta. Il "?" indica che la definizione dei limiti cronostratigrafici è in fase di discussione e revisione da parte della SNS (Subcommission of Neogene Stratigraphy).

PROGETTO
CARG

VI - STRATIGRAFIA DEL SUBSTRATO

Nel Foglio 360 “Torre de’ Passeri” sono state individuate sette aree, caratterizzate ciascuna da una distinta evoluzione temporale degli ambienti sedimentari, che si riflette nei caratteri delle successioni stratigrafiche appartenenti a tali aree. Nel seguente capitolo verranno descritte, a partire dalla più antica affiorante, le unità litostratigrafiche affioranti nel foglio ordinandole per ambiente di deposizione e per età.

Area A) *litofacies* mesozoiche di piattaforma carbonatica interna – margine con annessamenti a più altezze stratigrafiche e conseguente passaggio a termini mesozoici di scarpata *s.l.*, alle quali si sovrappongono depositi cenozoici di rampa carbonatica da prossimale a distale.

Area B) *litofacies* cretache di piattaforma carbonatica interna – margine con localizzati annessamenti cenomaniani, alle quali si sovrappongono *litofacies* cenozoiche di rampa carbonatica prossimale.

Area C) *litofacies* mesozoiche di gradino ribassato-bacino, passanti superiormente a *litofacies* cenozoiche di rampa e a depositi silicoclastici di avanfossa messiniani.

Area D) *litofacies* cretache di scarpata-bacino passanti superiormente a *litofacies* cenozoiche di rampa e a depositi silicoclastici messiniani di avanfossa.

Area E) *litofacies* cretache di scarpata-bacino passanti superiormente a *litofacies* cenozoiche di rampa e di avanfossa messiniana.

Area F) *litofacies* mesozoico paleogeniche di scarpata-bacino passanti superiormente a depositi neogenici di rampa e silicoclastici messiniani di avanfossa.

Area G) *litofacies* mioceniche di rampa passanti superiormente a depositi evaporitici messiniani e a depositi silicoclastici di avanfossa del Pliocene inferiore ricoperti in discordanza da depositi terrigeni del Pliocene medio-Pleistocene.

1. - DEPOSITI CARBONATICI PRE-OROGENICI

(*Litostratigrafia*: S. Bigi; *Biostratigrafia*: M. Chiocchini, P. Didaskalou, A. Mancinelli, R. Matteucci, A. Micarelli, J.S. Pignatti, M. Potetti, I. Raffi & G. Sirna)

I.1. - SUCCESSIONE MESOZOICA DI PALEOPIATTAFORMA

1.1.1. - *dolomia principale auctt.* (DPR)

La *dolomia principale* affiora con uno spessore massimo di 300 m circa, lungo la dorsale di M. Capo Le Serre, nei pressi di Villa S. Lucia e lungo il versante occidentale di M. Meta (area B, C ed E).

A quest'ultima località si riferisce la "*Serie di M. Meta*" (ADAMOLI *et alii*, 1981-82) dove tali dolomie sono attribuite al Trias superiore (biozona a *Triasina hantkeni* e *Dasieladales "Tr"*). L'ambiente deposizionale è di piattaforma carbonatica interna.

Le *facies* sono costituite prevalentemente da alternanze di *mudstones-wackestones* dolomitici nocciola e avana, e dolomie grigio-avana a grana fine, organizzate in cicli *shallowing-upward* a scala metrica. Localmente, come nell'area di M. Meta-M. Capo di Serre, si riconoscono *facies* intertidali a stromatoliti e strutture da disseccamento. Sono frequenti le *litofacies* corrispondenti ad episodi di esposizione subaerea con *teepes*, pisoidi, paleocarsismo e cementi meteorici vadiosi. I depositi subtidali sono localmente rappresentati da *packstones* organogeni. Nell'area di Ofena e di Villa S. Lucia (area E) la *litofacies* prevalente è costituita da calcari dolomitici e dolomie cristalline, di colore grigio-avana in strati da medi a spessi, con rare laminazioni piano parallele e strutture stromatolitiche. Nell'area di Colle della Guardia-Carrufo, sono presenti *packstones* organogeni, in parte ricristallizzati, in strati medi e spessi.

Nelle *litofacies* dolomitizzate sono talora presenti numerosi resti di megadolodontidi, mentre in quelle più calcaree (come per esempio nella "*Serie del M. Meta*" descritta da ADAMOLI *et alii*, 1981-82) l'associazione micropaleontologica è costituita da *Triasina hantkeni* MAJZON, *Auloconus permodisoides* (OBERHAUSER), *Aulotortus sinosus* WEYNSCHENK, *Griphoporella curvata* (GUEMBEL). Tale associazione permette di attribuire l'unità in esame alla biozona a *Triasina hantkeni* e *Griphoporella curvata*.

RETICO

1.1.2. - *calcare massiccio* (MAS)

calcare massiccio "A" (MAS₁)

Il *calcare massiccio "A"* (*calcare massiccio di M. Nerone, membro inferiore*,

CENTAMORE *et alii*, 1971; CHIOCCHINI *et alii*, 1976; COLACICCHI & PIALLI, 1974) affiora nell'area compresa tra Castel del Monte, Vallone di Pietra Rossa, M. Meta e M. Cappucciata (area B, C ed E). Lo spessore è di 600 m circa.

Si tratta di calcari micritici bianchi, grigi e avana organizzati in parasequenze *shallowing-upward* a scala da metrica a decimetrica, con intercalazioni di calcari dolomitici di colore grigio-avana, in strati medi. Nell'area settentrionale sono visibili le sequenze ciclotemiche di ambiente subtidale, intertidale e sopratidale. I depositi subtidali sono rappresentati da *mudstones-wackestones* ad oncoidi, intraclasti, gasteropodi ed alghe calcaree o da *grainstones* ad ooidi e foraminiferi bentonici (ambiente subtidale di alta energia). Sono presenti *facies* inter-sopratidali a stromatoliti, strutture da disseccamento e paleosuoli carbonatici a diverso grado di sviluppo (Colle Grasso-Fonte dello Stincone). Localmente (Serbatoio di Castel del Monte) si osservano riempimenti paleocarsici policromi. Nell'area di C.le S. Francesco (a nord di F.te Cretarola) tendono a prevalere i livelli granulostenuti, a luoghi con una parziale ricristallizzazione e/o dolomitizzazione.

Soprattutto nell'area di Capo di Serre (area C), in eteropia con il *calcare massiccio "A"*, sono presenti *litofacies* dolomitiche (*calcare massiccio dolomitizzato-MASa*). Tale dolomitizzazione potrebbe corrispondere ad antiche aree di deformazione (faglie giurassiche).

E' costituito da dolomie saccaroidi biancastre e grigie, in strati spessi, con intercalazioni di calcari a diverso grado di dolomitizzazione. Nei livelli più calcarei è possibile riconoscere le stesse *facies* del *calcare massiccio "A"*.

Nel suo complesso l'ambiente di sedimentazione è indicativo di una piattaforma carbonatica peritidale ("*Paleopiattaforma*") soggetta a periodiche variazioni del livello marino.

Le *microbiofacies* sono costituite, da *Rivularia piae* (FROLLO), *Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA), *Rivularialissaviensis* (BORNEMANN) e *Garwoodiabdosi* DRAGASTAN. Tale associazione permette di riferire l'unità in esame alla biozona a *Valvulinidae* e *Rivulariaceae* ed alla biozona a *Palaeodasycladus mediterraneus* e *Rivularia piae*.

HETTANGIANO - SINEMURIANO inferiore (*p.p.* nell'area C)

calcare massiccio "B" (MAS₂)

Il *calcare massiccio "B"* (*calcare massiccio di M. Nerone, membro superiore*, CENTAMORE *et alii*, 1971; CHIOCCHINI *et alii*, 1976; *barra oolitica* COLACICCHI & PIALLI, 1974) affiora limitatamente nel settore settentrionale del foglio (area C).

L'unità è costituita da *grainstones* e *rudstones*, con granuli rivestiti, in strati spessi o molto spessi. L'ambiente di deposizione era caratterizzato da alta energia a causa della diretta e continua comunicazione con il mare aperto.

In analogia con quanto noto in letteratura (CHIOCCHINI & MANCINELLI, 1978; ADAMOLI *et alii*, 1981) il membro è attribuibile alla biozona a *Valvulinidae*, *Nodosariidae* ed *Echinodermata p.p.*

SINEMURIANO inferiore *p.p.*-SINEMURIANO superiore *p.p.*

1.2. - SUCCESSIONE MESOZOICA DI PIATTAFORMA CARBONATICA INTERNA E DI MARGINE

1.2.1. - calcari bioclastici del Monte della Selva (MSE)

I calcari bioclastici del Monte della Selva affiorano appena a SE della cima di Monte Picciardi, nell'area di Castel del Monte e ad est di M. Bolza (area B); sono direttamente sovrapposti al calcare massiccio "A" e passano lateralmente alle facies di scarpata della corniola e del verde ammonitico-calcari e marne a *Posidonia*. Sono composti di un'alternanza di *grainstones* e *packstones*, con ooidi e peloidi in strati medi e spessi, *grainstones* rosati prevalentemente oolitici, e subordinati *wackestones* con alghe calcaree e bioclasti in strati medi, per uno spessore di circa 150 m.

Nella "Serie di Castel del Monte" (ADAMOLI *et alii*, 1981-82), in quest'unità sono presenti *Agerina martana* (FARINACCI), *Orbitopsella praecursor* GUEMBEL, *Biokovina gradacensis* GUSIC, *Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA), Anthozoa, Hydrozoa, Echinodermata, Gastropoda.

Quest'associazione permette di riferire l'unità in esame alla biozona a *Palaeodasycladus*, *Anthozoa* e *Hydrozoa*.

SINEMURIANO superiore -TOARCIANO superiore *p.p.*

1.2.2. - unità oolitica (UOO)

L'unità oolitica affiora nel settore nord-occidentale del foglio (area A e B), ed è ben esposta lungo la strada che da Colle S. Marco conduce fino ad Ofena.

Nella parte inferiore quest'unità è costituita da *grainstones* e *wackestones* grigi, *grainstones* oolitici avana chiaro, e subordinati *wackestones* e *mudstones* nocciola scuro a luoghi dolomitizzati con bioclasti, in strati medi e sottili, di colore rossastro per alterazione; nella parte superiore da *grainstones* bianchi con bioclasti ed intraclasti, ricchi di frammenti di echinidi e coralli e, subordinatamente, *grainstones* e *wackestones* a ooidi e granuli rivestiti. Le *litofacies* riconosciute indicano un ambiente deposizionale di margine della piattaforma carbonatica, caratterizzato da un'elevata energia. Lo spessore è valutabile attorno ai 100-150 m.

Questa unità è caratterizzata dalla presenza di Echinodermata, Anthozoa, Hydrozoa, *Rivularia lissaviensis* (BORNEMANN) *Gutnicella cayeuxi* (LUCAS), *Bosniella croatica* (GUSIC), *Pseudocyclammina maynci* HOTTINGER che permettono di attribuirle alla biozona a *Gutnicella cayeuxi*.

TOARCIANO superiore *p.p.* – BAJOCIANO inferiore *p.p.*

1.2.3. - *calcari ad echinodermi e coralli* (ECO)

Questa unità affiora nel settore nord-occidentale dell'area del foglio, fra Costa del Cavone e M. Bolza (area A e B) e costituisce la base dei *calcari ad ellipsactinie* (ELL). Lo spessore è valutabile attorno ai 100 m.

E' prevalentemente costituita da *grainstones* bioclastici, in strati da medi a spessi, frequentemente a giacitura indistinta e geometria lenticolare, biancastri o avana chiaro, con intercalazioni di livelli oolitici e di *wackestones* biancastri, a luoghi ricristallizzati o parzialmente dolomitizzati.

Le *biofacies* sono costituite da abbondanti resti di Echinodermi, Hydrozoa e Anthozoa, ai quali si associano *Protopenneroplis striata* WEYNSCHENK, *Labyrinthina mirabilis* WEYNSCHENK, *Nautiloculina oolithica* MOHLER, *Tubiphytes morronensis* CRESCENTI.

Tale associazione permette di riferire l'unità in esame alla biozona a *Protopenneroplis striata*.

BAJOCIANO inferiore *p.p.* - OXFORDIANO

1.2.4. - *calcari ad ellipsactinie* (ELL)

I *calcari ad ellipsactinie* costituiscono il margine biocostruito della piattaforma carbonatica durante il Giurassico superiore, e affiorano diffusamente in tutto il settore occidentale dell'area del foglio (area A e B).

Sono prevalentemente costituiti da *grainstones* e *rudstones* bianchi ed avana chiaro, a luoghi molto ricristallizzati, con bioclasti (prevalenti) ed intraclasti, in strati da medi a molto spessi o a giacitura indistinta, con geometria frequentemente lenticolare, contenenti abbondanti frammenti di echinodermi, ellipsactinie e coralli.

Nell'area di Calascio, si rinvencono nell'ambito di questa unità *boundstones* a chetetidi ed ellipsactinie, che appartengono ad una bioherma ben conservata. Localmente (Pozzo di Natrella) sono presenti intercalazioni di livelli bioclastici a diceratidi prevalentemente mal conservati. A luoghi sono presenti sporadici livelli con riempimenti paleocarsici policromi, specialmente in prossimità del passaggio con il Cretacico inferiore.

Ad est di M. Bolza passano ai *calcari cristallini ad echinodermi e coralli* (ECC₁) (porzione cretacea), mentre ad ovest dello stesso rilievo sono sostituiti dalle *facies* di scarpata prossimale - gradino ribassato (*calcari cristallini ad echinodermi e coralli*, (ECC) del Giurassico). Questo tipo di successione rappresenta, nell'intervallo Malm superiore - Cretacico inferiore, per l'area prossima a M. Bolza, il passaggio laterale da *facies* di margine della piattaforma al dominio di scarpata - bacino prossimale (rilevabile più a nordovest lungo le dorsali di M. Camicia, M. S. Vito e Vallone d'Angora - Sorgente Acquafanchina).

Lo spessore totale dell'unità nell'area in esame non è direttamente misurabile (non affiorandone mai nella stessa sezione letto e tetto), ma dai dati disponibili

EPOCHE	ETA'	PIATTAFORMA	MARGINE s.l.	SCARPATA SUPERIORE GRADINO RIBASSATO	SCARPATA - BACINO				
CRETACICO superiore	Maastrichtiano				CTN				
	Campaniano								
	Santoniano								
	Coniaciano								
	Turoniano								
	Cenomaniaco								
	Albiano					BIC	BLS	SCZ	
	Aptiano					RDO	BLS	CCF	
	Barremiano					CCG	CNE	ECC	MAD
	Hauteriviano								
Valanginiano									
CRETACICO inferiore	Berriasiano								
	GIURASSICO Dogger	Titoniano		ELL	CRF	CDI			
		Kimmeridgiano							
		Oxfordiano							
		Calloviano					ECO		
		Bathoniano							
		Bajociano					UOO	BLI	VAP
		Aaleniano							
		Toarciano							
		Pliensbachiano					MSE		COI
Lias		Sinemuriano					MAS ₂		
	Hettangiano	MAS ₁							
TRIAS	Retico	DPR							

Fig. 9 - Schema dei rapporti fra le unità litostratigrafiche del Mesozoico.

non dovrebbe essere inferiore ai 200-300m.

I fossili maggiormente significativi sono rappresentati da Echinodermata, Mollusca, Bryozoa, Hydrozoa (in particolare *Ellipsactinia caprense* CANAVARI, *Ellipsactinia ramosa* CANAVARI) *Protopeneroplis ultragranulata* (GORBATCHIK), *Mohlerina basiliensis* (MOHLER), *Labyrinthina mirabilis* WEYNSCHENK, *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK e *Tubiphytes morronensis* CRESCENTI.

Questa associazione permette di riferire l'unità descritta alla biozona a *Tubiphytes morronensis* ed alla parte inferiore (?) della subzona a *Protopeneroplis ultragranulata* (non si può escludere la presenza del Cretacico inferiore al tetto dell'unità).

KIMMERIDGIANO - TITONIANO

1.2.5. - calcari a clasti neri e gasteropodi (CNE)

I calcari a clasti neri e gasteropodi affiorano nel settore nord-occidentale del foglio (area B) nell'area di Calascio - Castelvecchio Calvisio. Rappresentano il termine di passaggio da una *facies* di margine del Giurassico superiore (sono eteropici di parte dei calcari ad *ellipsactinie* (ELL)) ad una *facies* di piattaforma interna del Cretacico inferiore (eteropici di parte dei calcari *ciclotemici a gasteropodi* (CCG)). Lo spessore totale dell'unità varia dai 50 ai 70 m.

E' costituita da prevalenti *grainstones* di colore avana, con bioclasti ed intraclasti generalmente ben selezionati, con locale intercalazioni di livelli a *wackestones* nocciola e, nell'area sottostante Calascio - M. Pesatero, di brecchie a clasti neri, in strati da sottili a medi, solo a luoghi spessi, contenenti verso l'alto intercalazioni di *packstones* - *wackestones* avana ed avana chiaro in strati medi. Lateralmente passano a *grainstones* bio-intraclastici avana ed avana chiaro frequentemente ricristallizzati (area compresa tra Fonte Vallicelle e Costa dell'Orsa).

Localmente (Madonna della Neve) mostrano *litofacies* riferibili ad un margine della piattaforma carbonatica, con profondità oscillante tra subtidale a intertidale, di spiaggia o di canale che risultano costituite da *grainstones* a bioclasti ed intraclasti di colore avana nocciola, con livelli ad intraclasti, bianche, porose, quasi prive di cemento, contenenti resti di echinidi, frammenti di coralli, nerinee, ellipsactinie e bivalvi frequentemente ricristallizzati.

Complessivamente in questa unità risultano presenti Echinodermata, Anthozoa, Hydrozoa, Nerineacea, *Trocholina alpina* (LEUPOLD), *Trocholina* cf. *involuta* MANTSUROVA, *Salpingoporella annulata* CAROZZI, *Lithocodium aggregatum* ELLIOTT, Rivulariaceae.

L'associazione citata permette di riferire l'unità alla parte inferiore della biozona a *Lithocodium aggregatum*.

BERRIASIANO - VALANGINIANO

1.2.6. - calcari a coralli e diceratidi (CCD)

Questa unità affiora nel settore nord-occidentale del foglio (area A) dove è direttamente sovrapposta ai calcari ad *ellipsactinie* (ELL). Nelle aree di margine sostituisce i calcari a clasti neri e gasteropodi (CNE) e la parte superiore dei calcari ciclotemici a gasteropodi (CCG) dei quali è parzialmente eteropica (area B).

L'unità è costituita da *grainstones* e *packstones* a bioclasti ed intraclasti avana chiaro, mal stratificati, a geometria frequentemente lenticolare, con livelli ad ooidi a luoghi rotti e rigenerati e con intercalazioni di sporadici livelli a *wackestones* avana e biancastri in deposizione episodicamente ciclotemica. Nei livelli più detritici è diffuso il paleocarsismo con riempimenti calcarei microcristallini di colore verdastro o grigio-verdastro.

Contengono resti di echinidi, alghe calcaree incrostanti, a luoghi abbondanti, livelli a gasteropodi e diceratidi, frammenti di coralli e, nella parte alta della formazione, locali *patch-reefs* a rudiste (in prevalenza caprotine).

Localmente (Colle Rotondo, in località Il Pozzo, area A) si presenta come un'associazione di *facies* di margine-retromargine ad alta energia, con episodici ciclotemi *wackestones-grainstones* a scala decimetrica, contenenti abbondanti intercalazioni di paleosuoli scuri o nerastrati, riempimenti paleocarsici policromi ed una macrofauna a coralli, rudiste (caprotine) e nerinee (*Pchelinsavia coquandiana*) indicativi di un'età compresa fra l'Hauteriviano e l'Aptiano *p.p.* Lo spessore massimo valutabile in affioramento è compreso tra 200 m e 400 m. La parte probabilmente inferiore di questa unità, affiorante lungo la sezione stratigrafica di Costa dei Piccipopoli è stata riferita da CHIOCCHINI *et alii*, 1980, alla subzona a *Protopeneroplis ultragranulata* (= *P. Trochangulata*) indicativa del Berriasiano-Valanginiano. Per tutte le considerazioni esposte sembra verosimile riferire l'unità in esame a buona parte della biozona a *Lithocodium aggregatum*.

BERRIASIANO - BARREMIANO inferiore

1.2.7. - calcari ciclotemici a gasteropodi (CCG)

Questa unità affiora nel settore occidentale del foglio (area B), al di sopra dei calcari a gasteropodi e clasti neri (CNE). Essa rappresenta un episodio di progradazione durante il Cretacico inferiore delle *facies* di retromargine che si sovrappongono su *facies* di margine del Giurassico superiore e del Cretacico inferiore iniziale. (*calcari ad ellipsactinie*- *calcari a gasteropodi e clasti neri*).

L'unità è costituita da *mudstones* e *wackestones* avana chiaro, in strati medi, frequentemente laminati, contenenti orizzonti con alternanze di calcari fango e granulo sostenuti organizzati in cicli a scala metrica e decimetrica tipo *shallowing-upward*, con presenza, al tetto dello strato, di livelli nerastrati, strutture da disseccamento, rare lamine stromatolitiche, brecciole a clasti neri, ooidi, noduli rivestiti e livelli marnosi verdastri a geometria lenticolare (strada statale Calascio

- S. Stefano di Sessanio, a sud-ovest di M. delle Croci).

Verso l'alto compaiono frequenti intercalazioni, di spessore anche metrico e spesso canalizzate, di *wackestones* - *packstones* a nerineidi. Nella parte inferiore sono prevalenti *grainstones* e *wackestones* con abbondanti bioclasti, da medi a grossolani, laminazioni parallele con alternanze di materiale più fine e grossolano (tempestiti). Nella parte superiore prevalgono *wackestones*, con orizzonti di gasteropodi ricristallizzati.

Lo spessore massimo valutabile per l'unità descritta si aggira attorno ai 400 m.

Le *biofacies* sono complessivamente costituite da Echinodermata, rari Hydrozoa, Gastropoda tra i quali Nerineacea, mentre tra i microfossili bentonici sono presenti *Cuneolina camposaurii* SARTONI & CRESCENTI, *Cuneolina laurentii* SARTONI & CRESCENTI, ?*Cuneolina scarsellai* DE CASTRO, *Trocholina molesta* GORBATCHIK, *Trocholina alpina* (LEUPOLD), ?*Campanellula capuensis* DE CASTRO, *Montsalevia salevensis* (CHAROLLAIS, BRÖNNIMANN & ZANINETTI), *Salpingoporella biokovensis* SOKAC & VELIC, *Salpingoporella annulata* CAROZZI, *Lithocodium aggregatum* ELLIOTT, *Rivularia lissaviensis* (BORNEMANN), *Mitcheldeania brinkmanni* DRAGASTAN & DUZBASTILAR, *Rivularia kurdistanensis* (ELLIOTT).

Questa associazione permette di riferire l'unità in esame alla parte medio-superiore della biozona a *Favreina salevensis* e *Salpingoporella annulata* e alla parte inferiore-media della biozona a ?*Cuneolina scarsellai* e *Cuneolina camposaurii*.

VALANGINIANO - BARREMIANO inferiore

1.2.8. - calcari a rudiste e orbitoline (RDO)

Questa unità affiora diffusamente nell'area nord-occidentale del foglio (area A) e poggia sui calcari a coralli e diceratidi (CCD) e sui calcari cristallini ad echinodermi e coralli (ECC).

E' costituita da *grainstones*, più raramente *rudstones*, bio-intraclastici e bioclastici avana, avana chiari e biancastri, con elementi generalmente ben selezionati ed arrotondati, a luoghi saccaroidi o ricristallizzati ed in parte cariati (Collalto, versante nord), in strati da medi a spessi o a stratificazione indistinta, con geometria prevalentemente lenticolare. Occasionale presenza di riempimenti paleocarsici di colore avana e nocciola.

Detti litotipi contengono frammenti di lamellibranchi, resti di echinodermi, sporadici coralli, frammenti di rudiste ed orbitoline. Localmente (Colle Paradiso, Colle della Capanna, Laguccio-Valle di Iuda, Lago S. Pietro-Costa del Prato) sono presenti intercalazioni di bioclastiti, anche grossolane, con abbondanti frammenti di caprotine, rare caprine, radiolitidi con forme poco evolute, e requienidi, lamellibranchi e resti di echinidi, in orizzonti di spessore alcune decine di metri. Lo spessore massimo dell'unità si aggira fra i 100 m ed i 150 m.

Complessivamente nelle *biofacies* sono presenti Echinodermata, Anthozoa, Nerineacea, Radiolitidae, Caprinidae, Caprotinidae, *Orbitolina* (*Conicorbitolina*)

conica D'ARCHIAC, *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) *gr. texana* (ROEMER), *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH), *Paleodictyoconus* cf. *arabicus* (HENSON), *Koskinobullinasocialis* CHERCHI & SCHROEDER, *Lithocodium aggregatum* ELLIOTT, *Macroporella incerta* SOKAC, *Salpingoporella turgida* RADOICIC, *Rivularia lissaviensis* (BORNEMANN).

La suddetta associazione permette di riferire questa unità alla parte superiore della biozona a *Lithocodium aggregatum* e alla biozona a *Orbitolina*.

BARREMIANO *p.p.* – CENOMANIANO *p.p.*

1.2.9. - calcari bioclastici ad ippuriti e coralli (BIC)

I calcari bioclastici ad ippuriti e coralli affiorano in ristretti lembi, delimitati da contatti tettonici, nei pressi di Val d'Anzano e ad ovest di Colle del Vento e sono inseriti nella successione dell'area A nella legenda del foglio. Sono costituiti da *grainstones* e *rudstones*, a luoghi *packstones*, bioclastici ed intraclastici, di colore biancastro ed avana, in strati da sottili a spessi, con abbondanti frammenti di radiolitidi ed ippuriti, sporadici coralli, frammenti di echinidi e lamellibranchi. La *facies* permette di definire un ambiente deposizionale ad alta energia, quindi di margine di piattaforma carbonatica.

In località Val d'Anzano sono presenti filoni sedimentari costituiti da *grainstones* e *packstones*, a luoghi *wackestones* a nummuliti, discocycline e rari foraminiferi planctonici non determinabili. Frequenti riempimenti paleocarsici policromi, a luoghi laminati. Lo spessore massimo affiorante è di ca. 100-120m.

I macrofossili sono rappresentati in gran parte da resti di Rudistacea (tra cui *Hippurites pretoucasi*; ACCORDI *et alii*, 1987) e Anthozoa, mentre tra i rari microfossili sono presenti *Moncharmontia apenninica* (DE CASTRO), *Discorbis* cf. *turonicus* SAID & KENAWY, *Aeolisaccus kotori* RADOICIC, *Pithonella* sp., Rotaliidae.

L'unità viene riferita alla biozona a *Hippuritidae* e *Radiolitidae*.

CENOMANIANO *p.p.* - CAMPANIANO *p.p.*

1.3. -SUCCESIONEMESOZOICADIGRADINORIBASSATO–RAMPA?–SCARPATASUPERIORE

1.3.1. - calcari bioclastici “inferiori” (BLI)

I calcari bioclastici “inferiori” poggiano in continuità sul calcare massiccio nell'area di Ofena (area E) e sono eteropici della successione: *corniola*, *verde ammonitico* e *calcareniti e calcari a radiolari e resti filamentosi* affioranti nel settore settentrionale (area C), e della successione: *calcari organogeni di M. della Selva* (MSE), *unità oolitica* (UOO) e parte dei *calcari a ellipsactinie* (ELL) affioranti nel settore occidentale (area A e B).

La formazione, che è ben esposta lungo la strada tra Ofena e Forca di Penne

e sul versante occidentale del M. Cappucciata, è composta da diverse *litofacies*. Predominano i calcari biodetritici costituiti da *grainstones*, *packstones* e *wacke-stones* a granulometria variabile, in strati medi, con intercalazioni di orizzonti, di spessore variabile nell'ordine del metro, di breccie sedimentarie (con clasti di diametro dell'ordine del dm), presenti soprattutto nella parte bassa della successione; estremamente subordinati sono livelli di calcari micritici nocciola, che tendono ad aumentare verso l'alto, dove è presente la selce in liste e noduli. Lo spessore totale è di circa 1100 m.

Il contenuto paleontologico della parte inferiore dell'unità è costituito da Echinodermata, spicole di Porifera, "*Posidonia-Bositra*", *Agerina maritana* FARINACCI, *Amijella amiji* (HENSON), *Orbitopsella* sp., *Glomospira* sp., Nodosariidae; nella parte superiore dell'unità sono presenti Echinodermata, Hydrozoa, Bryozoa, *Saccocoma* sp., "*Posidonia-Bositra*", *Tubiphytes morronensis* CRESCENTI, *Nautiloculina oolitica* MOHLER, *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK, *Mohlerinabasilensis* MOHLER, *Spiraloconulus giganteus* CHERCHI & SCHROEDER, *Gutnicella cayeuxi* (LUCAS). Tale associazione permette di riferire questa unità all'intervallo che si estende dalla biozona a *Radiolaria*, *Palaeodasykladus*, *Anthozoa* e *Hydrozoa* sino alla biozona a *Saccocoma* e *Tubiphytes morronensis*.

SINEMURIANO superiore - TITONIANO p.p.

1.3.2. - calcari cristallini ad echinodermi e coralli (ECC)

I calcari cristallini ad echinodermi e coralli affiorano principalmente sul versante occidentale di M. Cappucciata, e nel settore centrale e nord-occidentale del foglio (aree A ed E). Sono eteropici della *maiolica* (MAD) e, in parte ai calcari ad *ellipsactinie* (ELL), dei quali rappresentano il margine esterno, caratterizzato probabilmente da un pendio deposizionale poco acclive. Tale formazione poggia in continuità stratigrafica sui calcari bioclastici "inferiori" (BLI).

E' costituita, nella parte bassa, da *grainstones*, a volte oolitici, alternati a calcari micritici bianchi e avana, in strati spessi e molto spessi, non sempre ben individuabili, caratterizzati da una diffusa ricristallizzazione (ECC). Nella parte alta passano a calcari cristallini (*grainstones-rudstones*) bianchi, a luoghi amalgamati, con intercalazioni di *packstones-grainstones* fini selciferi (ECC₁). Lo spessore è di circa 300 m.

Il contenuto fossilifero è costituito complessivamente da resti di Echinodermata, Hydrozoa, spicole di Porifera, *Tubiphytes morronensis* CRESCENTI, *Lithocodium aggregatum* ELLIOTT, Orbitolinidae, *Macroporella* sp., *Crassicollaria* spp., *Calpionella alpina* LORENZ, *C. elliptica* CADISCH, *Calpionellopsis oblonga* CADISCH, *Cs. simplex* COLOM, *Praecalpionellites murgeanui* (POP), *Calpionellites darderi* (COLOM), *Hedbergella sigali* MOULLADE.

Pertanto l'unità si estende dalla biozona a *Crassicollaria*, *Calpionella*, *Lithocodium aggregatum* e *Tubiphytes morronensis*, a parte della biozona a

Hedbergella e *Lithocodium aggregatum*.

TITONIANO superiore - BARREMIANO

1.3.3. - calcari bioclastici “superiori” (BLS)

I calcari bioclastici “superiori” poggiano, nell’area di Ofena (area E), sui calcari cristallini ad echinodermi e coralli (ECC) e nelle aree settentrionali (area C e D) sulla maiolica (MAD). Passano lateralmente alle calcareniti e calciruditi a fucoidi (CCF) (area E).

L’unità è suddivisibile in due membri eteropici.

Nell’area di Macchiozze S. Vito essa è costituita da calcari micritici, in strati medi, con selce, e da livelli biodetritici a granulometria fine in strati sottili (BLS₁ - membro micritico-calcarenitico).

Più a nord compaiono intercalazioni di calcari biodetritici di spessore dell’ordine di 5-6 m, ben esposti sulla cima di M. Cappucciata (area E). I livelli detritici aumentano di spessore fino a diventare nettamente prevalenti rispetto alle micriti nelle aree meridionali, a sud di M. Cappucciata. Il biodetrito è costituito da abbondanti frammenti di rudiste (radiolitidi, caprotine), orbitoline, idrozoi, echinodermi. Gli strati sono da medi a spessi, talora a geometria lenticolare, o a stratificazione indistinta. (BLS₂ - membro calcarenitico).

Lo spessore massimo è compreso fra 150 m e 170 m.

Sono presenti resti di Echinodermata, Bryozoa, Anthozoa, Radiolitidae, Gastropoda, *Aptychus* sp. I microfossili sono rappresentati da *Orbitolina* (*Conicorbitolina*) *conica* (D’ARCHIAC), *Paleodictyoconus* cf. *arabicus* (HENSON), *Lithocodium aggregatum* ELLIOTT, *Hedbergella delrioensis* (CARSEY), *Globigerinelloides algerianus* CUSHMAN & TEN-DAM, *Ticinella bejaouaensis* SIGAL, *T. primula* LUTERBACHER, *Biticinella breggiensis* (GANDOLFI), *Rotalipora ticinensis* (GANDOLFI), *R. appenninica* RENZ, *R. greenhornensis* (MORROW), *Praeglobotruncana gibba* KLAUS, *Dicarinella algeriana* (CARON), *Rotalipora cushmani* (MORROW). Pertanto l’unità descritta si estende dalla parte superiore della biozona a *Hedbergella* e *Lithocodium aggregatum*, alla biozona a *Rotalipora* e *Orbitolina* p.p..

APTIANO -CENOMANIANO p.p.

1.3.4. - calcari cristallini (CTN)

Questa unità poggia sulla scaglia detritica (SCZ) o è in parte eteropica di quest’ultima e (successioni delle aree A, E ed F della legenda del foglio) corrisponde all’intervallo temporale Campaniano-Maastrichtiano.

Si tratta di *grainstones-rudstones* chiari o bianchi, cristallini o fortemente ricristallizzati, in strati da spessi a molto spessi a luoghi con geometria lenticolare. La macrofauna è costituita da resti di radiolitidi ed echinodermi; la microfauna

da foraminiferi planctonici e bentonici (CTN_a).

Questi depositi passano superiormente a *wackestones* prevalenti con intercalazioni di *packstones-grainstones* bioclastici, di colore biancastro, in strati da sottili a medi, con sporadica laminazione e locale geometria lenticolare. Nelle micriti sono presenti abbondanti foraminiferi planctonici; nel biodetrito frammenti di rudiste e foraminiferi bentonici. Lo spessore massimo affiorante è di 70-80m (CTN_a).

Nel settore nord-occidentale (area A) e lungo la porzione meridionale del rilievo di M. Scarafana (a NNW di Forca di Penne), l'unità è costituita da *grainstones* biodetritici (CTN_a) da medi a fini di aspetto saccaroide, di colore biancastro, in strati medi e sottili, cui si intercalano sporadici livelli di *wackestones* a foraminiferi planctonici. Lo spessore massimo è di 70-80 m.

Il contenuto fossilifero è costituito da Echinodermata, Hippuritidae, *Inoceramus* sp., *Siderolites calcitrapoides* LAMARK, *Orbitoides medius* (D'ARCHIAC), *O. apiculatus* SCHLUMBERGER, *Hellenocyclina beotica* REICHEL, *Globotruncana arca* (CUSHMAN), *Globotruncanita elevata* (BROTZEN), *Globotruncana ventricosa* WHITE, *Globotruncanita stuarti* (DE LAPPARENT), *Contusotruncana contusa* (CUSHMAN).

L'associazione sopra descritta permette di riferire l'unità in esame alla parte medio-superiore della biozona a *Globotruncanita* e *Hippuritidae* e alla biozona a *Globotruncanita* e *Orbitoides*.

CAMPANIANO -MAASTRICHTIANO

1.4. - SUCCESSIONE MESOZOICA DI SCARPATA ESTERNA – BACINO PROSSIMALE

1.4.1. - *corniola* (COI)

La *corniola* affiora nel settore settentrionale del foglio (Piana del Voltigno, area C) ed in quello meridionale (area F), per uno spessore di circa 350 m. Essa è eteropica della parte inferiore dei *calcari bioclastici "inferiori"* (BLI) (area E) e di parte dei *calcari organogeni di M. della Selva* (MSE) affioranti ad est (area B).

Nell'area della Piana del Voltigno è costituita da calcari micritici nocciola scuro, in strati medi, con intercalazioni di orizzonti detritici in strati medi e spessi con selce grigia e marrone in lenti e noduli. Gli orizzonti detritici risultano costituiti da *grainstones* e *packstones* con clasti e bioclasti, a volte oolitici, con granulometria da fine a microconglomeratica e con geometrie lenticolari. La parte basale della formazione risulta a volte dolomitizzata.

Nell'area compresa fra Rifugio Ricotta e F.te Cretarola, dove poggia direttamente sul *calcare massiccio "B"* (MAS₂), è costituita da alternanze di *grainstones* oolitici, *wackestones* e *packstones* da nocciola ad avana chiaro a stratificazione incerta con microfauna bentonica e planctonica (COI₁). Lo spessore massimo

affiorante di questo intervallo è di ca. 30 m.

L'associazione paleontologica è complessivamente costituita da *Agerina mar-tana* (FARINACCI), *Globochaete alpina* LOMBARD, *Siphovalvulina* sp., Nodosariidae, “*Posidonia-Bositra*”, Radiolaria, Echinodermata, spicole di Porifera, Mollusca, Hydrozoa.

Tale associazione permette di riferire questa unità all'intervallo che si estende dalla biozona a *Radiolaria*, *Palaeodasycladus*, *Anthozoa* e *Hydrozoa* alla biozona a “*Posidonia-Bositra*”, *Palaeodasycladus*, *Anthozoa* e *Hydrozoa*.

SINEMURIANO superiore p.p.- TOARCIANO p.p.

1.4.2. - *verde ammonitico - calcari e marne a Posidonia (VAP)*

La formazione del *verde ammonitico - calcari e marne a Posidonia* affiora in continuità con la *corniola* (COI) nel settore settentrionale dell'area del foglio (Vado di Sole - F.te del Serpente, F.te la Plaia, Piana del Voltigno) (area C) per uno spessore di circa 50-70 m. A sud (area E) passa ai *calcari bioclastici “inferiori”* (BLI), e ad est (area A e B) all'*unità oolitica* (UOO). Affiora inoltre in un ristretto settore nella struttura di M. Roccatagliata (area F).

E' costituita dall'alternanza di *wackestones* e *packstones* nodulari nocciola e rossastri con *selce*, di marne e marne calcaree in strati da sottili a medi con brachiopodi (F.te del Serpente) e di *grainstones*, a luoghi oolitici, in strati medi e spessi. La *litofacies* marnosa è prevalente nella porzione intermedia della formazione.

Complessivamente in questa unità sono presenti “*Posidonia-Bositra*”, *Gutnicella cayeuxi* (LUCAS), *Bosniella croatica* (GUSIC), *Protopenneroplis striata* WEYNSCHENK, Nodosariidae, Radiolaria, Echinodermata, Mollusca.

L'associazione citata permette il riferimento di questa unità alla biozona a “*Posidonia-Bositra*” e *Gutnicella cayeuxi* ed alla parte inferiore-media della biozona a “*Posidonia-Bositra*” e *Protopenneroplis striata*.

TOARCIANO p.p.- BATHONIANO

1.4.3. - *calcareniti e calcari a radiolari e resti filamentosi (CRF)*

Le *calcareniti e calcari a radiolari e resti filamentosi* giacciono in continuità sul *verde ammonitico-calcari e marne a Posidonia* (VAP), e affiorano, per uno spessore totale di 700 m circa, nell'area della Piana del Voltigno (area C) fra Vado di Sole, Vallone d'Angora e M. Meta. Questa unità è eteropica della parte alta dei *calcari bioclastici inferiori* (BLI), affioranti più a sud (area E) e, verso ovest della parte alta dell'*unità oolitica* (UOO) (area A e B). Tale formazione è costituita da *facies* di scarpata prossimale eteropica dei *calcari diasprini detritici* (CDI) e passa al tetto alla *maiolica* (MAD).

Litologicamente è costituita, nella parte bassa, da alternanze di calcari micritici nocciola, con clasti oolitici scuri e clasti micritici, *grainstones*, a luoghi

oolitici, *packstones* e *wackestones* di colore avana e nocciola, in strati medi e spessi, con selce scura in frammenti, noduli e lenti (CRF).

Nella parte superiore (CRF₁), sono presenti orizzonti bioclastici di notevole spessore (4-10 m) costituiti da *grainstones-rudstones* biancastri, in strati spessi e molto spessi, a luoghi amalgamati o a stratificazione indistinta, con geometria lenticolare, contenenti intercalazioni di *packstones-grainstones* fini selciferi, di colore avana ed avana chiaro in strati medi e spessi.

In località Vallopiano, in prossimità di M. Capo Le Serre, nella parte alta della formazione, sono presenti calcari costituiti da alternanze millimetriche di micriti e livelli biodetritici.

In questa unità risultano complessivamente presenti Echinodermata, Hydrozoa, Anthozoa, Bryozoa, *Aptychus* sp., *Saccocoma* sp., Radiolaria, “*Posidonia-Bositra*”, *Colomisphaera* sp., *Protopenneroplis striata* WEYNSCHENK, *Mohlerina basiliensis* (MOHLER), *Tubiphytes morronensis* CRESCENTI.

Dal punto di vista biostratigrafico l'unità si estende dalla parte superiore della biozona a “*Posidonia - Bositra*” e *Protopenneroplis striata* fino alla biozona a *Saccocoma* e *Tubiphytes morronensis*.

CALLOVIANO - TITONIANO inferiore

1.4.4. - calcari diasprini detritici (CDI)

L'Unità dei *calcari diasprini detritici* affiora nell'area meridionale del foglio (area F), è eteropica delle *calcareniti e calcari a radiolari e resti filamentosi* (CRF) e poggia sul *verde ammonitico-calcari e marne a Posidonia* (VAP). Affiora lungo le dorsali di M. Picca e M. Roccatagliata, in *facies* di scarpata intermedia e distale.

L'unità è costituita, nella parte alta, da alternanze di *wackestones* e *packstones* a luoghi laminati avana ed avana chiaro con abbondante selce, in strati sottili e medi, e di *grainstones-rudstones* bio-intraclastici con abbondanti frammenti di echinodermi ed organismi sessili in strati spessi ed a geometria lenticolare (CDI_a). Nell'area di M. Picca, verso l'alto, tende a prevalere la componente detritica; nella parte bassa, si alternano *mudstones-wackestones* avana e nocciola, in strati medi e spessi, e *grainstones* avana a luoghi oolitici, contenenti selce scura in livelli e lenti (CDI_b).

Nell'area di M. Picca, la parte inferiore è caratterizzata da livelli di *wackestones* a debole componente marnosa di colore scuro, in strati sottili e medi, alternati a *grainstones* oolitico-bioclastici in strati medi (CDI_c).

Lo spessore totale è di circa 200 m (280 per l'area di M. Picca).

Tra i resti di macrofossili sono presenti Echinodermata, spicole di Porifera, Bryozoa, “*Posidonia-Bositra*”, *Aptychus* sp., *Saccocoma* sp.

Tra i microfossili maggiormente significativi si ricordano *Salpingoporella pygma* (GUEMBEL), *Neotrocholina infragranulata* (NOTH), *Labyrinthina mirabilis* MOHLER, *Protopenneroplis striata* WEYNSCHENK e *Tubiphytes morronensis* CRESCENTI, Radiolaria, *Colomisphaera carpathica* (BORZA), *Cadosina parvula* NAGY.

L'associazione citata permette di riferire l'unità in esame all'intervallo che si estende dalla biozona a "*Posidonia-Bositra*" e *Protopenneroplis striata*, alla biozona a *Saccocoma* e *Tubiphytes morronensis*.

CALLOVIANO - TITONIANO inferiore_

1.4.5. - *maiolica detritica* (MAD)

L'unità affiora diffusamente nelle aree C ed E. Nell'area C poggia in continuità sulle *calcareniti e calcari a radiolari e resti filamentosi* (CRF), mentre nell'area E poggia sui *calcari bioclastici "inferiori"* (BLI) ed è eteropica dei *calcari cristallini ad echinodermi e coralli* (ECC). L'ambiente di sedimentazione è riferibile ad una scarpata prossimale, passante verso sud ad un'area di "gradino ribassato".

Si tratta di calcari micritici (*mudstones*) avana in strati medi con intercalazioni di calcareniti saccaroidi (*grainstones-wackestones* cristallini), prevalenti sulle micriti nella parte inferiore; sono inoltre presenti numerosi orizzonti biodetritici a granulometria fine. La selce è presente in frammenti.

Nell'area C, nei pressi del Vallone d'Angora, l'unità è costituita prevalentemente da *wackestones*, in strati medi, cui si intercalano livelli di *grainstones* e *packstones* cristallini in strati da medi a spessi, di colore avana, con selce scura o nera in livelli, liste e noduli. La componente biodetritica si riduce leggermente verso l'alto.

Nell'area F esclusivamente nella struttura di Roccatagliata, in continuità con i *calcari diasprini detritici* (CDI) affiora una *facies* distale della *maiolica* (MAD), costituita in prevalenza da *mudstones-wackestones*, in strati medi e sottili, di colore biancastro o avana chiaro, contenenti sporadiche intercalazioni di *grainstones-packstones* avana bio-litoclastici, relativamente più abbondanti verso la base.

Lo spessore varia nelle diverse zone: è massimo a nord (300 m circa) e si riduce verso sud (200 m).

L'associazione micropaleontologica è costituita complessivamente da Radiolaria, spicole di Porifera, *Lithocodium aggregatum* ELLIOTT, *Tubiphytes morronensis* CRESCENTI, *Colomisphaera carpathica* (BORZA), *Crassicollaria intermedia* (DURHNA-DELGA), *Calpionella alpina* LORENZ, *C. elliptica* CADISCH, *Calpionellopsis simplex* (COLOM), *Globigerinelloides blowi* (BOLLI) e *Hedbergella* sp.

L'unità si estende dalla biozona a *Crassicollaria*, *Calpionella*, *Lithocodium aggregatum* e *Tubiphytes morronensis*, a parte della biozona a *Hedbergella* e *Lithocodium aggregatum*.

TITONIANO superiore - BARREMIANO

1.4.6. - *calcareniti e calciruditi a fucoidi* (CCF)

Le *calcareniti e calciruditi a fucoidi* affiorano nel settore meridionale del foglio (area E ed F) in eteropia laterale con i *calcari bioclastici "superiori"*

(BLS₂). La formazione presenta lacune stratigrafiche e parziali eteropie tra le diverse associazioni di *facies*, e ciò comporta notevoli variazioni laterali dello spessore totale.

La porzione basale dell'unità è costituita da prevalenti *grainstones-rudstones* bioclastici, in parte ricristallizzati, di colore biancastro, in strati spessi e molto spessi ed a geometria marcatamente lenticolare (CCF₁). Il biodetritico è principalmente costituito da frammenti di radiolitidi, in subordine da coralli ed orbitoline. La porzione intermedia è costituita da livelli marnosi e calcareo-marnosi in strati sottili, di colore da grigiastro a verdastro ed avana, con abbondante selce (CCF₂); lo spessore, molto variabile, è compreso fra 10 m e 100 m.

Nell'area di M. Picca (F.te di M. Alto) e M. Roccatagliata si passa ad alternanze di *packstones* e di *grainstones* bioclastici ben stratificati, a luoghi laminati, con sporadici interstrati micritici chiari (prevalenti nella parte superiore) (CCF₃). Lo spessore, molto variabile, raggiunge un massimo di alcune decine di metri. Nell'area di Coleottero a causa del suo ridotto spessore il membro superiore è stato inglobato nella parte basale della *Scaglia detritica*, costituita dall'associazione SCZ_b.

I foraminiferi bentonici più significativi sono rappresentati da *Orbitolina* (*Conicorbitolina*) *conica* (D'ARCHIAC) e *Paleodictyoconus arabicus* (HENSON), mentre tra i planctonici sono presenti *Globigerinelloides blowi* (BOLLI), *G. algerianus* CUSHMAN & TEN DAM, *G. ferreolensi* (MOULLADE), *Ticinella bejaouaensis* SIGAL, *T. primula* LUTERBACHER, *Biticinella preggiensis* (GANDOLFI), *Rotalipora ticinensis* (GANDOLFI), *R. appenninica* (RENZ), *R. brotzeni* (SIGAL) e *R. reicheli* MORNOD.

L'unità si estende pertanto dalla parte superiore della biozona a *Hedbergella* e *Lithocodium aggregatum*, a gran parte della biozona a *Rotalipora* e *Orbitolina*.

APTIANO -CENOMANIANO *p.p.*

1.4.7. - *scaglia detritica* (SCZ)

La *scaglia detritica* affiora nel settore centrale del foglio aree (C, D, E ed F), dove generalmente è sovrapposta alle *calcareniti e calciruditi a fucoidi* (CCF) o ai *calcarei bioclastici "superiori"* (BLS₂).

Nell'ambito della formazione in esame si osservano forti variazioni laterali dello spessore e della distribuzione e spessore dei corpi detritici. Sono stati distinte diverse associazioni di *litofacies* che presentano caratteri omogenei e che possono essere presenti, nell'ambito della formazione a diversi livelli stratigrafici. Nella parte alta sono intercalati i *calcarei cristallini* (CTN).

Nel settore nord-occidentale l'unità poggia in discordanza angolare sui *calcarei a rudiste ed orbitoline* (RDO), (area A) con spessori estremamente ridotti. Qui è costituita prevalentemente da *mudstones* e *wackestones*, localmente laminati in strati sottili e medi alternati a *grainstones-rudstones* in strati spessi, con geometria lenticolare, cristallizzati, con selce in liste e noduli (SCZ_a).

Nell'area di M. Cappucciata (area E), la *scaglia detritica* raggiunge uno spessore di circa 500 m, ed è costituita, da alternanze di calcareniti di colore bianco, a granulometria medio-fine (*packstones* e *wackestones*) in strati medi, calcari marnosi bianchi, in strati medi con laminazioni e calcari micritici con selce in liste, noduli e livelli, con foraminiferi planctonici (SCZ_a) alle quali sono intercalati, nella parte centrale, orizzonti di spessore variabile tra i 2 e i 5 m di calciruditi e calcareniti a geometria lenticolare con frammenti di rudiste e orbitoline (SCZ_b). Nella parte inferiore è presente un orizzonte calcarenitico - calciruditico (SCZ_a) costituito dall'alternanza di *grainstones* e *rudstones* bioclastici biancastri cristallini in strati da medi a spessi, sovente con geometria lenticolare. Sporadicamente si rinvencono intercalazioni di sottili livelli micritici o di breccie micritiche a foraminiferi planctonici. Questo orizzonte è eteropico della porzione basale dei *calcari cristallini* (CTN) presenti nelle aree meridionali esterne al foglio (Foglio Sulmona). La granulometria è grossolana, anche se estremamente variabile nelle diverse zone di affioramento. La macrofauna di questo orizzonte è costituita da abbondanti resti di radiolitidi, più raramente da hippuritidi, coralli ed echinodermi. Lo spessore massimo è valutabile attorno ai 70-80 m.

Nella parte alta, al di sopra dei *calcari cristallini* sono di nuovo presenti, con uno spessore variabile, *packstones* e *wackestones* in strati medi intercalati a rari strati di calcari marnosi (SCZ_a). Verso nord, in corrispondenza della cresta di M. Cappucciata, la successione diminuisce di spessore e i *calcari cristallini* si chiudono lateralmente. Ancora verso nord (Votigno), la stessa formazione raggiunge uno spessore in affioramento di circa 250 m (il tetto non affiora perché coperto in discordanza dai *conglomerati di Rigopiano* (CRG_2), ed è costituita interamente da calcari micritici con selce in liste e noduli, con orizzonti calcarenitici in strati medi (SCZ_a).

Lateralmente, nella zona di Navelli, la *scaglia detritica* è costituita da micriti bianche, con selce nera e bruna, in strati sottili e medi (SCZ_a) per uno spessore di alcune decine di metri per poi passare superiormente ai *calcari cristallini*.

Sul rilievo di Colle Madonna (area D) la *litofacies* prevalente è costituita da calcari micritici bianchi, con selce nera e bruna, in strati sottili e medi, con sporadiche intercalazioni detritiche in strati medi, a granulometria medio-fine costituite da materiale bioclastico e piccoli frammenti di selce (SCZ).

Nella dorsale di M. Picca - M. Roccatagliata (area F), la *scaglia detritica* è costituita prevalentemente da *mudstones* e *wackestones*, localmente laminati, di colore bianco, rosato o avana chiaro in strati medi e sottili, con intercalazioni di calcari marnosi biancastri e di subordinati *grainstones* bioclastici in strati medi e spessi. E' presente la selce, scura, più raramente rossastra, in liste e noduli nelle micriti, in frammenti nei livelli bioclastici. Lo spessore è compreso fra i 50 m ed i 100 m. Il contatto con i soprastanti *calcari cristallini* è probabilmente erosivo (SCZ).

Il contenuto paleontologico dell'unità, nel suo complesso, è costituito da Echinodermata, Hippuritacea, Anthozoa, Bryozoa, spicole di Porifera, Rotaliidae, *Siderolites calcitropoides* LAMARK, *Orbitoides* gr. *media*, *Lepidorbitoides*

gr. *minor*, *Solcoperculina* sp., *Miscellanea* sp., *Assilina* sp., Alveolinidae, Nummulitidae, Discocyclinidae, *Ethelia alba* PFENDER, Melobesidae, *Rotolipora cushmani* (MORROW), *Helvetoglobotruncana helvetica* (BOLLI), *Marginotruncana* spp., *Dicarinella concavata* (BROTZEN), *Globotruncanita elevata* (BROTZEN), *Globotruncana ventricosa* WHITE, *Globotruncanita stuarti* (DE LAPPARENT), *Cotusotruncana contusa* (CUSHMAN), *Abatomphalus* sp., *Parasubbotina pseudobulloides* (PLUMMER), *Morozovella angulata* (WHITE), *Planorotalites pseudomenardii* (BOLLI), *Morozovella aragonensis* (NUTTHLL), *Acarinina topilensis* (CUSHMAN), *Morozovella spinulosa* (CUSHMAN).

L'associazione sopra descritta permette di attribuire l'unità all'intervallo biostratigrafico che si estende dalla parte superiore della biozona a *Rotalipora* e *Orbitolina* fino alla biozona a *Hantkenina nutalli* p.p. e quindi un'età CENOMANIANO p.p. - LUTEZIANO p.p., in realtà tale condizione vale solo per l'area D. Nelle altre aree l'unità risulta attribuibile al CENOMANIANO p.p. - CAMPANIANO p.p. (aree A ed F), o al CENOMANIANO p.p. - THANETIANO (YPRESIANO p.p.?) (aree C ed E).

1.5. - SUCCESSIONE CENOZOICA DI RAMPA - PIATTAFORMA APERTA

1.5.1. - calcareniti a macroforaminiferi (CFR)

Tale unità è costituita da due membri. caratterizzati rispettivamente da faune a nummuliti e discocycline (membro inferiore) o a miogypsine e lepidocycline (membro superiore).

calcareniti a nummuliti e discocycline (CFR₁). Affiorano al di sopra della *scaglia detritica* (SCZ), nei settori occidentali e nord-occidentali del foglio (aree A ed E), nella maggior parte dei casi in discordanza angolare. Presenta uno spessore di circa 70-80 m. Il membro è costituito da *grainstones* e *packstones* avana e biancastri alternati a *grainstones-rudstones* bioclastici in strati da spessi a molto spessi, a luoghi brecciati o cariati, con geometria marcatamente lenticolare. Sono presenti livelli ricchi in macroforaminiferi (nummuliti, discocycline e, più raramente, alveoline) e in resti di lamellibranchi ed echinodermi. Sporadiche sono le intercalazioni di *wackestones* con bioclasti gradati.

L'ambiente deposizionale è probabilmente riferibile ad una rampa carbonatica s.l.. I fossili riconosciuti (*Morozovella* gr. *aragonensis*, *Morozovella* gr. *formosa*, *Nummulites* gr. *maximus*, *Morozovella* gr. *lehneri*, *Nummulites fabianii* PREVER, *Nummulites* cf. *retiatius* ROVEDA, *Turborotalia* gr. *cerroazulensis*), permettono di individuare l'intervallo biostratigrafico compreso tra le biozone SBZ10-SBZ20 equivalenti alle biozone a foraminiferi planctonici P7-P17.

YPRESIANO p.p. - PRIABONIANO

calcareniti a miogypsine e lepidocycline (**CFR₂**). Affiorano nella struttura di Macchiozze S. Vito e di M. Scarafana - M. Pietra Fracida (area E), e poggiano sulle *calcareniti a nummuliti e discocycline*, mentre nella struttura di M. La Queglia (area G) costituiscono la base della *Formazione Bolognano*.

Nell'area di Macchiozze S. Vito - M. Scarafana sono costituite da calcareniti a granulometria medio fine (*wackestones e packstones*), di colore nocciola scuro e avana, glauconitiche, in strati medi e spessi, ricche di heterostegine di grandi dimensioni (**CFR_{2a}**). Nella porzione basale la componente marnosa aumenta notevolmente e la litologia assume i caratteri di una calcarenite marnosa. Questo intervallo basale è ben visibile sulla parete di Pietra Fradicia e sulle pendici occidentali di Macchiozze S. Vito.

La *microbiofacies* del membro è costituita nella parte bassa da globorotalie e globigerine di piccole dimensioni, con frammenti di litotamni, rotaliidi, lepidocyclinidi, gypsinidi; nella parte alta sono presenti alghe corallinacee, briozoi, lepidocycline e frammenti di molluschi. Nell'area suddetta il membro è equivalente alla parte inferiore della *Formazione Bolognano*. L'ambiente di deposizione corrisponde ad una rampa carbonatica di profondità non superiore ai 100 m; lo spessore in affioramento è di 200 m circa.

Nel rilievo di M. La Queglia (area G) il membro presenta uno spessore di circa 20 m ed è costituito da calcareniti organogene a granulometria media (*grainstones* bioclastici) (**CFR₂**), in strati sottili, ricchissima di macroforaminiferi tra cui *Nephrolepidina praemarginata* (DOUVILLÉ), *Nephrolepidina morgani* (LEMOINE & DOUVILLÉ), *Nephrolepidina tournoueri* (LEMOINE & DOUVILLÉ), *Eulepidina* gr. *ephippioides* (JONES & CHAPMAN), *Eulepidina dilatata* (MICHELOTTI), *Amphistegina* sp., *Heterostegina* sp., *Cycloclypeus* sp., *Spiroclypeus* sp., *Operculina complanata* (DEFRANCE), *Nummulites* sp., *Miogypsinoidea* sp., *Miogypsina* cf. *globulina* (MICHELOTTI), *Miogypsina* sp., *Miolepidocyclina* sp., *Amphistegina* sp.

L'associazione paleontologica sopra citata permette di riferire il membro in esame all'intervallo compreso tra le biozone SBZ22 e SBZ25.

RUPELIANO *p.p.* - BURDIGALIANO

1.5.2. - *Formazione S. Spirito* (**FSS**)

La *Formazione S. Spirito* è presente nell'area D in corrispondenza dei rilievi di Colle Madonna, con uno spessore di circa 120 m, e di M. La Queglia (area G), dove affiora il membro inferiore della formazione con uno spessore molto ridotto. Sul rilievo di Colle Madonna, la formazione può essere distinta in due membri.

membro inferiore (**FSS₁**). È costituito da calcari micritici avana e nocciola con noduli di selce rossa, marrone e nera (a M. La Queglia). Sono presenti, in strati medi, abbondanti livelli detritici a granulometria medio-fine (Colle

Madonna). Nella frazione più fine sono presenti faune a foraminiferi planctonici (*Globorotalia* sp.), mentre nella frazione detritica (assente nell'area di M. La Queglia) sono riconoscibili *Discocyclusina* sp., nummuliti, alghe calcaree.

membro superiore (FSS₂). E' costituito da calcari marnosi grigi, in strati sottili, con selce nera e abbondanti intercalazioni detritiche in strati medi di colore bianco-avorio. Questi passano superiormente a marne calcaree grigie in strati sottili, con selce nera in noduli e livelli, e livelli detritici in strati medi. Nella componente detritica della parte inferiore si riconoscono *Alveolina* sp., nummuliti, *Discocyclusina* sp., *Eulepidina dilatata*, *Nephrolepidina* cfr. *morgani*, alghe calcaree (BIGI, 1993). Nelle marne calcaree (parte superiore) sono presenti *G. venezuelana* HEDBERG e *Catapsydrax dissimilis* CUSHMAN & BERMUDEZ.

Per quanto riguarda l'ambiente deposizionale, i depositi sopra descritti sono da collocare sulla parte distale di una rampa carbonatica s.l. (*Formazione di S. Spirito*, CRESCENTI *et alii*, 1969).

Dai dati disponibili in letteratura (BIGI, 1993) la formazione è attribuibile, nell'area in esame, ad un intervallo temporale che si estende dal LUTEZIANO p.p. al RUPELIANO p.p. (biozone SBZ15 – SBZ21)

1.5.3. - calcareniti cristalline (CAX)

Affiorano esclusivamente nell'area F, lungo la dorsale M. Picca-M. Roccatagliata, in modo assai discontinuo, e poggiano, con spessori fortemente variabili, sui depositi del Cretacico sommitale. Rappresentano *facies* eteropiche della *Formazione S. Spirito* e della parte basale della *Formazione Bolognano*.

Sono costituite da *grainstones* saccaroidi biancastri, in strati prevalentemente medi e spessi, con locali intercalazioni di *packstones* cristallini e di *wackestones* avana e grigiastri. Sono inoltre presenti frammenti di selce rossastra e lenti calciruditiche. Tali sedimenti sono indicativi di un ambiente di rampa carbonatica distale. La microfauna contiene spesso forme rielaborate sia cretache che cenozoiche. Lo spessore massimo affiorante è di circa 60-70 m. Superiormente passano a depositi di rampa prossimale del Miocene medio attribuibili al membro superiore della *Formazione Bolognano*. Dai dati disponibili in letteratura (BIGI, 1993) l'unità è attribuibile all'EOCENE - LANGHIANO p.p.

1.5.4. - *Formazione Bolognano* (BOL)

La *Formazione Bolognano*, istituita nell'area della Maiella da CRESCENTI *et alii* (1969), caratterizza la parte superiore delle successioni pre-orogeniche di tutta l'area centro-occidentale del foglio, (aree D, F e G). La formazione è stata suddivisa in tre membri, che presentano caratteristiche omogenee in tutta l'area;

dove gli spessori sono ridotti, generalmente è presente soltanto il membro superiore (M. Picca, M. Roccatagliata, M. La Queglia).

Gli affioramenti più settentrionali di questa formazione corrispondono al rilievo di Colle Madonna. La parte basale (**BOL₁**) è costituita da calcari biodetritici, di colore grigio avana, in strati molto spessi, non sempre evidenti. Lo spessore totale è di circa 60-70 m. L'unità poggia sulle marne calcaree della *Formazione S. Spirito* con una leggera discordanza angolare ben osservabile sul versante nord di Colle Madonna. La parte inferiore è caratterizzata da granulometrie grossolane e abbondante glauconite (*grainstone-packstone* bioclastico), con macroforaminiferi (*Nephrolepidina* sp., *Spyroclypeus* sp.), ostreidi, rotaliidi, briozoi, miliolidi, associati ad una notevole quantità di intraclasti micritici e glauconite. Nella parte intermedia è visibile un livello ricco di denti di pesci. Nella parte alta si riconoscono: *Heterostegina* sp., *Elphidium* sp., *Amphistegina* sp. con frammenti di lepidocycline, litotamni, briozoi e clasti micritici.

Il membro intermedio (**BOL₂**) è costituito da marne calcaree grigie, prive di selce, sottilmente stratificate, con uno spessore di 10 m circa. Contengono impronte di bivalvi e briozoi, noduli di limonite e glauconite. La *microbiofacies* è costituita da globigerinidi, alghe calcaree, rotaliidi, foraminiferi bentonici biseriali, *Orbulina* sp., *Globigerina* sp., *Globigerinoides* sp.

Il membro superiore (**BOL₃**) è costituito da calcareniti a granulometria fine, avana chiaro, con una notevole componente marnosa, alternate ed eteropiche a calcari detritici bianchi, con abbondanti litotamni, per uno spessore di circa 50 m. Sono presenti calcareniti avana, a granulometria grossolana, ricche di operculine e heterostegine. La base di tale membro, al contatto con le marne del membro intermedio (**BOL₂**) è caratterizzata da una calcarenite con abbondante glauconite e livelli a ostreidi e pettinidi. La *macrobiofacies* è costituita da bivalvi, litotamni, impronte di limivori (*Cylindrites*, *Ditrupa*), coralli solitari, radioli di echinidi. Tra la microfauna, sono riconoscibili: *Orbulina* sp., *Globigerinoides trilobus* REUSS, *Elphidium* sp., *Operculina* sp., *Heterostegina* sp., miliolidi, rotaliidi.

L'ambiente deposizionale è riconducibile ad una rampa carbonatica *s.l.* con caratteri di passaggio ad aree più profonde.

Nell'area F (M. Picca) e G (M. La Queglia), la *Formazione Bolognano* presenta soltanto il membro superiore. Esso poggia sulle calcareniti "cristalline" nei rilievi di M. Picca e M. Roccatagliata, e sulle calcareniti a *miogypsine* e *lepidocycline* nel rilievo di M. La Queglia, e copre l'intervallo temporale che va dal Langhiano al Tortoniano inferiore. In questi casi la *Formazione Bolognano* è costituita, nella parte bassa, da *wackestones* bianchi, in strati molto spessi, ricchi di litotamni che passano superiormente a *packstones* finissimi nocciola chiaro, in giacitura massiva, con microfauna a planctonici e frammenti di macroforaminiferi. Al tetto sono presenti *wackestones* nocciola chiaro, con macrofauna a pettinidi e ostreidi. E' presente glauconite. L'ambiente deposizionale è una piattaforma neritica aperta (rampa carbonatica). Lo spessore totale è di circa 50-60 m. La *biofacies* è costituita nella parte bassa da: *Amphistegina* sp., *Elphidium* sp., *Heterostegina* sp., *Globigerinoides trilobus*; nella parte alta: pettinidi e ostreidi,

denti di pesce.

Nell'area della Maiella settentrionale (area G), affiora diffusamente al letto della *Formazione gessoso solfifera* (GES), lungo l'incisione del fiume Orta ed i versanti prospicienti. Qui sono distinguibili i tre membri suddetti. Il membro inferiore (**BOL₁**) affiora in una ristretta fascia in prossimità dell'uscita dalle gole dell'Orta ed è costituito da *grainstones* e *packstones* color grigio-avana e chiari, in strati spessi e banchi, a luoghi con glauconite e livelli bituminosi, contenenti briozoi, lepidocycline, bivalvi, rari foraminiferi planctonici, amphistegine, miogypsine ed heterostegine. In alcuni strati si notano geometrie lenticolari e *set* incrociati. Lo spessore massimo affiorante è di ca. 15-18 m. L'ambiente deposizionale è quello di una rampa carbonatica di acque basse, con un *hard-ground* deposizionale al tetto del membro che segna il passaggio a condizioni di mare più profondo.

Il membro intermedio (**BOL₂**) affiora con una certa continuità lungo l'incisione del F. Orta, ed è costituito da alternanze di marne e marne calcaree grigiastre, grigio-verdastre ed avana, calcareniti fini a matrice marnosa, in strati prevalentemente sottili o medi, con glauconite anche abbondante e frequentemente alterata, contenenti impronte di bivalvi, rari resti di briozoi, abbondanti foraminiferi planctonici e subordinati bentonici. L'alternanza calcareniti-calcolutiti e l'abbondanza di microfauna pelagica lo fanno riferire ad un ambiente di sedimentazione di rampa carbonatica profonda, con apporti detritici dai coevi settori più prossimali, che si fanno più spessi e frequenti verso sud.

Il membro superiore (**BOL₃**) è costituito da *grainstones* e *packstones* a blocchi ed intraclasti medi e fini, più raramente *wackestones*, color avana-avana chiaro e biancastro, con componente marnosa di entità variabile ma diffusa, in strati da medi a molto spessi, con intercalazioni di orizzonti biodetritici ricchi in litotamni, contenenti resti di briozoi, frammenti di echinidi, ditrupe, resti di lamellibranchi e vari foraminiferi bentonici. In alcuni casi la geometria degli strati è lenticolare alla scala metrica (Fosso Cavallo, a NW di Scagnano). Sono presenti alcuni livelli bituminosi concentrati prevalentemente verso la base e verso il tetto. Lo spessore, leggermente variabile lateralmente, è valutabile in alcune decine di metri. Nella porzione superiore di questo membro è presente un *hard-ground* deposizionale. La sedimentazione è riferibile ad un ambiente di rampa carbonatica, forse controllata da fattori eustatici, con alternanza di livelli a maggiore e minore prossimalità.

Dai dati disponibili in letteratura la formazione risulta avere età diverse a seconda delle aree di affioramento.

RUPELIANO *p.p.* - TORTONIANO *p.p.* nell'area di Colle Madonna-M. Picca (CRESCENTI *et alii*, 1969; PATACCA *et alii*, 1991; BIGI, 1993).

RUPELIANO *p.p.* - MESSINIANO *p.p.* nell'area della Maiella (PATACCA *et alii*, 1991)

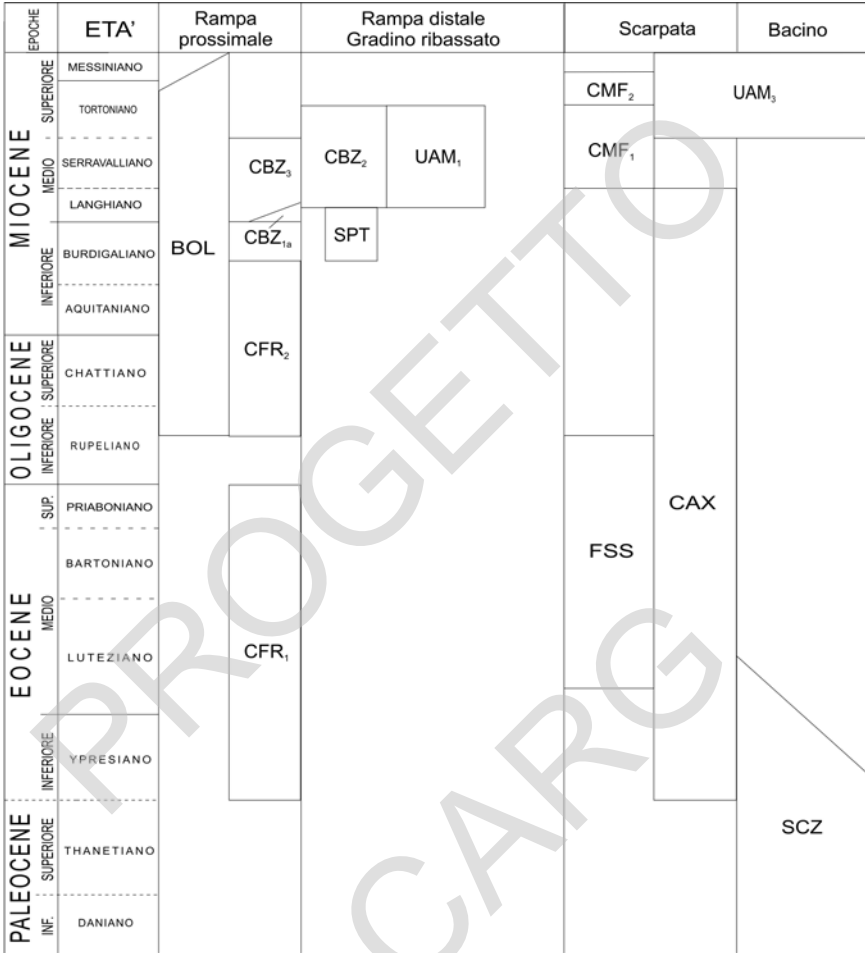


Fig. 10 - Schema dei rapporti tra le unità litostratigrafiche del Terziario pre-terrigeno.

1.5.5. - unità spongolitica (SPT)

L'unità, che affiora estesamente nell'area aquilana, è rappresentata da un ristretto lembo, fra Fonte di Assergi e Fonte Zorlana, a nord di Monte Bolza; riferibile alla *litofacies calcarea del membro di Tornimparte* (SPT_{2a}). Essa poggia in trasgressione sui depositi del Cretacico sommitale, e, pertanto, è stata inserita nella successione della zona A.

E' costituita da alternanze di *grainstones-packstones* bioclastici fini, avana, con intercalazioni di *wackestones* e marne calcaree grigiastre in strati medi e sottili. Sono frequenti noduli di selce di origine organica (spugne) allineati lungo le superfici di interstrato. Lo spessore massimo affiorante è di circa 40-50 m.

Il contenuto microfaunistico è costituito da *Catapsydrax dissimilis* (CUSHMAN & BERMUDEZ), *Globigerinoides altiapertura* BOLLI, *G. trilobus* (REUSS), *G. bisphericus* TODD, *Globoquadrina dehiscens* (CHAPMAN, PARR & COLLINS), *Praeorbulina* sp.

Tale associazione permette di riferire l'unità in esame all'intervallo compreso tra la biozona a *Globigerinoides trilobus* p.p. e la parte inferiore della biozona a *Praeorbulina* spp.

BURDIGALIANO p.p.- LANGHIANO p.p.

1.5.6. - calcari a briozoi e litotamni (CBZ)

Questa unità è costituita da tre membri (*calcareniti arancioni*, *calcareniti a punti rossi* e *calcareniti a briozoi*) eteropici tra loro e con rapporti variabili da zona a zona.

calcareniti arancioni, *litofacies glauconitica* (CBZ_{1a}). Affiorano in ridotti settori, in prossimità di Piano Racollo (a nord di Lago S. Pietro) ed a sud di Costa del Prato nel settore nord-orientale del foglio (area A). Non sono noti i rapporti con le formazioni sovrastanti e sottostanti. Sono costituite da calcareniti, *grainstones* ad elementi ben arrotondati, a luoghi *packstones*, spesso ricristallizzati e di aspetto saccaroide, in strati da medio-sottili a spessi, di colore da avana-grigiastro ad avana e biancastro. Sono presenti glauconite, a luoghi parzialmente alterata, ed intercalazioni di livelli bioclastici contenenti *amphistegine*, *miogypsine* e frammenti di lamellibranchi.

Lo spessore varia fra 50 m e 100-120 m. La microfauna risulta banale o non determinabile e, di conseguenza, non è possibile riferire l'unità a nessuna biozona degli schemi proposti.

MIOCENE p.p.

calcareniti a punti rossi (CBZ₂). Affiorano in limitati affioramenti nel settore settentrionale del foglio (Fonte del Cane) area A, e poggiano in discontinuità su depositi mesocenozoici. Sono costituite da *grainstones* da medi a fini, *packstones*, più raramente *wackestones*, di colore da avana a nocciola e bruno-aranciati, in strati medi e spessi, tipicamente losangati. Contengono livelli molto ricchi in ossidi di ferro ("punti rossi"). L'ambiente è di rampa carbonatica; lo spessore massimo è di circa 150-180 m.

Il contenuto fossilifero è costituito da frequenti briozoi, echinidi e bivalvi; foraminiferi bentonici (*Amphistegina* sp., *Heterostegina* sp., *Elphidium crispum*

(LINNÉ)), foraminiferi planctonici (*Orbulina universa* D'ORBIGNY, *Orbulina suturalis* BRÖNNIMANN, *Globoquadrina* cf. *dehiscens* (CHAPMAN, PARR & COLLINS), *Globigerinoides* gr. *trilobus*, *Globigerinoides* gr. *obliquus*, *Globorotalia premenardii* CUSHMAN & STAINFORTH), rari frammenti di policheti tubicolici (*Ditrupea*). I fossili sopraelencati sono indicativi della biozona SBZ26 *p.p.*

LANGHIANO *p.p.* - TORTONIANO *p.p.*

calcareniti a briozoi (CBZ₃). Affiorano unicamente sul versante orientale di Colle Fossa Palomba (ad ovest della Piana di Navelli) e poggiano in discordanza sulla *scaglia detritica* (SCZ). Sono costituite da calciruditi e calcareniti a briozoi e frammenti di litotamni.

Biozona SBZ26 *p.p.*

LANGHIANO - SERRAVALIANO

1.5.7. - unità argilloso marnosa (UAM)

Nell'area aquilana tale unità è suddivisibile in tre membri (vedi Foglio 359). Di questi, nel foglio in esame sono presenti solo il membro inferiore (UAM_I) e quello superiore (UAM₃) con rapporti, tra loro, variabili da zona a zona.

membro marne calcaree, litofacies calcareo-marnosa (UAM_{Ib}). Il membro affiora nel settore nord-occidentale del foglio in ristrette fasce in prossimità della Caciara e di C.le del Vento, ed anche più a sud, sulla dorsale Capestrano - Collepietro (area A ed E). Esso poggia, in discontinuità su formazioni mesozoiche di diversa età. E' costituito da alternanze di calcareniti con matrice marnosa, marne con scheletro calcareo-detritico e marne di colore avana e nocciola, localmente bioturbate, di aspetto terroso e poroso, in strati da sottili a medi, a volte con geometria lenticolare ed a stratificazione indistinta. Localmente (area E) la base è costituita da marne glauconitiche in strati da molto sottili a medi, di colore grigio-avana con piccole e rare heterostegine, spicole di spugna, tracce fossili, frammenti di lamellibranchi. Lo spessore è di circa 150-200 m.

La parte inferiore del membro è caratterizzata dalla presenza di, *Globigerinoides* gr. *trilobus*, *Globoquadrina* sp. e *Amphistegina* sp.; la parte superiore da *Orbulina universa* D'ORBIGNY, *Globigerina* sp., *Globorotalia* gr. *menardii*.

Il membro risulta pertanto riferibile all'intervallo compreso tra la biozona a *Praeorbulina* spp. e la biozona a *Globigerinoides obliquus* e forse fino alla parte basale della biozona a *Neogloboquadrina acostaensis* (biozona SBZ26 *p.p.*)

LANGHIANO *p.p.* - TORTONIANO *p.p.*

argille ad Orbulina (UAM₃). Si tratta di depositi emipelagici che rappresentano l'ultimo deposito pre-orogenico nelle successioni dell'area F e G. Sono

costituite da marne argillose, marne calcaree e marne scure o grigio-azzurre, con sottili intercalazioni di calcari marnosi. Contengono una ricca associazione a foraminiferi planctonici tra cui *Globigerinoides extremus* BOLLII, *Globorotalia conomiozea* KENNETT, *Globorotalia* gr. *menardii*, *Neogloboquadrina acostaensis* (BLOW), *Orbulina bilobata* (d'ORBIGNY), *Orbulina suturalis* BRONNIMANN, *Orbulina universa* d'ORBIGNY ed a nannofossili calcarei (*Discoaster* gr. *bel-lus*, *Discoaster pentaradiatus* TAN, *Amaurolithus primus* (BUKRY & PERCIVAL), *Calcidiscus macintyreii* (BUKRY & PERCIVAL), *Reticulofenestra* spp.) è indicativa dell'intervallo che si estende dalla biozona a *Neogloboquadrina acostaensis* alla biozona a *Globorotalia conomiozea dei foraminiferi*, e dalla biozona MNN8 alla biozona MNN11b dei nannofossili calcarei.

I fossili sopra citati sono indicativi dell'intervallo che si estende dalla biozona a *Neogloboquadrina acostaensis* p.p. alla biozona a *Globorotalia conomiozea*.

TORTONIANO p.p. - MESSINIANO inferiore.

1.5.8. - calcareniti di M. Fiore (CMF)

Le calcareniti di M. Fiore affiorano nel settore nord-occidentale del foglio, in corrispondenza del rilievo di M. Fiore, fino alla località Cannatina, sul versante orientale di M. Cappucciata. Appartengono alla stessa formazione i depositi affioranti tra M. La Serra e Colle Lungo in discordanza angolare sulla formazione dei calcari ad ellipsactinie del Giurassico superiore (area B) descritti in seguito.

Il membro inferiore (membro Cannatina) (CMF₁) affiora nella stretta fascia compresa tra M. Cappucciata e Colle Madonna (aree C ed E), dove è costituito da calcareniti a granulometria media, (*wackestones* e *packstones*) in parte ricristallizzate e dolomitizzate. Esse presentano una gradazione diretta e laminazioni piano parallele. Intercalati alle calcareniti si trovano sottili livelli marnosi. Sono presenti livelli clastici di spessore dell'ordine del metro, costituiti nella parte alta da conglomerati monogenici con abbondanti clasti di selce, e nella parte bassa da materiale caotico, in generale marne calcaree e blocchi di micriti con selce, ben esposti lungo la strada del Voltigno, a N, e lungo la strada che da Brittolli sale a Cannatina. Contengono frammenti di macroforaminiferi (heterostegine, amphistegine, lepidocycline) e frammenti di bivalvi e briozoi. Lo spessore massimo in affioramento è di circa 500 - 600 m.

Nel settore occidentale, e, più in particolare, nella cava di Colle Lungo (area E), sul versante orientale della piana del Tirino, la formazione in esame è costituita, per uno spessore di circa 30 m, da alternanze di calcareniti bianche a granulometria media, poco cementate, ben classate, in parte dolomitizzate, con frammenti di lamellibranchi, e calcareniti più scure, cementate, a granulometria minore, in strati medi. All'interno di queste ultime sono presenti orizzonti di conglomerati con ciottoli arrotondati immersi nella matrice calcarenitica composti in buona parte da calcari a nummuliti. Nelle calcareniti mal classate sono presenti diffusi fenomeni di silicizzazione. Contengono alghe rosse, frammenti di coralli,

Elphidium sp., miliolidae. In generale tali depositi sono riferibili ad un ambiente neritico (*rampa carbonatica s.l.*) costiero e risultano eteropici delle *litofacies* di scarpata affioranti a M. Fiore.

In località Forca del Casale, lungo la dorsale di M. la Serra (area B), al di sotto delle *argille e sabbie di Pagliare* affiorano conglomerati con abbondante matrice calcarenitica in strati medi passanti lateralmente a calcareniti scure con heterostegine. Verso l'alto passano a microconglomerati a matrice sabbiosa e livelli calcarenitici. Alla base della formazione, sul versante orientale di M. La Serra, in corrispondenza dell'appoggio sui calcari giurassici, si osservano impregnazioni bituminose. In località S. Vittorino (area B), in discordanza sui calcari giurassici, affiorano depositi conglomeratici a matrice sabbiosa contenenti pettinidi passanti verso l'alto a calcareniti ben classate e poco coerenti color nocciola e bianco con pettinidi, *Cylindrites* e ditrupe.

Il membro superiore (membro M. Fiore) (CMF₂) è costituito da marne siltose in livelli di spessore variabile da 1 a 5 m circa, con intercalazioni di torbiditi calcaree costituite da calcareniti con laminazioni piano parallele, in strati sottili e medi, presenti a diverse altezze. Al tetto della formazione le torbiditi calcaree sono sostituite da arenarie micacee e glauconitiche in strati medi. Lo spessore, in affioramento raggiunge i 600 m.

La presenza di depositi torbiditici silicoclastici in continuità sulle *litofacies* carbonatiche permette di riconoscere in questa formazione il passaggio alla sedimentazione torbiditica sin-orogena. Pertanto, per quanto riguarda le successioni delle aree C ed E, nella legenda del foglio il membro Cannatina (inferiore) è stato considerato come pre-orogeno, mentre il membro M. Fiore (superiore) come sin-orogeno. Sulla base dei dati noti in letteratura l'unità è attribuibile alla biozona SBZ 26 p.p.

Il membro Cannatina (membro inferiore) è riferito da BIGI (1993) al LANGHIANO p.p. - TORTONIANO p.p.

Il membro M. Fiore (membro superiore) è riferito da BIGI (1993) al TORTONIANO p.p. - MESSINIANO basale

2. - ROCCE MAGMATICHE

2.1. - FILONE LAMPROFIRICO DI MONTE LA QUEGLIA (Σ)

Si tratta di una roccia ignea verde - marrone scuro, porfirica, fortemente fraturata, dello spessore di 3 - 4 m; essa è compresa tra due strati della *Formazione di S. Spirito* che presentano alterazioni termiche estremamente ridotte ed è interpretabile come un filone strato. Le analisi chimiche e mineralogiche eseguite da BARBIERI & FERRINI (1984) hanno evidenziato che si tratta di una ipoabissalite di origine subcrostale (*lamprofiro ultramafico* di affinità alnoitica) la cui messa in posto presenta due momenti di raffreddamento. Il primo è avvenuto ad una pro-

fondità di circa 2 km, il secondo a profondità anche minori, vista l'abbondanza di pirosseni ed il loro alto contenuto in titanio, l'alterazione della melilite e la scarsità di anfiboli. Tale processo deve inoltre essersi verificato in contatto con rocce carbonatiche non completamente consolidate, saturate d'acqua, come indica il pronunciato incremento della fugacità dell'ossigeno e dell'anidride carbonica ad un dato momento del processo di raffreddamento.

La messa in posto di tale corpo roccioso può essere collegato a situazioni geodinamiche di tipo distensivo (kimberliti e rocce filoniane melilitiche ricche in alcali). Poiché i depositi del Cretacico e dell'Eocene inferiore risultano, anche se leggermente, metamorfosati, è possibile riferire le rocce ignee all'EOCENE s.l.

3. - DEPOSITI TERRIGENI PRE-OROGENICI

Litostratigrafia: S. Bigi (Cap. 3) & C. Morelli (Cap.4-5)

Biostratigrafia: P. Didaskalou, A. Micarelli, M. Potetti & I. Raffi

3.1. - DEPOSITI DI BACINO

3.1.1. - *Formazione gessoso solfifera (GES)*

Questa unità è stata inserita tra i depositi preorogenici anche se la formazione evaporitica si è depositata nello stesso intervallo temporale in ambienti geodinamici diversi. Infatti nell'area centrale del foglio la formazione in esame è eteropica del *membro evaporitico* della *Formazione della Laga*, depositasi nelle aree più depresse dell'avanfossa messiniana, mentre nelle aree più orientali la formazione evaporitica si è depositata in un dominio di avampaese. Tale formazione affiora estesamente lungo il versante settentrionale della Maiella nella zona di San Valentino-Scagnano, dove poggia sulle successioni marnose di tetto della *Formazione Bolognano* (BOL); superiormente passa, in concordanza, alle *argille del Cigno* (*membro di Alanno*) (AGC₁) o per contatto erosivo ai *conglomerati di San Valentino* (CSV). Nella zona centrale del foglio affiora in ristrette fasce più o meno continue, alla base del *membro postevaporitico* della *Formazione della Laga* (LAG₃), che qui ne rappresenta il limite superiore. Sempre in questa zona la base della formazione è esposta in un'unica sezione poco ad est di Pescosansonesco vecchio dove dal basso verso l'alto si succedono la *Formazione Bolognano* (BOL), le *argille ad Orbulina* (UAM₁) e la *Formazione gessoso-solfifera*.

Nell'ambito della formazione sono state distinte cinque associazioni di *litofacies*: un'associazione calcarea (GES_c), una gessosa (GES_d), una pelitico-marnosa (GES_a), una gessoso-marnosa (GES_b) ed una calcarenitico-marnosa (GES_e). Le prime tre associazioni affiorano in successione stratigrafica nell'area della Maiella e pertanto sono state inserite nella successione dell'area G della legenda del foglio; nelle aree occidentali sono presenti solo le ultime tre associazioni di

facies, inserite nella successione dell'area F e G.

L'associazione calcarea (**GES₁**), presente generalmente alla base della sequenza evaporitica, è costituita da micriti solfifere avana chiaro, calcari oncolitici avana, ben stratificati, con intercalazioni di marne e marne argillose e di calcari porosi, a luoghi friabili, con impregnazioni metanifere. A luoghi sono presenti calcari brecciati ad elementi algali, calcari detritici, cariatì, spugnosi, a stratificazione indistinta, con sporadiche intercalazioni marnose e gessose in livelli sottili. Queste *litofacies* sostituiscono lateralmente, anche bruscamente, l'associazione gessosa (area di Scagnano) testimoniando la presenza, nell'ambiente evaporitico di aree marginali dove erano attivi apporti detritici determinati dal locale instaurarsi di flussi ad alta energia, con possibile rigenerazione delle acque che causavano dissoluzione precoce dei sali depositi e crolli dei carbonati.

L'associazione gessosa (**GES₂**), che presenta uno spessore massimo attorno ai 70 m, è costituita da gessi selenitici in banchi con cristalli di taglia centimetrica fittamente addensati; a volte si riconoscono cristalli a "coda di rondine" con apici rivolti in basso. Ai gessi selenitici, soprattutto verso la porzione superiore della successione, si intercalano gessi laminati costituiti da alternanze millimetriche di lamine di gesso e lamine carbonatiche; le lamine sono generalmente piano parallele, oppure presentano ondulazioni e crenulazioni. Ai due tipi di gesso descritti si intercalano sottili livelli di argille e marne, da nere a nocciola a rossastre, con forte odore di metano. Localmente si osservano strati gessoruditi costituiti da clasti eterometrici di gesso ad assetto caotico in matrice argillosa.

L'ambiente di sedimentazione è quello lagunare evaporitico, con sporadiche oscillazioni del livello delle acque, loro parziale rigenerazione ed episodici apporti detritici provenienti dall'erosione di porzioni già deposte della successione. Lateralmente passano, anche in modo brusco, a depositi calcareo-evaporitici brecciati.

L'associazione pelitico-marnosa (**GES₃**) è costituita da alternanze di marne tripolacee con spicole di spugna, color tabacco, sottilmente stratificate, e peliti grigio-scure e nerastre spesso bituminose, cui sono intercalate sporadiche calci-torbiditi laminate a granulometria fine in strati sottili e livelli calcarei cristallini di colore grigio scuro e fetidi. A luoghi presenta resti vegetali carboniosi ed ostracodi. Più raramente si osservano sottili livelli di arenaria fine e di siltiti; queste intercalazioni diventano più frequenti negli affioramenti settentrionali. Lo spessore, variabile lateralmente, è valutabile fra i 20m ed i 100m. Nel settore sud-orientale del foglio, presenta caratteri evaporitici più marcati, spessori generalmente più ridotti e poggia direttamente sull'associazione gessosa (**GES₂**).

Nei settori occidentali, alla base della *Formazione della Laga* (**LAG₃**), presenta, invece, spessori maggiori, affiora sia al letto che al tetto dell'associazione gessoso-marnosa (**GES₃**), con caratteristiche di risedimentazione prevalente.

L'associazione gessoso-marnosa (**GES₄**) è intercalata nell'associazione pelitico-marnosa e caratterizza l'episodio evaporitico messiniano nelle aree occidentali del foglio (area F), dove l'avanfossa subsidente si sviluppa nel Messiniano superiore. Litologicamente è costituita da strati medi e spessi di gessi balatini laminati di colore bluastro su taglio fresco e marroncino-rossastro su superficie

alterata, alternati a livelli metrici di marne sterili color tabacco e/o grigio scuro in strati sottili e sottilissimi. Gli strati di gesso hanno una tessitura prevalentemente microcristallina, si osservano comunque delle variazioni nelle dimensioni dei granuli cristallini nelle diverse lamine.

Queste ultime hanno spessore variabile tra il centimetro ed il millimetro ed andamento parallelo; frequenti sono lamine di colore bianco costituite da gesso macrocristallino. A luoghi si osservano intense ricristallizzazioni con formazione di grossi noduli lentiformi completamente bianchi; altre volte i gessi sono sostituiti lateralmente, bruscamente, da calcari solfiferi, fetidi, porosi e vacuolari. Il rapporto gesso/marne è estremamente variabile: da maggiore di uno a minore di uno, con tendenza ad una forte diminuzione procedendo da sud verso nord; negli affioramenti più settentrionali gli orizzonti a gessi sono ridotti ad alcuni strati di pochi centimetri di gesso laminato, intercalati a peliti grigiastre. Questa associazione di *facies* rappresenta, probabilmente, una *facies* con parziale risedimentazione delle successioni gessose evaporitiche. Nell'ambito della formazione si riconoscono, generalmente, due (in un caso tre) orizzonti di questa associazione, localizzati, nello spazio di un centinaio di metri, nella porzione intermedia.

A Nord del T. Cigno al tetto della *Formazione gessoso solfifera*, all'interno dell'associazione pelitico-marnosa, che presenta gradualmente le caratteristiche di un ambiente di sedimentazione emipelagico normale, è intercalato un'orizzonte calcarenitico-marnoso (GES) di spessore variabile tra i 10 e i 20 metri, in graduale assottigliamento verso nord. Esso è costituito da calcitorbiditi in strati medi (10-20 cm) alternate a marne argillose di colore marroncino. Gli strati calcarei si presentano, al taglio fresco, di colore bianco sporco, con leggera tendenza al grigio, e risultano fetidi alla percussione. Gli strati si presentano gradati ed al loro interno sono osservabili sequenze deposizionali del tipo Tab e Tabc. Alla base di alcuni di essi sono presenti delle controimpronte da corrente (*flute casts*) che indicano scorrimento da S20°W.

Lo spessore totale della formazione è molto variabile e compreso tra i 100 e i 350 metri; gli spessori maggiori si registrano nelle aree settentrionali.

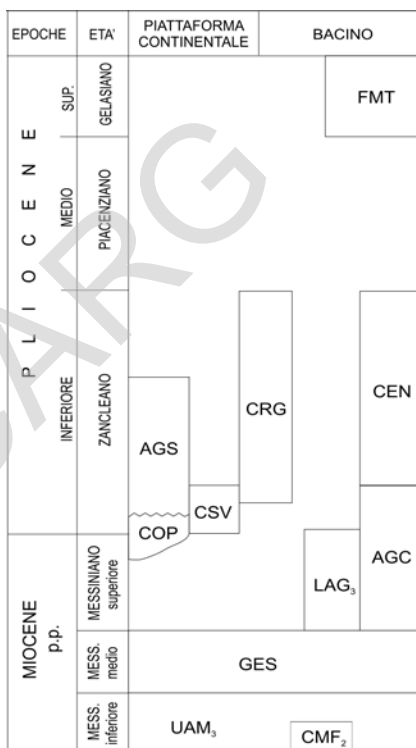


Fig. 11 – Schema dei rapporti fra le unità litostratigrafiche mio-plioceniche.

Inoltre nelle aree della Maiella è presente una successione tipica di ambiente lagunare evaporitico che nella sequenza ideale (Colle Votta) espone alla base le associazioni calcaree quindi i gessi selenitici in banchi cui si intercalano lentamente verso l'alto gessi laminati e argille ed al tetto presenta spessori ridotti dell'associazione pelitico-marnosa con *facies* tipiche lagunari; nelle aree occidentali e settentrionali la formazione assume invece caratteristiche bacinali. Qui l'associazione prevalente è quella pelitico-marnosa con sottili strati carbonatici risedimentati a cui si intercalano gli orizzonti dell'associazione gessoso-marnosa e di quella calcarenitico-marnosa. Biozona atipica *p.p.*

MESSINIANO medio

3.1.2. - argille del Cigno (AGC)

L'unità poggia sulla *Formazione gessoso solfifera* (GES) e superiormente passa alla *Formazione Cellino* (CEN). Le *argille del Cigno* sono l'ultimo deposito pre-orogenico dell'area più orientale del foglio e pertanto è stato inserito nella successione dell'area G della legenda.

Si tratta di un'associazione pelitica (AGC) con argille marnose massive a foraminiferi planctonici, alternate a torbiditi siltoso-pelitiche in strati medi e sottili; sono inoltre presenti, a luoghi intercalazioni torbiditiche di areniti litiche e calcareniti in strati sottili a geometria lenticolare. La granulometria di questi eventi è molto variabile da strato a strato (da medio-grossolana a fine) e le strutture sedimentarie sono date da sequenze Tce e Tace. Queste intercalazioni sono più frequenti nella porzione inferiore della formazione. Nella porzione medio-superiore è presente un orizzonte conglomeratico poligenico (AGC₄), ben cementato, di 5-10 metri di spessore, a geometria tabulare di origine torbiditica. Esso è costituito da clasti ben selezionati di dimensioni comprese tra pochi millimetri ed un centimetro in matrice silicoclastica, con rari ciottoli di dimensioni maggiori (fino al decimetro), molto arrotondati, disposti in genere alla base dello strato. La gradazione è generalmente apprezzabile solo sui clasti di maggiore dimensione; frequente è la presenza di *set* di lamine spesse parallele o leggermente oblique. In molti affioramenti questo orizzonte presenta alla base controimpronte da corrente (*flute casts*) di notevoli dimensioni che indicano direzioni di scorrimento variabile tra NNE-SSW e NW-SE con provenienze sempre meridionali.

L'orizzonte conglomeratico, correlabile con i conglomerati a *Sphaeroidinellopsis auctt.*, si rinviene immediatamente sopra il limite Miocene/Pliocene e pertanto rappresenta un ottimo livello di correlazione sia in superficie che nel sottosuolo, essendo stato registrato in molti pozzi per ricerca di idrocarburi.

Lo spessore totale della formazione risulta essere molto variabile tra i 100 e i 300 metri; gli spessori minori si osservano negli affioramenti più occidentali.

Le caratteristiche di *facies* fin qui descritte risultano non essere omogenee in tutta l'area rilevata. In particolare nella zona di Alanno - Colle Grande (*membro di Alanno* - AGC₁) la successione, compresa tra le torbiditi plioceniche della

Formazione Cellino (CEN) e i depositi della *Formazione gessoso solfifera* (GES), risulta essere costituita da una associazione pelitica e/o pelitico-arenacea cui sono intercalati, a varie altezze stratigrafiche, orizzonti di modesto spessore arenaceo-pelitici e livelli conglomeratici a granulometria fine.

L'associazione pelitico-arenacea (**AGC₁**) è costituita da alternanze di torbiditi in strati sottili con rapporto arenaria/pelite molto minore di uno e peliti laminate sterili di colore avana verdastro e grigio. Gli orizzonti arenaceo-pelitici (**AGC_{1c}**) sono costituiti da torbiditi in strati medi di arenaria ben cementata, color avana, leggermente fetide con piccoli frammenti di bioclasti, glauconite e a luoghi spalmature di gesso. La geometria degli strati è lenticolare e gli orizzonti presentano notevoli variazioni laterali sia nello spessore (mai superiore a 10-15 metri) che nel rapporto arenaria/pelite (da maggiore o uguale ad uno, a molto maggiore di uno). La granulometria è da media a fine, con buona gradazione verticale; il tipo di strato più rappresentato è Tab/e, Tbc/e, e Tb-e. Gli strati più spessi presentano contatti basali di tipo erosivo e brusche chiusure laterali. Negli strati più sottili ed a volte al tetto di quelli più spessi è presente una laminazione da *ripple* indicante una rielaborazione da onda. Tutti gli orizzonti presentano una marcata sequenza negativa ed a volte sono chiusi al tetto da un livello conglomeratico a tessitura fine (**AGC_{1b}**).

I livelli conglomeratici, sia quelli precedenti, che quelli isolati (**AGC_{1a}**), sono costituiti da strati saldati con clasti delle dimensioni mediamente comprese tra i pochi millimetri ed uno-due centimetri; clasti di dimensioni maggiori sono a volte presenti in tipici allineamenti che indicano delle superfici di amalgamazione. La gradazione è per lo più scarsa od assente, mentre si osserva, a volte, una laminazione spessa parallela o leggermente obliqua e, più di frequente, al tetto dell'orizzonte alcuni set decimetrici con lamine inclinate. La geometria di questi corpi è estremamente lenticolare con spessori variabili tra zero e dieci metri.

Lo spessore totale della successione affiorante tra Colle Grande ed Alanno raggiunge i 300 metri e comprende cinque orizzonti più competenti, ognuno caratterizzato da una sequenza di tipo negativo con passaggio verticale in pochi metri da associazioni pelitico-arenacee ad associazioni arenaceo-pelitiche, arenacee e quindi ad un livello conglomeratico di tetto; poi la successione ritorna pelitica e/o pelitico-arenacea. Il secondo orizzonte dal basso non presenta il livello conglomeratico al tetto, mentre quello più alto, affiorante a Colle Cenciario è costituito esclusivamente da livelli conglomeratici. Come già accennato, lateralmente, i singoli orizzonti presentano una notevole variazione sia in senso est-ovest, che meridiano. Mentre però in senso meridiano sembra che tutti gli orizzonti vadano riducendosi verso nord, in senso est-ovest c'è una certa irregolarità per cui mentre l'orizzonte più basso presenta i massimi spessori nelle zone orientali, il terzo in quelle occidentali. Le caratteristiche di *facies* compressive osservate consentono di interpretare tutta la successione del membro di Alanno come deposta in un ambiente di *fan delta*, probabilmente non molto profondo. Dai numerosi sondaggi eseguiti nell'area si ricava inoltre che lo spessore totale massimo della successione fino al contatto inferiore con la *Formazione gessoso-solfifera* si aggira sui 4-500 metri.

Nel settore a S del F. Pescara, la formazione è costituita dall'associazione pelitica in cui è intercalato un orizzonte calciruditico poligenico (AGC_a) con elementi da centimetrici a millimetrici immersi in matrice arenacea, contenente rari clasti estranei alle successioni locali, di spessore compreso fra alcuni e 10 m.. Rappresenta una *facies* più distale ad alimentazione in parte differenziata rispetto ai *conglomerati di S. Valentino*, ai quali risulta eteropico e correlabile con i *conglomerati a Sphaeroidinellopsis auctt.* Nell'area di Tocco a Casauria (Torrente Arolle) sfrangia in più livelli di spessore massimo 1-2 m, con taglia arenitica e laminazione piano-parallela.

L'associazione microfaunistica è costituita nella parte inferiore da *Globigerina* spp., *Turborotalita quinqueloba* (NATLAND), *T. multiloba* (ROMEO) e nella parte superiore prevalentemente da *Sphaeroidinellopsis* spp., *Globigerinoides italicus* MOSNA & VERCESI, *Globigerinoides extremus* BOLLI & BERMUDEZ, *G. obliquus* BOLLI, *Globigerina apertura* CUSHMAN, *Neogloboquadrina acostaensis* BLOW.

Il contenuto paleontologico è indicativo pertanto dell'intervallo che si estende dalla biozona atipica *p.p.* alla biozona a *Sphaeroidinellopsis* spp.

MESSINIANO superiore – PLIOCENE inferiore *p.p.*

3.2. - DEPOSITI DI PIATTAFORMA CONTINENTALE

3.2.1. - *conglomerati di San Valentino (CSV)*

Questa unità affiora principalmente nell'area di S. Valentino, nel settore meridionale del foglio. Si tratta di conglomerati calcarei poligenici con cementazione variabile e matrice scarsa, ad elementi eterometrici, da subangolosi a subarrotondati, in prevalenza provenienti dalle successioni locali, in strati spessi e molto spessi. La geometria è marcatamente lenticolare nell'area di S. Valentino, dove presentano gli spessori maggiori (sino a 10-20 m) e sono distinguibili strati composti da più eventi amalgamati, contenenti *set* a laminazione inclinata. Tali corpi conglomeratici si assottigliano verso ovest e nord-ovest (area di Salle e Musellaro), dove mostrano geometria quasi tabulare ed una granulometria minore. La gradazione è, in genere, poco evidente.

I caratteri geometrici e sedimentologici descritti fanno propendere per una maggior prossimalità ed una diversa alimentazione dei depositi in questione rispetto ai coevi orizzonti calciruditici intercalati alle *argille del Cigno* (AGC), dai quali sono stati distinti in cartografia. Sono comunque da considerare anch'essi come depositi pre-orogenici e come tali sono stati inseriti nella successione dell'area G della legenda del foglio. Essi poggiano con contatto di tipo erosivo direttamente sulle *facies* pelitiche di tetto della *Formazione gessoso solfifera* (GES) e delle *argille del Cigno* (AGC).

Nelle argille alla base dell'unità ed in alcune intercalazioni è stata individuata la biozona a *Sphaeroidinellopsis* spp. del Pliocene basale per la presenza

nell'associazione microfaunistica per lo più di *Globigerina apertura* CUSHMAN, *Sphaeroidinellopsis* spp., *Globigerinoides obliquus* BOLLI, *G. extremus* BOLLI & BERMUDEZ. Lo spessore è estremamente variabile da pochi metri fino a 30 metri.

PLIOCENE inferiore *p.p.*

4. - DEPOSITI TERRIGENI SIN-OROGENICI

4.1. - DEPOSITI DI BACINO

4.1.1. - *Formazione della Laga - membro post-evaporitico (LAG₃)*

Il membro post-evaporitico della *Formazione della Laga auctt.* (CENTAMORE *et alii*, 1992), affiora estesamente nella parte centrale del foglio, poco ad ovest dell'allineamento Monte Bertona-Pietranico-Torre de' Passeri, e più a sud in una piccola area ad est del Morrone. Il limite inferiore è costituito dalla *Formazione gessoso-solfifera* (GES), quello superiore, dove visibile, dal contatto discordante dei *conglomerati di Rigopiano* (CRG) del Pliocene inferiore.

Tale formazione rappresenta il deposito sin-orogenico dell'area F, come riportato nella legenda del foglio.

Si tratta di una successione torbiditica con prevalenza delle *facies* pelitico-arenacee a cui sono intercalati orizzonti più o meno lenticolari in *facies* arenaceo-pelitica, arenacea e conglomeratica. L'arenaria di questi orizzonti è di colore marrone-avana, ben cementata, a composizione litica con poca mica.

L'associazione pelitico-arenacea (LAG₃) è costituita da torbiditi in strati sottili e sottilissimi, a geometria sia tabulare che marcatamente lenticolare; frequenti sono le geometrie a *pinch and swell*. Il rapporto arenaria/pelite è generalmente molto minore di uno, ma può crescere localmente fino ad essere poco minore di uno. La granulometria è medio-fine, a volte medio-grossolana. Le strutture interne prevalenti sono Tce e Tc-e. Generalmente la porzione arenacea inferiore risulta molto cementata e presenta uno stacco netto con la pelite di tetto. All'associazione sono intercalati piccoli orizzonti lenticolari arenacei e/o arenaceo-pelitici non cartografabili.

L'associazione arenaceo-pelitica (LAG_{3b}) è costituita da torbiditi in strati medi e sottili con rapporto arenaria/pelite maggiore di uno. La geometria degli strati è da tabulare a lenticolare. La granulometria è estremamente variabile da strato a strato con prevalenza delle taglie medio-grossolane; la gradazione è per lo più assente, od evidente al tetto della porzione arenacea, dove nello spessore di qualche centimetro si passa ad arenaria fine e quindi a pelite. Il tipico strato di questa associazione presenta la porzione inferiore in arenaria medio-grossolana, senza strutture e quindi gli intervalli laminati Tb e/o Tc sviluppati per uno spessore ridottissimo prima del passaggio alla porzione pelitica Te. Altre volte,

dove le geometrie degli strati sono più tabulari, prevalgono strati tipo Tb-e o strati completamente laminati assimilabili alle *facies* B di MUTTI & RICCI LUCCHI. Frequenti sono anche i contatti basali erosivi e le amalgamazioni.

L'associazione arenacea (LAG_{3d}) è costituita da torbiditi in strati medi e spessi con rapporto arenaria/pelite molto maggiore di uno od indefinito. Gli strati presentano geometrie irregolari con brusche chiusure laterali anche su brevi distanze e contatti basali erosivi. L'arenaria, da grossolana a media, è poco selezionata con i granuli di maggiori dimensioni dispersi nel resto del sedimento, o concentrati in nuvole discontinue; la gradazione è generalmente assente od appena apprezzabile. Gli strati più frequenti sono quelli massivi, senza strutture (divisione S_3 di LOWE) saldati a formare dei corpi omogenei di qualche metro di spessore, in cui è possibile individuare allineamenti di inclusi pelitici e bande fortemente ricementate che si alternano a fasce più friabili. In altri casi al tetto dello strato è presente un ridottissimo intervallo laminato Tc e quindi un livello pelitico centimetrico; quest'ultimo può mancare per erosione da parte dell'evento successivo, che si viene così a saldare con il precedente. A luoghi sono presenti lenti più o meno spesse e continue di conglomerati con clasti centimetrici dispersi in abbondante matrice arenacea.

L'associazione conglomeratica (LAG_{3a}) è formata da banchi e strati spessi di conglomerati poligenici, generalmente ben cementati, per lo più disorganizzati. Essi si presentano in corpi a geometria lenticolare che passano lateralmente ad arenarie grossolane o ad orizzonti tabulari microconglomeratici. Localmente, dove è presente una certa organizzazione si possono osservare delle crude ed incerte laminazioni sia piano parallele, che più raramente oblique, così come gradazioni dirette ed inverse. I conglomerati sono costituiti da clasti ben evoluti, di dimensioni centimetriche e decimetriche in genere in contatto tra loro ed i vuoti tra essi sono riempiti da matrice silicoclastica; localmente è presente una tessitura meno addensata con ciottoli immersi completamente in abbondante matrice, più raramente si osservano ciottoli sciolti in matrice argillosa. I ciottoli di maggiore dimensione sono costituiti per la maggior parte da clasti carbonatici o di selce, e subordinatamente da clasti tipo pietra paesina, palombini, arenarie a diversa composizione, quarziti, e rare metamorfiti cristalline.

Gli spessori massimi degli orizzonti conglomeratici si osservano a M. Bertona con valori di 100-120 metri. Sempre nella zona di Monte Bertona poco al di sotto dei conglomerati poligenici appena descritti, è presente un olistostrota di alcuni metri di spessore, costituito da blocchi metrici di conglomerato poligenico, ciottoli centimetrici e decimetrici sciolti e sabbia grossolana, immersi con assetto caotico in abbondante matrice argillosa.

Nell'associazione pelitico-arenacea della *Formazione della Laga* è intercalato verso la parte alta un orizzonte calcarenitico-pelitico (LAG_{3c}) dello spessore massimo di 20 metri (Colle Erto). Esso sfrangia abbastanza bruscamente sia verso nord che verso ovest ed est. E' costituito da strati medi e spessi di torbiditi a composizione carbonatica: tra i clasti la maggioranza è costituita da bioclasti di origine intrabacinale. Gli strati di maggior spessore (1 metro circa) sono presenti alla base dell'orizzonte e sono costituiti da più eventi saldati la cui base è evi-

denziata dalla presenza di clasti da millimetrici a centimetrici. Il tipo di sequenza deposizionale più frequente è Tae o Tabe, la laminazione incrociata è pressoché assente. Nella porzione superiore dell'orizzonte sono presenti anche strati torbiditici a composizione arenacea.

L'intera successione della *Formazione della Laga, membro post-evaporitico* è attribuibile al Messiniano superiore: alla base è stato infatti rinvenuto il livello guida vulcanoclastico rioldacitico del Messiniano superiore, mentre nelle peliti rinvenute in alcuni affioramenti al di sopra degli orizzonti dell'associazione conglomeratica, che costituiscono i corpi più alti stratigraficamente, sono state ancora riconosciute associazioni microfaunistiche del Messiniano superiore

La distribuzione stratigrafica degli orizzonti arenaceo-pelitici e arenacei all'interno della formazione è molto variabile nelle diverse zone di affioramento e non sempre ricostruibile a causa del complicato assetto tettonico; anche lo spessore totale è di difficile valutazione mancando dei livelli di sicura correlazione tra le varie scaglie tettoniche presenti.

Nella zona a SE di Colle Madonna è esposta per uno spessore totale di circa 300 metri la base della formazione, costituita da una prevalenza di *facies* pelitico-arenacee che gradualmente sostituiscono la sedimentazione della *Formazione gessoso solfifera* (GES). Nelle aree esterne è esposta la porzione superiore della formazione per uno spessore massimo di circa 700-800 metri. Anche in questo caso la successione è prevalentemente pelitico-arenacea con rapporto A/P decisamente minore di uno. Ad essa sono intercalati a varie altezze stratigrafiche orizzonti arenacei ed arenaceo-pelitici dello spessore variabile tra 10 e 50 metri con geometrie lenticolari. La maggior concentrazione di questi corpi si ha nella porzione inferiore. Verso l'alto l'associazione pelitico-arenacea diventa decisamente più pelitica e ad essa è intercalata l'associazione conglomeratica (LAG_{3a}). Questa si presenta con orizzonti lenticolari e spessori estremamente variabili. A SE di Pietra Corniale, nei pressi di C.le Soda e, in precario stato di conservazione, nell'area prossima al rilievo di M. La Queglia, affiora un livello vulcanoclastico cineritico rioldacitico a tessitura fine, di colore grigio-biancastro, suddiviso in 2 o 3 strati sottili a diverso grado di rimaneggiamento (*livello guida vulcanoclastico - vu*).

Esso è intercalato in genere alle torbiditi silicoclastiche della *Formazione della Laga*. Tale livello permette di evidenziare un certo sfasamento temporale nell'inizio della sedimentazione torbiditica procedendo da nord verso sud. Nelle aree settentrionali, infatti, all'altezza di Colle Madonna, il livello vulcanoclastico si trova un centinaio di metri circa al di sopra della base della formazione torbiditica, mentre nella zona meridionale, presso Castiglione a Casauria e Colle Soda, esso è ancora intercalato alle *facies* pelitiche di tetto della *Formazione gessoso solfifera*. Tale livello è stato datato da diversi Autori al Messiniano superiore (5.5 Ma).

Lo spessore totale di LAG₃ dovrebbe aggirarsi intorno ai 1000-1200 metri.

Il membro è riferibile, per la presenza di *Globigerina* gr. *bulloides* D'ORBIGNY, *Turborotalita quinqueloba* (NATLAND), *T. multiloba* (ROMEO), *Paragloborotalia* aff. *mayeri* (CUSHMAN & ELLISOR), alla biozona atipica *p.p.*

MESSINIANO superiore

4.1.2. - *Formazione Cellino (CEN)*

La *Formazione Cellino*, costituita da una successione bacinale torbiditica affiora estesamente in tutta l'area orientale (area G), dove rappresenta il deposito sin-orogenico. Il passaggio alla formazione sottostante (AGC) è graduale, mentre superiormente essa viene troncata dalla sequenza discordante della *Formazione Mutignano (FMT)*.

L'unità è costituita prevalentemente da *facies* pelitiche e/o pelitico-arenacee (CEN), cui sono intercalati, a varie altezze stratigrafiche, orizzonti più competenti composti da uno o più strati torbiditici arenaceo-pelitici isolati (CEN_b) di notevole spessore. A nord del T. Nora si individua alla base della formazione un'associazione arenaceo-pelitica costituita da strati arenacei torbiditici di notevole spessore (CEN_a).

L'associazione pelitico-arenacea (CEN) è costituita da torbiditi in strati medi e spessi a geometria tabulare, con rapporto arenaria/pelite molto minore di uno, intercalati ad argille marnose stratificate di colore grigio. Gli strati torbiditici presentano sabbia fine o silt grossolano alla base e pelite al tetto, e mostrano sempre un'ottima selezione granulometrica verticale. Essi sono laminati fin dalla base con sviluppo esclusivo degli intervalli superiori della sequenza di Bouma (Tc-e, Tde) e raramente Tb-e. L'intervallo Tc è rappresentato sia da laminazione incrociata, che più spesso convoluta. Localmente si osserva un aumento della spessore e frequenza della frazione arenacea per cui il rapporto arenaria/pelite cresce fino a diventare poco minore di uno. L'associazione di *facies* descritta si sviluppa abbastanza omogeneamente per tutto l'intervallo stratigrafico esposto.

Ad essa sono intercalati megaeventi torbiditici arenaceo-pelitici (CEN_b) a geometria tabulare di spessore variabile tra 1 e 15 metri. Essi si presentano sia isolati all'interno dell'associazione pelitico-arenacea, che in sequenze di 2-3 o più strati, ravvicinati a formare orizzonti più competenti. Tali orizzonti presentano una eccezionale continuità laterale anche su distanze chilometriche ed hanno costituito degli ottimi livelli per la cartografia, anche quando, per il loro spessore ridotto, essi non sarebbero stati cartografabili alla scala del rilevamento eseguito. Essi sono costituiti da arenaria quarzoso-feldspatica, con abbondante mica, di colore grigio se inalterata, beige-avana se alterata. Gli strati hanno granulometrie medie o medio-fini alla base ed abbondante pelite al tetto; presentano sempre un'ottima selezione granulometrica verticale, con sviluppo della sequenza completa di Bouma (Ta-e) o di quella Tb-e, in cui i singoli intervalli deposizionali hanno uno spessore eccezionale. A volte si è notato, all'interno dello stesso evento il ripetuto alternarsi degli intervalli laminati Tb ed incrociati Tc; in altri casi l'intervallo Ta è sostituito totalmente, o solo nella porzione basale, da una laminazione spessa parallela, o leggermente ondulata, non sempre evidente (divisione S₂ di LOWE). Abbastanza frequenti sono gli inclusi pelitici, in genere di piccole dimensioni e disposti in diversi allineamenti all'interno dello strato, così come frustoli vegetali e più raramente carboniosi. In buoni affioramenti si sono potute osservare anche numerose strutture di fluidificazione (*dish*, *pillar* e deformazioni plastiche della laminazione superiore). Alla

base degli strati sono presenti raramente controimpronte da corrente; esse indicano sempre direzioni di scorrimento nord-sud con provenienze settentrionali.

A nord del T. Nora, verso la base della formazione è stato distinto un intervallo stratigrafico costituito da una associazione arenaceo-pelitica (CEN_a) nella quale gli strati torbiditici del tutto simili per spessore e *facies* deposizionale a quelli già descritti, risultano ravvicinati e frequenti e non costituiscono quindi degli episodi isolati. Lo spessore dell'associazione si aggira intorno ai 200-250 metri. Verso nord essa tende gradualmente ad ispessirsi.

Nella zona del T. Schiavone affiora la porzione basale della *Formazione Cellino* con delle caratteristiche leggermente differenti rispetto alle altre zone. In essa infatti sono presenti anche strati torbiditici lenticolari, di spessore medio-sottile, con arenaria litica grossolana e strutture sedimentarie Tce e Tace.

Lo spessore massimo affiorante della successione torbiditica della *Formazione Cellino*, tutta compresa nella biozona a *G. margaritae*, è di 1300-1400 metri, mancando buona parte della porzione superiore. Parte di questa porzione affiora nella zona nord-orientale del foglio, in località Decontra e lungo il Fosso del Poggio, un chilometro circa ad ovest di S. Caterina, per uno spessore di circa 400 metri. In essa è stata riconosciuta la presenza della biozona a *G. punctulata*, almeno negli ultimi 150-200 metri.

La distribuzione stratigrafica delle diverse associazioni di *facies* descritte e cartografate pur con qualche differenza nelle diverse zone di affioramento si presenta relativamente omogenea. In accordo con le indicazioni che si ricavano dalle paleocorrenti (costantemente di provenienza settentrionale), si osserva una riduzione degli spessori degli orizzonti arenacei procedendo da N verso sud; la stessa riduzione anche se non evidente in tutti gli orizzonti si osserva procedendo da est verso ovest. Alla base della formazione per i primi 150-200 metri si ha una prevalenza delle *facies* pelitiche che gradualmente sostituiscono la precedente sedimentazione emipelagica delle *argille del Cigno*. Quindi a nord del T. Nora si rinviene l'associazione arenaceo-pelitica con spessori di circa 2-300 metri che rappresenta lo sfrangiamento sottocorrente e probabilmente anche verso il bordo occidentale del bacino di corpi torbiditici arenaceo-pelitici. Questo stesso intervallo, correlabile con il membro E di CASNEDI (1983, 1991), a sud del T. Nora perde la sua individualità e sfrangia in singoli orizzonti costituiti da uno o più strati torbiditici arenaceo-pelitici con spessori in graduale riduzione verso sud, intercalati ad ampie zone pelitiche. La restante parte della successione, di circa 900 metri, è costituita da una prevalenza delle *facies* pelitico-arenacee in cui sono intercalati a varie altezze stratigrafiche orizzonti con megastrati torbiditici arenaceo-pelitici.

Inoltre dall'integrazione dei dati di superficie con quelli relativi ad alcuni sondaggi (in particolare il Cigno 25) si deduce che la successione torbiditica nell'area meridionale esterna è ridotta a circa 7-800m. La successione presenta anche delle *facies* più diluite rispetto alle altre zone soprattutto negli ultimi 500 metri.

La presenza nell'associazione microfaunistica di *Sphaeroidinellopsis* spp., *Globigerinoides ruber parkeri* BORSETTI & CATI, *Globorotalia margaritae* BOLLI & BERMUDEZ, *Globorotalia punctulata* (DESAYES), permette di riferire l'unità

in esame all'intervallo compreso tra la biozona a *Sphaeroidinellopsis* spp. e la biozona a *Globorotalia puncticulata* p.p.

PLIOCENE inferiore p.p.

5. - DEPOSITI TARDO - OROGENICI

5.1. - DEPOSITI DI PIATTAFORMA CONTINENTALE

5.1.1. - conglomerati di Monte Coppe (COP)

Tale unità si rinviene in affioramenti discontinui in diverse località dell'area occidentale del foglio (M. Pesaturo, Rocca Calascio, Piana del Voltigno, Ofena, Castel del Monte) e poggia sempre in discordanza angolare sui sottostanti depositi mesocenozioci di diverse età. Data la posizione stratigrafica, si tratta di un deposito tardorogenico e come tale inserito nelle successioni B e C della legenda.

Si tratta di calciruditi poligeniche, in strati medi o spessi, con lenti e livelli di argille verdastre. I clasti, ben arrotondati, sono costituiti da materiali provenienti dalle successioni locali (calcarei, selce) e, in percentuale variabile, da elementi estranei alle successioni locali (pietra paesina, quarzo-areniti, frammenti di rocce vulcaniche e metamorfiche). La matrice è sabbioso-arenacea, generalmente ben cementata. In alcuni casi sono presenti intercalazioni di arenarie massive o a laminazione spessa e/o incrociata.

Rappresentano lembi residui di apparati deposizionali di bacino satellite, quando il massiccio del Gran Sasso si presentava già in parte deformato ed eroso.

L'unità è riferita (ADAMOLI *et alii*, 1981-2; GHISSETTI & VEZZANI, 1986; CENTAMORE *et alii*, 1992) alla biozona atipica p.p. e alla biozona a *Sphaeroidinellopsis* spp.

MESSINIANO superiore - PLIOCENE basale

5.1.2. - argille e sabbie di Pagliare (AGS)

Questa unità affiora in una piccola area nella porzione occidentale del foglio (Loc. Pagliare) dove poggia sulle *calcareniti di M. Fiore* (CMF). È considerato un deposito tardorogenico ed inserito nella legenda del foglio nell'area B.

Si tratta di sabbie ed argille in strati sottili, contenenti foraminiferi planctonici, ammonie, piccoli gasteropodi.

Le sabbie presentano una abbondante frazione quarzosa e subordinatamente miche e pirite.

Dall'analisi del nannoplancton e dei foraminiferi, l'età è riferibile alla biozona MNN12

PLIOCENE inferiore p.p.

5.2. - DEPOSITI DI BACINO

5.2.1. - conglomerati di Rigopiano (CRG)

I conglomerati di Rigopiano affiorano nell'estrema porzione nord-orientale, in località Rigopiano, sul versante orientale della piana del Voltigno, in ristretti settori ad est di M. Bolza, e, più a sud in località Scarafana. L'unità è discordante su alcuni dei principali sovrascorrimenti presenti nell'area del foglio (Gran Sasso e M. Picca) e più ad est sui depositi messiniani della *Formazione della Laga* (LAG₃).

Questa unità è considerata, data la sua posizione stratigrafica discordante sulle unità carbonatiche e silicoclastiche dell'area, come un deposito tardorogenco e come tale è stato inserito al tetto delle successioni dell'area C, E e F della legenda del foglio.

Sono state distinte tre *litofacies* di cui una conglomeratica, una pelitico-marnosa ed una calcarenitica.

La *litofacies* conglomeratica è costituita da calciruditi e subordinate calcareniti (CRG₁), sempre ben cementate; la stratificazione è evidente negli orizzonti a geometria relativamente tabulare che presentano sottili intercalazioni pelitiche, risulta indistinta dove prevalgono i banchi di notevole spessore, con frequenti amalgamazioni. Molto evidenti sono le geometrie lenticolari sia in senso trasversale, che longitudinale. I conglomerati si presentano per lo più in *facies* disorganizzata, con clasti di dimensioni e grado di elaborazione estremamente variabili generalmente a contatto tra loro senza matrice silicoclastica. I clasti sono prevalentemente carbonatici ad eccezione di alcuni clasti di selce; entrambi comunque derivano dalle successioni affioranti attualmente sulla catena carbonatica. Verso l'alto aumenta la componente pelitico-marnosa che a luoghi diventa nettamente prevalente (CRG₃); a questa allora possono essere intercalate sottili calcareniti, strati medi di calciruditi analoghe a (CRG₂) a geometria marcatamente lenticolare.

Nelle aree occidentali i conglomerati sono sostituiti da depositi calcarenitici (CRG₂) a macrofossili (*Pecten* e ostree), che giacciono in discordanza angolare sulla successione giurassico-cretacea. Nell'area di Villa S. Lucia affiorano depositi calcarenitici color nocciola scuro e azzurrognolo, associate ad argille color tabacco, in parte dolomitizzate. Gli strati, da medi a spessi, non sono sempre visibili. La base dell'unità è qui costituita da un microconglomerato con frammenti di bivalvi. Le calcareniti contengono una macrofauna a pettinidi, ostreidi e anellidi (*Cylindrites*). Le calcareniti sopra descritte con spessori ridotti affiorano anche nel settore più settentrionale, in località La Montagnola e ad est di M.te Bolza, dove sono intercalate o in eteropia con le *litofacies* conglomeratiche e pelitico-marnose.

Lo spessore totale dell'unità è estremamente variabile con valori compresi tra alcune decine di metri e 150 metri.

I campioni esaminati non hanno fornito indicazioni biostratigrafiche utili, ma in analogia con quanto noto in letteratura e sulla base di dati inediti di Centamore, Bigi & Morelli l'unità è attribuita alla biozona a *Globorotalia margaritae* p.p. ed

alla biozona a *Globorotalia puncticulata* p.p.
PLIOCENE inferiore p.p.

5.2.2. - *Formazione Mutignano (FMT)*

La formazione affiora nell'estrema porzione nord-orientale del foglio, ad est dell'allineamento Nocciano-Colle Freddo-Colle Cavaliere, ed è inserita al tetto della successione dell'area G, dove rappresenta i depositi tardorogenici. L'unità poggia in discordanza sulla *Formazione Cellino* (CEN) e nel foglio affiora solo la porzione inferiore della formazione per uno spessore di circa 350-400 metri.

Essa è costituita da alternanze di argille massive e peliti laminate di colore grigio-azzurrognolo e di rari livelli sabbiosi di pochi centimetri di spessore; più spesso questi ultimi sono ridotti a spalmature millimetriche tra gli strati argillosi. La sabbia di questi livelli si presenta ben classata e con poca matrice. Le argille sono molto omogenee con presenza caratteristica di gusci di bivalvi (*Pecten*, *Ostrea*, *Venus*, ecc.), sia in frammenti, che con forme integre, in genere di piccole dimensioni. Anche la microfauna visibile alla lente è generalmente molto abbondante. In alcuni affioramenti sono presenti orizzonti di dimensioni ridotte di *slump* in argilla. Le migliori esposizioni dell'associazione qui descritta si hanno nella zona di S. Caterina e lungo i calanchi incisi sul lato sinistro del T. Nora, tra Deontra e Micarone.

Nella zona subito a nord del Fosso del Poggio nella successione pelitica di piattaforma è intercalato un orizzonte sabbioso (FMT_b) di 10-20 metri di spessore depositosi in un ambiente costiero (*facies* di spiaggia sommersa). Esso è costituito da strati medi e sottili (40-5 cm) di sabbia medio-fine poco cementata, amalgamati o separati da sottili interstrati marnoso-siltosi. La sabbia è in genere ben selezionata, con poca matrice e non gradata. La stratificazione ha un andamento leggermente ondulato ed irregolare. Nelle porzioni più sabbiose si osserva una certa ciclicità costituita da una alternanza di strati omogenei medio-spessi di sabbia e strati sottili (5-10 cm) di sabbia più fine, che presentano una diffusa laminazione incrociata con *set* immergenti da parti opposte. Dove invece aumenta la percentuale degli interstrati pelitici, negli strati sabbiosi si osserva sia una mal definita laminazione parallela, che frequenti *set* di laminazione da *ripple* (laminazione da onde), dove la forma esterna degli stessi è evidenziata da sottili drappaggi di pelite. Gli interstrati siltoso-marnosi contengono numerosi gusci di bivalvi e si presentano bioturbati da piste di organismi scavatori; anche negli strati sabbiosi si osservano localmente gusci di bivalvi concentrati in livelli sub-paralleli alla stratificazione.

Il passaggio stratigrafico tra le peliti di piattaforma sottostanti e l'orizzonte sabbioso è brusco e marcato dalla presenza di livelli clastici grossolani discontinui, costituiti da ciottoli di arenaria cementata, poco arrotondati o sub-angolosi, con incrostazioni conchigliari, e da frammenti di gusci di bivalvi (*Ostrea* e *Pecten*), anche di grandi dimensioni, immersi in abbondante matrice sabbiosa.

Le migliori esposizioni di questo orizzonte si hanno lungo la strada statale n. 81 Piceno-Aprutina tra i chilometri 113 e 114.

Verso sud e verso est questo orizzonte si assottiglia e passa lateralmente in modo piuttosto brusco, ad un orizzonte pelitico-sabbioso (**FMT_a**), costituito da strati medi e sottili di sabbia fine con laminazione incrociata alternati a peliti laminate. Quest'ultimo orizzonte a sua volta perde lentamente la sua individualità per riduzione progressiva dei livelli sabbiosi fino a non essere più distinguibile dal resto della formazione.

La base della *Formazione Mutignano*, che affiora solo a sud del T. Nora, mentre a nord è ribassata da faglie normali, è caratterizzata dalla presenza di un orizzonte lenticolare di calcareniti bioclastiche grossolane ben cementate (**FMT_b**), in strati medi e spessi a geometria irregolare. I singoli strati sono composti per oltre il 90% da frammenti bioclastici (*Pecten*, *Ostrea*, ed altri bivalvi, briozoi, coralli) delle dimensioni variabili tra 1 e 5 mm in matrice sabbiosa. Gli strati più cementati sono saldati a formare orizzonti competenti di alcuni metri di spessore, separati da livelli costituiti da strati simili ai precedenti ma meno cementati, a causa dell'aumento della componente siltoso-sabbiosa tra i bioclasti. Le superfici di separazione degli strati hanno in genere un andamento subparallelo; localmente si notano geometrie di *off lap* anche se con angoli molto piccoli tra gruppi di strati. L'orizzonte basale, che si presenta interamente bioturbato, raggiunge il suo spessore massimo (20-30 metri) nei pressi di Nocciano e di Colle Maggio, dove si hanno anche le migliori esposizioni, per poi ridursi di spessore fino a chiudersi più o meno bruscamente verso nord, verso sud e tra gli stessi due affioramenti citati.

La presenza nell'associazione microfaunistica di *Globorotalia inflata* (D'ORBIGNY), *Globorotalia oscitans* TODD e *Bulimina marginata* D'ORBIGNY permette di individuare la biozona a *Globorotalia inflata*.

PLIOCENE superiore *p.p.*

6. - SCHEMA DI DISPERSIONE DELLE TORBIDITI (C. Morelli)

Per la comprensione dell'evoluzione della sedimentazione silicoclastica nel complesso bacino di avanfossa nel periodo compreso tra il Messiniano ed il Pliocene inferiore un contributo non secondario ci è fornito dallo schema di dispersione dei flussi torbiditici all'interno del bacino stesso. Lo schema di seguito illustrato (Fig. 12) è ricavato essenzialmente dalla geometria dei principali corpi e dalle misure di scorrimento dei flussi deducibili dalle controimpronte di correnti alla base degli strati (*flute* e *grove casts*) (CENTAMORE *et alii*, 1991).

Il membro post-evaporitico della *Formazione della Laga* presenta una notevole articolazione nella organizzazione orizzontale e verticale dei singoli corpi torbiditici con marcate differenze tra le diverse zone del bacino; questa articolazione trova conferma nelle geometrie molto irregolari e con frequenti variazioni laterali dei singoli eventi e nelle *facies* corrispondenti. Le singole

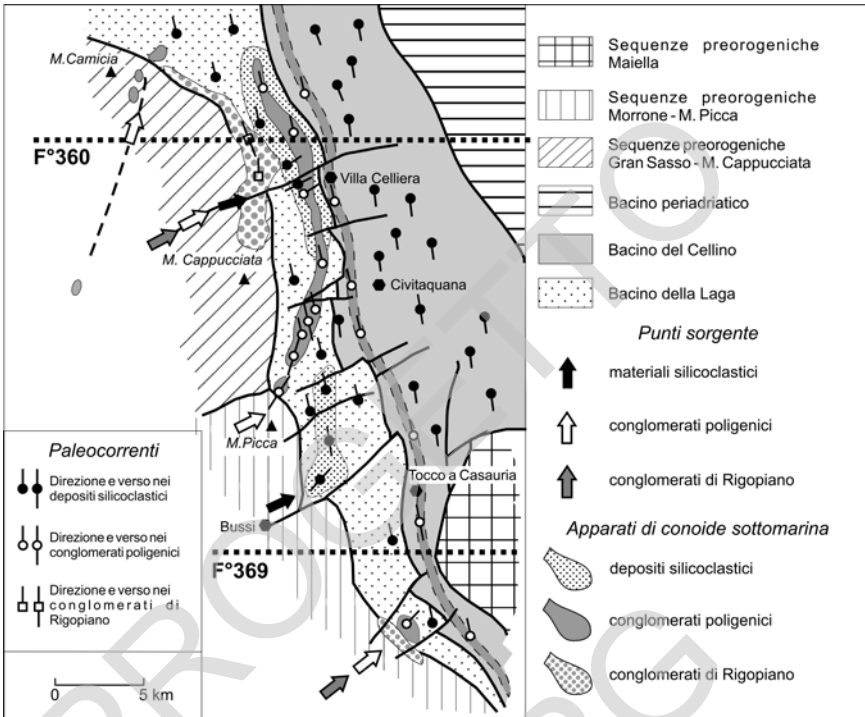


Fig. 12 - Schema di dispersione delle torbiditi

torbide erano caratterizzate da un volume complessivo generalmente ridotto in rapporto alle dimensioni del bacino. Anche la misura delle controimpronte da corrente riflette questa estrema variabilità: la distribuzione delle stesse presenta un carattere polimodale con diversi massimi di provenienza distribuiti su un arco di circa 120° . Quelli più evidenti e presenti sono $S40^\circ E$ e $S20^\circ E$ cui si accompagna un minore $S25^\circ W$ (Fig. 12). Le prime due direzioni riflettono quella dell'asse del bacino, l'ultima direzione è invece da imputare ad immissioni trasversali allo stesso in prossimità di canali alimentatori che ne incidono il bordo interno; successivamente le torbide venivano deflesse verso NNW lungo l'asse principale, secondo un motivo ricorrente nei bacini di avanfossa appenninici e non solo.

Le torbiditi della *Formazione Cellino* presentano uno schema di dispersione dei flussi gravitativi completamente differente sia come provenienze che come tipo di distribuzione. Innanzi tutto i singoli eventi sono caratterizzati da un volume notevole di risedimenti convogliati: le torbide avevano modo quindi di espandersi su buona parte del bacino con spessori di accumulo molto uniformi.

Ne deriva una marcata tabularità degli strati e delle blande variazioni di *facies* anche su distanze notevoli. Per quanto riguarda le paleocorrenti c'è da precisare che solo di rado si sono osservati alla base degli strati arenacei delle controimpronte da corrente a causa della ridotta granulometria, rappresentando la zona esaminata la porzione distale del bacino del Cellino. Ciononostante si ottiene una dispersione fortemente unimodale con massimo di provenienza compreso tra NS e N10°W (Fig. 12).

7. - CENNI SULLA COMPOSIZIONE MINERALOGICO-PETROGRAFICA DELLE ARENITI

(C. Morelli)

Sono state condotte analisi mineralogico-petrografiche sulle areniti torbiditiche di età comprese tra il Messinano ed il Pliocene inferiore al fine di stabilirne la composizione, la moda detritica e di individuare eventuali *petrofacies*. In particolare sono state effettuate analisi sulla Composizione d'Insieme e su quella Principale di campioni appartenenti alla *Formazione della Laga, membro post evaporitico* (LAG₃), alla *Formazione Cellino* (CEN), alle *argille del Cigno, membro di Alanno* (AGC₁) ed alle *calcareniti di M. Fiore* (CMF) (Fig. 13).

Metodologia

L'analisi al microscopio polarizzatore delle sezioni sottili di campioni di arenite è stata svolta secondo un conteggio per punti (almeno 300 ad analisi).

Il conteggio è stato condotto secondo le metodologie illustrate in DI GIULIO & VALLONI (1992), in particolare sono state adottate le categorie ivi proposte nelle Tab. 2 e 6 (*ibidem*), rispettivamente per l'analisi della Composizione d'Insieme e della Composizione Principale; a tale lavoro si è fatto riferimento anche per tutti i parametri petrologici usati.

Moda detritica delle areniti

Sul diagramma fondamentale delle rocce sedimentarie di FOLK (1974) (TAO) tutti i campioni di areniti analizzati ricadono nel campo delle rocce terrigene. I campioni della Laga e del Cellino e delle *calcareniti di M. Fiore* plottano tutti lungo il lato TO del diagramma (la componente allochimica è praticamente trascurabile), inoltre si ha mediamente, maggiore componente ortochimica in quelli della *Formazione della Laga*, che in quelli della *Formazione Cellino*. I campioni della formazione *argille del Cigno* occupano invece un campo abbastanza ampio al centro del campo delle rocce terrigene con valori medi dei tre parametri T_{63} , A_{18} , O_{19} (Fig.13).

La moda detritica dei campioni ricavabile dall'analisi della Composizione Principale ha consentito l'individuazione di almeno tre distinte *petrofacies* (dia-

grammi QFL+C - Fig.13). La distribuzione delle *petrofacies* è in perfetto accordo con la successione stratigrafica, per cui ciascuna formazione è caratterizzata da una specifica *petrofacies*. Nella caratterizzazione delle singole *petrofacies* si farà uso anche della composizione della frazione litica a grana fine dell'ossatura ricavabile dalla analisi della Composizione Principale (TAO).

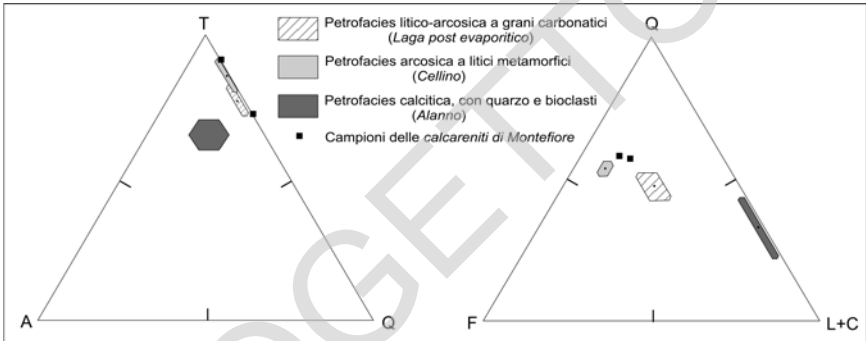


Fig. 13 - Diagrammi rappresentativi della composizione d'insieme (T,A,O) e di quella principale (Q,F,L+C) per i campioni analizzati raggruppati per *petrofacies*. Il punto centrale di ogni esagono rappresenta la media dei valori, mentre la distanza di due lati opposti è pari al doppio della deviazione standard per ogni parametro.

Petrofacies litico-arcosica a grani carbonatici

Questa prima *petrofacies* comprende tutti i campioni provenienti dal *membro postevaporitico* della *Formazione della Laga*. Essi si presentano generalmente con grani da subarrotondati a subangolosi ed in qualche caso arrotondati, con tendenza al prevalere di valori maggiori di arrotondamento al crescere delle dimensioni dei grani. I clasti presentano preferenzialmente contatti di tipo tangenziale e subordinatamente di tipo lineare, per cui il grado di addensamento risulta da basso a moderato. La matrice è generalmente presente in quantità ridotta, (2-9%) con valore medio intorno al 3,8%. Essa è costituita quasi esclusivamente da aggregati finissimi di carbonato di calcio in posizione interstiziale; spesso si osserva una ricristallizzazione del carbonato di calcio per cui i singoli cristalli diventano distinguibili al microscopio a forti ingrandimenti (ordine di qualche μm). In questo caso si può già parlare di epimatrice.

La componente autigena è costituita quasi esclusivamente da carbonato di calcio. Esso è presente sia come cemento (6% del totale della roccia solida) che come sostituzione di grani originari (2,5%), ma la precipitazione di calcite autigena nelle areniti della *Formazione della Laga* si esplica soprattutto come sostituzione, mediante plaghe, di zone più o meno ampie del sedimento originario. La presenza media di queste plaghe è del 12,5% con massimi del 26% e minimi intorno al 4%. Tessitualmente si presenta con un mosaico cristallino più o meno

regolare in cui i singoli cristalli non hanno mai grandi dimensioni.

La componente intrabacinale è molto ridotta (2% in media) ed è rappresentata in prevalenza da bioclasti.

La componente extraclastica è compresa tra il 60 e l'80%. Essa è caratterizzata dai seguenti valori medi dei parametri fondamentali $Q_{47} F_{25} L+C_{28}$ e l'esagono rappresentativo occupa la porzione centrale del relativo diagramma; valori analoghi si hanno anche sul diagramma $Q_m F L_t+C$.

La maggioranza dei grani quarzosi è costituita da grani monocristallini ad estinzione ondulata, tra i grani policristallini prevalgono quelli con cristalli di dimensioni $> 62\mu\text{m}$ con contatti irregolari e suturati; rare le selci.

Tra i feldspati la maggioranza è rappresentata da individui non geminati e/o alterati; tra gli individui geminati i Kfeldspati prevalgono sempre decisamente sui plagioclasti; anche in questo caso prevalgono i grani in cristallo singolo rispetto a quelli in frammenti di roccia.

I frammenti di roccia a grana grossa sono rappresentati per lo più da litotipi quarzoso-feldspatici a tessitura plutonica e metamorfica.

Tra i frammenti litici a grana fine prevalgono nettamente i carbonati (73%) rappresentati da una grande varietà di litotipi: calcari cristallini e microcristallini, *grainstones* a peloidi a volte con frammenti di alghe calcaree, *mudstones* a foraminiferi con forme per lo più terziarie, subordinati *packstones* e *grainstones* bioclastici, relativamente rare le dolomie ed i *wackestones*. I litici metamorfici sono presenti con valori medi del 10,5%, tra essi micascisti con prevalente muscovite, serpentinoscisti, cloritoscisti, scisti epidotici, filladi e qualche metasiltite. I litici vulcanici hanno percentuali medie del 7,5%. Tra essi prevalgono i litotipi acidi. I litici silicoclastici sono presenti con percentuali molto variabili da campione a campione da 0% al 27% sul totale dei litici; sono per lo più rappresentati da siltiti a diversa composizione, molto subordinata è la presenza di *shale*.

Tra gli extraclasti accessori i fillosilicati sono mediamente più rappresentati dei minerali pesanti.

Petrofacies arcosica a litici metamorfici

Essa comprende tutti i campioni della *Formazione Cellino*. Tessitualmente le arenarie di questa *petrofacies* si presentano generalmente con clasti da angolosi a subangolosi, raramente subarrotondati, con contatti lineari e/o tangenziali. Il risultato complessivo è di avere un *packing* generalmente moderato (decisamente superiore rispetto a quello della precedente *petrofacies*). I vuoti interstiziali sono occupati per lo più da matrice fine (3%-15% sul totale roccia solida) ed in misura ridotta da cemento. La prima è costituita per lo più da sedimento fine di natura silicoclastica, irrisolvibile al microscopio, a cui sono occasionalmente associati minuti granuli di carbonato di calcio. Il secondo è generalmente costituito da calcite con tessitura microcristallina, in cui i singoli cristalli hanno dimensioni di 5-10 μm . In quasi tutti i campioni è stata osservata anche la presenza di quarzo autigeno: esso si sviluppa di preferenza come accrescimento di grani quarzosi.

Le plaghe di sostituzione sono invece esclusivamente di natura calcitica, sono presenti in tutti i campioni analizzati e sono percentualmente molto variabili solo raramente però le singole plaghe raggiungono delle dimensioni discrete: il più delle volte sono arealmente molto limitate.

La componente intrabacinale è assolutamente trascurabile ed oscilla tra lo 0% ed il 3%. È per lo più costituita da fossili sciolti tra cui in prevalenza microforaminiferi, sia planctonici che bentonici. Molto ridotti sono gli intraclasti micritici e praticamente assente la glauconite.

La componente extrabacinale è compresa tra il 66 e l'83%, essa è caratterizzata da valori medi dei parametri fondamentali: $Q_{54} F_{37} L+C_9$, con bassa dispersione dei valori.

L'incidenza dei diversi tipi di grani quarzosi è pressoché identica a quella della *petrofacies* precedente.

Tra i feldspati prevalgono anche in questo caso gli individui monocristallini non geminati e/o alterati, mentre tra quelli geminati si ha una leggera prevalenza dei Kfeldspati sui plagioclasti; in entrambi i casi si osservano individui relativamente freschi e poco alterati.

Tra i frammenti di roccia a grana grossa predominano i litotipi metamorfici quarzoso-micacei e quarzoso-feldspatici.

Tra i frammenti litici a tessitura fine prevalgono nettamente quelli metamorfici (60%) tra cui micascisti ad una e due miche, cloritoscisti, serpentinoscisti e filladi; seguono i litici carbonatici con valori medi del 25% e punte fino al 45%, tra essi sia *mudstones* a foraminiferi, calcari microcristallini e dolomie; tra i litici vulcanici, presenti con valori medi del 10%, c'è una prevalenza di quelli acidi su quelli intermedio-basici; infine i litici silicoclastici (6%) sono costituiti per lo più da siltiti arcose e qualche raro *shale*.

Gli extraclasti accessori sono compresi tra il 13% e il 22% sul totale extraclasti. Tra le miche, comprese tra il 9% ed il 20%, sono ben rappresentate sia quelle chiare, che quelle brune, con leggera prevalenza in media di queste ultime. I minerali pesanti sono presenti con valori compresi tra il 5% ed il 15%; tra essi granati, epidoti, pirosseni ed anfiboli.

Petrofacies calcilitica, con quarzi e bioclasti

La terza *petrofacies* comprende tutte le areniti del *membro di Alanno* della formazione delle *argille del Cigno*. Tali areniti sono caratterizzate da una decisa presenza della componente intrabacinale (20 % sul totale roccia solida), composta per la stragrande maggioranza da frammenti bioclastici e fossili sciolti ma anche da glauconite. L'incidenza della componente intrabacinale è già stata messa in evidenza nel diagramma TAO di FOLK ma la natura peculiare di queste areniti può essere evidenziata al meglio dal diagramma classificativo delle areniti riportato nella fig. 9 di DI GIULIO & VALLONI (1992). Tale diagramma riporta in ordinate il rapporto extraclasti sul totale ossatura ed in ascisse il rapporto clasti carbonatici (intra ed extrabacinali) sempre sul totale ossatura. I due rapporti risultano per le

areniti in questione rispettivamente variabili tra 0,70 - 0,85 e 0,50 - 0,80 per cui esse risultano definite come areniti extraclastiche miste a prevalenza carbonatica, con significativa incidenza della componente intrabacinale. Il carattere di areniti miste, cioè la copresenza di clasti silicatici e carbonatici, è un parametro estremamente variabile da campione a campione e risulta in genere in relazione alla granulometria del sedimento: maggiore è la granulometria, maggiore è l'incidenza della frazione carbonatica.

Tessituralmente le areniti di questa *petrofacies* si presentano generalmente con grani da subarrotondati a subangolosi ed in qualche caso da arrotondati a molto arrotondati, con tendenza al prevalere di valori maggiori di arrotondamento al crescere delle dimensioni dei grani. I clasti presentano preferenzialmente contatti di tipo tangenziale e/o lineare. I vuoti tra i grani dell'ossatura sono in parte preservati o riempiti da cemento carbonatico; praticamente assente la matrice.

La componente intrabacinale è costituita prevalentemente da frammenti bioclastici e fossili sciolti; tra i primi, frammenti di lamellibranchi ed echinidi, tra i secondi, foraminiferi planctonici e bentonici con le camere interne vuote o riempite di cemento carbonatico. Significativa anche la presenza di granuli di glauconite con percentuali molto variabili da campione a campione. Tra gli intraclasti è da annoverare la presenza anche di qualche ooide carbonatico; tra di essi se n'è osservato qualcuno con il nucleo costituito da un clasto carbonatico di origine extrabacinale, il che potrebbe indicare lo stazionamento del sedimento originario o di parte di esso in ambienti litorali. Occasionalmente si sono osservati dei clasti di gesso.

Il cemento è presente con percentuali considerevoli in tutti i campioni analizzati (9% in media). Tipicamente è costituito da carbonato di calcio che occupa, con tessiture microcristalline molto omogenee, gli interstizi tra i granuli dell'ossatura. Localmente, soprattutto sui campioni a maggior granulometria si osserva la formazione di croste carbonatiche prismatiche sul bordo dei clasti carbonatici. Abbastanza frequente in tutti i campioni è la presenza di cemento argilloso. Esso si presenta con delle pellicole sottili di colore marroncino più o meno scuro, sia a nicols paralleli che incrociati, che avvolgono completamente o in parte i grani dell'ossatura. Questo tipo di precipitazione autigena dovrebbe essersi verificato in uno stadio precoce della diagenesi e sicuramente prima della compattazione del sedimento: in alcuni casi si osserva infatti una deformazione delle pellicole al contatto dei grani fino a simulare un leggero andamento stilolitico.

Gli extraclasti sono compresi tra il 54% ed il 68% del totale roccia solida; i valori dei parametri caratteristici risultano $Q_{34}F_2L+C_{64}$. Nel diagramma corrispondente si può osservare l'estrema variabilità tra campione e campione dei valori di Q e L+C; tutti i campioni presentano invece una quantità trascurabile di feldspati.

Tra i grani quarzosi predominano decisamente quelli monocristallini rispetto a quelli policristallini; rilevante la presenza di selce (5%), assolutamente occasionale quella in frammenti di roccia.

I feldspati sono rappresentati esclusivamente da individui monocristallini non

geminati, si è osservata anche qualche pertite ed un plagioclasio.

I frammenti litici a tessitura fine sono rappresentati quasi esclusivamente da litotipi carbonatici (95%) e silicoclastici (5%), rarissimi i metamorfici (frammenti foliati quarzoso-micacei), assenti i vulcanici. Tra i litotipi carbonatici si osservano: calcari cristallini e microcristallini, *packstones* e *wackestones* bioclastici con forme terziarie ed a volte una minima presenza di detrito silicoclastico, *mudstones* per lo più sterili, più rari *grainstones* a briozoi e litotamni e a peloidi. Per quanto riguarda i frammenti di *mudstones* sterili non si può escludere (almeno per parte di essi) una origine intrabacinale, si è propeso per un origine extrabacinale in quanto si sono osservati frammenti analoghi di chiara provenienza extrabacinale per la presenza di fratture ricementate limitate al grano o per la presenza di contorni ossidati. Tra i litici silicoclastici siltiti a forte componente carbonatica, siltiti puramente silicoclastiche, a volte, con incipiente metamorfismo, e *shales*.

Gli extraclasti accessori sono trascurabili (<1%) e costituiti solo da minerali pesanti.

Conclusioni

L'analisi della moda detritica delle arenite torbiditiche di età compresa tra il Messiniano ed il Pliocene inferiore presenti nell'area del Foglio "Torre de' Passeri" ha consentito di individuare almeno tre distinte *petrofacies* in accordo con le suddivisioni stratigrafiche proposte. Le *petrofacies* riconosciute sono:

Litico-arcosica a grani carbonatici ($Q_{47} F_{26} L+C_{27}$), caratterizza le arenarie del membro post-evaporitico della *Formazione della Laga*;

Arcosica a litici metamorfici ($Q_{54} F_{37} L+C_9$), caratterizza le arenarie della *Formazione Cellino*;

Calcilitica con quarzi e bioclasti ($Q_{34} F_2 L+C_{64}$), caratterizza le arenite del membro di *Alanno* della formazione *argille del Cigno*.

I valori dei parametri petrologici che caratterizzano le prime due *petrofacies* sono inoltre in accordo con quelli ricavabili dalla letteratura per le stesse formazioni affioranti nell'area teramana (CORDA & MORELLI, 1996). Per quel che riguarda le arenite del membro di *Alanno* non si hanno dati di letteratura precedenti.

Per quanto riguarda infine le arenarie della formazione delle *calcareniti di M. Fiore*, esse presentano valori dei parametri caratteristici $Q_{57} F_{30} L+C_{13}$. Premesso che il numero di campioni analizzato è assolutamente insufficiente per definire una *petrofacies*, si possono fare le seguenti considerazioni:

- la formazione delle *calcareniti di M. Fiore* è più antica di tutte le altre formazioni considerate; ha infatti una età che va dal Tortoniano al Messiniano inferiore, e in particolare le arenarie sono presenti nella porzione messiniana e quindi sono coeve del membro *preevaporitico* della *Formazione della Laga*, che affiora poco più a nord;

- i valori di Q F L+C osservati per i campioni delle *calcareniti di M. Fiore* sono molto simili a quelli ricavabili, per il membro pre-evaporitico della *Laga*,

dai dati di letteratura (in VALLONI & ZUFFA, 1984, si ha infatti per quest'ultimo $Q_{56} F_{28} L+C_{16}$ ed in CORDA & MORELLI, 1996, $Q_{56} F_{29} L+C_{15}$).

8. - STRATIGRAFIA SEQUENZIALE DEI DEPOSITI MESOZOICI (G.Rusciadelli)

I concetti e i criteri della stratigrafia sequenziale utilizzati per la suddivisione delle successioni carbonatiche affioranti in questo foglio sono illustrati nel capitolo della Stratigrafia Sequenziale dei depositi mesozoici del Foglio 369 "Sulmona", dove, le buone condizioni di esposizione e il record stratigrafico più completo, hanno permesso una migliore osservazione delle caratteristiche stratigrafico-sedimentologiche delle successioni, una migliore comprensione delle relazioni spazio temporali tra i differenti ambienti sedimentari e, più in generale, di confrontare e legare l'architettura e l'evoluzione tra la piattaforma e il bacino durante il Mesozoico.

La presenza di caratteristiche simili, lo sviluppo di tendenze stratigrafiche confrontabili e correlabili con quelle osservate nelle successioni affioranti nel Foglio "Sulmona", hanno permesso di estrapolare gli elementi stratigrafico-sequenziali alle successioni presenti in questo foglio.

Qui di seguito, pertanto, verranno illustrati i caratteri principali delle successioni e illustrate ed indicate situazioni particolarmente interessanti ai fini della suddivisione stratigrafico-sequenziale delle successioni. Gli ambienti di piattaforma registrano la parte intermedia della fase trasgressiva del Megaciclo del Retico-Toarciato sommitale (T1), la parte sommitale della fase regressiva del Megaciclo del Toarciato sommitale-Titonico (R2) e la fase trasgressiva del Megaciclo del Berriasiano -Cenomaniano inferiore (T3). Le aree di margine e quelle di scarpata bacino registrano, anche se localmente e in modo discontinuo, tutti i megacicli riconosciuti e illustrati nel Foglio "Sulmona".

8.1. - MEGACICLO DEL RETICO - TOARCIANO SOMMITALE (TR1).

8.1.1. - Fase trasgressiva e picco di trasgressione

In piattaforma si estende dai livelli retici della *dolomia principale* al tetto del *calcare massiccio* del Sinemuriano superiore, mentre in aree di margine corrisponde alla parte inferiore e media dei *calcari bioclastici del Monte della Selva*; in aree di scarpata e bacino è rappresentata rispettivamente dalla parte inferiore dei *calcari bioclastici "inferiori"* e dalla base delle calcareniti e calcari a radiolari e resti filamentosi, dalla *corniola* e dalla parte inferiore dell'unità del *verde ammonitico-calcari e marne a Posidonia* (Tav. 2).

All'interno delle successioni di piattaforma si riconoscono vari ordini di tendenze stratigrafiche a più corto termine che modulano la tendenza principale; un esempio è quello dell'intervallo retico della *dolomia principale* in *facies* ciclotemica affiorante in corrispondenza di M. Capo di Serre. In quest'area, l'organizzazione verticale è definita da una tendenza *shallowing upward* a corto termine rappresentata dall'aumento verso l'alto delle *facies* a circolazione ristretta (inter e supratidale), della frequenza dei livelli emersivi e dalla diminuzione verso l'alto dello spessore degli strati. Questo intervallo costituisce l'*highstand* di una sequenza deposizionale in corrispondenza della parte basale della fase trasgressiva a lungo termine di questo Megaciclo. L'assenza di intervalli stratigrafici più antichi non permette di individuare precisamente la posizione dell'intervallo affiorante della *dolomia principale* nell'ambito di questa fase trasgressiva.

Superiormente ai termini retici e almeno fino al Lias inferiore (Sinemuriano inferiore), la fase trasgressiva di questo Megaciclo si sviluppa con caratteri essenzialmente uniformi mediante la deposizione del calcare massiccio. L'organizzazione verticale è definita dall'alternanza tra *facies* subtidali, intertidali e supratidali, con netta prevalenza e maggior sviluppo delle *facies* subtidali, mentre quelle intertidali sono generalmente poco sviluppate. Tali *facies* sono organizzate in cicli *shallowing upward* a scala metrica e plurimetrica caratterizzati solitamente dalla diretta sovrapposizione dell'intervallo supratidale su quello subtidale, indicando una emersione diretta di quest'ultimo (cicli diagenetici).

A partire dal Sinemuriano superiore, le condizioni che hanno caratterizzato in modo uniforme lo sviluppo della piattaforma del *calcare massiccio* "A" variano e, per la prima volta nell'ambito delle aree rilevate, s'individua un sistema a gradini ribassati che origina essenzialmente tre diversi tipi di situazioni stratigrafiche che esprimono, in modo più o meno, marcato una tendenza all'approfondimento. La deposizione del *calcare massiccio B* indica il passaggio da condizioni di piattaforma a circolazione ristretta ad una piattaforma dominata da condizioni idrodinamiche ad elevata energia e con continui scambi con il mare aperto; mentre i *calcarei bioclastici del Monte della Selva*, che poggiano in discordanza angolare sul *calcare massiccio "A"* (es. affioramenti ad ovest del M. Bolza) rappresentano l'instaurarsi di condizioni di margine in corrispondenza di gradini ribassati. La porzione inferiore dei *calcarei bioclastici "inferiori"*, caratterizzata da calcareniti bioclastiche, livelli micritici bacinali e da livelli di breccie, rappresenta condizioni ancora più profonde, ma che risentono della presenza del vicino margine dei *calcarei bioclastici del Monte della Selva*. In settori ancora più occidentali si assiste al brusco annegamento di interi settori di piattaforma, come indicato dalla diretta sovrapposizione di *facies* bacinali della *corniola* in discordanza angolare sul *calcare massiccio "A"* (es. Voltigno).

L'estrema condensazione degli intervalli soprastanti alla *corniola*, corrispondenti alla Formazione *verde ammonitico e calcari e marne a Posidonia*, rende difficoltosa l'analisi sequenziale e l'individuazione del picco trasgressivo e della fase regressiva di questo megaciclo, tuttavia la presenza di livelli guida come un orizzonte a brachiopodi segnalato in corrispondenza di F.te del Serpente,

nell'estremità settentrionale del foglio, e la presenza di livelli ad ammoniti, permettono di correlare la successione con quella affiorante nel Foglio "Sulmona", dove il picco trasgressivo del Megaciclo del Retico-Toarciano sommitale è stato posto pochi metri sopra al livello a brachiopodi e riferito al tetto del Toarciano inferiore (zona *Bifrons*). Inoltre in corrispondenza degli stessi intervalli stratigrafici si sviluppa l'intervallo marnoso della formazione, affiorante a Vado di Sole, anch'esso della zona a *Bifrons* (G. Pallini, com. pers.).

Superiormente ai livelli marnosi della Formazione del *verde ammonitico e calcari e marne a Posidonia*, si riscontrano pochi metri di *packstones* e *rudstones* bioclastici e a ooidi della biozona a *Posidonia-bositra Palaeodasycladus, Antozoa e Hydrozoa* del Toarciano, a cui si sovrappongono calcari micritici a *filaments* presumibilmente del Toarciano sommitale o della base del Dogger, come indicato dalla presenza di *G. cayeuxi* in alcuni livelli bio-calcarenitici intercalati all'interno delle micriti. Questa situazione è del tutto simile a quella osservata e meglio tarata da un punto di vista stratigrafico nel Foglio "Sulmona", dove le micriti a *filaments* sono state attribuite alla fase trasgressiva del megaciclo del Toarciano sommitale-Titonico. Questa ipotesi sembra trovare conferma anche in sezioni in cui sono presenti condizioni ancora più condensate di quelle che caratterizzano normalmente l'intervallo toarciano della Formazione del *verde ammonitico-calcari e marne a Posidonia*, come ad esempio in località Voltigno. Qui, la parte superiore dell'intervallo toarciano della suddetta formazione, sempre dominata da *facies* bio-calcarenitiche, è delimitata al tetto da un *hard-ground*, sopra il quale si sviluppano micriti a *filaments* riferibili alla base della fase trasgressiva del megaciclo del Toarciano sommitale-Titonico, sempre per la presenza di *G. cayeuxi* all'interno di un orizzonte a *packstones* e *grainstones* a ooidi, pochi metri sopra la base delle micriti. Queste situazioni, permettono di individuare nelle calcareniti bioclastiche del Toarciano superiore la fase regressiva di questo megaciclo e di identificare il suo limite superiore con il passaggio alle sovrastanti micriti a *filaments*.

8.2. - MEGACICLO DEL TOARCIANO SOMMITALE-TITONICO (TR2)

8.2.1. - *Limite inferiore*

Il limite inferiore di questo megaciclo, in parte già descritto, localmente corrisponde con la base di una breccia costituita da clasti centimetrici più o meno arrotondati, intercalata tra le *facies* micritiche e detritiche della parte inferiore del *verde ammonitico-calcari e marne a Posidonia* e quelle ad ooliti ferruginose appartenenti alla base della fase trasgressiva del Megaciclo del Toarciano sommitale-Titonico (Voltigno).

8.2.2. - Fase trasgressiva e picco di trasgressione

In aree di margine, la fase trasgressiva di questo megaciclo comprende la formazione dell'*unità oolitica* e, per correlazione stratigrafica con i termini equivalenti del Foglio "Sulmona", la parte inferiore dei *calcari a echinodermi e coralli*. La limitata estensione e qualità degli affioramenti di quest'unità, la sua uniformità litologica e la mancanza di sezioni continue tra le successioni di scarpata e di margine, non permettono di individuare livelli chiave, *patterns* stratigrafici e tantomeno geometrie per una lettura sequenziale della formazione che appare definita da un generico carattere aggradante. Simili considerazioni vanno fatte anche per le successioni di scarpata prossimale, come i *calcari bioclastici "inferiori"* affioranti in questo foglio. L'alternanza tra intervalli micritici e intervalli a variabile contenuto di materiale biodetritico permettono la gerarchizzazione dei *patterns* stratigrafici principali, tuttavia, la mancanza di dati biostratigrafici non permette di inquadrare stratigraficamente detti *patterns* e di operare una correlazione con le tendenze definite nel Foglio "Sulmona".

Migliore è la definizione nei depositi di scarpata distale, o piede di scarpata, dove l'alternanza tra intervalli micritici e detritici meglio caratterizzabili da un punto di vista biostratigrafico permette di valutare la presenza di *patterns* stratigrafici e la loro correlazione con i megacicli definiti nel Foglio "Sulmona". Nelle successioni di scarpata, superiormente all'intervallo a calcareniti bioclastiche della fase regressiva del megaciclo sottostante, è presente un intervallo dominato da calcari micritici a *filaments* appartenente alla parte superiore della Formazione del *verde ammonitico-calcari e marne a Posidonia*. Nei settori centro settentrionali del foglio a nord di M. Cappucciata, il passaggio con la sovrastante formazione delle *calcareniti e calcari a radiolari e resti filamentosi* è segnato dall'incremento verso l'alto della componente biodetritica. Pochi metri sotto il passaggio tra queste due formazioni, qui interpretato come un punto d'inversione nel tasso di produzione e di esportazione dei materiali biodetritici dalla piattaforma, viene individuato il picco trasgressivo del megaciclo in questione che dovrebbe essere datato della parte superiore del Bathoniano, essendo la base delle *calcareniti e calcari a radiolari e resti filamentosi* datata della base del Calloviano.

8.2.3. - Fase regressiva

I caratteri uniformi lungo l'intero spessore delle successioni di margine, non permettono di distinguere *patterns* stratigrafici all'interno di questa fase regressiva, che pertanto appare definita da un carattere prevalentemente aggradante.

In aree di scarpata distale e base di scarpata, le formazioni delle *calcareniti e calcari a radiolari e resti filamentosi* e dei *calcari diasprini detritici*, ben registrano la tendenza regressiva di questo megaciclo tramite il passaggio tra i membri inferiori e superiori delle due formazioni. Questa fase regressiva è definita

dal progressivo aumento nella quantità di materiale biodetritico esportato dalla piattaforma; essa è infatti caratterizzata dall'incremento progressivo in frequenza degli apporti biocalcarenitici, rispetto agli intervalli micritici che si riducono in spessore progressivamente verso l'alto, dall'aumento nella granulometria e dallo spessore degli strati che in corrispondenza della parte superiore delle formazioni raggiungono spessori tra i 4 e i 10 metri. La presenza di intervalli micritici alternati a pacchi di strati bioclastici di spessore decametrico traducono la presenza di fasi di minore e maggiore esportazione di materiali dalla piattaforma, probabilmente associabili a ciclicità di ordine superiore che modulano la tendenza regressiva a lungo termine.

8.3. - MEGACICLO DEL BERRIASIANO SUPERIORE - CENOMANIANO INFERIORE (TR3)

8.3.1. - Limite inferiore

Nelle aree occidentali del foglio, dove dominano le successioni margine, il limite in questione è rappresentato dal passaggio tra i *calcari a ellipsactinie* e le formazioni dei *calcari a clasti neri e gasteropodi* e i *calcari a coralli e dice-ratidi*. Elementi quali la presenza di livelli paleocarsici, al tetto dei *calcari ad ellipsactinie*, di clasti neri e livelli anneriti alla base dei *calcari a clasti neri e gasteropodi*, suggeriscono la presenza di un evento emersivo al tetto dei *calcari ad ellipsactinie*, probabilmente associato ad una lacuna biostratigrafica, per altro non documentata dal punto di vista biostratigrafico. In questa ottica, la sovrapposizione di una successione di piattaforma su una di margine rappresenterebbe la ripresa della sedimentazione dopo un evento di non deposizione e quindi un importante punto d'inversione tra due tendenze deposizionali.

Questa inversione nelle tendenze stratigrafiche delle aree di margine corrisponde anche ad una inversione nella quantità di materiale esportato dalla piattaforma verso il bacino. In ambienti di scarpata prossimale, il limite inferiore di tale ciclo ricade all'interno di *facies* grossolane tra il tetto dei *calcari bioclastici "inferiori"* e delle *calcareniti e calcari a radiolari e resti filamentosi* e la base dei *calcari cristallini a echinodermi e coralli*. Le associazioni di *facies* della fase regressiva del ciclo precedente, oltre che alla granulometria generalmente più grossolana e alla presenza di frammenti di ellipsactinie, sono organizzate in corpi spessi e molto spessi ai quali si alternano pacchi di strati costituiti da calcareniti bio-intraclastiche, mentre le *facies* grossolane della base della fase trasgressiva, oltre a presentare una granulometria generalmente più fine e la quasi assenza di frammenti di Ellipsactinie, sono organizzate in corpi spessi ai quali si alternano pacchi strati costituiti da *mudstones*, *wackestones* a Calpionellidae riferibili all'unità della *maiolica detritica*.

In aree più distali della scarpata, alle brecce progradanti della fase regressiva del Megaciclo del Toarciano sommitale-Titonico, possono sovrapporsi *facies* bio-

clastiche fini (intervallo detritico superiore dei *calcarei diasprini detritici*), oppure direttamente micriti più o meno “pulite” berriasiane della *maiolica detritica*.

8.3.2. - Fase trasgressiva e picco di trasgressione

In corrispondenza del margine della piattaforma, sopra alla discontinuità di base, la fase trasgressiva a lungo termine è caratterizzata dallo sviluppo di nuovi margini biocostruiti dominati da coralli, ma poveri in ellipsactinie (*calcarei a coralli e diceratidi*). In aree retrostanti a quelle di margine gli intervalli inferiori di questa fase trasgressiva sono rappresentati dai *calcarei a clasti neri e gasteropodi*, anch'essi direttamente sovrapposti ai *calcarei ad ellipsactinie* e di età compresa tra il Berriasiano e il Valanginiano. A partire dall'Hauteriviano, le successioni di piattaforma interna dei *calcarei ciclotemici a gasteropodi* si sovrappongono, dalle zone interne della piattaforma verso quelle di margine, rispettivamente ai *calcarei a clasti neri e gasteropodi* e ai *calcarei a coralli e diceratidi*, indicando una chiara tendenza alla progradazione. Questo evento progradante è uno tra i più evidenti e meglio documentabili dell'intero record mesozoico della piattaforma laziale-abruzzese, dove generalmente lo stile d'impilamento verticale delle successioni è definito da un carattere aggradante. Esso segna l'inversione tra la tendenza trasgressiva e quella regressiva a lungo termine del megaciclo in questione e, alla sua base, può essere individuato il picco trasgressivo.

E' da sottolineare che la progradazione dei termini di piattaforma interna dei CCG avviene in concomitanza con l'inversione nella frequenza degli organismi che colonizzano il margine durante gran parte del Cretacico inferiore (Ellipsactinie *versus*, coralli, diceratidi e echinodermi) e con la riduzione areale delle zone di margine, il cui limite esterno resta sostanzialmente invariato rispetto al margine precedente, senza registrare evidenti progradazioni lungo la scarpata. Considerando il diverso grado e le differenti modalità di colonizzazione delle differenti associazioni del margine del Cretacico inferiore, la tendenza progradante dei CCG può essere letta come la conseguenza della minore capacità delle associazioni a coralli e diceratidi di espandersi verso l'interno della piattaforma e di concentrarsi in corrispondenza del bordo della piattaforma, favorendo l'espansione degli ambienti lagunari in aree retrostanti, precedentemente colonizzate dalle ellipsactinie. La causa della progressiva sostituzione nelle associazioni di margine, avvenuta durante il Cretacico inferiore basale, può essere ricercata in una importante crisi biologica delle ellipsactinie. Tale crisi, possibilmente avvenuta in concomitanza con abbassamento del livello marino relativo, come indicato dai livelli emersivi al tetto della formazione, avrebbe determinato una profonda riorganizzazione delle aree di margine con dirette ripercussioni sulla distribuzione degli ambienti della piattaforma e sulla quantità e sulla tipologia dei materiali esportati dalla piattaforma e riversati verso il bacino. In questo senso, la diminuzione degli apporti biodepositivi durante il Cretacico inferiore, all'interno della successione della *maiolica detritica* è da associare alla minore quantità di

materiali prodotti ed esportati dalla piattaforma a seguito della riduzione dell'estensione delle aree di margine.

In ambiente di scarpata-bacino, la fase trasgressiva di questo ciclo si realizza essenzialmente in due stadi principali, caratterizzati da una netta differenza nell'organizzazione delle successioni stratigrafiche e nel loro stile d'impilamento. Il primo, databile tra il Berriasiano e il Valanginiano inferiore, è caratterizzato da spessi *rudstones*, *packstones* grossolani, e *floatstones* bioclastici a prevalenti frammenti di echinodermi, bivalvi e coralli. Questi rappresentano periodi di maggiore esportazione di materiali dalla piattaforma durante fasi di regressive di cicli di ordine minore (secondo ordine) che modulano gli stadi iniziali della fase trasgressiva a lungo termine. Ad essi s'intercalano livelli più o meno spessi di *wackestones* a Calpionellidae che aumentano in spessore e frequenza verso l'alto, dando all'intero intervallo una tendenza a carattere retrogradante.

In corrispondenza del secondo stadio, databile tra il Valanginiano superiore e l'Hauteriviano *p.p.*, dominano le condizioni pelagiche rappresentate essenzialmente da *mudstone* e *wackestones* a radiolari e rari foraminiferi planctonici e in minor misura da *packstones* bioclastici. Tali caratteristiche ben si accordano con la tendenza aggradante del coevo margine dei *calcari a coralli e diceratidi*.

A partire dall'Hauteriviano *p.p.*, si assiste al graduale ritorno delle *facies* francamente detritiche che chiudono la sedimentazione della *maiolica detritica* e che appartengono già alla fase regressiva a lungo termine di tale ciclo. Negli ambienti di scarpata-bacino, il picco di trasgressione del ciclo del Cretacico inferiore è quindi posto in corrispondenza dell'intervallo più micritico della *maiolica detritica*, che ricade in corrispondenza dell'Hauteriviano.

8.3.3. - Fase regressiva

In piattaforma, come già accennato, tale fase regressiva è caratterizzata inizialmente dalla progradazione degli ambienti di piattaforma interna dei *calcari ciclotemici a gasteropodi* sul margine biocostruito dei *calcari a coralli e diceratidi* che si protrae fino al Barremiano inferiore. L'assenza di termini più recenti non permette di illustrare lo sviluppo successivo di questa fase regressiva nell'ambito del foglio in questione. In aree di margine, questa fase regressiva è rappresentata dai termini dei *calcari a coralli e diceratidi* lateralmente equivalenti all'intervallo progradante dei *calcari ciclotemici a gasteropodi*. Superiormente, i *calcari a rudiste e orbitoline* chiudono la fase regressiva a lungo termine di questo megaciclo, progradando sull'intervallo barremiano dei *calcari cristallini ad echinodermi e coralli* (affioramenti a SW della Cima di M. Bolza).

In corrispondenza della scarpata, durante le prime fasi di progradazione della fase regressiva in questione, si osserva il progressivo ritorno di *facies* biointraclastiche che costituiscono il tetto della *maiolica detritica*. Nell'ambito di questo foglio, questo intervallo è spesso mancante in quanto eroso dalla messa in posto di breccie della base della Formazione delle *calcareniti e calciruditi*

a fucoidi. La messa in posto di questa formazione segna l'evento terminale di questa fase regressiva a lungo termine. Tra i clasti delle brecce, che raggiungono dimensioni centimetriche e che spesso mostrano contatti suturati, si riconoscono litotipi assimilabili sia alla piattaforma interna ma anche a *facies* pelagiche riferibili probabilmente ai livelli più alti della *maiolica detritica*.

8.4. - MEGACICLO DELLA PARTE MEDIA DEL CENOMANIANO - ?DANIANO BASALE (TR4)

8.4.1. - *Limite inferiore*

Malgrado l'assenza di successioni di piattaforma del Cretacico superiore e i limitati affioramenti degli equivalenti termini di margine, il settore nord-occidentale del foglio offre una buona visuale sul limite inferiore di questo megaciclo. In prossimità dell'area a nord-ovest di M. Rotondo, il limite in questione è rappresentato da una discordanza angolare che mette a diretto contatto, tramite una discordanza angolare, la successione di scarpata-bacino della *scaglia detritica* sui depositi di margine dei *calcari a rudiste e orbitoline* della fase regressiva del megaciclo sottostante. Questo limite è attribuibile ad un Cenomaniano medio, come indicato dall'età delle formazioni incassanti.

In aree di piede di scarpata-bacino, il limite in questione è rappresentato dal passaggio dai termini brecciati e biodetritici dei *calcari bioclastici "superiori"*, delle *calcareniti e calciruditi a fucoidi*, della fase regressiva del megaciclo sottostante con la successione della *scaglia detritica*, la cui base segna il limite del megaciclo del Cenomaniano medio ?Daniano. In aree prossimali questo passaggio si realizza tramite la sovrapposizione di un membro della *scaglia detritica* prevalentemente calcarenitico (Calcari cristallini inferiori o saccaroide inferiore degli autori) che riflette l'enorme produzione di materiale biodetritico nelle aree di piattaforma in seguito alla messa in posto di margini a rudiste successivamente all'emersione medio Cretacica. In aree più distali, intervalli prevalente micritici si sovrappongono direttamente sulle *calcareniti e calciruditi a fucoidi* della fase regressiva sottostante.

8.4.2. - *Fase trasgressiva e picco di trasgressione*

L'assenza di termini del Cretacico superiore in ambiente di piattaforma e di scarpata, questa fase trasgressiva è documentabile esclusivamente in aree caratterizzate da successioni di scarpata-bacino. Qui, superiormente al limite inferiore di questo megaciclo, la successione evolve passando da litotipi grossolani a litotipi via via più micritici, fino a raggiungere un livello micritico più spesso e continuo a scala regionale datato del Campaniano. In corrispondenza di questo livello micritico è stato posto il picco trasgressivo.

8.4.3. - *Fase regressiva*

Non è documentabile né in ambiente di piattaforma né in quello marginale a causa della discontinuità al tetto di questo Megaciclo che tronca le successioni di questi ambienti, generalmente al di sotto del picco di trasgressione. Nell'ambito dei fogli rilevati, essa risulta pertanto documentabile soltanto in ambienti che vanno dalla scarpata al bacino.

Gli intervalli inferiori sono caratterizzati dal progressivo aumento in frequenza e granulometria degli strati bio-intradetritici rispetto a quelli pelagici a planctonici, comunque sempre presenti. Superiormente, e in corrispondenza dei settori più prossimali della scarpata, è presente un orizzonte con *packstones*, *rudstones* bioclastici e *floatstones* a rudiste. Le rudiste, presenti anche in individui interi, mostrano associazioni riferibili a un generico Santoniano-Campaniano. La base di questo orizzonte è spesso erosiva e può troncane la successione sottostante a vari livelli stratigrafici. La tendenza regressiva continua per gran parte del Maastrichtiano, con la messa in posto di breccie, *rudstones* e *packstones* biodetritici saccaroidi (Calcari cristallini superiori o saccaroidi o Orfento degli Autori).

8.4.4. - *Limite superiore*

Nella maggior parte delle aree rilevate, il limite superiore di tale ciclo corre al tetto delle *facies* detritiche più o meno grossolane dei termini maastrichtiani dei *calcari cristallini*. Al loro tetto, attraverso una lacuna erosiva di lunga durata, si sovrappongono vari termini terziari, tra cui, più frequentemente, le *calcareniti a macroforaminiferi* del Paleocene superiore. La presenza locale di un orizzonte a *wackestones* e *packstones* a foraminiferi planctonici di età ancora maastrichtiana, intercalato tra le *facies* detritiche dei *calcari cristallini* e la suddetta discontinuità, pone qualche dubbio sulla reale posizione cronostatigrafica del limite di tale Megaciclo. La mancanza di successioni continue tra il Maastrichtiano e il Paleocene inferiore non permette infatti di precisare se l'orizzonte "micritico" maastrichtiano rappresenti l'ultimo evento trasgressivo d'ordine minore all'interno della tendenza regressiva a lungo termine, oppure se si tratti dell'inizio della tendenza trasgressiva a lungo termine di un nuovo ciclo tardo cretaco-terziario.

9. - STRATIGRAFIA FISICA DEI DEPOSITI TERRIGENI TERZIARI DEI BACINI ESTERNI
(C. Morelli & G.B. Ori)

L'attività tettonica compressiva legata alla formazione della catena ha prodotto durante il riempimento dell'avanfossa adriatico-appenninica una serie di sequenze deposizionali (CANTALAMESSA *et alii*, 1986) che sono facilmente databili nelle zone di bacino, dove però sono difficilmente distinguibili (ORI *et alii*, 1991). Ai bordi del bacino queste sono invece ben visibili poiché si appoggiano alle sequenze precedenti con forti superfici erosive e discordanze angolari. In queste zone, però la loro databilità è inficiata dalle *facies* prevalentemente paraliche e costiere.

La base della successione terrigena, prevalentemente torbiditica e di mare profondo, è stata individuata da ORI *et alii* (1991) con un limite di sequenza (*sequenza M*) che poggia sui depositi di rampa e sui depositi evaporitici del Messiniano. Questa sequenza, è formata da depositi torbiditici della *Formazione della Laga*, dalle *argille del Cigno* (incluso il *membro di Alanno*). Il *limite M* è tracciabile al di sotto delle *argille del Cigno* e del *membro di Alanno*. Quest'ultimo rappresenta dei corpi di delta-conoide che andavano a depositarsi sul bordo del bacino del Cellino.

Mentre la base della sequenza è ben individuata ai bordi del bacino, questa diventa difficilmente osservabile nelle zone depocentrali. La sua identificazione è aiutata dalla presenza del livello guida vulcanoclastico nella *Formazione della Laga* che è posto poco al di sopra della base della *sequenza M* nelle zone meridionali prossimali. Il livello guida, eroso nelle porzioni paraliche del bacino, si sviluppa invece nelle *facies* torbiditiche ed è tracciabile nelle zone del teramano e dell'ascolano, a nord dell'area in studio. In queste aree il livello vulcanoclastico si trova all'interno di depositi torbiditici (*Formazione della Laga post-evaporitica*) e la base della *sequenza M* è del tutto in concordanza con i depositi sottostanti; le due sequenze (la *M* e quella sottostante) si differenziano solo per composizione petrografica e provenienza (CORDA & MORELLI, 1996). Dal punto di vista composizionale la componente litica è molto forte nei depositi della *sequenza M* ed, in particolare, si nota una prevalenza di clasti di origine carbonatica. Le paleocorrenti mostrano provenienze da SSE, marcando un notevole cambiamento di direzione con i depositi torbiditici sottostanti (affioranti nelle zone a settentrione dell'area studiata) che mostravano provenienze da NNW.

I depositi clastici della *sequenza M* sono rappresentati prevalentemente da torbiditi fini cui si intercalano corpi arenacei e/o conglomeratici di limitata estensione laterale, con caratteristiche di spiccata prossimalità (scarsa organizzazione interna, geometrie irregolari, granulometrie estremamente variabili). Il bacino torbiditico si presenta in questa fase fortemente articolato e suddiviso in aree contraddistinte da apporti clastici localizzati, che si immettevano in più punti lungo il bordo occidentale dello stesso. I depositi finali della *sequenza M* sono di età pliocenica inferiore (*argille del Cigno*, parte superiore) e il loro tetto è rappresentato dalla base della sequenza successiva *LPO*. Questa sequenza non

è stata individuata da ORI *et alii* (1991) i cui depositi sono stati inclusi nella *sequenza M* da questi autori. La base della *sequenza LP0* è ben visibile ai bordi del bacino dove i *conglomerati di Rigopiano* riposano in discordanza sia sui depositi della *Formazione della Laga* sia sulle unità carbonatiche più antiche, suturando, almeno in parte, gli accavallamenti che sovrappongono queste ultime ai primi. La base della sequenza rientra all'interno della zona a *G. margaritae*. I *conglomerati di Rigopiano* sono interpretabili come depositi di delta conoide e *facies* paraliche distali. Verso oriente, nelle zone depocentrali di bacino, dove il limite è concordante, la base della *sequenza LP0* è marcata dall'inizio della deposizione elastica sabbiosa della *Formazione Cellino*. Il passaggio tra le due sequenze marca un notevole cambiamento nell'assetto del bacino che fa registrare un significativo spostamento del depocentro verso est. Infatti il depocentro torbiditico della *Formazione Cellino* si trova al di sopra dei depositi paralici di avampaese della sequenza precedente, mentre i *conglomerati di Rigopiano* riposano sulle torbiditi della *Formazione della Laga*. Questo scatto nella migrazione dell'avanfossa è marcato anche da un cambiamento notevole dell'assetto del bacino le cui provenienze detritiche sono da nord. Conseguentemente la composizione arenitica è ora più simile alle composizioni delle torbiditi classiche dell'Appennino. I depositi torbiditici della *sequenza LP0* sono rappresentati da corpi arenacei tabulari a grande estensione laterale, intercalati a depositi fini di interconoide o indicanti, più probabilmente, periodi di basso tasso di sedimentazione nei bacini profondi. L'avanfossa riempita da questi depositi sembra essere simile a quelle "classiche" oligo-mioceniche (RICCI LUCCHI, 1975) dell'Appennino settentrionale (ad esempio la *Formazione Marnoso - Arenacea*), nelle quali l'avanfossa è rappresentata da un singolo largo bacino in cui gli alti strutturali, anche se presenti, non modificano consistentemente l'assetto del bacino stesso. Con tutta probabilità i delta conoidi e i depositi di mare basso dei *conglomerati di Rigopiano* riempivano un bacino di tipo *piggy-back* che si era impostato sui precedenti e ormai deformati depositi della *Formazione della Laga*.

Sui depositi della *Formazione Cellino* riposa la *Formazione Mutignano*. Il contatto è certamente composto da un limite di sequenza, che, in effetti, rappresenta il risultato della sovrapposizioni di vari limiti poiché l'età della *Formazione Mutignano* è molto più giovane (Pliocene superiore, zona a *G. inflata* - Pliocene medio). ORI *et alii* (1991) hanno riconosciuto tra la zona a *G. margaritae* e la zona a *G. inflata* cinque limiti di sequenza. Tali limiti racchiudono una serie di sequenze deposizionali che appartengono ad una fase dell'avanfossa peri-adriatica in cui questa veniva smembrata da una serie di accavallamenti che formavano degli alti strutturali. Lo sviluppo delle sequenze è ben visibile nel sottosuolo, ma verso il bordo del bacino queste tendono a chiudersi amalgamando i loro vari limiti basali. E' dunque probabile che il limite di sequenza alla base della *Formazione Mutignano* sia il risultato di una serie di eventi non registrati deposizionalmente e che la superficie sia rimasta esposta a processi erosivi. Solo con la sedimentazione dei depositi della *Formazione Mutignano* la sedimentazione riprende nell'area del foglio. Date le *facies* della formazione è probabile che lo stile di deposizione

era ad *onlap* contro la superficie del limite che potremmo definire genericamente come *MUP* includendo tutti i limiti del Pliocene inferiore e medio.

La disposizione delle varie unità litostratigrafiche in un quadro sequenziale consente di raggrupparle informalmente in un quadro allostratigrafico (MUTTI *et alii*, 1988) in cui le unità litologiche sono inquadrare geneticamente tra due limiti (quello di base e quello di tetto) da limiti di sequenze. I depositi che si trovano tra la *sequenza M*, alla base, e la *LPO*, al tetto, possono essere identificati come *allogruppo della Laga*. Questo allogruppo comprenderebbe la *Formazione della Laga* nella sua porzione post-evaporitica (RICCI LUCCHI, 1986) ed, in passaggio prevalentemente laterale, le *argille del Cigno* e i *conglomerati di San Valentino*. Il secondo *allogruppo del Cellino* è bordato alla base dal limite *LPO* e al tetto dal limite *LPI*. Quest'ultimo non è osservabile nella zona del foglio poiché mascherato dalle successive sequenze, ma è stato individuato nel sottosuolo (ORI *et alii*, 1991). Questo allogruppo oltre che dalla *Formazione Cellino* sarebbe composto anche dai *conglomerati di Rigopiano* che riempivano un bacino di *piggy-back*. Per quanto riguarda la *Formazione Mutignano*, questa, sulla base dei dati osservabili nella zona del foglio non può essere rigorosamente inquadrata in uno schema allostratigrafico poiché manca del contatto superiore e quello inferiore è di natura incerta.

VII - STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI CONTINENTALI

(M. Coltorti & F. Dramis)

1. - INTRODUZIONE

Nell'area del Foglio "Torre de' Passeri" affiorano estesamente depositi continentali attribuibili in larga parte al Pleistocene e, subordinatamente, all'Olocene. Si tratta soprattutto di diverse generazioni di materiali detritici di versante e di conoide alluvionale, per lo più connessi con fasi climatiche freddo-aride del passato e diversamente interdigitati con sedimenti limosi depositati all'interno di bacini lacustri. Nei dintorni di Bussi (valle del Tirino) e allo sbocco delle Gole di Popoli sono presenti depositi di travertino spessi fino a oltre 50 m mentre, alle quote più elevate, al di fuori dei limiti settentrionali del foglio, si rinvencono depositi glaciali (GIRAUDI & FREZZOTTI, 1997).

I depositi continentali sono stati riuniti in unità UBSU tenendo conto di importanti elementi di separazione (discordanze, paleosuoli) direttamente visibili sul terreno o estrapolabili in base a considerazioni stratigrafiche e geomorfologiche; considerazioni analoghe sono state utilizzate per correlare i depositi quando gli stessi risultavano tra loro distanti o comunque separati da discontinuità morfologiche.

Di notevole utilità nel definire le unità UBSU sono state le datazioni radiometriche effettuate su depositi affioranti nell'area (Tab. 2) e le altre indagini di laboratorio e di terreno (sondaggi meccanici) eseguite nell'ambito del progetto.

Tab. 2 - *Datazioni radiometriche relative ad alcuni affioramenti del Foglio "Torre de' Passeri"*

Nome Località	Ubicazione	Tipo di materiale	Data-zione	Identificativo laboratorio	δ 13 (per mille)	Età
Bussi sup.	42°12'45'' 13°50'30''	Suolo sepolto	C ¹⁴	Rome - 1083	-25,0	8.530 ± 70 anni B.P.
Bussi Intern.	42°12'45'' 13°50'30''	Suolo sepolto	C ¹⁴	Rome - 1084	-24,4	26.070 ± 310 anni B.P.
Bussi inf.	42°12'45'' 13°50'30''	Suolo sepolto	C ¹⁴	Rome - 1085	-26,1	39.600 ± 1.500 anni B.P.
Bussi Sondaggio	42°12'50'' 13°50'10''	Suolo sepolto	C ¹⁴	Rome - 1086	-24,8	> 44.000 anni B.P.
Bussi Sondaggio	42°12'50'' 13°50'10''	Suolo sepolto	C ¹⁴	Rome - 1087	-24,8	> 44.000 anni B.P.
Bussi Sondaggio	42°12'50'' 13°50'10''	Suolo sepolto	C ¹⁴	Rome - 1088	-24,8	> 44.000 anni B.P.
Bussi Sondaggio	42°12'50'' 13°50'10''	Suolo sepolto	C ¹⁴	Rome - 1089	-24,8	> 44.000 anni B.P.
Tocco a Casauria	42°13'11'' 13°54'50''	Suolo sepolto	C ¹⁴	Rome - 1091	-24,7	19.600 ± 200 anni B.P.
Le Grotte 1	42°14'25'' 13°55'30''	Suolo sepolto	C ¹⁴	Rome - 1004	-23,9	21.500 ± 230 anni B.P.
Le Grotte 2	42°14'25'' 13°55'30''	Suolo sepolto	C ¹⁴	Rome - 1001	-24,5	35.500 ± 2.000 anni B.P.

Oltre ai depositi Olocenici, sono state in tal modo riconosciuti nell'area due sintemi per i depositi più recenti, e un unico supersintema per quelli più antichi, tenuto conto della scala della carta, che non consente rappresentazioni troppo dettagliate, oltre che delle obiettive difficoltà di estrapolazione e correlazione a distanza dei depositi stessi, i cui affioramenti sono resi più o meno frammentari dalle dislocazioni tettoniche e dalle incisioni fluviali:

a) "*Supersintema di Aielli-Pescina*" (riferibile al Pliocene? - Pleistocene medio), con superficie sommitale di erosione o, per i depositi più recenti, di accumulo, talora alterata da un paleosuolo fortemente rubefatto, e superficie basale corrispondente al substrato eroso. Questo supersintema, che prende il nome da località tipo comprese nel Foglio 368 "Avezzano", è costituito da depositi lacustri (limi, sabbie e ghiaie), sedimenti di conoide alluvionale e detritici (conglomerati e breccie più o meno caotiche) spesso fortemente cementati, a volte tra loro discordanti e interdigitati con i depositi lacustri.

b) "*Sintema di Catignano*" (riferibile al Pleistocene medio finale) con superficie sommitale corrispondente (ove visibile) al livello di alterazione pedologica dell'ultimo Interglaciale (suolo "*Riss-Würm*" o "*Eemiano*") e superficie basale a una fase di erosione o ad una fase di alterazione interglaciale più antica. All'unità, che prende il nome da una località compresa nel foglio, appartengono essenzialmente depositi detritici, di conoide alluvionale, lacustri e glaciali (Campo Imperatore, Colle delle Renare, appena fuori dei limiti del foglio) messi in posto durante la penultima grande fase glaciale.

c) "*Sistema di Valle Majelama*" (riferibile al Pleistocene superiore) con superficie sommitale corrispondente a quella topografica, quando l'unità non è ricoperta

da depositi olocenici, e superficie basale corrispondente ad una fase di erosione fluviale o ad una fase di alterazione pedologica dell'ultimo Interglaciale (suolo "Riss-Würm" o "Eemiano"). A questa unità, che prende il nome da una località compresa nel Foglio 368 "Avezzano", appartengono i grandi conoidi alluvionali, i relativi depositi fluviali e i coevi detriti di versante, spesso stratificati.

2. - DESCRIZIONE DELLE UNITÀ CARTOGRAFATE

2.1. - SUPERSINTEMA DI AIELLI-PESCINA (AP)

Appartengono al supersintema limi sabbiosi e sabbie limose a stratificazione massiva, piano parallela o incrociata a piccola scala, affioranti tra Bussi e Bussi Officine al di sotto del suolo arrossato precedentemente descritto nell'introduzione (a). Vi si rinvencono frequenti alternanze di lenti e livelli ciottolosi, con clasti da subarrotondati ad arrotondati, immersi in matrice sabbioso siltosa. Sono anche presenti, soprattutto alla base della sequenza, lenti e livelli costituiti da clasti subangolosi ed angolosi, talora di dimensioni decimetriche. Questi livelli suggeriscono apporti clastici dai versanti, verosimilmente da parte di torrenti che potevano generare piccoli conoidi alluvionali ad elementi grossolani. La presenza di matrice in numerosi livelli suggerisce anche l'attivazione di movimenti di massa (*debris flows*). Lo spessore complessivo della formazione supera i 50 metri; localmente si osserva il suo appoggio in discordanza sul substrato calcareo.

A monte di Bussi (in destra idrografica, tra i km 4,5 e 5 della S.S. 153) affiorano, al di sotto delle ghiaie riferite al *Sintema di Valle Majelama*, sedimenti sabbioso siltosi giallastri con rare intercalazioni ciottolose. Depositi simili affiorano anche nella parte media della valle, tra il Ponte S. Martino, Il Lago e Capo d'Acqua. In prossimità del km 5, uno sbancamento a fini urbanistici ha messo in evidenza, al di sopra di ghiaie subangolose e subarrotondate, una successione di limi sabbiosi, argille, torbe e sabbie fitoclastiche, con uno spessore complessivo di circa 10 m. I limi calcarei sono massivi e risultano spesso alternati a torbe a testimonianza di condizioni palustri; le sabbie presentano invece stratificazioni incrociate planari all'interno di canali che indicano la presenza di corsi a meandri. Le suddette evidenze dimostrano come questi sedimenti siano stati generati da più agenti deposizionali. L'assenza di spessi depositi francamente argillosi indica inoltre come la sedimentazione francamente lacustre sia generalmente subordinata.

Al Convento dei Cappuccini di Ofena, nella parte più interna della valle del Tirino, affiorano limi sabbiosi ("*Complesso del Convento dei Cappuccini*" di GIULIANI & SPOSATO, 1995) sovrastati da depositi grossolani ciottolosi che rappresentano verosimilmente la parte conservata di un conoide alluvionale proveniente dal versante di M. Cappucciata e dislocato dall'attività tettonica. I ciottoli sono anche ben arrotondati e non è escluso che, almeno in parte, provengano dal rimaneggiamento dei depositi conglomeratici di Rigopiano, affioranti alla sommità della dorsale.

Vengono attribuiti al supersistema anche i sedimenti limosi con resti di opercoli affioranti a Casale Francesconi, nella piana di Chiancarelli, (GIULIANI & SPOSATO, 1995). Sedimenti analoghi affiorano nell'Altopiano di Navelli, a nord di Caporciano dove, sebbene non siano presenti sezioni significative, essi costituiscono l'equivalente meridionale dei "*Limì di S. Nicandro*" di BERTINI *et alii* (1989) e BERTINI & BOSI (1993). Questa analogia è stata evidenziata anche da GIULIANI & SPOSATO (1995).

Depositi limoso-argillosi lacustri sono stati inoltre osservati al di sotto dell'abitato di Tocco a Casauria. Lo sbarramento che ha determinato la deposizione di questi sedimenti è probabilmente dovuto a faglie ubicate più ad est dell'area in esame, come, ad esempio, quella di Bolognano che ribassa il lato occidentale della Maiella.

Localmente si osservano marcate interdigitazioni con sedimenti alluvionali sia fini che grossolani e con sedimenti limoso argillosi lacustri.

Alla base di questa unità, come accennato in precedenza, si possono rinvenire livelli clastici grossolani, anche di varie decine di metri di spessore. Lungo il torrente che unisce l'Altopiano di Navelli a Chiancarelli, nei pressi di Poggio della Cisterna, è presente una sequenza di oltre 70 metri di sedimenti clastici fortemente cementati. Nella sua parte basale la sequenza è costituita di sottili livelli di ciottoli subarrotondati ed arrotondati, a testimonianza di un notevole rimaneggiamento e di un prolungato trasporto. Più in alto gli strati divengono massivi e risultano costituiti esclusivamente da clasti angolosi e subangolosi, anche di notevoli dimensioni (fino a diversi metri cubi). Le dinamiche deposizionali sono riconducibili sia a processi di versante in condizioni climatiche fredde sia a movimenti gravitativi. Entrambi questi processi possono essere stati accelerati, sia direttamente che indirettamente, dall'attività delle faglie che delimitano le depressioni. Sedimenti clastici grossolani, più o meno immersi in matrice limoso sabbiosa biancastra, e talora anche con elementi di notevole dimensione, sono stati osservati anche sul versante orientale dell'Altopiano di Navelli (ad est dei ruderi di Madonna Cinturelli) e sui versanti che circondano la depressione chiusa di Piano Aseno.

Spessori considerevoli di depositi clastici grossolani ("*Brecce di Valle Valiano*" di BERTINI & BOSI, 1993; "*Complesso delle brecce carbonatiche antiche*" di GALADINI & GIULIANI (1991) sono stati osservati a Calascio, Castelvechio Calvisio e sulle pendici dei rilievi che bordano le depressioni chiuse poste a nord-ovest di queste località. Nella maggior parte dei casi questi depositi giacciono direttamente sul substrato e presentano giaciture più o meno svincolate dalla topografia circostante e interpretate dagli Autori precedenti come effetti di dislocazioni tettoniche successive alla loro messa in posto. Nella parte sommitale dei depositi si rinvencono talora sottili livelli costituiti da clasti di piccole dimensioni, simili ai detriti stratificati di versante segnalati in varie parti dell'Appennino (COLTORTI & DRAMIS, 1988 e 1995) e interessati talora da una forte cementazione a cemento rosato ("*Brecce di Fonte Vedice*" di BERTINI & BOSI, 1993; GIULIANI & SPOSATO, 1995). Si sottolinea che mentre BERTINI & BOSI (1993) separano questi depositi dalle "*Brecce di Valle Valiano*", GIULIANI & SPOSATO (1995) includono ambedue in una medesima unità.

Il rilievo su cui sorge l'abitato di Civitaretenga (Altopiano di Navelli) è costituito da una sequenza di livelli decimetrici e metrici di ghiaie subangolose e subarrotondate con spessore complessivo di oltre 10 m. La stratificazione è piano parallela o massiva, con rare canalizzazioni molto piatte, indici di deposizione da parte di un corso a canali intrecciati. In questa località i sedimenti sembrano deformati a costituire una blanda anticlinale. Sedimenti simili si rinvengono anche a Caporciano e nella valle limitrofa e al Convento dei Cappuccini di Ofena.

Sul versante occidentale del Monte S. Nicola, a Navelli, sono state osservate alternanze di strati decimetrici e metrici di sedimenti ghiaiosi subangolosi e subarrotondati con sedimenti clastici angolosi contenenti anche blocchi metrici. Poco più a nord, fuori del foglio, a Madonna della Neve e nei dintorni di Barisciano (Valle Colle), BERTINI & BOSI (1993) segnalano passaggi progressivi di *facies* tra sedimenti clastici angolosi, ghiaie e sedimenti siltosi che testimoniano ulteriormente la contemporanea deposizione di questi materiali. Anche il "Complesso del Convento dei Cappuccini" di GIULIANI & SPOSATO (1995) è stato istituito per sottolineare la frequente interdigitazione di sedimenti con caratteristiche differenti, sia limosi e conglomeratici ("Limi di S. Pietro") che detritici ("Brecce di C. Bottiglioni").

La collocazione cronologica di questi sedimenti è oggetto di notevoli discussioni dato che essi ricoprono verosimilmente un notevole intervallo di tempo. DEMANGEOT (1965) li considerava "villafranchiani", appartenenti cioè ad un periodo precedente l'Interglaciale "Mindel-Riss". BERTINI & BOSI (1976, 1993) e BOSI & MESSINA (1991), anche sulla base di studi effettuati in aree limitrofe, ipotizzano una età supra-pleistocenica o infra-pleistocenica per sedimenti limosi sovrastati da depositi clastici che, a detta degli stessi Autori, presentano caratteristiche simili. Più recentemente D'AGOSTINO *et alii* (1997) segnalano che le brecce sono magnetizzate negativamente ed ipotizzano una loro attribuzione al Pleistocene inferiore.

Appartengono al supersintema anche i depositi alluvionali di Civitaquana (q. 770 m s.l.m.), ubicati nell'alto bacino del Torrente Nora, sul versante collinare adriatico (LIPPARINI, 1938). Si tratta di ghiaie grossolane, da subangolose a subarrotondate, fortemente cementate da cemento calcareo biancastro e contenenti talora clasti di travertino; la stratificazione è massiva e talora indefinita; sono anche visibili livelli a supporto di matrice che testimoniano apporti per meccanismi gravitativi (*debris flow*).

Sulla stessa dorsale di Civitaquana, in località Colle Picconetto (q. 396m) è stato attribuito all'unità in esame un lembo di depositi vulcanoclastici dello spessore di una decina di metri, descritto in precedenza da BERTI *et alii* (1992). La dorsale in questione, sulla quale sono stati deposti tali materiali, costituisce lo spartiacque tra due incisioni vallive a loro volta riempite da depositi alluvionali dell'unità più recente. L'affioramento di C. Colle Picconetto è caratterizzato da alternanze di livelli decimetrici di piroclastiti e paleosuoli. Attraverso il metodo delle tracce di fissione sui cristalli di apatite, alle vulcanoclastiti è stata attribuita un'età di $0,48 \pm 0,04$ Ma (MARCOLINI *et alii*, 2001). All'interno dei paleosuoli

sono state rinvenute associazioni frammiste di gasteropodi terrestri e di micro-mammiferi indicativi di ambienti variabili da molto boscosi a prativi con scarsa copertura boschiva (MARCOLINI *et alii*, 2001).

La quota elevata di questi sedimenti e la loro ubicazione sulla prosecuzione del Vallone di S. Giacomo, alla cui testata è presenta una evidente sella che interrompe la continuità della dorsale carbonatica, suggeriscono che questi sedimenti possano rappresentare il residuo di un esteso conoide proveniente da una paleovalle che drenava parte del Tirino, l'Altopiano di Navelli e forse anche la Conca di Sulmona. Non è però escluso che quest'ultima depressione fosse invece drenata più a sud, in corrispondenza della paleovalle che attraversava la dorsale appenninica alla testata di Valle Giardino, tra M. Pietra Corniale e M. Roccatagliata. Questa seconda valle è ubicata sulla prosecuzione di una ampia sella che dalle Svolte di Popoli prosegue sino alla sommità del versante sovrastante Bussi (S. Rocco), al di sopra del substrato terrigeno miocenico.

2.2. - *Sintema di Catignano (ACT)*

Si tratta di sedimenti alluvionali, ghiaie da subarrotondate a subangolose, in lenti e livelli a stratificazione piano parallela, con frequenti intercalazioni di livelli sabbioso silteosi massivi. In località Colle S. Felice (versante sinistro della valle del F. Pescara), dove questi sedimenti sono meglio esposti, essi costituiscono un terrazzo alluvionale la cui superficie sommitale di deposizione si trova a m 325 s.l.m. e a 125 m sul fondovalle. A Castiglione a Casauria, a Castiglione a Casauria, all'uscita del Fosso Buragna dalla fascia pedemontana, gli stessi sono ubicati ad oltre 360 m di quota. In quest'ultima località essi rappresentano i resti di un ampio conoide che si raccorda morfologicamente con il suddetto terrazzo.

A questa unità appartengono anche le alluvioni affioranti ad ovest di Cugnoli (q. 465), in sinistra idrografica del Fosso Vallone, e più a nord, i depositi terrazzati del Torrente Nora, già segnalati da BONARELLI (1932) e descritti più recentemente da BERTI *et alii* (1991), di Catignano e di Civitaquana (terrazzo di Piano Sterpara). Anche in questi casi si tratta dei lembi residuali di un vasto conoide che prendeva origine all'uscita dell'area pedemontana.

Nella maggior parte delle località citate la sommità delle alluvioni terrazzate si presenta alterata da un suolo rubefatto. Nella matrice argillosa si rinvencono clasti silicei che testimoniano come questa fase pedogenetica sia stata associata ad una intensa fase di lisciviazione dei carbonati. Al contatto con i sedimenti ciottolosi è talora presente una discreta cementazione dovuta alla locale riprecipitazione del CaCO₃ lisciviato dagli orizzonti superiori. Si tratta di suoli analoghi a quelli descritti nella vicina regione marchigiana ed attribuiti all'Interglaciale "Riss-Würm" (COLTORTI, 1981; COLTORTI *et alii*, 1991; COLTORTI & DRAMIS, 1988, 1995b) anche per la presenza al loro interno di manufatti di tecnica e *facies* Levallois (COLTORTI *et alii*, 1980). Non a caso BONARELLI (1932), per il rinvenimento in superficie di manufatti simili, aveva descritto il terrazzo come "muste-

riano". La suddetta attribuzione cronologica suggerisce che la deposizione dei sottostanti sedimenti si sia verificata durante la precedente fase glaciale ("Riss" o "Saalian"). All'interno di questa unità sono stati accorpati sedimenti costituiti da lenti ghiaiose con frequenti alternanze di livelli siltosi, e sedimenti argillosi massivi, osservati a Colle S. Felice. Superfici di erosione, corrispondenti all'incisione di ampi canali, separano questi sedimenti da quelli sottostanti nei quali la frazione grossolana è notevolmente più abbondante. Essi costituiscono piccoli terrazzi secondari posti poche decine di metri più in basso dalla sommità del deposito precedente. Questi terrazzi testimoniano il progressivo approfondimento della valle del Pescara, già durante l'ultimo interglaciale ("Riss-Würm" o "Eemian") o agli inizi della glaciazione würmiana, con processi analoghi a quelli segnalati durante l'Olocene delle Marche (CILLA *et alii*, 1996). In questo secondo caso essi avrebbero dovuto essere accorpati con il successivo *Sistema di Valle Majelama*. L'incertezza nell'attribuzione cronologica di questi eventi e la limitatezza degli affioramenti ci ha indotto ad inserirli nell'unità in esame.

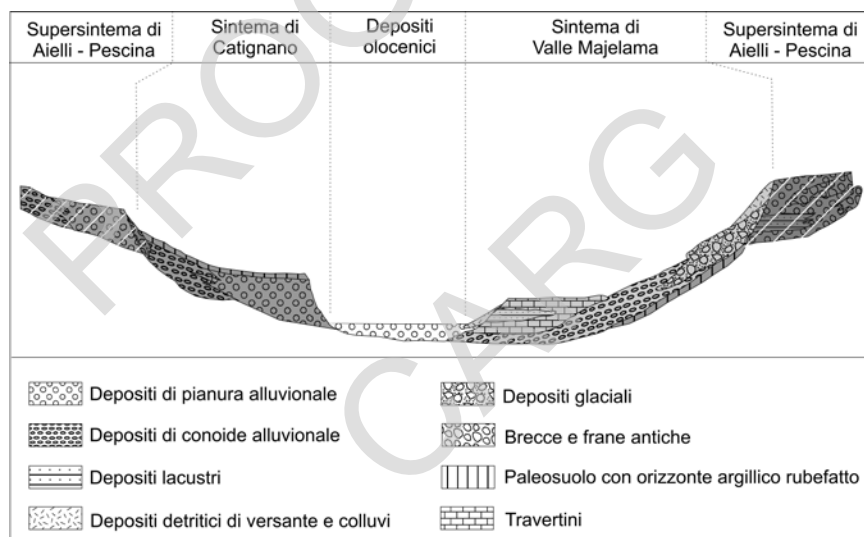


Fig. 14 - Sezione schematica dei rapporti stratigrafici fra le unità quaternarie.

2.3. - Sintema di Valle Majelama (AVM)

L'unità, costituita di sedimenti di pianura alluvionale e di conoide, che passano a detriti di versante e travertini, corrisponde in larga parte ai complessi di "Bussi" e "C. Spera" di GIULIANI & SPOSATO (1995).

I sedimenti di pianura alluvionale sono preservati a valle delle Gole di Popoli (in destra idrografica, nei pressi di C. Rovetone), dove un lembo di questa unità affiora sino a quota 275, a oltre 75 m sul letto attuale. Si tratta di ghiaie subangolose e subarrotondate, in livelli a diversa granulometria al cui interno sono talora presenti blocchi con diametro anche superiore al metro. Gli strati medio grossolani e l'assenza di importanti canalizzazioni, testimoniano un corso d'acqua a canali intrecciati di alta energia che riceveva e rielaborava una elevata quantità di depositi di versante. Ghiaie medio fini, appartenenti a questa unità, sebbene in parte coinvolte in un esteso movimento gravitativo, affiorano anche a nord dell'abitato di Tocco da Casauria, dove un suolo contenente una elevata frazione organica ha fornito un'età di 19.600 ± 200 anni B.P. (dato ottenuto nell'ambito del presente progetto, Tab. 2).

Più in alto sul versante affiorano estesi depositi di travertini. Tocco a Casauria sorge su questi sedimenti e malgrado l'elevata urbanizzazione dell'area il suo aspetto morfologico sembra suggerire come in passato, proprio in corrispondenza del nucleo storico, fosse presente un dosso subcircolare associabile alla precipitazione di CaCO_3 in corrispondenza di una sorgente. E' probabile che si trattasse di una emergenza termale, verosimilmente associata al sistema di faglie che delimita verso est il Morrone, responsabili anche della fuoriuscita di idrocarburi nell'area, segnalata sin dagli inizi del secolo. Ai piedi di questo dosso la placca travertinosa, costituita da travertino fitoclastico e subordinatamente bioermale (*sensu* GOLUBIC *et alii*, 1993), si estende per varie decine di chilometri quadrati.

I travertini, nella parte orientale dell'abitato di Tocco da Casauria, poggiano in discordanza su limi giallastri con intercalazioni di lenti e livelli detritici con clasti anche molto grossolani. La datazione di sottili livelli di materia organica intercalati a questi sedimenti (CARRARA, 1998) ha dato un'età di ca. 33.000 anni B.P. La base dei travertini scende anche al di sotto dell'attuale fondovalle del Pescara; in corrispondenza del ponte che congiunge Tocco da Casauria con Torre de' Passeri, il fiume incide infatti per varie decine di metri in questi sedimenti. E' verosimile che i travertini abbiano sbarrato più volte sia il Fiume Pescara che il Torrente Scalle, generando a monte bacini lacustri più o meno estesi. All'interno dei depositi sono state osservate *facies* di cascata di tipo stromatolitico in diverse località e soprattutto nei dintorni di Grotte. Una cava aperta in quest'ultima località mostra, inoltre, la presenza di ampi canali, riempiti di sabbie e talora di ghiaie fitoclastiche, alternate a sedimenti argillosi palustri e a sottili suoli ricchi in materia organica. Sia nei depositi argillosi che all'interno dei suoli sono stati osservati numerosi gusci di polmonati. La datazione di due livelli organici effettuata da CARRARA (1998) e da G. CALDERONI nell'ambito del progetto (Le Grotte 1 e 2, Tab. 2) ha dato rispettivamente 21.500 ± 230 anni B.P. e 35.500 ± 2.000 anni B.P..

Lungo il fondovalle del Tirino sono presenti innumerevoli affioramenti di sedimenti alluvionali terrazzati riferibili all'unità UBSU; data la ristrettezza della valle e la quantità notevole di materiali detritici provenienti dai versanti, è spesso difficile distinguere tra sedimenti di fondovalle e sedimenti di conoide distale. Come segnalato anche da GIULIANI & SPOSATO (1995), i suddetti sedimenti alluvionali sono depositi al di sopra di travertini la cui età $^{230}\text{U}/^{234}\text{Th}$, secondo un recente studio di C. CARRARA (com. personale), corrisponde approssimativamente all'intervallo 5 della serie isotopica desunta dall'ODP.

Anche in questo settore i materiali alluvionali di fondovalle sono rappresentati da ghiaie subarrotondate e subangolose di varia granulometria, con stratificazione piano parallela, o localmente con stratificazione concava per la presenza di canali molto appiattiti. Sono talora presenti intercalazioni siltose o siltoso-sabbiose, in strati massivi, e piccoli orizzonti di suoli isoumici che indicano locali interruzioni dell'aggradazione fluviale. A Bussi i sedimenti mostrano passaggi graduali tra *facies* di piana alluvionale e di conoide (distale, mediana e prossimale) ed affiorano a quote anche discretamente elevate sul fondovalle, in seguito all'approfondimento post-glaciale. Questi ultimi depositi si originano dalle pendici settentrionali del Monte Roccatagliata e, come accennato in precedenza, derivano dalla rielaborazione di un esteso accumulo franoso.

In questa località è stato possibile costruire una sequenza tipo per il Pleistocene superiore dell'area, confermata anche dall'esecuzione di un sondaggio a carotaggio continuo. I sedimenti sono costituiti da ghiaie medie e fini a stratificazione piano parallela o incrociata, alternate a rari livelli sabbiosi e siltosi.

Nella parte alta del deposito, circa 2 m al di sotto del piano campagna, è stato riscontrato un suolo con caratteristiche andiche, sviluppato su sedimenti vulcanici facilmente riconoscibili per la presenza di grandi biotiti (diametro fino a 5 mm), rari pirosseni e piccole pomici. La datazione di questo suolo ha dato un'età di 8.530 ± 70 anni B.P. (Tab. 2) che fornisce un inquadramento relativo anche per il livello piroclastico sul quale lo stesso si è evoluto. Si tratta del primo suolo su depositi vulcanici che presenti questa età in Appennino centrale, malgrado i recenti e dettagliati studi effettuati nell'area (BOSI *et alii*, 1991; NARCISI, 1993 e 1994; FREZZOTTI & NARCISI, 1996). Tale inquadramento cronologico presenta tuttavia alcuni aspetti problematici e deve essere ricondotto alle conoscenze sulle vicissitudini climatico-deposizionali dell'area. Nel bacino del Fucino, FREZZOTTI & GIRAUDI (1992) mostrano infatti come la deposizioni dei conoidi fluvioglaciali termini intorno ai 14.000 anni B.P. e sia seguita da un periodo di biostasia con assenza di sedimentazione. Intorno ai 14.000 anni si depositava nell'area, e quindi anche sui conoidi, un livello piroclastico a composizione benmoreitica (GIRAUDI, 1988b; FREZZOTTI & GIRAUDI, 1992), correlato con l'evento esplosivo che ha prodotto l'ignimbrite di Biancavilla-Montalto nell'Etna (NARCISI, 1993). Nell'area è inoltre noto (GIRAUDI & FREZZOTTI, 1997) un livello correlabile al "Tufo Giallo Napoletano auctt.", datato tra 15.400 e 10.100 anni B.P. (ROSI & SBRANA, 1987). E' verosimile che il suolo sviluppato su questi sedimenti abbia continuato ad evolvere sino al suo seppellimento verificatosi, in accordo con la

datazione, dopo 8.530 ± 70 anni. B.P. I sedimenti sommitali sarebbero attribuibili a conodi di minore estensione, paragonabili a quelli segnalati nel vicino bacino del Fucino anche durante l'Olocene (FREZZOTTI & GIRAUDI, 1992).

Circa 10 metri più in basso, al di sotto dei sedimenti grossolani descritti in precedenza, affiorano due orizzonti ricchi in materia organica, separati da alcuni metri di sedimenti alluvionali. Si tratta di due orizzonti A₁ di alcune decine di centimetri di spessore, verosimilmente lievemente troncati e a caratteristiche isoumiche (DUCHAUFOUR, 1976) per la presenza, assieme alla materia organica, di frequenti pseudomiceli calcarei. La datazione C¹⁴ dei due suoli ha dato rispettivamente 26.070 ± 310 anni B.P. per quello superiore e 39.600 ± 1500 anni B.P. per quello inferiore. Si tratta di una importante sequenza che indica come la sedimentazione climatica non sia stata dissimile da quella riconosciuta sia nel Fucino (GIRAUDI, 1988b e 1989; FREZZOTTI & GIRAUDI, 1992), sia nella vicina regione marchigiana (COLTORTI *et alii*, 1991; COLTORTI & DRAMIS, 1995) ed abbia avuto un ruolo importante nel modellamento del paesaggio. Tale sedimentazione ha influenzato notevolmente tutti i versanti dell'area dando origine a cono e *talus* detritici più o meno stratificati ed a conoidi alluvionali. Sulla scarpata di erosione che separa questa unità dal fondovalle e che a valle di Bussi (a sud del Cimitero) raggiunge un'altezza di circa 90 metri affiorano, alla base dei sedimenti ghiaiosi, suoli bruni con noduli di carbonato di calcio e con una discreta frazione di materiale piroclastico nella massa. Essi sovrastano suoli decisamente più rubefatti che giacciono al di sopra di una evidente discordanza erosiva. Si tratta probabilmente dei suoli associati all'ultimo Interglaciale ed eteropici, con ogni probabilità, dei travertini che affiorano poche decine di metri più a nord dove gli stessi non sono stati osservati. A monte dello sbarramento travertinoso, in uno scavo per fini edilizi, sono state osservate argille grigie massive contenenti lenti e livelli torbosi il cui rapporto con le sovrastanti ghiaie non è purtroppo visibile in affioramento a causa dell'intensa urbanizzazione dell'area. Una sequenza simile, con ghiaie alternate a sottili suoli e sovrastanti suoli maggiormente rubefatti ed argille è stata riscontrata nel sondaggio effettuato nel conoide di Bussi.

Spostandosi nella parte più interna del Tirino, nei pressi delle risorgenze ad est di Capestrano, nei dintorni di Ofena e nella depressione di Chiancarelli, i depositi di conoide alluvionale, più o meno appiattiti, sono intercalati a sabbie con una elevata frazione piroclastica.

Nella parte più elevata dei versanti, si osservano ovunque intercalazioni di detriti con livelli limosi talora contenenti materiali piroclastici, sia nella massa che in sottili livelli, e numerosi resti di gasteropodi polmonati (come a nord di Lombo d'Asino, sulle pendici settentrionali della depressione di Chiancarelli e di Carapelle, sulla strada che conduce a Castelvechio Calvisio). I livelli fini di questi depositi sono spesso interessati da una pedogenesi sviluppatasi in clima arido freddo come testimoniato dalla presenza di concrezioni bamboliformi e croste calcaree suborizzontali centimetriche oltre che di abbondanti pseudomiceli calcarei nella massa. Suoli comparabili sono stati osservati nella sequenza di Ponte di Crispiero (CHIESA *et alii*, 1990) e nell'area nursina (BLUMETTI *et alii*, 1990). A

Ponte di Crispiero, che potrebbe costituire la sequenza tipo per il versante adriatico dell'Appennino, l'attribuzione all'ultima glaciazione è stata effettuata sia sulla base di datazioni C¹⁴ sia per la presenza di insediamenti del Paleolitico medio e superiore (COLTORTI *et alii*, 1980).

Le relazioni stratigrafiche tra sedimenti di fondovalle e conoidi alluvionali sono di marcata eteropia come osservato in diverse sezioni, soprattutto nella valle del Tirino, sui versanti prospicienti l'Altopiano di Navelli, nelle numerose depressioni che solcano i rilievi calcarei e sul versante sinistro dell'Aterno. Analoghe variazioni di *facies* sono state anche osservate lungo i depositi terrazzati del Torrente Nora.

Sul versante sinistro della Gola di Popoli sono stati attribuiti all'unità UBSU depositi detritici di versante stratificati che presentano a luoghi oltre 20 m di spessore. Essi riempivano antichi canali modellati nel substrato calcareo e, dato che affiorano sino a quote elevate con pendenze prossime ai 30°, riempivano verosimilmente, per decine di metri, anche il fondovalle del Pescara testimoniando così un forte approfondimento post-glaciale dell'erosione fluviale. Depositii detritici con spessore fino a oltre 20 m affiorano estesamente anche a sud di Tocco da Casauria. Al loro interno si rinvencono grossi blocchi, originati da fenomeni di crollo verificatisi sul versante orientale del M. Morrone dove, come precedentemente accennato, estesi movimenti franosi hanno continuato ad essere attivi sino in tempi recenti. Depositii detritici generalmente stratificati, provenienti da una vistosa scarpata di faglia e passanti ad ampie conoidi alluvionali, si rinvencono infine nel settore sud-occidentale della carta, nei pressi di Succiano (versante sinistro dell'Aterno).

Nella ampia pianura ai piedi di Ofena (ad est di Colledara), in una cava per l'estrazione di inerti aperta alla sommità di un conoide, sono visibili oltre 30 m di sedimenti alluvionali. Più a valle, spostandosi verso Capodacqua e le sorgenti del Tirino, iniziano però ad affiorare depositii detritici che sovrastano sedimenti limoso sabbiosi ("*Formazione di Capo d'Acqua*" di GIULIANI & SPOSATO, 1995). Nei detritii sommitali e all'interno di un livello di argilla nerastra a questi intercalata sono stati rinvenuti resti di insediamenti mesolitici e neolitici (RADMILLI, 1977) testimonianti come localmente, in un momento compreso tra il *Tardiglaciale* e l'Olocene antico, detritii di versante continuassero a depositarsi in un piccolo specchio palustre. A differenza di quanto suggerito da RADMILLI (1977) è probabile che questi sedimenti nerastrati non rappresentino i depositii di chiusura di un esteso lago che occupava il Tirino ma documentino solamente locali difficoltà nello scorrimento idrico, verosimilmente indotte dalla deposizione dei conoidi alluvionali. Appartengono all'unità i depositii ghiaioso-sabbiosi che sovrastano le "*Tufiti di Carapelle*" (BIAGI *et alii*, 1981; BOSI *et alii*, 1991; GIULIANI & SPOSATO, 1995) nella depressione omonima, a ovest di Ofena, e i sedimenti alluvionali degli ampi conoidi della depressione di Chiancarelli. I depositii ghiaiosi contengono al loro interno una elevata frazione piroclastica e suoli isoumici contenenti croste e noduli di CaCO₃, similmente a quanto prima descritto per i depositii di versante. Questa depressione era parzialmente sbarrata dal rilievo di Colledara ed è ve-

rosimile che nella sua parte orientale, al di sotto di sedimenti palustri e colluviali olocenici, siano presenti depositi lacustri del Pleistocene superiore. Delle due vallecole a fondo piatto che drenavano la depressione verso il fondovalle del Tirino, la prima ubicata a sud di Collelungo e la seconda tra Collelungo e Colle Troilo, solamente quest'ultima è stata approfondita dalle dinamiche oloceniche mentre la prima è rimasta sospesa. A sud di questa i sedimenti provenienti da Chiancarelli generavano ad ogni modo un esteso conoide alluvionale.

Dell'unità fanno anche parte i depositi di conoide e di piana alluvionale che costituiscono la parte sommitale del riempimento dell'Altopiano di Navelli. Durante la deposizione di questi materiali la conca era drenata a sud dalle valli Parata e Gemmana (che confluivano nel Tirino) e ad est dalla valle di Chiancarelli. Numerose valli sospese e talora chiuse, riempite di sedimenti appartenenti all'unità e scarsamente reincise nell'Olocene, sono inoltre presenti in tutto il settore che separa la depressione del Tirino da Campo Imperatore.

Sul versante periadriatico, lungo il Fosso Vallone ed in special modo lungo il Torrente Nora, si correlano all'unità estesi depositi ghiaiosi terrazzati, già segnalati da BONARELLI (1932). Questi depositi, che venivano alimentati da falde e coni detritici provenienti dalle pendici orientali della dorsale carbonatica, mostrano una elevata pendenza longitudinale dato che da Madonna dei Vignali, dove la sommità del terrazzo è ubicata a circa 516 m, si passa a 230 metri ai limiti della carta (Masseria di Tullio). Lo spessore di questi sedimenti è molto variabile e può superare i 30 metri, come osservato in numerose sezioni naturali all'interno dei torrenti che attualmente li incidono anche per oltre 50 metri. La base è irregolare e verosimilmente costituisce il fondovalle di vallecole incise prima della generale fase di aggradazione. Si tratta di ghiaie prevalentemente calcaree a spigoli subangolosi e subarrotondati, a stratificazione piano parallela o incrociata concava. Sono comuni anche alternanze di sedimenti sabbioso siltosi ed argillosi in strati piano paralleli o all'interno di piccoli canali di qualche metro di profondità.

Sedimenti conglomeratici sono stati osservati sulle propaggini meridionali di Campo Imperatore (appena fuori dai margini nord-occidentali del foglio), depressione montana di alta quota all'interno della quale si sono avute più fasi glaciali dal Pleistocene medio all'Olocene (BISCI *et alii*, 1993; GIRAUDI, 1994; JAURAND, 1994; BISCI *et alii*, 1999). L'area è stata recentemente oggetto di indagini approfondite da parte di GIRAUDI & FREZZOTTI (1997) che hanno datato tra 22.680 ± 630 e 22.350 ± 300 anni B.P. la massima espansione glaciale, documentata a 1580 m s.l.m. Durante le fasi recessive si sarebbero depositi 8 cordoni morenici di età comprese tra 21.400 ± 450 anni B.P. e circa 11.000 anni B.P. (piccolo ghiacciaio residuale di M. Aquila). La deposizione di conoidi alluvionali comparabili a quelli di Valle Majelama sarebbe interrotta circa 31.500 ± 550 anni B.P. dall'evoluzione di un *Chromic Luvisol* con Bt sviluppatosi su materiali vulcanici. Si tratta della più completa sequenza di eventi registrati nell'area Appenninica e che gettano le basi per una cronologia locale delle varie fasi di avanzata e di ritiro e delle variazioni climatiche verificatesi nella penisola.

2.4. - DEPOSITI OLOCENICI (*olo*)

Questa unità corrisponde in parte al “*Complesso di fondovalle del Tirino*” di GIULIANI & SPOSATO (1995) ed è costituita di sedimenti alluvionali, palustri e di versante (depositi colluviali e di frana). I depositi alluvionali affiorano diffusamente sul fondovalle del Tirino, del Pescara e nelle valli degli affluenti, oltre che sul fondo delle depressioni chiuse dell’altopiano. Il fiume Tirino, alimentato come già accennato da importanti sorgenti, presenta un regime piuttosto regolare con modeste variazioni annue di portata. La mancanza di importanti eventi di piena è anche testimoniata a Bussi dall’edificazione di case, anche di antica costruzione, nelle immediate prossimità dell’alveo. Il letto ordinario e quello di magra infatti praticamente coincidono mentre ai lati dell’alveo si estende una piana larga fino a qualche decina di metri (raramente fino a un centinaio di metri) corrispondente al letto di piena. La pianura alluvionale olocenica è delimitata dalle unità più antiche tramite scarpate di erosione fluviale. La valle del Tirino nel tratto a monte di Bussi risulta sospesa rispetto al tratto a valle, con un dislivello di oltre 50 metri nell’arco di pochi chilometri. Questo è dovuto all’affioramento in alveo di sedimenti limoso-sabbiosi (con intercalazioni di breccie e conglomerati) *del Supersintema di “Aielli-Pescina”* in corrispondenza dei quali si origina una cascata sede di deposizione di travertino biominerale che nella parte distale viene rielaborato generando sedimenti fitoclastici (GOLUBIC *et alii*, 1993; CILLA *et alii*, 1994).

Verso monte, affiorano in alveo ghiaie medio fini e sabbie mentre sulla piana alluvionale adiacente si osservano alternanze di ghiaie, sabbie e limi. Il tratto più interno del Tirino è fortemente sovralluvionato ed ha subito relativamente pochi cambiamenti rispetto alla situazione instauratasi dopo il *Tardiglaciale würmiano*. Le modificazioni più importanti si sono certamente verificate in epoca protostorica e storica e sono state influenzate con ogni probabilità dall’impatto antropico, tenuto conto che la valle del Tirino è stata intensamente frequentata sin dall’Epipaleolitico e dal Neolitico (RADMILLI, 1977). La sedimentazione post-neolitica è documentata sul Tirino dai rinvenimenti effettuati nei pressi di Capo d’acqua dove sedimenti di conoide sovrastano un insediamento dell’epoca. Nell’Età del Bronzo si è avuta una frequentazione capillare del territorio documentata dai numerosi insediamenti e dalle necropoli che hanno restituito oggetti di notevole pregio come il famoso “Guerriero di Capestrano”. Un esempio di deposizione alluvionale in tempi storici è osservabile lungo il Tirino ai resti della Chiesa Romanica della Madonna di Cartignano, il cui piano di frequentazione è oggi giorno sepolto da oltre 5 metri di alluvioni provenienti da un piccolo conoide. E’ verosimile che tali processi siano state attivi anche nell’area collinare orientale dove si è verificato un esteso sovralluvionamento nei fondivalle del Fosso Vallone, del Torrente Nora e degli altri corsi minori.

Tutti i versanti delle colline periadriatiche, modellati su terreni arenaceo-pelitici, risultano inoltre ricoperti alla base da importanti spessori di sedimenti colluviali che passano localmente ad accumuli di frana. Depositi colluviali caratterizzano in particolare la testata della valle del Tirino, a monte delle

risorgenze dove sono presenti ampi canali a fondo concavo, oggi giorno inattivi.

Sull'Altopiano di Navelli, ad est dell'abitato e tra questo e Collepietro, e nelle depressioni tettono-carsiche minori (Piano Aseno, Piano di S. Marco, Il Lago di Castel del Monte, area a sud di Villa S. Lucia, Piano Buto nei pressi di Castelvecchio Calvisio, il Pozzo di Gutrella, tra M. Rotondo e M. Bolza) si rinvengono sedimenti palustri.

Lungo il Fiume Pescara ed il Torrente Scalle, affluente di destra proveniente dal versante orientale del M. Morrone, la situazione è più complessa. Questi corsi d'acqua, che presentano un tracciato a meandri sino a Torre de' Passeri e quasi rettilineo a valle del Piano d'Orta, sono infatti incassati nelle proprie alluvioni oloceniche. Anche in questo settore, come lungo il Tirino, sono presenti sedimenti travertinosi riferiti cronologicamente al Pleistocene superiore (CARRARA, 1998).

A valle delle Gole di Popoli, dalla sinistra idrografica giungono sul fondovalle spessi depositi di conoide alluvionale. Essi sono di età sicuramente olocenica dato che le alluvioni terrazzate del Pleistocene superiore (a sud di Case Rovetone) sono ubicate a quote notevolmente più elevate sul fondovalle. D'altra parte questi conoidi si originano dal versante orientale della dorsale dove sono presenti estesi depositi franosi. L'elevato spessore del conoide è dunque influenzato dalla facile degradabilità del substrato come osservato anche in aree con caratteristiche analoghe dell'area umbro-marchigiana (CALDERONI *et alii*, 1989).

VIII - ASSETTO STRUTTURALE

(S. Bigi)

1. - INTRODUZIONE

L'area compresa nel Foglio 360 "Torre de' Passeri" comprende un settore esterno della catena centro-appenninica, nel quale si riconoscono diverse unità tettoniche sovrapposte mediante piani di sovrascorrimento di importanza regionale. Tali unità tettoniche sono state distinte in base ai caratteri delle successioni stratigrafiche meso-cenozoiche affioranti, al dominio paleoambientale di appartenenza, ai tempi di coinvolgimento nel dominio di avanfossa e ai tempi di coinvolgimento in catena e, non ultimo, in base alla presenza di importanti fronti di ricoprimento di importanza regionale. Diversi Autori (BIGI *et alii*, 1991; CASNEDI, 1991; PATACCA *et alii*, 1991; GHISETTI *et alii*, 1993; GHISETTI *et alii*, 1994; GHISETTI & VEZZANI, 1997a e b; BIGI *et alii*, 1995b; 1997a, b) propongono differenti soluzioni per descrivere l'assetto strutturale dell'area. In sintesi, tuttavia, tutti distinguono almeno quattro unità strutturali principali, che presentano estensione regionale anche al di fuori dell'area del foglio in esame e che pertanto sono state nominate con riferimenti geografici che permettono una correlazione anche al di fuori del foglio stesso. Esse sono, dalla più alta tettonicamente alla più bassa: *Unità M. Cappucciata - M. Offermo*, *Unità M. Picca*, *Unità Laga - Queglia* ed *Unità Cugnoli - Torre de' Passeri*. L' *Unità M. Cappucciata - M. Offermo* fa parte della più estesa *Unità Laga - Gran Sasso - M. Genzana*, l' *Unità M. Picca* dell' *Unità Morrone*, l' *Unità Laga - Queglia* dell'omonima *Unità* mentre l' *Unità Cugnoli - Torre de' Passeri* appartiene all' *Unità Cellino - Maiella* (Fig. 1). Le Unità in esame sono sovrapposte mediante sovrascorrimenti di importanza regionale: *Sovrascorrimento del Gran Sasso*, *Sovrascorrimento del Morrone*, *Sovrascorrimento di Teramo* (Fig. 1).

L'edificio strutturale così composto si è strutturato tra il Messiniano ed il Pliocene inferiore-medio, con una propagazione dei sovrascorrimenti essenzialmente in sequenza da ovest verso est, con sviluppo dei sovrascorrimenti più recenti nell'unità di letto di quelli precedenti; non mancano comunque evidenze di riattivazioni successive degli accavallamenti più interni.

Le principali direttrici strutturali hanno, nell'area del foglio, direzione N-S e costituiscono un settore intermedio tra quello settentrionale, dove il fronte di sovrascorrimento a direzione E-W del Gran Sasso si sovrappone alle direttrici N-S del bacino della Laga, e quello meridionale, dove le *Unità del Morrone e del Cellino-Maiella* sono caratterizzate da direttrici appenniniche (NW-SE).

L'assetto strutturale risulta ulteriormente complicato dalla tettonica distensiva, che ha interessato l'area a partire dal Pleistocene inferiore - medio, con faglie dirette di nuova generazione e riutilizzo delle discontinuità preesistenti. Il sistema distensivo è caratterizzato, soprattutto nel settore occidentale del foglio, da sistemi di faglie normali a direzione NW-SE che individuano settori depressi, sede di sedimentazione continentale, come la Piana di Navelli, quella di Ofena-Tirino e le depressioni nell'area nord-occidentale tra S. Stefano di Sessanio e Castel del Monte.

2. - TETTONICA SINSEDIMENTARIA PRE-OROGENICA

Nell'area compresa nel Foglio "Torre de' Passeri" si è sviluppata dal Lias inferiore fino al Neogene una intensa tettonica sinsedimentaria che ha controllato nel tempo la distribuzione spaziale degli ambienti sedimentari. Di questa tettonica sono molto evidenti gli effetti sull'evoluzione paleogeografica, mentre è più difficile riconoscere gli elementi tettonici sinsedimentari perché in genere sono stati oblitterati o riutilizzati con cinematiche diverse durante le fasi tettoniche che hanno condotto all'attuale quadro strutturale.

Un primo sistema di faglie distensive giurassiche è riconoscibile però sia nell'area M. Capo Le Serre – Voltigno che nella fascia Ofena – Capestrano – M. Offermo. La prima area è caratterizzata da dislocazioni a direzione circa NW-SE, riprese successivamente con cinematiche diverse, che hanno favorito il veloce sprofondamento nel settore del dominio pelagico.

Nella seconda area una serie di faglie a direzione NE-SW invece provocava una successione di gradini progressivamente ribassati verso SE, con deposizione di sedimenti di *facies* marginale o di rampa. Questa fascia si raccordava poi verso SE ad una depressione pelagica ad andamento NE-SW riconoscibile fino alla piana del Fucino. Nei pressi di M. Offermo-Roccapreturo è ancora possibile riconoscere alcune di queste dislocazioni, mentre nella zona bordiera meridionale della Magnola e nella fascia Celano-M. S. Nicola (Foglio "Avezzano") alcune faglie transpressive ad andamento NE-SW potrebbero essersi impostate lungo le antiche dislocazioni distensive giurassiche.

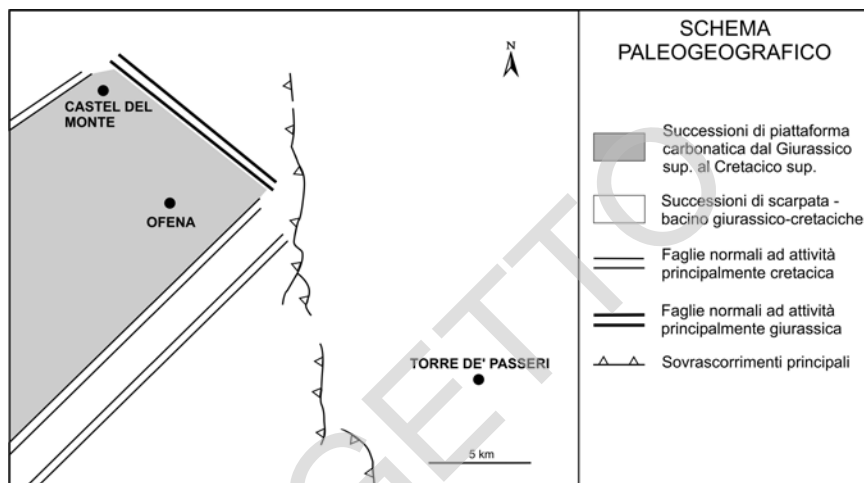


Fig.15 – Schema paleogeografico del Foglio Torre de' Passeri

Gli effetti delle fasi distensive del Cretacico superiore-Eocene sono riconoscibili invece lungo l'allineamento M. Cappellone-Cima della Selva, dove un sistema di faglie con probabile cinematica distensiva a direzione NE-SW provoca l'annegamento di un settore di piattaforma carbonatica e la formazione di filoni sedimentari. Anche il filone di roccia ultra basica individuato a M. La Queglia sembra essersi messo in posto lungo una dislocazione sinsedimentaria durante l'Eocene, che poi si è riattivata come faglia normale nella fase tettonica neogenica.

Le fasi tettoniche paleogeniche sono evidenziate dai basculamenti e dagli inarcamenti di alcuni settori che provocano discordanze angolari e deposizione di *litofacies* di piattaforma o di rampa su preesistenti depositi pelagici o di scarpata.

Questi fenomeni sono ancora più accentuati nel Miocene, come è evidente nelle aree di affioramento della *calcareniti di M. Fiore*, discordanti sui diversi termini della successione mesozoico-paleogenica, chiaramente basculati ed erosi ed in cui sono intercalati olistostromi provenienti da limitrofe scarpate tettoniche. Anche le aree più esterne sono caratterizzate da dislocazioni sinsedimentarie mioceniche che hanno controllato la morfologia di questi bacini, come la *linea M. Morrone - Montebello di Bertona* (CENTAMORE *et alii*, 1992), ad andamento trasversale, che suddivide il bacino della Laga in un settore più ribassato a nord ed uno più rialzato a sud, condizionando così anche la deposizione delle torbiditi di avanfossa, più precoce nelle parti ribassate e più tardiva a sud.

I movimenti verticali, le faglie distensive, gli inarcamenti a largo raggio dei blocchi, le rotazioni ed i basculamenti delle porzioni periferiche di questi ultimi caratterizzano la tettonica sinsedimentaria dal Cretacico al Miocene, quando il settore in esame era ancora nel dominio di avampaese. La presenza di questi mec-

canismi, che favoriscono una accentuata articolazione del settore stesso, in un generale regime di convergenza e di collisione potrebbe essere ricollegato a parziali inversioni delle preesistenti faglie distensive giurassiche, sia in senso inverso che trascorrente, a seconda delle orientazioni e della compatibilità cinematica rispetto al campo di *stress* che si è formato dal Cretacico superiore in poi.

3. - STRUTTURE COMPRESSIVE

Il Foglio “Torre de’ Passeri” è caratterizzato da importanti sovrascorrimenti a carattere regionale, che presentano direzione N-S, immergenti verso ovest a cui sono associate strutture minori, retroscorrimenti e zone di taglio alla mesoscala. Da ovest verso est, il *sovrascorrimento del Gran Sasso*, sovrappone l’Unità *M. Cappucciata - M. Offermo* a quella della *Laga-Queglia* a nord e a quella del *Morrone* a sud; il *sovrascorrimento del Morrone* sovrappone l’Unità *M. Picca* all’Unità *Laga-Queglia* e il *sovrascorrimento di Teramo* sovrappone l’Unità *Laga-Queglia* all’Unità *Cugnoli-Torre de’ Passeri* (Fig. 1).

All’interno di ciascuna unità principale sono poi presenti sovrascorrimenti minori sintetici ed antitetici al piano principale, che presentano, in generale, le stesse direzioni e cinematiche del sovrascorrimento a cui sono associati.

3.1. - UNITÀ M. CAPPUCCIATA-M. OFFERMO

L’Unità *M. Cappucciata-M. Offermo* fa parte della più estesa a carattere regionale Unità *Gran Sasso-M. Genzana*, composta da termini di età compresa tra il Triassico superiore e il Miocene superiore, occupa tutto il settore occidentale del foglio e comprende la scaglia tettonica di Colle della Scienza-Cannatina che affiora nel settore centrale. L’età di coinvolgimento nel dominio di avanfossa è il Messiniano inferiore, come testimoniato dalle arenarie torbiditiche presenti nella parte alta delle *calcareniti di M. Fiore*. Questa unità è sovrapposta tettonicamente mediante un piano di sovrascorrimento (Fronte Gran Sasso-Bussi), a direzione N-S, all’Unità *Laga-Queglia*, nel settore settentrionale, e all’Unità *M. Picca* in quello meridionale.

La macrostruttura dell’ Unità *M. Cappucciata-M. Offermo*, è costituita, in prossimità del fronte di sovrascorrimento, da una anticlinale ad andamento assiale a direzione N-S, con il fianco orientale caratterizzato da strati da verticali a rovesciati. Il piano assiale, parallelo al sovrascorrimento principale, ha inclinazioni variabili da 60° a 10° verso ovest tra Vallone d’Angora e Macchiozze S. Vito. Lungo questo tratto il fronte di sovrascorrimento principale è complicato dalla presenza di due scaglie tettoniche: Colle della Scienza e Colle Madonna.

La scaglia tettonica di Colle della Scienza è costituita dal membro inferiore della *calcareniti di M. Fiore* in successione normale. Questa scaglia tettonica costituisce il letto dell’anticlinale descritta, nel tratto che va da Colle Arcone a

nord, a Cannatina a sud.

La struttura di Colle Madonna, rappresenta una scaglia tettonica più esterna rispetto al fronte di sovrascorrimento principale: essa infatti è costituita da una successione meso-cenozoica affine alle unità strutturali più orientali (M. La Queglia, M. Picca - M. Roccatagliata); tuttavia, il piano di sovrascorrimento che la sovrappone all'Unità *Laga -Queglia* sembra ricordarsi, a nord e a sud, con il sovrascorrimento principale del Gran Sasso. Per questo motivo essa viene considerata, da un punto di vista strutturale, come appartenente alla stessa Unità *M. Cappucciata-M. Offermo*. Affiora limitatamente ad est del rilievo di M. Cappucciata - M. Fiore, ed ha una continuità longitudinale di circa 5 km.. La successione sedimentaria affiora fino ai termini dei *calcari bioclastici "superiori"* (coevi alle *marne a Fucoidi*); questo suggerisce uno scollamento superficiale della struttura stessa che, in superficie, si presenta come una anticlinale, ad andamento assiale N-S. Il fianco occidentale è inclinato verso ovest di 40°-60°; il fianco orientale è costituito da strati verticali, ed è osservabile soltanto nella parte centroseptentrionale della struttura. In corrispondenza delle due terminazioni del rilievo si osserva l'immersione dell'asse della piega verso nord e verso sud. All'interno dell'anticlinale sono presenti piani inversi minori, che tagliano la struttura e realizzano sovrapposizioni parziali utilizzando i livelli meno competenti della successione.

Il settore occidentale del foglio, ad ovest della Valle del F. Tirino, compreso interamente nell'Unità *M. Cappucciata-M. Offermo*, è caratterizzato da strutture plicative a grande scala e da sovrascorrimenti minori, obliterati, in parte, dalle successive faglie normali.

Tra le strutture plicative, le principali sono l'anticlinale di Ofena, con il nucleo nelle dolomie triassiche e l'asse a direzione N-S, e la sinclinale di Capestrano-Collepietro, con direzione assiale da NNE-SSW a N-S. Il fianco orientale di questa sinclinale tende a verticalizzarsi verso est, nelle aree circostanti M. Parata e M. Cornacchia.

Nel settore settentrionale, a N e NE dell'allineamento M. Bolza - M. Capo di Serre, fra M. Bolza ed il Vallone d'Angora, la macro-struttura presenta continue blande ondulazioni o brusche rotazioni degli assi strutturali in senso NE-SW, passanti, verso NE (Vallone d'Angora, Sorgente Acquasanta), alla grande anticlinale frontale del sovrascorrimento principale del Gran Sasso.

Sempre nello stesso settore sono stati riconosciuti elementi compressivi minori, costituiti da piani di faglia inversi, antitetici (retroscorrimenti) rispetto al fronte di accavallamento principale del Gran Sasso, che presentano una scarsa continuità laterale. Essi sono presenti nell'area di Castel del Monte, Colle Lungo, M. Pesatero, S. Maria della Neve e Navelli e, dubitativamente nei settori più settentrionali del foglio. Nell'area di Castel del Monte, di S. Maria della Neve e di Navelli si tratta di piani inversi, generalmente ad alto angolo (60° - 70°) che interessano i termini giurassico - cretaci della successione affiorante; nel caso di M. Pesatero e di Colle Lungo, il retroscorrimento sovrappone termini giurassico-basso cretaci ai depositi conglomeratico-argillosi miocenico-pliocenici (*sabbie e argille di Pagliare*); infi-

ne, nell'area compresa tra Valle Caterina - Vallone d'Angora - Ripa Rossa si tratta di importanti elementi trasversali, con orientazione antiappenninica che mostrano evidenze cinematiche transpressive sinistre.

3.1.1. - *Il sovrascorrimento del Gran Sasso*

Il fronte di sovrascorrimento del Gran Sasso si segue con continuità dal Vallone d'Angora, a N fino a M. Scarafana, a S, dove risulta ribassato da una faglia normale, all'altezza di Croce di Forca. La sua prosecuzione verso sud è probabilmente obliterata dalle faglie normali della valle del F. Tirino, ed è rintracciabile nel sovrascorrimento che affiora a SW di Bussi sul Tirino, in località Lettopiano-Bussi Officine, dove i termini della *maiolica* e delle *calcareniti e calciruditi a fucoidi* sono sovrapposti alla *Formazione della Laga*, membro post-evaporitico.

L'analisi mesostrutturale della deformazione associata a questo piano indica una generale direzione di trasporto tettonico verso N 50° - 60° E, con caratteri transpressivi destri che si accentuano in alcuni casi, dove le mesostrutture sono orientate N10°-20°E.

Nel settore settentrionale, nel tratto compreso tra Rigopiano e M. Scarafana, il contatto principale che sovrappone la macropiega dell' *Unità M. Cappucciata-M. Offermo* alle *calcareniti di M. Fiore, membro Cannatina*, non presenta belle esposizioni. Esso è caratterizzato dalla forte discordanza angolare tra gli strati verticali della *scaglia detritica* che si seguono verso sud sul versante orientale del M. Cappucciata, e le *calcareniti sottostanti (calcareniti di M. Fiore, membro inferiore)* che presentano invece giaciture a reggipoggio in debole pendenza verso ovest. Nello stesso tratto parte del sovrascorrimento è suturata dai *conglomerati di Rigopiano* (Pliocene inferiore) che postdatano la traslazione principale dell' *Unità M. Cappucciata-M. Offermo*. Essi si presentano a loro volta deformati (debolmente piegati) e fagliati a testimoniare una riattivazione del fronte stesso.

Nello stesso tratto, affiora il sovrascorrimento della *scaglia tettonica di Colle della Scienza* che è associato al sovrascorrimento principale appena descritto e sovrappone le *calcareniti di M. Fiore, membro Cannatina* alla sequenza tortonianiano-messiniana delle *calcareniti di M. Fiore, membro M. Fiore*.

Sul versante orientale di M. Scarafana (Pietra Fradicia) è possibile osservare la successione rovesciata (fianco orientale dell'anticlinale principale) associata al fronte principale che è poi tagliata da un piano inverso a basso angolo sviluppatosi nei livelli più marnosi della successione stessa.

A S di Monte Scarafana, lungo lo stesso contatto, sulla strada di Forca di Penne, e ancora più a S, nel Vallone S. Giacomo il contatto principale prosegue verso sud sovrapponendo la successione calcarea alle torbiditi silicoclastiche della *F.ne della Laga*.

A sud della Valle del Tirino, il sovrascorrimento descritto affiora nuova-

mente a ovest di Bussi sul Tirino, in località Lettopiano, dove la deformazione associata al piano principale è essenzialmente di tipo fragile, in relazione alla presenza di faglie normali posteriori alla deformazione compressiva.

Lo stesso sovrascorrimento affiora nuovamente, con un'ampia fascia cataclastica, lungo la strada che collega Popoli a Collepietro, all'interno di una cava (Foglio "Sulmona").

Il sovrascorrimento di Colle Madonna sovrappone l'anticlinale descritta all'Unità della Laga post-evaporitica ed è ben visibile in corrispondenza della terminazione meridionale della struttura e, più a nord, in corrispondenza del T. Rivo Chiaro, alla base del rilievo. La prosecuzione verso N è rintracciabile nel contatto tra la parte alta della calcareniti di M. Fiore e la Formazione della Laga post-evaporitica (ad est di Cima delle Scalate). Per quanto riguarda i rapporti geometrici con il fronte principale dell'Unità M. Cappucciata-M. Offermo, descritto nel paragrafo precedente, è molto probabile che esso vada a ricongiungersi con questo sia a verso nord che verso sud.

Nel tratto meridionale il piano di sovrascorrimento è caratterizzato dalla presenza di un'ampia zona di taglio che interessa la Formazione Bolognano, sia nel membro inferiore che in quello intermedio, mentre in corrispondenza della incisione di Rivo Chiaro si osserva il contatto tra le calcareniti dei calcari bioclastici "superiori" e le peliti della Formazione della Laga.

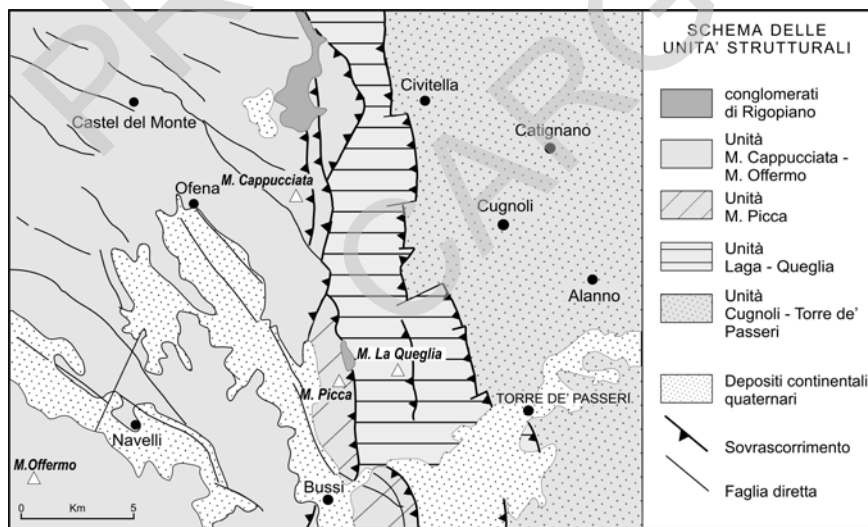


Fig. 16 – Schema delle Unità strutturali presenti nel foglio

3.2. - UNITÀ M. PICCA

L'Unità M. Picca comprende i due rilievi di M. Picca e di M. Roccatagliata e il settore che comprende la dorsale posta in destra orografica del F. Pescara, tra Popoli e Bussi sul Tirino (M. Castellone). Queste aree rappresentano l'estremo segmento settentrionale dell'Unità Morrone e del sovrascorrimento ad essa associato, affiorante più a sud; la continuità strutturale tra questi due elementi è ben osservabile nelle Gole di Popoli. Mostrano inoltre notevoli analogie tra loro sia per quanto riguarda la successione sedimentaria che per l'assetto strutturale e costituiscono il letto dell'Unità M. Cappucciata-M. Offermo, a S di Forca di Penne. E' probabile che, a partire da Forca di Penne verso S, l'entità di traslazione presente nel sovrascorrimento del Gran Sasso a nord, venga ripartita a sud tra il fronte M. Picca-M. Roccatagliata (Unità M. Picca) ed il più occidentale fronte di sovrascorrimento del Gran Sasso.

La sequenza litostratigrafica comprende termini giurassico-cretacici in *facies* di scarpata più o meno distale, cui seguono termini cenozoici in *facies* di rampa prossimale. La successione prosegue, nel Miocene superiore, con la deposizione della *Formazione gessoso solfifera* (cava abbandonata in destra del Rivaccio-Vallone Giardino, a sud di M. Pietra Corniale) e delle torbiditi del ciclo messiniano post-evaporitico (ad est di Bussi Officine). La presenza della *F.ne gessoso solfifera* e delle torbiditi messiniane post-evaporitiche al tetto della successione sedimentaria pone questa unità, da un punto di vista paleogeografico e geodinamico in posizione più esterna come passaggio avampaese-avanfossa rispetto all'Unità Gran Sasso-M. Genzana-M. Sirente.

Gli assi delle principali strutture compressive di questa unità, così come la direzione del piano di sovrascorrimento principale che la sovrappone all'Unità Laga-Queglia, sono circa N-S nella dorsale M. Picca-M. Pietra Corniale, mentre tendono a ruotare a 30°-40°N fra Roccatagliata ed il Fiume Pescara.

La struttura di M. Picca-M. Pietra Corniale è costituita da una macropiegia approssimativamente "a ginocchio", con direzione assiale circa N-S, con il fianco occidentale debolmente inclinato verso ovest e blandamente mesopiegato, ed un fianco orientale rovesciato in prossimità del piano di sovrascorrimento sull'Unità Laga-Queglia, con medio-basso angolo d'inclinazione degli strati. Il settore compreso fra M. Alto e M. Picca è rialzato da alcune faglie trasversali, con direzione compresa fra N80° e N110° che portano in affioramento il fianco rovesciato della piega principale anche nel versante occidentale della dorsale montuosa. Nell'area poco a S-SE della cima di M. Picca, in prossimità del piano di sovrascorrimento frontale, sono state rilevate evidenze di transpressione destra che ben si accordano con quanto già segnalato in letteratura. Fra La Ripuccia e Vallone S. Giacomo, la struttura sembra mostrare una immersione assiale in direzione NNW.

La struttura di M. Roccatagliata è costituita da un settore sud-occidentale blandamente ondulato in cui si riconoscono pieghe ad ampio raggio di curvatura (sinclinale di Bruciagna-Colle della Madonna) ed un settore orientale

caratterizzato dal rovesciamento degli strati in corrispondenza del piano di sovrascorrimento principale.

Un'importante linea tettonica, dal dubbio significato cinematico, con direzione circa NE-SW, separa, lungo la direttrice C.le Soda-Rivaccio-Vallone Giardino, la dorsale di M. Picca da quella di M. Roccatagliata, le cui strutture compressive differiscono un poco per assetto e geometria, mentre il settore meridionale sembra complessivamente ribassato rispetto a quello settentrionale.

Il settore più occidentale dell'unità in esame (a sud dell'abitato di Bussi), presenta un assetto monoclinale, con gli strati immergenti a NW di pochi gradi.

3.2.1. - *Il sovrascorrimento del Morrone*

La macropiegia di M. Picca-M. Roccatagliata è sovrapposta alla *Formazione della Laga* postevaporitica mediante un piano a basso angolo, a direzione N-S nel tratto di M. Picca e N 20°-30° W nel tratto di M. Roccatagliata, fino alle Gole di Popoli. Questo piano è suturato, nella parte settentrionale della struttura, dai *conglomerati di Rigopiano* (Pliocene inferiore), a loro volta coinvolti in una sinclinale ad asse orientato N 140°. I rapporti geometrici tra il piano principale e la macropiegia sono visibili in corrispondenza di Valle Giardino (T. Rivaccio), terminazione meridionale della dorsale di M. Picca, ove si può vedere, nel tetto, il progressivo rovesciamento della successione, e nel letto le peliti della *Formazione della Laga*. Verso nord, invece, al sovrascorrimento, generalmente obliterato da detriti di falda, è associata una netta rottura morfologica che consente di seguirlo fino alla sua scomparsa al di sotto dell' *Unità M. Cappucciata-M. Offermo* (zona di M. Scarafana-Forca di Penne). Lungo il sovrascorrimento, dove la litologia si presenta localmente meno competente, si sviluppano piani a basso angolo, pervasivi e anastomizzati, paralleli al piano principale con strie a direzione N 50°-60°, che individuano quindi una trasporto tettonico principale verso N 50°-60°.

Lungo tutto il fronte sono presenti piani ad alto angolo a direzione E-W, con movimento a componente orizzontale, interpretati come *tear faults*, legati alla traslazione.

La geometria del piano principale, che tende a subire rotazioni da appenninico a circa E-W, è complicata, nell'area poco a nord-ovest della cima di M. Roccatagliata, da una serie di scaglie tettoniche minori che coinvolgono i depositi della successione medio-miocenica. Ancora più a sud, sul versante settentrionale delle Gole di Popoli, sono visibili piani inversi a basso angolo che tagliano gli strati verticalizzati o rovesciati dell'anticlinale di M. Roccatagliata, associati a pieghe minori.

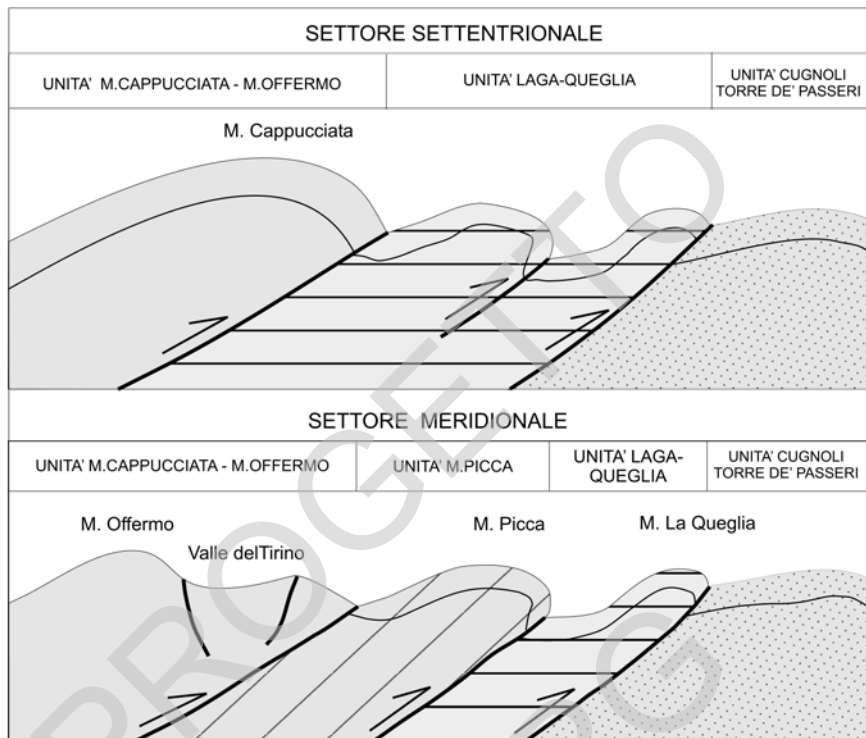


Fig. 17 - Sezione schematica illustrante i rapporti geometrici fra le unità strutturali affioranti nel Foglio "Torre de' Passeri".

3.3. - UNITÀ LAGA-QUEGLIA

L'Unità Laga-Queglia è costituita in affioramento da una successione sedimentaria messiniano-pleiocenica composta dalla *F.ne gessoso solfifera* e dal membro post-evaporitico della *F.ne della Laga*; in corrispondenza del rilievo di M. La Queglia affiora il substrato carbonatico di questa unità, costituito da una successione calcarea di età compresa tra il Cretacico superiore ed il Miocene superiore. Questa unità, che appartiene alla più estesa *Unità della Laga - M.gna dei Fiori*, di importanza regionale, costituisce il letto delle *Unità Gran Sasso-M. Genzana* a nord di Forca di Penne, e di quella dell'*Unità Morrone* a sud. Il piano di sovrascorrimento che la sovrappone all'*Unità Cugnoli-Torre de' Passeri* (sovrascorrimento di Teramo; BIGI, 1995a, b) ricopre una importanza regionale e si segue, con una direzione circa meridiana, fino al F. Vomano, a nord.

L'assetto macrostrutturale di questa unità è piuttosto complesso; esso consiste, in generale, in macropieghe a diverso raggio di curvatura, a marcata vergenza orientale con il fianco orientale a luoghi completamente rovesciato. Il piano assiale di queste strutture risulta in generale immergente verso W, con inclinazioni variabili da 80° a 50°, e direzione N-S. Le strutture più importanti e che presentano una certa continuità laterale sono: la sinclinale di Colle della Mandorle, l'anticlinale del T. Cigno, la sinclinale di M. Riccio e quella di Civitaquana-T. Negra. I rapporti tra le anticlinali e i piani di sovrascorrimento (piani che tagliano le anticlinali in diversi punti, tanto che non è sempre possibile rintracciare l'intera struttura) indicano una precedenza della prima struttura, inquadrandola anche nell'evoluzione di una deformazione progressiva.

I sovrascorrimenti minori presentano un andamento N-S, parallelo a quello del sovrascorrimento principale e sono dislocati da faglie a direzione N70° - N100° interpretabili come faglie di strappo (*tear faults*). Alcune di queste faglie, possono aver ripreso disturbi trasversali che interessavano il bacino torbiditico già durante la fase di avanfossa, determinando settori ribassati e settori sollevati da N a S (CENTAMORE *et alii*, 1991, CASNEDI, 1986), con conseguente variazione dello spessore della successione sedimentaria; esse inoltre potrebbero in parte essere state riutilizzate dalla tettonica recente. Tra questi piani di sovrascorrimento se ne individua uno in particolare che presenta una notevole continuità; esso ha un andamento subparallelo al *Sovrascorrimento di Teramo*, e si segue da Villa Celiera, a nord, fino a Forca di Penne, a sud. Nel tetto di questo sovrascorrimento affiora, in giacitura monoclinale ed immersione verso ovest, la parte basale della successione (*formazione gessoso-solfifera*).

Nel settore settentrionale (M. Bertona - Forca di Penne), l'unità occupa una ristretta fascia di circa 2-3 km immediatamente ad est di Colle Madonna. In questa zona sono inoltre visibili i *conglomerati di Rigopiano* trasgressivi sulla *Formazione della Laga* già deformata (M. Morrone); questo permette di affermare che la strutturazione interna dell'unità ha iniziato a verificarsi già prima del Pliocene inferiore, biozona a *G. punctulata*.

Nel settore meridionale (Forca di Penne - F. Pescara), lo stile strutturale si mantiene invariato, le pieghe presentano una maggiore lunghezza d'onda, e interi settori si mostrano in successione rovesciata senza che sia possibile rintracciare l'altro fianco della piega; i fronti di accavallamento sono più distanziati, e l'estensione laterale dell'unità tocca i 10 km in corrispondenza di M. La Queglia.

Il piano che sovrappone M. La Queglia (dove affiora la successione calcarea cretacico-miocenica) alla *Formazione della Laga* è interpretabile come un sovrascorrimento minore scollato sul sovrascorrimento basale di Teramo. Ad ovest la struttura di M. La Queglia è ribassata da una faglia normale, che si interrompe, a nord e a sud in corrispondenza di due importanti faglie trasversali. Quella meridionale è la stessa faglia trascorrente sinistra che più a ovest disloca il fronte M. Picca-M. Roccatagliata (*Unità M. Picca*); essa assume in questo settore una direzione media N70°.

3.3.1. - *La struttura di M. La Queglia*

Nell'ambito dell'unità in esame, la struttura di M. La Queglia costituisce una culminazione di termini calcareo-marnosi compresa nei depositi torbiditici silicoclastici della *Formazione della Laga*. Essa è costituita da una anticlinale asimmetrica, con un piano assiale poco inclinato verso ovest a direzione circa N-S. Tale piega è piuttosto complessa: il fianco orientale tende a rovesciarsi in prossimità del piano di sovrascorrimento ed è raccordato da una brusca cerniera al fianco occidentale. Tale struttura è sovrascorsa sui termini torbiditici dalla *Formazione della Laga* mediante un piano a basso angolo, che affiora alla base della parete verticale su cui sorge il paese di Corvara.

Il motivo della piega è complicato da alcuni piani inversi nel settore meridionale (Pizzo della Croce). Il più evidente è il sovrascorrimento che affiora in corrispondenza del Santuario di S. Sulprizio (Pescosansonesco vecchio) che sovrappone i termini cretaci alla piega; esso si segue dal paese di Pescosansonesco Vecchio lungo tutta la cresta di Pizzo della Croce; a nord, è ribassato dalle faglie normali parallele alla principale che realizza verso ovest il contatto con la *Formazione della Laga*.

In corrispondenza del fronte principale, ad est della struttura, sempre nel settore meridionale, il fianco orientale della piega è racciocciato da motivi di retroscorrimento (Colle della Grotta).

Le mesopieghie, concentrate soprattutto nei livelli gessoarenitici, sono tagliate talvolta da piani inversi suborizzontali. Gli assi hanno direzione N 140°, e sono molto inclinati, sia a NW che a SE.

Lo sviluppo di deformazioni di tipo fragile-duttile sono osservabili nelle *argille ad Orbulina* e nella *scaglia detritica* rispettivamente nel letto e nel tetto del sovrascorrimento di S. Sulprizio. Questo sovrascorrimento taglia una piega anticlinale e determina la sovrapposizione della *scaglia detritica* (al tetto del sovrascorrimento) sulle diverse litologie che formano la piega (nel letto). Dove il contatto avviene con le *argille ad Orbulina*, si osserva una deformazione caratterizzata da strutture essenzialmente planari e parallele al muro della zona di taglio (piani C). Le strie misurate sul piano di sovrascorrimento indicano una direzione di trasporto tettonico N 100°.

3.3.2. - *Sovrascorrimento di Teramo*

Tale sovrascorrimento, come già detto più volte, determina la sovrapposizione dell' *Unità Laga-Queglia* a quella *Cellino-Maiella*. La prima unità è coinvolta nella flessurazione del bacino di avanfossa a partire dal messiniano post-evaporitico e quindi si trasforma nel Pliocene inferiore in un bacino satellite a ridosso della catena emersa e dalla quale riceve i depositi di fanghiglia dei *conglomerati di Rigopiano*; la seconda è coinvolta nel dominio di avanfossa a partire dal Pliocene inferiore a *G. margaritae*.

Sebbene il sovrascorrimento in questione sia sempre ben individuabile sul terreno mediante lo studio delle macrostrutture, è raro poter osservare direttamente le mesostrutture ad esso associate, a causa della forte copertura detritica e dell'intervento antropico; esso presenta una generale direzione meridiana, ed è dislocato da faglie di strappo a direzione N70°-N90° tra le quali: la linea Colle delle Mandorle - Forca di Penne, Civitaquana-T. Negra, F. Festina-Civitella Casanova.

I punti dove è possibile procedere alla misura degli elementi mesostrutturali sono costituiti dalle incisioni di alcuni torrenti a direzione est-ovest, che attraversano la fascia di deformazione associata al sovrascorrimento. Una bella esposizione dell'organizzazione mesostrutturale è visibile nel T. Cigno.

Le deformazioni osservate sono essenzialmente di tipo fragile-duttile, favorite dalla bassa competenza dei litotipi interessati, con lo sviluppo di pieghe e piani di taglio che sono sovrapposti e dislocano vistosamente le pieghe stesse.

Nel T. Cigno la deformazione coinvolge una fascia larga circa 1 km. Al tetto del sovrascorrimento è visibile una macroanticlinale a vergenza orientale con asse a direzione N-S, che presenta il fianco orientale da subverticale a rovesciato, e il fianco occidentale interessato da motivi retrovergenti. Segue, verso est, una fascia fortemente deformata con lo sviluppo di pieghe minori che interessano una successione in parte già rovesciata con la formazione di anticlinali e sinclinali; nel *footwall*, costituito in questo caso dalle *argille del Cigno*, si osservano piani a basso angolo con vene in calcite e gesso che si raccordano lungo piani ad alto angolo. Le pieghe hanno assi a direzione media N-S, con notevoli dispersioni soprattutto dove è alta la concentrazione di piani di taglio; in generale l'intera organizzazione delle mesostrutture indica una principale direzione di trasporto tettonico verso N 70° E.

Nella zona meridionale, la prosecuzione di questo elemento strutturale è riscontrabile nel rilievo di Colle Morto ed a sud di Tocco da Casauria-Torrente Arolle. Nel primo caso si tratta di una linea principalmente desunta dall'assetto geometrico delle successioni cartografate. Nel secondo si tratta, probabilmente, di una "scaglia tettonica" associata al sovrascorrimento principale, che porta i depositi evaporitici del Torrente Arolle-C.le Cantalupo in sovrapposizione sulle peliti della biozona a *G. margaritae*; questo elemento strutturale ha continuità verso meridione lungo l'allineamento Colle Cantalupo - Salle Vecchio - Case Scapisti (Foglio Sulmona), dove l'*hanging wall* del piano inverso è costituito da un'anticlinale rovesciata verso NE.

3.4. - UNITÀ CUGNOLI-TORRE DE' PASSERI

L'Unità *Cugnoli-Torre de' Passeri* affiora estesamente nel settore orientale del foglio, costituisce il letto del *sovrascorrimento di Teramo* e appartiene all'Unità *Cellino-Maiella* di importanza regionale. Essa comprende, in affioramento, le formazioni delle *argille del Cigno* e del *Cellino*, che affiorano estesamente nel settore nord-orientale, mentre verso sud, comprende la *F.ne gessoso solfifera*

e la *F.ne Bolognana*, che rappresentano il tetto della successione calcarea della struttura della Maiella.

Le *argille del Cigno* affiorano in tutta la fascia a ridosso del sovrascorrimento di Teramo, dove, limitatamente ad alcune scaglie tettoniche (Intro d'Acqua) situate immediatamente ad est dello stesso sovrascorrimento affiora, per alcune decine di metri la *Formazione gessoso solfifera* che si trova stratigraficamente sotto le *argille del Cigno*. Questa fascia appena descritta è caratterizzata da ripetute pieghe sinclinali ed anticlinali ad andamento meridiano, che presentano spesso un andamento complesso, che è stato possibile ricostruire grazie alla presenza, all'interno della successione pelitica, di un livello guida conglomeratico di alcuni metri di spessore, del quale è generalmente possibile stabilire la polarità. Questa fascia deformata è, a sua volta sovrapposta verso est alla parte intermedia e superiore della successione torbiditica da ulteriori piani di accavallamento.

Nel settore sud-orientale del foglio, il contatto appena descritto è ripetuto per faglia normale. Le *argille del Cigno (membro di Alanno)* che costituiscono il tetto del sovrascorrimento, presentano una certa estensione areale e hanno un assetto anticlinalico, con asse circa N-S. La piega è interessata, sul fianco occidentale da un piano inverso che ripete la successione del tetto. Il contatto tettonico con i termini più alti della *Formazione Cellino* si sviluppa nelle peliti, che sono caratterizzate da una notevole deformazione, con sviluppo di piani di taglio. Le strie misurate hanno prevalentemente direzione N70°.

L'assetto strutturale di superficie di quest'ultima parte è caratterizzato da ampie sinclinali ed anticlinali ben individuabili sul terreno, con gli strati che immergono con angoli variabili da pochi gradi fino ai 50°-60°. Tra queste, la sinclinale di Cugnoli risulta essere la struttura più continua, dal T. Schiavone a nord, fino al F. Pescara, a sud. Essa ha un andamento assiale a direzione N 350°, e una leggera immersione assiale a settentrione.

Le strutture descritte risultano dislocate da faglie a direzione E-W che assumono un significato analogo a quelli descritti per l'*Unità Laga-Queglia*. In corrispondenza di tali allineamenti trasversali sono segnalate in letteratura riduzioni dello spessore della successione della *Formazione Cellino* e in superficie è possibile osservare la riduzione dello spessore e del numero degli intervalli arenaceo pelitici da N a S dell'allineamento stesso.

Nel settore sud orientale del foglio affiora il substrato carbonatico della *Formazione Cellino*, costituito dalla *Formazione Bolognana* e dalla *Formazione gessoso solfifera*. L'assetto generale è di una monoclinale immergente a N-W che corrisponde alla terminazione periclinale dell'anticlinale della Maiella, affiorante estesamente a SE. Più in particolare, l'area è caratterizzata da una piega anticlinalica, sviluppata nei termini della *Formazione gessoso solfifera* e delle *argille del Cigno*, con asse disposto lungo l'allineamento Cerrone-San Valentino. La traccia del piano assiale risulta continuamente dislocata da faglie successive alla fase plicativa (o di trascinamento). Gli strati, a grande scala, tendono a seguire la disposizione della piega, con immersioni verso occidente nel lato ovest e verso oriente in quello est.

4. - STRUTTURE DISTENSIVE

I principali sistemi di faglie normali presenti nell'area del Foglio "Torre de' Passeri" sono a direzione appenninica, NW-SE e NNW-SSE. Queste strutture presentano una notevole continuità laterale nel settore occidentale del foglio, ad ovest del *sovrascorrimento* del Gran Sasso, dove presentano in generale piani di faglia ben individuabili e indicatori cinematici. Essi bordano le principali depressioni quaternarie presenti, tra cui quella di Navelli e quella del F. Tirino. In generale, questi sistemi di faglie presentano una evoluzione piuttosto complessa, legata ad una generale estensione a direzione appenninica, caratterizzata da rotazioni su assi orizzontali dei piani di faglia, secondo un modello a "domino" (RAMSAY & HUBER, 1987) e indizi di transtensione sinistra (BIGI *et alii*, 1995d; D'AGOSTINO & TOZZI, 1997).

Nel settore orientale, invece, dove prevalgono litotipi meno competenti, è più raro osservare direttamente il piano di faglia e definirne la cinematica. In tutta l'area, comunque il sistema distensivo posteriore alla strutturazione dei sovrascorrimenti tende a recuperare vecchi piani sia normali che inversi a direzione E-W e SW-NE, probabilmente antiche strutture di trascinamento. In alcuni casi le faglie normali a direzione E-W sembrano invece di nuova generazione.

Generalmente le faglie normali si interrompono in corrispondenza di elementi compressivi; risulta allora complicato definire il rapporto con i sovrascorrimenti; potrebbe infatti trattarsi di piani normali che in profondità si ricongiungono al piano di sovrascorrimento stesso e non dislocano il letto del sovrascorrimento. Tuttavia, almeno in alcuni casi, non si può escludere che le strutture distensive siano precedenti ai sovrascorrimenti e trasportate passivamente durante la fase di traslazione dei sovrascorrimenti.

Il settore nord-occidentale del foglio, ad ovest del *sovrascorrimento* del Gran Sasso, e a nord delle depressioni di Navelli e del F. Tirino, appare dominato dalla tettonica distensiva secondo un tipo di deformazione essenzialmente di tipo fragile. Localmente (a SW di Cima d'Anzano e a Boragni d'Anzano) ne sono interessati anche i depositi pleistocenici, con rigetti prevalentemente modesti ed ottima evidenza morfologica. L'assetto strutturale è caratterizzato da sistemi di faglie normali a direzione NW-SE e NNW-SSE di notevole continuità laterale. Queste dislocano numerosi elementi trasversali antiappenninici di scarsa continuità laterale e di difficile caratterizzazione cinematica. Questi due principali motivi tettonici tendono ad isolare strutture ribassate e valli chiuse, riempite da depositi pleistocenici. Ne risulta un generale assetto a blocchi ruotati su assi orizzontali, secondo un modello a "domino" (RAMSAY & HUBER, 1987). Gli strati, nei settori a meridione dell'allineamento M. Bolza - M. Capo di Serre, mostrano direzioni comprese fra N90° e N140-150°, con generale immersione verso sud e sud-ovest, in assetto prevalentemente monoclinale.

Le linee tettoniche con maggior continuità laterale in quest'area mostrano piani di faglia con orientazioni comprese tra N110° e N140°, inclinazioni fra i 40-45° e 60-70° e immersione a NE e a SW, associati a breccia tettonica e

rigetti stratigrafici non elevati. Fra queste sono classificabili le faglie che interessano i versanti nord di M. delle Croci, le dorsali di Cima d'Anzano, di Collalto - M. Rotondo - Castel del Monte, di Rifugio Ricotta - F.te Cretarola, la faglia di M. Meta, la faglia di M. Pesatero - Colle della Battaglia, la faglia di Castelvecchio.

Altri elementi importanti sono la faglia normale di Rocca Calascio - M. Cogozza e quella del versante sud di Collalto, con piani a direzione E-W, *pitch* 90° ed immersioni sia a sud che a nord. L'inclinazione del piano è compresa fra i 65° ed i 75°, con evidenze di movimenti circa *dip-slip*. I rapporti con le strutture già descritte suggeriscono che si tratti di strutture di neoformazione.

Piuttosto diffusa la presenza di elementi tettonici trasversali all'asse principale delle strutture, specialmente nei settori compresi fra Costa di Piccipopoli, Colle Paradiso e M. Rotondo e ad est dell'allineamento M. Bolza - Castel del Monte. Oltre a quanto già detto, per questi, c'è da rilevare la non elevata continuità laterale, anche se frequentemente sono misurabili rigetti non trascurabili. Ai relativi piani di faglia, in genere con immersione a NW e medio-alto angolo d'inclinazione, sono in genere associati movimenti di tipo prevalentemente *oblique-slip*, costituendo anche riattivazioni di linee anti-appenniniche preesistenti (dove non sono tagliate da fasi deformative più recenti).

Spostandosi verso est, i sistemi di faglie normali descritti assumono gradualmente una direzione compresa tra 130° e 170°, immergenti, con un alto angolo di inclinazione verso SW e WSW e rigetti nell'ordine di alcune centinaia di metri; si osservano sul versante occidentale di M. Cappucciata dove ribassano verso SW l'*Unità M. Cappucciata-M. Offermo*. Tra queste, le più importanti, sono la faglia di Villa S. Lucia, la quale sembra ricollegarsi al sistema di M. Capo le Serre, e il sistema delle faglie bordiere della valle del Tirino, che a nord si ricollegano con la faglia di Ofena- Castel del Monte.

Sempre sul versante orientale della valle, il sistema di faglie normali prosegue verso sud, e interessa il versante occidentale di M. Picca e M. Roccatagliata. Qui, il sistema a direzione appenninica N 140°, evidenziato dagli allineamenti morfologici principali, è costituito da faglie con piani generalmente ad alto angolo, e rigetti (faglia della cava di Bussi) dell'ordine di 500-600 m verso ovest.

Il settore Capestrano-Collepietro, costituisce un sistema di dorsali compreso tra la depressione del F. Tirino ad est e quella di Navelli ad ovest, che si ricollega a nord alle dorsali carbonatiche di Castelvecchio. Anche qui il sistema di faglie normali ha direzioni comprese tra i 110° ed i 130°, con piani di faglia che ribassano sia ad ovest che ad est con inclinazioni comprese tra i 50° ed i 70°. In generale i rigetti non sono molto sviluppati, e si mantengono nell'ordine delle centinaia di metri. Tra queste, le più evidenti sono la faglia di M. Morrone - M. Rotondo, e il sistema Colle Mezzano-Piano Aseno. Tali strutture sembrano anastomizzarsi sulla faglia M. Castellone - Navelli - Collepietro, che borda, ad est, la depressione di Navelli. Questa faglia presenta una notevole continuità, anche se composta da segmenti a diversa orientazione: N140° nel tratto di M. Castellone, N110° nell'area di Navelli, circa N-S in quello di Collepietro, per poi assumere

nuovamente direzione N 140° più a sud.

Nel settore sud-occidentale del foglio, l'assetto generale è costituito ancora da dorsali e depressioni allungate in direzione NW-SE, bordate da faglie normali che si ricollegano, verso ovest ai sistemi distensivi del Foglio "L'Aquila". Tra queste la più importante è la faglia del versante meridionale di M. Offermo e la sua parallela a nord di Acciano, che verso ovest, bordano la valle Acciano - Fontecchio - Villa S. Angelo.

Ad est del sovrascorrimento del Gran Sasso, dove affiorano le formazioni *Laga* e *Cellino*, la tettonica distensiva è caratterizzata da faglie normali delle quali, raramente è stato possibile osservare il piano di faglia. Si tratta comunque di sistemi a direzione appenninica (N 140°-150°), che ribassano le strutture compressive prevalentemente verso ovest. In particolare, nel settore sud-orientale, degna di nota è la faglia normale di Alanno, che ribassa la successione pliocenica e la pone a contatto con le *argille del Cigno, membro di Alanno*, con direzione N 10° circa, e le faglie che condizionano l'allineamento della dorsale Cava di Napoleone - Madonna del Monte - Colle S. Ansino, con direzione ca. N30-40° ed immersione a NW.

Ancora più a sud, nell'area tra S. Valentino e Salle, il sistema di faglie normali rappresenta la terminazione a nord della faglia normale che borda il fianco occidentale della anticlinale della Maiella stessa, che si materializza in un insieme di faglie ad andamento circa N 160°-170°, con cinematiche distensive pure e transtensive sinistre, immergenti verso ovest. Tra queste, la faglia dell'incisione del Fosso Macione ad est di San Valentino, che ribassa il settore occidentale (direzione N170°).

Più in particolare, in quest'area, un complesso sistema di faglie distensive con direzione appenninica ed anti-appenninica disloca ripetutamente il limite fra la *Formazione Bolognana* e la *Formazione gessoso solfifera* con movimento a leggera componente obliqua, presente su tutti i piani di faglia misurati. Dette linee sembrano interrotte da quella che, poco a SW dell'abitato di Caramanico Terme, pone in contatto la successione *Formazione Bolognana - Formazione gessoso solfifera* con le peliti della biozona a *Sphaeroidinellopsis*. Tale piano mostra evidenze di transtensione sinistra (*pitch* delle strie 45°) ed immersione di 75° a sud-ovest.

5. - NEOTETTONICA (M. Coltorti)

A partire dal Pleistocene inferiore tutto l'Appennino è stato interessato da movimenti di sollevamento differenziato con valori maggiori in corrispondenza della parte centrale della catena (AMBROSETTI *et alii*, 1982; DRAMIS, 1992; CALAMITA *et alii*, 1994; 1999; COLTORTI & PIERUCCINI, 1997a, b). L'area in esame, ubicata proprio in corrispondenza dell'asse della catena presenta infatti quote medie notevolmente elevate.

Alla sommità dei rilievi che delimitano il Tirino, i *conglomerati di Rigopiano*,

deposti in ambiente costiero durante il Pliocene inferiore, sono oggi conservati ad oltre m 1551 (M. Fiore); poco più a sud, alla sommità del M. Morrone essi raggiungono i 2062 m.

Nel corso del Pleistocene inferiore, la porzione occidentale dell'area è stata interessata da tettonica estensionale con faglie a componente prevalentemente normale che hanno in buona parte riattivato in inversione i precedenti piani di sovrascorrimento (BIGI *et alii*, 1995d).

Le faglie suddette sono orientate prevalentemente in direzione appenninica e sono responsabili dei caratteri odierni del paesaggio, tipicamente costituito da *horst* e *graben* corrispondenti in generale alle dorsali ed alle depressioni presenti nell'area. Sono anche presenti faglie di trasferimento che individuano motivi *en-échélon*. Le depressioni sono in genere delimitate da faglie principali sul versante orientale e da faglie antitetiche minori su quello occidentale.

Vengono di seguito illustrati i principali sistemi di faglie che con la loro attività hanno condizionato il modellamento del paesaggio e la sedimentazione durante e dopo la deposizione delle più antiche unità continentali dell'area (Pleistocene inferiore-medio). A tali faglie sono spesso collegate vistose scarpate "fresche", con caratteristiche analoghe a quelle descritte da BOSI (1975) in diverse aree abruzzesi e riconosciute anche all'interno dell'area in esame da altri Autori (GALADINI & GIULIANI, 1991; BERTINI & BOSI, 1993; GIRAUDI, 1994). In corrispondenza di queste scarpate sono spesso ben riconoscibili gli specchi di faglia, le strie e altre evidenze; nel caso di rocce calcaree è caratteristico uno scarso grado di carsificazione. Ai piedi di queste scarpate sono talora presenti fasce poco o scarsamente alterate ad indicare mobilizzazioni recentissime. Allorché le faglie interessano depositi recenti scarsamente cementati, le evidenze morfologiche di superficie possono essere rapidamente obliterate da processi erosivi naturali o anche da operazioni agricole.

Da ovest verso est è possibile riconoscere:

Sistema di faglie della media valle dell'Aterno, costituito da dislocazioni a direzione appenninica ed immersione verso sud-ovest con rigetti complessivi dei depositi del Pleistocene medio dell'ordine di oltre 500 metri. In questo settore le scarpate di faglia interessano prevalentemente depositi detritici stratificati e conoidi alluvionali del Pleistocene superiore. Il rigetto olocenico, marcato da una evidente *scarplet*, è di qualche metro.

Sistema dell'Altopiano di Navelli, costituito da faglie appenniniche ad immersione verso nord-est ai limiti occidentali del *graben* e con immersione verso sudovest ai limiti orientali. La depressione di Navelli si restringe a Civitaretenga dove affiorano sedimenti ghiaiosi alluvionali del *Supersintema di Aielli-Pescina* interessati da un blando piegamento ad anticlinale, verosimilmente conseguenza dei movimenti estensionali. Più a sud la depressione si amplia per la presenza di un sistema di faglie *en échelon* che interessano anche la vicina Conca di Chiancarelli.

Sistema di faglie di Calascio-Carapelle Calvisio, a direzione NW-SE ed E-W al cui interno si sviluppa sia la valle di Piano Buto che, più a sud quella di Val di Vasci, delimitata tramite l'*horst* di Lombo d'Asino dalla depressione

di Chiancarelli. Le faglie bordiere interessano sia depositi del *Supersistema di Aielli-Pescina* che quelli del *Sistema di Valle Majelama*. In Val di Vasce affiorano i sedimenti tufacei segnalati da NARCISI & SPOSATO (1994).

Sistema di faglie del Tirino, con direzione appenninica e rigetti verso sud-ovest. I conglomerati di Rigopiano del Pliocene inferiore sono ribassati di oltre 1000 metri lungo questo sistema costituito da vari elementi che generano un vistoso versante a gradinata lungo tutto il Tirino e dal quale prendono vita numerosi conoidi alluvionali dell'unità di Valle Majelama.

Sistema di faglie bordiere di Campo Imperatore, che delimitano la depressione omonima. Si tratta di faglie appenniniche con immersione verso sud-ovest. Sul lato opposto della depressione sono presenti faglie antitetiche di minor entità. Esse interessano sia i depositi del *Sistema di Valle Majelama* che i più antichi depositi del Pleistocene medio.

PROGETTO
CARG

IX - EVOLUZIONE TETTONICO SEDIMENTARIA

(E.Centamore & F.Dramis)

Analizzando la distribuzione spazio-temporale delle *facies* affioranti nel foglio in esame e la scansione temporale delle fasi tettoniche si può ricostruire l'evoluzione paleogeografica e geodinamica di questa porzione dell'Appennino Centrale, che appartiene ad un segmento del margine settentrionale africano a crosta continentale evolutosi e strutturatosi dal Trias al Neogene.

Dal Trias inferiore al Lias inferiore, durante le fasi precoci di apertura della Tetide, nel settore studiato di questa parte dell'Appennino centrale si estende un generale ambiente di piattaforma carbonatica (*paleopiattaforma auctt.*), in cui si aprono limitati bracci di mare relativamente più profondo (Gran Sasso) con deposizione dapprima di dolomie (mentre nel *dominio tosco-umbro-marchigiano* si depositano anidriti). Successivamente si imposta un complesso sistema articolato in lagune interne, *barrier island*, aree marginali e di rampa.

Queste pur deboli differenziazioni degli ambienti sedimentari possono essere legate molto probabilmente agli effetti di una incipiente tettonica sinsedimentaria più che su di un substrato ereditato dall'orogenesi ercinica.

Nel Lias inferiore, a seguito dell'apertura della Tetide, si sviluppa un'intensa fase distensiva caratterizzata dall'assottigliamento della crosta continentale del margine africano, mediante faglie listriche normali parallele al margine stesso, che talora dislocano anche il basamento, accompagnate da faglie trasversali ed oblique.

L'antica *paleopiattaforma* viene così disarticolata; il *Dominio tosco-umbro-marchigiano*, strutturato in una serie di *semigraben* a subsidenza differenziata, sprofonda velocemente in un ambiente pelagico mentre il *Dominio laziale-abruzzese*, di cui fa parte l'area considerata, costituito da una potente successione basale carbonatica, pur rimanendo relativamente più stabile viene dislocato anche esso da faglie parallele al margine continentale o trasversali ed oblique ad esso, in un mosaico di larghi blocchi separati a luoghi da fasce relativamente più depresse che in seguito si sviluppano maggiormente con la formazione di *solchi intrapiat-*

taforma, in cui si instaurano ambienti da marginali a pelagici.

Nell'area in esame gli effetti di tale tettonica sono assai evidenti: mentre nel settore compreso tra Ofena-S. Stefano di Sessanio-Castel del Monte continua la sedimentazione di piattaforma, il settore nord-orientale (Votigno), come pure il settore M. Picca-Roccatagliata che rappresenta il proseguimento settentrionale del Morrone, vengono inglobati nel dominio pelagico tramite una serie di faglie distensive che nell'area nord-orientale hanno direzione NW-SE e ribassano a NE.

Nel settore compreso tra Ofena-Capestrano-M. Offermo, ad andamento all'incirca NE-SW, si osserva nello stesso periodo un progressivo affogamento caratterizzato però da una subsidenza meno veloce di quello delle aree precedenti e che coinvolge prima le fasce più periferiche e successivamente quelle più prossimali alla piattaforma con deposizione di *facies* di *gradino ribassato* o marginali.

Nel Giurassico la fase distensiva raggiunge il suo acme; il *Dominio laziale-abruzzese* viene sempre più dislocato e i solchi di intrapiattaforma già delineati in precedenza, si sviluppano ulteriormente con fasce marginali sempre più ampie e con deposizione di notevoli quantitativi di detriti carbonatici.

Prendono così piena forma sia il cosiddetto *corridoio marsicano auctt.* sia quello ad andamento trasversale *Fucino-Piana di Sulmona-Valle del Pescara* di cui il settore in esame rappresenta il settore nord-orientale.

Tra il Cretaceo superiore e l'Eocene, durante la fase di convergenza oceanica, caratterizzata dalla definitiva chiusura dell'Oceano Ligure-piemontese, nel *Dominio laziale-abruzzese*, si osservano significative modificazioni della paleogeografia, legate più che a variazioni eustatiche, agli effetti di una tettonica sinsedimentaria. In alcuni casi si osserva una progressiva riduzione areale degli ambienti di piattaforma, per affogamento di settori periferici di questa, tramite una serie di faglie dirette, come è evidente nella fascia M. Cappellone-Cima della Selva, ad andamento all'incirca E-W, in cui *facies* di rampa o di scarpata si depositano al di sopra di *facies* di piattaforma.

I filoni sedimentari presenti in quest'area testimoniano gli effetti dell'attività distensiva nelle porzioni periferiche della piattaforma o nei blocchi in affogamento.

In altri casi a causa dei movimenti verticali in atto si osservano marcati inarcamenti o basculamenti di blocchi evidenziati dalla sovrapposizione, in discordanza angolare, di depositi di rampa o di piattaforma su più antichi depositi pelagici o di scarpata talora basculati od erosi. Anche il filone di rocce basiche affiancate a M. La Queglia è legato agli effetti della tettonica distensiva eocenica; tale filone si è messo in posto lungo una frattura in direzione N-S, che si è riattivata successivamente nel Neogene.

Per tutto l'Oligocene l'attività tettonica sinsedimentaria rimane pressoché costante e con le stesse caratteristiche.

Nel Miocene si assiste ad ulteriori e sostanziali modifiche della paleogeografia poiché anche questo settore viene coinvolto dagli effetti della migrazione verso est del *sistema catena-avanfossa*.

Nel Miocene inferiore e medio, questa parte dell'Appennino rappresenta ormai il rialzo periferico del *sistema catena-avanfossa-avanpaese* e la struttura-

zione del settore si accentua.

Tutta la fascia in cui si depositano le *calcareniti di M. Fiore*, in *facies* di scarpata da prossimale a distale, subisce un notevole basculamento e sprofondamento verso est, mentre le parti più interne si sollevano fino ad emergere, e, più all'esterno, nel dominio del Morrone e della Maiella, si depositano invece, su un substrato piuttosto articolato, *facies* di rampa.

Nel Messiniano basale l'Unità *M. Cappucciata-M. Offermo* viene inglobata nel dominio di avanfossa evidenziato dalla deposizione di torbiditi silicoclastiche nella parte alta delle *calcareniti di M. Fiore*, mentre nell'Unità *M. Picca* e nell'Unità *Laga-Queglia* le torbiditi sin-orogeniche si depositano solo dopo la crisi di salinità e l'Unità *Cugnoli-Torre de' Passeri* è ancora nel dominio di avanpaese.

La prima strutturazione in catena dell'Unità *M. Cappucciata-M. Offermo*, si verifica probabilmente nel Messiniano medio-superiore, poiché i *conglomerati di M. Coppe* si depositano in un ambiente di bacino satellite suturando i primi sovrascorrimenti, mentre l'Unità *M. Picca* e l'Unità *Laga-Queglia*, come già accennato, nel Messiniano superiore sono ancora nel dominio di avanfossa, come del resto anche la parte più settentrionale del bacino della Laga.

E' evidente perciò che l'Unità *M. Cappucciata-M. Offermo* costituisce un elemento molto più interno strutturatosi in anticipo sia rispetto alle Unità *M. Picca* e *Laga-Queglia* sia rispetto a quella più settentrionale e l'entità del sovrascorrimento è notevolissima.

All'inizio del Pliocene inferiore entrano nel dominio di catena anche l'Unità *M. Picca*, su cui si imposta un bacino satellite in cui si depositano i *conglomerati di Rigopiano*, e l'Unità *Laga-Queglia*, mentre prende forma l'avanfossa più esterna del *Cellino-Maiella*.

Nella parte alta del Pliocene inferiore anche questo settore viene inglobato nel dominio di catena, mentre quelli più interni subiscono ulteriori deformazioni.

Nel Pliocene medio sulla parte più orientale del bacino del Cellino, ormai strutturatosi in catena con la formazioni di dorsali sottomarine al fronte di altrettanti sovrascorrimenti, si imposta un bacino subsidente, il *bacino periadriatico marchigiano-abruzzese*, mentre la parte più interna della catena va sollevandosi progressivamente. Le numerose sequenze e parasequenze riscontrate nella successione del Pliocene medio-Pleistocene inferiore ed il progressivo basculamento verso est della fascia periadriatica sono indubbiamente legate alle fasi tettoniche e al sollevamento regionale che coinvolgono la catena.

Tra la fine del Messiniano e il Pliocene inferiore, in concomitanza con le fasi principali di strutturazione della catena appenninica abruzzese, si sono avute le prime emersioni cui sono stati collegati i primi processi di erosione e la deposizione dei relativi depositi. A questi appartengono le "*sabbie di Le Vicenne*" (DEVOTO, 1967), deposte in un bacino di *piggy-back* messiniano ed affioranti fuori dal foglio, nell'alta Valle Roveto e nei dintorni di M. Parasano. Successivamente l'area si è lentamente innalzata fino alla fine del Pleistocene inferiore, quando tutta la penisola è stata coinvolta da un più vasto e rapido fenomeno di sollevamento, che

ha portato all'attuale assetto morfologico della catena appenninica (DEMANGEOT, 1965; DUFAURE *et alii*, 1989; DRAMIS, 1992).

Tra il Pliocene superiore e il Pleistocene inferiore (BERTINI & BOSI, 1976; CALAMITA *et alii*, 1994; COLTORTI & PIERUCCINI, 1997) l'area è stata sottoposta ad un regime tettonico estensionale, durante il quale si sono generate faglie normali ad andamento NW-SE, raggruppate in fasci e spesso caratterizzate da vicarianze o trasferimenti lungo motivi trasversali od obliqui. Si è avuta inoltre la riattivazione in senso normale o trastensivo di numerosi elementi più antichi, spesso con caratteristiche cinematiche originarie diverse, a luoghi con accentuati fenomeni di inversione tettonica (BIGI *et alii*, 1995d). In questo contesto hanno avuto origine le depressioni tettoniche intrappenniche, come quella del bacino aquilano, delimitate da scarpate di faglia e contenenti sedimenti lacustri la cui deposizione è iniziata tra il Pliocene superiore e il Pleistocene inferiore.

Verso la fine del Pleistocene inferiore, si è prodotta, come già accennato, una rapida accentuazione del sollevamento regionale che ha determinato incrementi di rilievo fino a oltre 2.000 m lungo l'asse della catena causando anche l'assetto monoclinale dei depositi plio-pleistocenici periadriatici (DRAMIS, 1992). In conseguenza del sollevamento si è prodotto un generale e forte approfondimento dell'erosione lungo le aste fluviali le quali, per erosione regressiva, hanno raggiunto, sventrandole, buona parte delle depressioni intrappenniniche. Il sollevamento ha anche causato, con ogni probabilità, una intensificazione della tettonica distensiva che, in corrispondenza della faglie bordiere delle depressioni, ha messo in affioramento i depositi di riempimento dei bacini lacustri. In alcuni casi, si è avuta verosimilmente una sorta di competizione tra attività delle faglie ed erosione regressiva con alternanze di fasi di sventramento e fasi di chiusura dei bacini.

Contemporaneamente si è verificato un brusco mutamento del clima verso condizioni freddo-aride, alternate a condizioni temperato-umide (WILLIAMS *et alii*, 1988; RUDDIMAN *et alii*, 1989). In corrispondenza delle prime si è avuta la produzione di ingenti quantità di detriti sui versanti denudati dalla copertura vegetale ed il loro accumulo alla base degli stessi o, dopo la presa in carico da parte di acque correnti superficiali, lungo corsi torrentizi e fluviali a formare conoidi alluvionali, nelle aree intramontane (tra i quali particolarmente sviluppati e ben conservati sono quelli depositati nel *Pleniglaciale würmiano*) e depositi di piana fluviale nella fascia collinare periadriatica. Questo ultimi venivano reincisi nelle fasi interglaciali con il ritorno di condizioni climatiche temperato-umide, allorché i versanti venivano nuovamente ricoperti di vegetazione e le acque correnti, prive di carico detritico riacquistavano capacità erosiva. L'interazione tra alternanze climatiche e sollevamento ha così prodotto nelle valli la sequenza di terrazzi alluvionali presenti nelle valli (DRAMIS, 1992). Il modello climatico si applica solo in parte ai terrazzi più bassi, di età olocenica, nella cui genesi ha svolto un ruolo importante l'attività antropica (GIRAUDI, 1995a; COLTORTI, 1997).

X - ASPETTI E PROBLEMATICHE APPLICATIVE

I.1. -CENNISULLASISMICITÀ,LAFRANOSITÀ,L'EROSIONEDELSUOLOELEESONDAZIONI (M.Colorti)

Il fronte di sovrascorrimento del Gran Sasso d'Italia non solamente divide il foglio in due settori caratterizzati dall'affioramento di litotipi molto differenti ma separa anche un'area ad occidente caratterizzata da quote medie elevate da una in cui l'altitudine media decresce progressivamente verso oriente. Nel settore calcareo gli allineamenti di faglia ad attività neotettonica costituiscono uno degli elementi di maggiore pericolosità. Tra l'altro tutta l'area sembra essere stata interessata, almeno dal Pleistocene inferiore, da processi di inversione tettonica che sovente hanno ripreso faglie più vecchie, riattivandole verso ovest (BIGI *et alii*, 1995). L'attività tettonica recente è maggiormente concentrata nella parte settentrionale ed in quella più orientale del foglio (vedi capitolo relativo) dove sono presenti scarpate di faglia fresche, alcune delle quali ubicate sulla prosecuzione di elementi presenti nei fogli limitrofi e già oggetto di studi specifici (GIRAUDI, 1994; 1998). In corrispondenza di tali scarpate o nelle loro immediate vicinanze sono stati edificati i centri di Succiano, Caporciano, Civitaretenga, Navelli, Castel del Monte ed Ofena.

Lungo il Tirino le faglie che bordano la omonima depressione tettonica non dislocano i conoidi alluvionali del Pleistocene superiore indicando come i movimenti tettonici non siano stati particolarmente attivi nell'Olocene. I terremoti non hanno tuttavia risparmiato tali aree e in particolare l'evento del 1706, pur avendo interessato principalmente la Maiella ed il Morrone, ha causato danni ingenti anche a Bussi ed a Torre de' Passeri (CNR-PFG, 1985).

Nel settore calcareo del foglio i movimenti franosi sono praticamente assenti e/o di limitata estensione. Unica eccezione al riguardo è costituita dalla frana

del Monte Roccatagliata. Si tratta di un fenomeno complesso la cui scarpata principale è ubicata sulle pendici orientali del monte omonimo, sede tra l'altro di un esteso espandimento laterale che ha generato una estesa trincea parzialmente colmata di detriti. Verso valle il movimento franoso evolve in colata ricoprendo localmente l'apice della conoide tardiglaciale di Bussi.

Nel settore orientale dell'area, all'interno delle sezioni Torre de' Passeri e Catignano, i movimenti franosi assumono particolare rilevanza ed alcuni di essi generano ed hanno generato problemi enormi anche a numerosi centri abitati. Si tratta per lo più di scorrimenti rotazionali o roto-traslazionali che evolvono in colata nella parte inferiore del versante. Tristemente note sono le frane di Alanno, Pescosansonesco e Tocco da Casauria. In particolare la gravità delle lesioni sui due ultimi abitati ne aveva permesso l'inserimento nella lista dei centri abitati da trasferire (rispettivamente L.9.7.1980 n°445 e D.R.17.5.1933 n°1333). Numerosi sono stati anche i centri storici ammessi a consolidamento come Alanno (D.R.23.5.1932 n°911), Catignano (D.R.23.5.1920 n°201), Carpineto della Nora (D.L.2.3.1916 n°299), Castiglione a Casauria (D.L.28.10.1917 n°283) e Civitella Casanova (D.L.28.10.1917 n°283).

L'erosione del suolo nel settore calcareo è ridotta anche in seguito ai diffusi processi di riforestazione iniziati alla fine del secolo scorso e soprattutto a partire dagli anni '50, dopo il graduale abbandono delle pratiche pastorali. Questi fenomeni risultano molto più diffusi e generalizzati nel settore orientale del foglio essendo favoriti dalla litologia, contraddistinta da alternanze pelitico arenacee, e dalle elevate pendenze dei versanti, soprattutto in corrispondenza dei principali assi vallivi. Numerosi sono i fossi di erosione concentrata che localmente, unitamente alla presenza di movimenti di colata diffusi, danno origine a morfologie calanchive. A nord est di Catignano, tali morfologie sembrano essere state attivate dall'irripidimento del versante generato dall'erosione laterale del Nora.

L'area montana non presenta oggi problemi particolari relativi ad alluvioni e nel bacino periadriatico anche il Pescara, fino a Piano d'Orta, è interessato piuttosto da un generale fenomeno di approfondimento dell'alveo. Limitati fenomeni di esondazione si sono verificati in passato a valle di questa località lungo il T. Nora, in aree non urbanizzate.

1.2. - CENNI DI IDROGEOLOGIA (M. Petitta)

L'idrogeologia delle aree di piattaforma carbonatica appenninica è caratterizzata da estesi acquiferi, rappresentati dalle sequenze carbonatiche che costituiscono le principali dorsali montuose, la cui permeabilità è molto elevata per fratturazione e carsismo. L'effetto del carsismo si esplica soprattutto nelle aree di ricarica, all'interno dei rilievi, in particolare dove sono presenti aree endoreiche di estensione notevole.

Questi importanti acquiferi, estesi in genere per diverse centinaia di chilometri quadrati, vanno ad alimentare sorgenti basali di portata elevata, poste alla

periferia dei massicci, a quote topograficamente depresse, dove l'acquifero viene tamponato da sedimenti a permeabilità limitata. I limiti di permeabilità sono costituiti da depositi terrigeni flyschoidi tardomiocenici o da sedimenti plio-quadernari di riempimento delle valli fluviali e delle depressioni intramontane. I sedimenti che hanno riempito tali depressioni, costituiti da depositi di versante, depositi fluviali e sedimenti lacustri e/o palustri, presentano una permeabilità variabile in funzione della granulometria e della cementazione, generalmente inferiore a quella degli acquiferi carbonatici, consentendo in qualche caso travasi sotterranei dalle falde regionali verso gli acquiferi porosi multistrato.

Nel territorio del Foglio "Torre de'Passeri", l'elemento idrogeologico principale è dato dalla presenza del settore caudale sudorientale della dorsale del Gran Sasso, sede delle emergenze più importanti e copiose dell'intero sistema idrogeologico. Infatti, nella valle del Fiume Tirino sono ubicate sorgenti basali che erogano complessivamente una portata attualmente superiore a $12 \text{ m}^3/\text{s}$ (BONI *et alii*, 1986; CELICO, 1983).

Essendo il bacino idrografico del Fiume Tirino di estensione limitata (nell'ordine dei 100 km^2), il suo regime viene fortemente influenzato dagli apporti sorgivi, che ne sostengono l'ingente flusso di base, cui corrisponde un contributo delle acque superficiali quasi nullo, tenuto conto anche della elevata permeabilità delle rocce affioranti nel bacino imbrifero.

Le sorgenti principali (MASSOLI-NOVELLI & PETITTA, 1998) sono quella di Capodacqua ($3 \text{ m}^3/\text{s}$), che da origine al ramo omonimo di sinistra del Fiume Tirino, quella di Presciano (circa $2 \text{ m}^3/\text{s}$), da cui parte il ramo in destra idrografica, e più a valle la sorgente basale di Bussi, denominata anche Basso Tirino, indicata spesso in letteratura come apporto in alveo e recentemente identificata come apporto localizzato nell'alveo del Tirino, ubicata proprio in corrispondenza di una derivazione a scopo idroelettrico/industriale (MASSOLI-NOVELLI & PETITTA, 1998). Quest'ultima sorgente, la cui portata è stata misurata indirettamente e valutata circa $6 \text{ m}^3/\text{s}$, rappresenta l'emergenza ultima della falda basale del Gran Sasso, essendo ubicata proprio in corrispondenza di un'importante discontinuità tettonica. Anche studi effettuati sui caratteri chimici delle acque sorgive del Tirino (STIGLIANO *et alii*, 1999) indicano un'unica provenienza da parte del sistema idrogeologico del Gran Sasso, evidenziando inoltre un possibile percorso sotterraneo, da Capodacqua e Presciano verso Basso Tirino, corrispondente a variazioni minime ma significative in particolari rapporti caratteristici tra elementi chimici maggiori contenuti nelle acque sorgive.

Alla portata complessiva delle sorgenti del Tirino contribuiscono altre sorgenti localizzate, situate tra Capestrano e Bussi, soprattutto in destra idrografica, e una sorgente lineare di circa $1 \text{ m}^3/\text{s}$, presente nello stesso tratto, immediatamente a monte del centro abitato di Bussi.

Gli affioramenti carbonatici della struttura idrogeologica del Gran Sasso, presenti sia ad ovest che ad est della valle del Tirino, costituiscono importanti aree di ricarica per l'acquifero, soprattutto per quanto riguarda il settore occidentale, sia perché più distante dal fronte tettonico del Gran Sasso, sia per la presenza

di aree endoreiche come la piana di Navelli. Vista l'entità delle portate erogate dalle sorgenti del Tirino, la loro area di alimentazione è certamente estesa fino a comprendere anche il cuore del massiccio del Gran Sasso, comprendendo probabilmente anche la depressione di Campo Imperatore.

Il settore orientale del foglio è occupato invece dalle formazioni della Laga e del Cellino, che assumono un'importanza idrogeologica inferiore, costituendo in genere gli *aquicludes* degli acquiferi carbonatici regionali. In virtù delle variazioni litologiche nelle rispettive successioni stratigrafiche, localmente possono essere presenti falde idriche sotterranee di limitata estensione e potenzialità, che alimentano sorgenti di portata ridotta (fino ad un massimo di qualche decina di litri al secondo), caratterizzate da notevoli variazioni stagionali di regime.

Lungo la valle del Fiume Pescara, oltre ai contributi sorgivi possibili nelle Gole di Popoli (che interessano soprattutto il limitrofo Foglio "Sulmona"), si osservano alcune emergenze di acque sulfuree e più genericamente mineralizzate, nel settore di Tocco da Casauria. La portata di queste sorgenti è comunque nell'ordine del litro al secondo.

Sempre nel settore sudorientale dell'area in esame, va segnalata infine la presenza del Fiume Orta, affluente di destra del Fiume Pescara, proveniente dalle pendici della Maiella. Nell'alveo dell'Orta venivano segnalati in letteratura dei contributi in alveo valutati in circa 0.8 m³/s (CELICO, 1983), la cui presenza non è stata confermata da recenti ricerche effettuate nella zona e più in generale sulla dorsale della Maiella (RUSI, 1999).

1.3. - RICERCHE DI IDROCARBURI (G. Ciotoli)

L'area compresa nel Foglio "Torre de' Passeri", limitata a sud dal Fiume Pescara e a nord dal Torrente Barricello è nota per le abbondanti manifestazioni superficiali liquide (Tocco a Casauria) e solide (calcarei asphaltici). Essa è caratterizzata dalla presenza di calcari organogeni del Miocene medio, coperti da argille del Pliocene e del Messiniano.

Tutto il settore è stato oggetto di ricerche intensive di idrocarburi, tuttora in corso, condotte dalle più importanti compagnie petrolifere (AGIP Mineraria e Montedison) sin dagli anni '50. Nell'area sono stati perforati numerosi pozzi che hanno contribuito a migliorare le conoscenze geologiche del sottosuolo e che hanno fornito importanti indicazioni sulle dimensioni e la geometria dei maggiori orizzonti produttivi.

Nel 1955 in questi calcari furono scoperti i campi di Cigno (PETROSUD) e Vallecupa (ENI). Nei pressi di Alanno (Pescara) sono stati perforati una trentina di pozzi a profondità variabile tra i 700 ed i 3000 m tra i quali i più importanti sono Cigno 1, Cigno 6, Cigno 25, Cugnoli 1, Vallecupa 2, Madonna della Croce 2, Pescara 1 e Pescara 2. L'esito della prova di strato del pozzo Cigno 1 ha alimentato le speranze di un possibile sfruttamento del giacimento: il pozzo erogò spontaneamente una portata di 450 m³/giorno di grezzo leggero (35° API). Purtroppo

le fratture dei calcari miocenici non si dimostrarono in grado di provvedere ad un sollecito drenaggio dei giacimenti, e la produttività dei pozzi diminuì rapidamente passando dalle 20-30 tonn/giorno dei primi mesi fino a 2-5 tonn/giorno. In totale il pozzo Cigno 1 erogò solo 2000 tonnellate di grezzo prima di mettersi a produrre acqua. Nel 1958 il giacimento di Vallecupa produceva circa 80 mc/giorno da 20 pozzi, mentre il campo Cigno produceva circa 10-20 mc/giorno da un minor numero di sondaggi, e pertanto fu decisa la sospensione di ogni ulteriore perforazione di coltivazione nella zona di Alanno.

Nel 1958 maggiore importanza rivestono le ricerche condotte dalla Soc. Montedison che hanno permesso l'individuazione di un importante giacimento a gas metano nella Formazione del Cellino nella valle della fiume Vomano (Teramo). Si tratta di uno dei primi ritrovamenti di idrocarburi nel Pliocene dell'Italia peninsulare, che ha aperto un nuovo tema di ricerca poi ampiamente sviluppato lungo tutta la fascia del versante adriatico. Nel campo di Cellino sono stati perforati una quarantina di pozzi, molti dei quali produttivi, che oltre allo sfruttamento del giacimento hanno consentito la ricostruzione delle caratteristiche stratigrafiche e strutturali del sottosuolo fino ad una profondità di circa 2500 m. Il campo gassifero contiene circa due miliardi di metri cubi estraibili di metano in sabbie del Pliocene inferiore e del Miocene superiore.

L'intera sequenza deposizionale della Formazione Cellino non sembra costituire un singolo serbatoio ma una successione di trappole che hanno permesso la mineralizzazione in differenti livelli sabbiosi ognuno caratterizzato dalla presenza di un'interfaccia gas-acqua. La continuità di sottili strati argillosi garantisce una buona copertura impermeabile per ciascun giacimento. Alcuni pozzi (Cellino 5, Cellino 26 e Cellino 8), localizzati alla stessa quota strutturale intercettano tre superfici di separazione gas-acqua a profondità stratigraficamente correlabili pari a 1100, 1230 e 1270m. Le mineralizzazioni sembrano essere correlate con una migrazione dei fluidi da occidente, ed in particolare dovute in qualche modo ad uno movimento differenziato di acque di strato contenenti elevate concentrazioni di idrocarburi gassosi disciolti.

1.4. - MATERIALI DA COSTRUZIONE - CAVE (G. Conte)

Rocce carbonatiche: Nei pressi di Capestrano (Collelungo, Navelli-Colle Asprino, ecc...) sono attualmente attive alcune cave impostate su terreni riferibili ai "calcari cristallini" mesozoici: ECC e CTNct, impiegati per la produzione di inerti. Alcuni di questi impianti lavorano a regime continuativo. Il materiale viene sottoposto a macinazione e vaglio per ricavare differenti pezzature. Il calcare presenta un colore bianco candido, e lo caratterizza l'estrema purezza. Per questo motivo viene anche ridotto ad una granulometria particolarmente fine per un impiego nell'industria alimentare come integratore per i mangimi.

Sabbie: Poco distante dal comune di Capestrano, presso S. Pancrazio, vengo-

no cavate sabbie da depositi travertinosi localmente chiamati “pozzolane”. Altri depositi travertinosi si segnalano nelle immediate vicinanze di Torre de’ Passeri. Le sabbie provenienti da una cava situata alle porte del centro abitato sono state utilizzate soprattutto per la realizzazione di opere di sottofondo di un tratto dell’adiacente autostrada Pescara - L’Aquila.

Gessi: E’ in corso da svariati decenni l’attività estrattiva dei gessi nella zona di S. Valentino in Abruzzo Citeriore, Bolognano, Lettomanoppello (F°361) Corfinio (F°369). Le cave di gesso hanno avuto per lo più conduzione artigianale e saltuaria. Recentemente alcuni impianti sono stati acquisiti dalla società francese Lafargessi che destina tutto il materiale come materia prima per l’industria degli intonaci e dei pannelli, per un quantitativo annuo di materiale cavato oscillante tra 1,5 e 2 milioni di quintali (tra il 1998-2000). Un’altra ditta, locale, gestisce il resto degli impianti estrattivi destinando il materiale esclusivamente ai cementifici.

I gessi fanno parte della successione evaporitica messiniana (GES). Possono presentarsi in forma microcristallina ovvero in grandi spati sia grigi che marrone scuro per la presenza di impregnazioni bituminose (gessi bituminosi), sia trasparenti sia bianchi (alabastrini gessosi). Ai gessi può trovarsi associato dello zolfo. Quest’ultimo è un prodotto della riduzione del gesso in presenza di bitume. Talvolta, presso S. Valentino si possono rinvenire lastre di gesso aventi una faccia “pulita”, l’altra impregnata di bitume e all’interno, lungo un piano parallelo intermedio, uno strato di zolfo nativo.

Asfalto: Sempre nei pressi di S. Valentino e Bolognano erano fino a pochi anni fa attive miniere di calcare asphaltifero. Altre località ove affiorano rocce asphaltifere sono Capestrano e Campo Imperatore. La struttura delle inclusioni di bitume nella roccia sono essenzialmete di tipo filoniano. Gli oli a base asphaltica, ad elevato contenuto in nafteni, impregnano la roccia risalendo lungo percorsi coincidenti con superfici di dislocazione e con le strutture tettoniche ad esse associate (brecce tettoniche, cataclasi etc.).

Nei giacimenti di S. Valentino, il bitume si rinviene soprattutto nelle calcareniti a briozoi (CBZ3) del Miocene medio.

Le aree di interesse minerario ricadenti nel foglio rappresentano solo una parte limitata dell’insieme dei terreni asphaltiferi presenti sul versante settentrionale del gruppo della Maiella. Il prodotto estratto ha trovato impiego soprattutto nell’industria del cemento, nella produzione di oli lubrificanti, in quella delle mattonelle di asfalto, e del mastice e della polvere per le costruzioni stradali.

Argille per laterizi: Materiale utile per la produzione di laterizi attualmente risulta essere cavato solo in poche località. Impianti estrattivi con relative fornaci degni di nota sono quelli di Alanno. L’attività estrattiva è concentrata in cave ubicate appena fuori del limite orientale del foglio, lungo una fascia di terreni argillosi marini plio-quadernari tra la provincia di Pescara e di Chieti.

BIBLIOGRAFIA

- ACCORDI B. (1964) - *Lineamenti strutturali del Lazio e dell'Abruzzo meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **4**(1): 595-633.
- ACCORDI B. (1966) - *La componente traslativa nella tettonica dell'Appennino laziale-abruzzese*. Geol. Romana, **5**: 355-406.
- ACCORDI G., CARBONE F., CIVITELLI G., CORDA L., DE RITA D., ESU D., FUNICIELLO R., KOTSAKIS T., MARIOTTI G. & SPOSATO A. (1988a) - *Carta delle litofacies del Lazio-Abruzzo ed aree limitrofe*. C.N.R., Prog. Fin. Geodinamica, Quad. Ric. Scient, **114**(5).
- ACCORDI G., CARBONE F., CIVITELLI G., CORDA L., DE RITA D., ESU D., FUNICIELLO R., KOTSAKIS T., MARIOTTI G. & SPOSATO A. (1988b) - *Note illustrative della carta delle litofacies del Lazio-Abruzzo ed aree limitrofe*. C.N.R., Prog. Fin. Geodinamica, Quad. della Ric. Scient., **114**(5): 223 pp.
- ACCORDI G., CARBONE F. & SIRNA G. (1987) - *Presenza di Senoniano a Rudiste lungo il margine aquilano del Gran Sasso*. Rend. Soc. Geol. It., **10**: 79-82.
- ADAMOLI L. (1992) - *Evidenze di tettonica d'inversione nell'area Corno Grande - Corno Piccolo (Gran Sasso d'Italia)*. Boll. Soc. Geol. It., **111**: 53-66.
- ADAMOLI L., BERTINI T., CHIOCCHINI M., DEIANA G., MANCINELLIA., PIERUCCINI U. & ROMANO A. (1978) - *Ricerche geologiche sul Mesozoico del Gran Sasso d'Italia (Abruzzo).II. Evoluzione tettonico-sedimentaria dal Trias superiore al Cretaceo inferiore dell'area compresa tra il Corno Grande e S.Stefano di Sessanio (F. 140 Teramo)*. Studi Geol. Camerti, **4**: 7-18.
- ADAMOLI L., BERTINI T., CHIOCCHINI M., DEIANA G., MANCINELLIA., PIERUCCINI U. & ROMANO A. (1981-82a) - *Ricerche geologiche sul Gran Sasso d'Italia (Abruzzo).V. Evoluzione tettonico-sedimentaria dal Trias superiore al Cretaceo inferiore dell'area compresa tra M. Camicia ed Ofena (F. 140 Teramo)*. Studi Geol. Camerti, **7**: 89-96.
- ADAMOLI L., BERTINI T., DEIANA G., PIERUCCINI U. & ROMANO A. (1981-82b) - *Ricerche geologiche sul Gran Sasso d'Italia (Abruzzo). VI. Primi risultati dello studio strutturale della catena del Gran Sasso d'Italia*. Studi Geol. Camerti, **7**: 97-104.
- ADAMOLI L., BIGOZZIA., CIARAPICA G., CIRILLI S., PASSERI L., ROMANO A., DURANTI F. & VENTURI F. (1990) - *Upper Triassic bituminous facies and Hettangian pelagic facies in the Gran Sasso range*. Boll. Soc. Geol. It. **109**: 219-230.
- ADAMOLI L., MANCINELLIA., PIERUCCINI U. & ROMANO A. (1984) - *Ricerche geologiche sul Gran Sasso d'Italia (Abruzzo). VIII. Età e significato paleoambientale degli "Scisti bituminosi"*. Studi Geol. Camerti, **9**: 7-14.
- ADAMOLI L., MANGANELLI V., PIERUCCINI U. & ROMANO A. (1981- 82c) - *Ricerche geologiche sul Gran Sasso d'Italia (Abruzzo). VII. La zona tra Valle Fredda e Valle dell'Inferno (Prov. di L'Aquila e Teramo)*. - Studi Geol. Camerti, **7**: 105-122.
- AMBROSETTI P., CARRARO F., DEIANA G. & DRAMIS F. (1982) - *Il sollevamento dell'Italia centrale tra il Pleistocene inferiore e il Pleistocene medio*. CNR-

Progetto Finalizzato “Geodinamica”: Contributi conclusivi per la realizzazione della Carta Neotettonica d’Italia, p. 2: 219-223.

- BARBIERI M. & FERRINI V. (1984) - *Il rapporto $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ nella ipoabissalite di Pescosanesco (Pescara)*. Rend. Soc. It. Miner. Petrol., **39**(2): 497-501.
- BARNABA P.F. (1987) - *Documenti di geologia degli idrocarburi ed esplorazione geologicadel sottosuolo*. A cura di P.F. Barnaba.
- BARTOLINI C. (1982) - *Su alcune superfici sommitali dell’Appennino settentrionale (Province di Lucca e Pistoia)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **3**: 42-60.
- BELLA F., DELLA MONICA G., ERMINI A., SGRIGNA V. & BIAGI P.F. (1986) - *Geophysical investigations about the carbonatic structure of M. La Queglia (Abruzzo, Central Italy)*. Il Nuovo Cimento, **9**: 1021-1033.
- BELLINI E. (1957) - *Segnalazione di una roccia serpentinoso nell’Appennino pescarese*. Boll. Serv. Geol. d’It., **79**(3-4-5): 745-747.
- BENELO E. (1943) - *Note illustrative della Carta Geologica d’Italia alla scala 1:100.000 - Foglio 146 “Sulmona”*. Servizio Geologico d’Italia, Roma: 55 pp.
- BERGGREN W.A., HILGEN F.J., LANGEREIS C.G., KENT D.V., OBRADOVICH J.D., RAFFI I., RAYMO M.E. & SHACKLETON N.J. (1995) - *Late Neogene chronology: New perspectives in high-resolution stratigraphy*. GSA Bulletin, **107**: 1272-1287.
- BERGGREN W.A., KENT D.V., SWISHER C.C. & AUBRY M.P. (1995) - *A revised Cenozoic Geochronology and Chronostratigraphy*. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineral., **54**: 129-212. Tulsa, Okla.
- BERTI D., BIGI S., CENTAMORE E., DRAMIS F., FARABOLLINI P. & MAZZEI A. (1991) - *Segnalazione di livelli vulcanoclastici nel Pescarese*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1991/2: 307-311
- BERTINI T. & BOSI C. (1976) - *Sedimenti continentali probabilmente pliocenici nella valle del Salto e nella conca del Fucino (Rieti e L’Aquila)*. Boll. Soc. Geol. It., **95**(3-4): 767-801.
- BERTINI T. & BOSI C. (1978) - *Dati preliminari sulla tettonica dei Fogli 145 “Avezzano” e 146 “Sulmona”*. C.N.R., Prog., Final. “Geodinamica”, **155**: 21-34.
- BERTINI T., BOSI C. & GALADINI F. (1989) - *La conca di Fossa-S. Demetrio dei Vestini*. In: SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA - *Elementi di tettonica pliocenico-quadernaria ed indizi di sismicità olocenica nell’Appennino Laziale-Abruzzese*, Guida all’escursione. C.N.R., E.N.E.A. - P.A.S., L’Aquila, 26-58.
- BERTINI T. & BOSI C. (1993) - *La tettonica quaternaria della Conca di Fossa*. Il Quaternario, **6**(2): 293-314.
- BIAGI P.F., DELLA MONICA G., FERRINI V. & PICCONE A. (1981) - *Rilievi geomagnetici e geopetrografici nell’area di affioramento della piroclastite di Raiano (Conca Peligna, L’Aquila, Abruzzo)*. Periodico di Mineralogia, **50**: 257-268.
- BIGI S. & DI BUCCI D. (1987) - *Rilevamento geologico-strutturale della struttura di M. Picca e di La Queglia (Appennino Abruzzese)*. Geol. Romana, **26**: 413-418.

- BIGI S., CALAMITA F., CENTAMORE E., DEIANA G., RIDOLFI M. & SALVUCCI R. (1991) - *Assetto strutturale e cronologia della deformazione della "zona d'incontro" tra le aree umbro-marchigiana e laziale-abruzzese (Marche meridionali e Lazio-Abruzzo settentrionale)*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1991/2: 21-26.
- BIGI S., CALAMITA F., CELLO G., CENTAMORE E., DEIANA G., PALTRINIERI W. & RIDOLFI M. (1995a) - *Evoluzione messiniano - pliocenica del sistema catena - avanfossa nell'area marchigiana - abruzzese esterna*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1995/1: 29-36.
- BIGI S., CALAMITA F. & CENTAMORE E. (1995b) - *Caratteristiche geologico - strutturali dell'area abruzzese ad oriente del Gran Sasso*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1995/2: 67-76.
- BIGI S., CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., DIDASKALOU P., DRAMIS F., FARABOLLINI P., GENTILI B., INVERNIZZI C., MICARELLIA., NISIO S., PAMBIANCHI G. & POTETTI M. (1995c) - *La fascia periadriatica marchigiano-abruzzese dal Pliocene medio ai tempi attuali: evoluzione tettonico-sedimentaria e geomorfologica*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1995/1: 37-49.
- BIGI S., CENTAMORE E., DRAMIS F. & SALVUCCI R. (1995d) - *Sistemi distensivi in due settori dell'Appennino centrale*. Il Quaternario, **8** (1): 71-82.
- BIGI S., CALAMITA F., CELLO G., CENTAMORE E., DEIANA G., PALTRINIERI W. & RIDOLFI M. (1996) - *The external Marche-Abruzzi messinian foredeep in the frame of the evolution of the Central Apennines*. Notes et Mem. Serv. Géol. Maroc., **387**: 157-161.
- BIGI S., CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., DIDASKALOU P., MICARELLIA., NISIO S., PENNESI T. & POTETTI M. (1997) - *The periadriatic basin (Marche - Abruzzi sector, Central Italy) during the Plio-Pleistocene*. Giorn. Geol., **59** (1-2): 245-259.
- BIGOZZI A. (1994) - *Storia evolutiva ed inquadramento sequenziale dell'area del Gran Sasso nell'intervallo Trias superiore - Lias inferiore*. Atti Ticinesi Sc. Terra, ser. spec., **2**: 73-95.
- BIGOZZI A., CIARAPICA G., CIRILLI S. & PASSERI L. (1991) - *Eteropia di facies nel Trias superiore e nel Lias inferiore del Gran Sasso*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1991/2: 115-131.
- BISCI C., DRAMIS F., GENTILI B., CICCACCI S. & KOTARBA A. (1993) - *Glaciated valley land system of Campo Imperatore, Gran Sasso (Central Italy)*. Programme with Abstracts, Third International Geomorphology Conference, August 1993, Hamilton (Canada): 103 pp.
- BISCI C., DRAMIS F., GENTILI B., CICCACCI S. & KOTARBA A. (1999) - *The extent of Pleistocene glaciations in the western part of the Campo Imperatore (Gran Sasso Massif, Central Italy)*. Landform Analysis, **2**: 37-43.
- BLUMETTI A.M., COLTORTI M., DRAMIS F. & FARABOLLINI P. (1990) - *Due sezioni stratigrafiche nel Pleistocene medio della Conca di Norcia: implicazioni geomorfologiche e neotettoniche*. Rend. Soc. Geol. It. **13**: 17-26.
- BOCCALETTI M., BONINI M., MORATTI G. & SANI F. (1995) - *Nuova ipotesi sulla genesi ed evoluzione dei bacini post-nappe nell'area interna dell'Appennino*

settenzionale. Studi Geol. Camerti, Vol. spec., 1995/1: 51-72.

- BOCCALETTI M., CALAMITA F., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., DEIANA G., MICARELLI A., MORATTI G. & POTETTI M. (1986) - *Evoluzione dell'Appennino tosco-umbro-marchigiano durante il Neogene*. Giorn. Geol., **48**: 227-233.
- BOCCALETTI M., CALAMITA F., CENTAMORE E., DEIANA G., DONDI L., GELATI R., MASSARI L., MORATTI G. & RICCI LUCCHI F. (1987) - *The Neogene tectonic phases of the Northern Apennines- South Alpine system: their significance in relation to the foordeep sedimentation*. Ann. Ist. Geol. Publ. Hung, **70**: 201-208.
- BONARELLI G. (1932) - *Il Quaternario della Valle di Nora in territorio di Catignano, prov. di Pescara*. Boll. Soc. Geol. It., **50**: 113-116.
- BONI C., BONO P. & CAPELLI G. (1986) - *Schema Idrogeologico dell'Italia centrale, scala 1/500.000*. Mem. Soc. Geol. It. **35**: 991-1012
- BOSI C. (1975) - *Osservazioni preliminari su faglie probabilmente attive nell'Appennino centrale*. Boll. Soc. Geol. It., **94**(4): 827-859.
- BOSI C. & BERTINI T. (1970) - *Geologia della media valle dell'Aterno*. Mem. Soc. Geol. It., **9**(4): 719-777.
- BOSI C., CITTADINI A., DE CASA G., MESSINA P. & PALIERI L. (1991) - *Dati preliminari su alcune successioni tufitiche pleistoceniche dell'Appennino Abruzzese*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1991/2: 313-317.
- BOSI C., GALADINI F. & MESSINA P. (1995) - *Stratigrafia plio-pleistocenica della conca del Fucino*. Il Quaternario, **8**(1): 83-94.
- BOSI C. & MESSINA P. (1990) - *Elementi di stratigrafia neogenico-aterniana tra il Fucino e la valle del Giovenco (L'Aquila)*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **38**: 85-96.
- BOSI C. & MESSINA P. (1991) - *Ipotesi di correlazione morfo-litostratigrafiche plio-pleistoceniche nell'Appennino Laziale-Abruzzese*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1991/2: 257-263.
- BUCCOLINI M. & GENTILI B. (1995) - *Deformazioni gravitative profonde e frane di "La Queglia" (Appennino centrale - Abruzzo)*. Mem. Soc. Geol. It., **50**: 59-66.
- CALAMITA F., COLTORTI M., DEIANA G., DRAMIS F. & PAMBIANCHI G., (1982) - *Neotectonic evolution and geomorphology of the Cascia and Norcia depressions*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **5**: 263-276.
- CALAMITA F., COLTORTI M., FARABOLLINI P. & PIZZIA A. (1994) - *Le faglie normali quaternarie nella dorsale appenninica umbro-marchigiana: proposta di un modello di tettonica di inversione*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. CROP.18: 211-225.
- CALAMITA F., COLTORTI M., PIERUCCINI P. & PIZZIA A., (1999) - *Evoluzione strutturale e morfogenesi Plio-Quaternaria dell'Appennino Umbro-Marchigiano tra il Pedappennino Umbro e la costa Adriatica*. Boll. Soc. Geol. It. **118**: 125-139.
- CALDERONI G., COLTORTI M., CONSOLI M., FARABOLLINI P., DRAMIS F., PAMBIANCHI G. & PERCOSSI E. (1989) - *Degradazione dei versanti e sedimentazione nei pressi di Borgiano (Appennino marchigiano) durante l'Olocene recente*. Atti

- Conv. "Morfogenesi e stratigrafia dell'Olocene", Mem. Soc. Geol. It., **42**: 301-310.
- CALDERONI G., COLTORTI M., DRAMIS F., MAGNATTI M. & CILLA G. (1992) - *Sedimentazione fluviale e variazioni climatiche nell'alto bacino del Fiume Esino durante il Pleistocene superiore*. In: *Fenomeni di erosione e alluvionamento degli alvei fluviali*. Università degli Studi di Ancona, Dipartimento di Scienze dei Materiali e della Terra, Ancona: 171-190.
- CANDE S.C. & KENT D.V. (1992) - *A new geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic*. Journal Geophysical Research, **97**: 13917-13951.
- CANDE S.C. & KENT D.V. (1995) - *Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic*. Journal of Geophysical Research, **100**(B4): 6093-6295.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., MICARELLI A. & POTETTI M. (1982) - *Tectonic-sedimentary evolution of the northwestern part of the Laga basin (Upper Miocene-Lower Pliocene, central-southern Marche)*. Mem. Soc. Geol. It., **8**: 221-232.
- CANTALAMESSA G., CASNEDI R., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., COLALONGO M.L., CRESCENTI U., MICARELLI A., NANNI T., PASINI G., POTETTI M. & RICCI LUCCHI F. (1986) - *Il Plio-Pleistocene marchigiano-abruzzese*. Guida all'escursione, 73° Congresso SGI: 43 pp.
- CARRARA C. (1998) - *I travertini della Valle del Pescara tra Popoli e Tor de' Passeri (Abruzzo, Italia centrale)*. Il Quaternario, **11**(2): 163-178.
- CASNEDI R., FOLLADOR U. & MORUZZI G. (1976) - *Geologia del campo gassifero di Cellino (Abruzzo)*. Boll. Soc. Geol. It., **95**(5): 891-901.
- CASNEDI R., CRESCENTI U. & TONNA M. (1982) - *Evoluzione dell'avanfossa adriatica meridionale nel Plio-Pleistocene, sulla base di dati di sottosuolo*. Mem. Soc. Geol. It., **24**: p. 2, 243-260.
- CASNEDI R. (1983) - *Hydrocarbon-bearing submarine fan system of Cellino Formation, Central Italy*. Am.Ass. of Petrol. Geol., **67**: 359-370.
- CASNEDI (1986) - *Effetti della subsidenza sulla geometria di corpi terrigeni nel Pliocene inferiore abruzzese*. Mem. Soc. Geol. It., **35**(1): 157-162.
- CASNEDI R. (1991) - *L'avanfossa abruzzese tra i fiumi Vomano e Pescara nel Pliocene inferiore: rapporti tra sedimentazione e tettonica*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1991/2: 375-379.
- CASNEDI R. & MOSNA S. (1992) - *Natura e provenienza di conglomerati basali del Pliocene inferiore abruzzese (avanfossa periadriatica)*. Atti Ticinesi Sc. Terra, **35**: 135-143.
- CASNEDI R. & SERAFINI G. (1994) - *Interpretazione geologica della sezione sismica nella Valle del Vomano (Abruzzo)*. Atti Ticinesi Sc. Terra, vol. spec. 2: 45-49.
- CASTELLARINA A., COLACICCHI R. & PRATURLONA. (1978) - *Fasi distensive, trascorrenze e sovrascorrimenti lungo la "linea Ancona-Anzio" dal Lias medio al Pliocene*. Geol. Romana, **17**: 161-189.

- CAHUZAC B. & POIGNANT A. (1997) - *Essai de biozonation de l'Oligo-Miocène dans les bassins européens à l'aide des grands foraminifères néritiques*. Bull. Soc. Géol. Fr., **168**(2): 155-169, Paris.
- CATI L., COLALONGO M.L., CRESCENTI U., D'ONOFRIO S., FOLLADOR U., PIRINI C., POMESANO CHERCHI A., SALVATORINI G., SARTONI S., PREMOLI SILVA I., WEZEL F.C., BERTOLINO V., BIZON G., BOLLI M., BORSETTI A.M., DONDI L., FEINBERG H., JENKINS D.G., PERCONIG E., SAMPÒ M. & SPROVIERI R. (1968) - *Biostratigrafia del Neogene mediterraneo basata sui foraminiferi planctonici*. Boll. Soc. Geol. It., **87**(3): 491-503.
- CELICO P. (1983) - *Idrogeologia dei massicci carsici, delle piane quaternarie e delle aree vulcaniche dell'Italia centro-meridionale (Marche e Lazio meridionali, Abruzzo, Molise e Campania)*. Quad. Cassa Mezzogiorno, **4** (2)
- CENTAMORE E., CHIOCCHINI M., DEIANA G., MICARELLI A., PIERUCCINI V. (1971) - *Contributo alla conoscenza del Giurassico dell'Appennino umbro-marchigiano*. Studi geologici Camerti, **1**: 7-89.
- CENTAMORE E., ADAMOLI L., BERTI D., BIGI G., BIGI S., CASNEDI R., CANTALAMESSA G., FUMANTI F., MORELLI C., MICARELLI A., RIDOLFI M. & SALVUCCI R., con la collaborazione di CHIOCCHINI M., MANCINELLI A., POTETTI M., CHIOCCHINI U. (1992 a) - *Carta geologica dei bacini della Laga e del Cellino e dei rilievi carbonatici circostanti (Marche meridionali, Lazio nord-orientale, Abruzzo settentrionale)*. S.E.L.C.A., Firenze.
- CENTAMORE E., BIGI S., BERTI D., MICARELLI A. & MORELLI C. (1992b) - *Nuovi dati sui depositi neogenici di avanfossa del Pescara*. Boll. Soc. Geol. It., **111** (3-4): 437-447.
- CENTAMORE E., CANTALAMESSA G., MICARELLI A., POTETTI M. (1993) - *Contributo alla conoscenza dei depositi terrigeni neogenici di avanfossa del Teramano (Abruzzo settentrionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **112**(1): 63-81.
- CENTAMORE E., CANTALAMESSA G., MICARELLI A., POTETTI M., BERTI D., BIGI S., MORELLI C. & RIDOLFI M. (1991) - *Stratigrafia e analisi di facies dei depositi del Miocene e del Pliocene inferiore dell'avanfossa marchigiana abruzzese e delle zone limitrofe*. - Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1991/2: 125-131.
- CENTAMORE E., CANTALAMESSA G., MICARELLI A., POTETTI M., CRISTALLINI C., RIDOLFI M. & MORELLI C. (1992c) - *I depositi terrigeni neogenici di avanpae-se dell'Abruzzo settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **112**: 563-568.
- CENTAMORE E., DEIANA G., MICARELLI A. & POTETTI M. (1986) - *Il Trias-Paleogene delle Marche*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. "La Geologia delle Marche": 9-27.
- CENTAMORE E. & MICARELLI A. (1991) - *Stratigrafia*. In "L'ambiente fisico delle Marche": 5-58, S.E.L.C.A., Firenze.
- CHIESA S., COLTORTI M., CREMASCHI M., FERRARIS M. & PROSPERI L. (1990) - *Loess sedimentation and quaternary deposits in the Marche province*. Proceed. Int. Meet. INQUA Commission on Loess and paleogeography: *The loess in northern and central Italy. A loess basin between the Alps and the mediterranean region*. Quad. Geodinamica Alpina e Quaternaria: 103-130.

- CHIOCCHINI M. (1977) - *Ricerche geologiche sul Mesozoico del Gran Sasso d'Italia (Abruzzo). I. Facies di margine della piattaforma carbonatica durante il Lias medio e superiore nei pressi di S. Stefano di Sessanio (F. 140)*. Studi Geol. Camerti, **3**: 165-173.
- CHIOCCHINI M. (1987) - *Il Giurassico in facies di margine della piattaforma carbonatica nell'Appennino centro - meridionale: breve sintesi dei dati paleontologici e stratigrafici*. Boll. Soc. Paleont. It., **26** (3): 303-308.
- CHIOCCHINI M., DEIANA G., MICARELLI A., MORETTI A., PIERUCCINI V. (1976) - *Geologia dei Monti Sibillini nordorientali*. Studi Geol. Camerti, **2**: 7 - 44.
- CHIOCCHINI M., DEIANA G., MICARELLI A. & PIERUCCINI U. (1976) - *Geologia dei Monti Sibillini nord-orientali*. Studi Geol. Camerti, **2**: 7-44.
- CHIOCCHINI M., FARINACCIA., MANCINELLI A., MOLINARI V. & POTETTI M. (1994) - *Biostratigrafia a Foraminiferi, Dasieladali e Calpionella delle successioni carbonatiche dell'Appennino centrale (Italia)*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1994 A: 9-129.
- CHIOCCHINI M., LOSEGO I., MANCINELLI A. & ROMANO A. (1980) - *Ricerche geologiche sul Mesozoico del Gran Sasso d'Italia (Abruzzo). IV. Evoluzione paleogeografica, durante il Giurassico superiore ed il Cretaceo inferiore, del margine della piattaforma carbonatica nell'area di Barisciano - Castel del Monte*. Studi Geol. Camerti, **6**: 55-80.
- CHIOCCHINI M. & MANCINELLI A. (1977) - *Microbiostratigrafia del mesozoico in facies di piattaforma carbonatica dei Monti Aurunci (Lazio meridionale)*. Studi Geol. Camerti, **3**: 109-152.
- CHIOCCHINI M. & MANCINELLI A. (1978) - *Ricerche geologiche sul Mesozoico del Gran Sasso d'Italia (Abruzzo). III. Correlazioni microbiostratigrafiche tra facies di margine della piattaforma carbonatica e facies pelagiche del Giurassico e Cretaceo inferiore*. Studi Geol. Camerti, **4**: 19-36.
- CILLA G., COLTORTI M. & DRAMIS F. (1994) - *Holocene fluvial dynamics in mountain areas: the case of the Esino River*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, **17**:163-174.
- CILLA G., COLTORTI M., FARABOLLINI P., DRAMIS F., GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1996) - *Fluvial sedimentation during the early Holocene in the Marche valleys (Central Italy)*. Il Quaternario, **9** (2): 459-464.
- CNR-PFG, (1985) - *Catalogo dei terremoti in Italia dall'anno 1000 al 1980*. C.N.R., Prog. Fin. Geodinamica, Quad. della Ric. Scient., **114** (2B).
- COLACICCHI R. & PRATURLON A. (1965) - *Stratigraphical and paleontological investigations on the Mesozoic shelf-edge facies in Eastern Marsica (Central Apennines, Italy)*. Geol. Romana, **4**: 89-118.
- COLACICCHI R. (1967) - *Geologia della Marsica orientale*. Geol. Romana, **6**: 189-316.
- COLACICCHI R. & PIALLI G. (1974) - *Significato paleogeografico di alcuni depositi di alta energia nella parte sommitale del Calcare massiccio (Nota preliminare)*. Boll. Soc. Geol. It., **92** (supplemento): 173-187.
- COLALONGO M.L., PADOVANIA., SARTONI S., TAMPIERI R., D'ONOFRIO S., ELMIC.,

- FRANCAVILLA F., MANZONI M., POLUZZIA A. & RUSSO A. (1972) - *Biostratigrafia e cronostratigrafia del Pliocene*. Boll. Soc. Geol. It., **91**: 489-509.
- COLTORTI M., CREMASCHI M. & PERETTO C. (1980) - *Industria di facies levallois a Ponte di Crispiero (Marche)*. XIII Riun. Scient. IIPP: 123-145.
- COLTORTI M. (1981) - *Lo stato attuale delle conoscenze sul Pleistocene e il Paleolitico inferiore e medio della regione marchigiana*. Atti I Conv. Beni Culturali-Ambientali Marche, Numana, 8-10.5.81, Paleane Ed.: 63-122.
- COLTORTI M. & DRAMIS F. (1988) - *The significance of stratified slope waste deposits in the Quaternary of Umbria-Marche Apennines (Central Italy)*. Z. Geomorph., N.F., Suppl. Bd., **71**: 59-70.
- COLTORTI M., CONSOLI M., DRAMIS F., GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1991) - *Evoluzione geomorfologica delle piane alluvionali delle Marche centro-meridionali*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **14** (1): 87-100.
- COLTORTI M. & DRAMIS F. (1995) - *The chronology of Upper Pleistocene stratified slope-waste deposits in Central Italy*. Permaf. Perigl. Proc., **6**: 235-242.
- COLTORTI M. & FARABOLLINI P. (1995) - *Quaternary evolution of the "Castelluccio di Norcia" basin (Umbro-Marchean Apennines, Central Italy)*. Il Quaternario, **8** (1): 149-166.
- COLTORTI M. (1997) - *Human impact in the Holocene fluvial and coastal evolution of the Marche region, Central Italy*. Catena, **30**: 311-335.
- COLTORTI M. & PIERUCCINI P. (1997a) - *The southern east Tiber basin (Spoleto, central Italy): geology and stratigraphy of the Plio-Pleistocene sediments*. Il Quaternario, **10** (2): 159-180.
- COLTORTI M. & PIERUCCINI P. (1997b) - *Middle-Upper Pliocene "compression" and Middle Pleistocene "extension" in the East Tiber Basin: from "synform" to "extensional" basins in the Tyrrhenian side of the northern Apennines*. Il Quaternario, **10** (2): 521-528.
- CORDA L. & MORELLI C. (1996) - *Compositional evolution of the Laga and Cellino sandstones (Messinian-lower Pliocene, Adriatic foredeep)*. Boll. Soc. Geol. It., **115**: 423-437.
- CRESCENTI U. (1966) - *Sulla biostratigrafia del Miocene affiorante al confine marchigiano-abruzzese*. Geol. Romana, **5**: 1-54.
- CRESCENTI U., CROSTELLA A., DONZELLI G. & RAFFI G. (1969) - *Stratigrafia della serie calcarea dal Lias al Miocene nella regione marchigiano - abruzzese. (Parte II: litostratigrafia, biostratigrafia, paleogeografia)*. Mem. Soc. Geol. It., **8**: 343- 420.
- CRESCENTI U. (1969a) - *Stratigrafia della serie calcarea dal Lias al Miocene nella regione marchigiano-abruzzese*. Mem. Soc. Geol. It., **8**: 343-420.
- CRESCENTI U. (1969b) - *Biostratigrafia delle facies mesozoiche dell'Appennino centrale: correlazioni*. Geol. Romana, **8**: 15-40.
- CRESCENTI U. (1971a) - *Osservazioni sul Pliocene degli Abruzzi settentrionali: la trasgressione del Pliocene medio e superiore*. Boll. Soc. Geol. It., **90**(1): 3-21.
- CRESCENTI U. (1971b) - *Sul limite Miocene - Pliocene in Italia*. Geol. Romana,

- 10:** 1-22.
- CRESCENTI U. (1994) - *Inquadranimento sintetico delle sequenze carbonatiche delle unità abruzzesi nell'intervallo Lias medio - Cretacico*. Atti Ticinesi Sc.Terra, ser. spec., **2**: 131-136.
- CRESCENTI U., D'AMATO C., BALDUZZIA., TOMMA M. (1980) - *Il Plio-Pleistocene nel sottosuolo abruzzese-marchigiano tra Ascoli Piceno e Pescara*. Geol. Romana, **19**: 63-84.
- CRESCENTI U., DRAMIS F., GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1987) - *Deformazioni gravitative profonde di versante e grandi frane nell'area a sud di Monte Porrara (Appennino centrale, Abruzzo)*. Mem. Soc. Geol. It., **39**: 477-486.
- D'AGOSTINO N., FUNICIELLO R., SPERANZA F. & TOZZI M. (1994) - *Caratteri della tettonica distensiva nell'Appennino centrale: l'area di S. Stefano di Sessanio-Calascio (L'Aquila)*. Boll. Soc. Geol. It., **113** (1): 37-53.
- D'AGOSTINO N., SPERANZA F. & FUNICIELLO R. (1997) - *Le breccie mortadella dell'Appennino Centrale: primi risultati di stratigrafia magnetica*. Il Quaternario, **10** (2): 385-388.
- D'AGOSTINO N. & TOZZI M. (1997) - *Rotazione di blocchi su assi orizzontali al margine meridionale del massiccio del Gran Sasso (Appennino Centrale)*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1995/2: 183-189.
- DAMIANI A.V. (1982) - *Ipotesi per l'inquadramento neotettonico dell'area lepino-ernico-marsicana (Lazio-Abruzzo)*. C.N.R., P.F. Geodinamica, pubbl. n. 356: 237-248.
- DAMIANI A.V., CHIOCCINI M., COLACICCHI R., MARIOTTI G., PAROTTO M., PASSERI L. & PRATURLON A. (1991) - *Elementi litostratigrafici per una sintesi delle facies carbonatiche meso-cenozoiche dell'Appennino centrale*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1991/2: 187-213.
- DAVIS W.M. (1902) - *Base level, grade, and peneplain*. J.Geology, **10**: 77-111.
- DEMANGEOT J. (1965) - *Géomorphologie des Abruzzes Adriatiques*. Centre Recherche et Documentation Cartographique, Memoires et Documents, CNRS, Paris: 403 pp.
- DESPLANQUES H. (1969) - *Champagnes ombriennes*. C.N.R.S., Paris: 544 pp.
- DEVOTO G. (1967) - *Le breccie calcaree mioceniche nell'alta valle Roveto, fra Castellafiume e Canistro (Frosinone, Lazio meridionale)*. Geol. Romana, **6**: 75-86.
- DI GIULIO A. & VALLONI R. (1992) - *Analisi microscopica delle arenite terrigene: parametri petrologici e composizioni modali*. L'Ateneo Parmense, **28**: 55-101.
- DRAMIS F. (1992) - *Il ruolo dei sollevamenti tettonici a largo raggio nella genesi del rilievo appenninico*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1992/1: 9-15.
- DRAMIS F., PAMBIANCHI G., NESCI O. & CONSOLI M. (1991) - *Il ruolo di elementi tettonici trasversali sull'evoluzione tettonico-sedimentaria e geomorfologica della regione marchigiana*. Studi Geol. Camerti, vol. spec., 1991/2: 283-286.
- DRAMIS F. & SORRISO-VALVO M. (1994) - *Deep-seated gravitational slope de-*

- formations, related landslides, and tectonics. Engineering Geology*, **38**(3-4): 231-243.
- DUCHAUFOUR Ph. (1977) – *Précis de Pédologie*. Paris: 477 pp.
- DUFAURE J.J., BOSSOUYT D. & RASSE M. (1989) - *Critères geomorphologiques de neotectonique verticale dans l'Apennin Central Adriatique*. Bull. AFEQ, **3**: 151-160
- DURAZZO A., TAYLOR L.A. & SHERVAIS J.W. (1984) - *Ultramaphic lamprophire in a carbonate platform environment, M. La Queglia, Abruzzo, Italy*. Neues Jahrbuch Miner. Abh., **150** (2): 199-217.
- FOLK R.L. (1974) – *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill Publ. Co., Austin, Texas, 182pp.
- FOLLADOR U. (1973) - *Paleogeografia del Pliocene e del Pleistocene dell'Italia centro-meridionale, versante adriatico*. Boll. Soc. Geol. It., **92**(1): 141-159.
- FORNACIARI E., DI STEFANO A., RIO D. & NEGRI A. (1996) - *Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, **42**: 37-63.
- FREZZOTTI M. & GIRAUDI C. (1992) - *Evoluzione geologica tardo-pleistocenica ed olocenica del complesso di Valle Majelama (massiccio del Velino, Abruzzo)*. Il Quaternario, **5** (1): 33-50.
- FREZZOTTI M. & NARCISI B. (1996) - *Late Quaternary tephra-derived paleosols in Central Italy's Carbonate Apennine range: stratigraphical and paleoclimatological implications*. Quat. Intern., **34-36**: 147-153.
- GALADINI F., GIULIANI R. (1991) - *Storia deformativa pleistocenica dell'area Barisciano-Calascio, margine NE della media valle del F. Aterno (Italia centrale)*. Boll. Serv. Geol. d'It., **110**: 169-180.
- GALADINI F., GIULIANI R. & PRATURLON P. (1991a) - *Characterization of recent deformational sequences in some areas of the Abruzzi Apennines (Central Italy): implications and problems*. Il Quaternario, **4** (1A): 85-98.
- GALADINI F., GIRAUDI C. & GIULIANI R. (1991b) - *Su alcune dislocazioni di un detrito di versante in un'area tettonicamente attiva (Conca de "Il Tagno", media valle del F. Aterno)*. Boll. Soc. Geol. It., **110** (1): 93-100.
- GARZELLI M.R. & BONADONNA F.P. (1992) - *Inquadramento climatico e cronologico del sito Madonna degli Angeli, Tocco di Casauria (Pescara)*. Il Quaternario, **5**: 201-212
- GHISSETTI F. & VEZZANI L. (1983) - *Deformazioni pellicolari mioceniche e plioceniche nei domini strutturali esterni dell'Appennino centro-meridionale (Mairella ed Arco Morrone-Gran Sasso)*. Mem. Soc. Geol. It., **26**: p. 2, 563-577.
- GHISSETTI F. & VEZZANI L. (1986a) - *Assetto geometrico ed evoluzione strutturale della catena del Gran Sasso tra Vado di Siella e Vado di Corno*. Boll. Soc. Geol. It., **105** (1-2): 131-171.
- GHISSETTI F. & VEZZANI L. (1986b) - *Analysis of the Gran Sasso-Morrone arc (Central Apennines, Italy)*. Atti 73° Congr. Soc. Geol. It., Roma: 133-135.
- GHISSETTI F. & VEZZANI L. (1988a) - *Rapporti strutturali tra il fronte del Gran*

- Sasso ed il flysch della Laga (Appennino meridionale)*. Mem. Soc. Geol. It., **41**(2): 1171-1178.
- GHISETTI F. & VEZZANI L. (1988b) - *Geometric and kinematic complexities in the Marche-Abruzzi external zones (Central Apennines, Italy)*. Geol. Rundschau, **77**(1): 63-78.
- GHISETTI F. & VEZZANI L. (1990) - *I sistemi di sovraccorrimiento nella catena del Gran Sasso: stili strutturali ed evoluzione dell'antistante avanfossa*. Atti Conv. "Neogene Thrust Tectonics", 8-9/6/1990, Parma.
- GHISETTI F., FOLLADOR U., LANZA R. & VEZZANI L. (1991) - *La zona di Rigopiano-Bussi-Rivisondoli: svincolo transpressivo al margine nord-orientale della piattaforma laziale-abruzzese*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1991/2: 215-220.
- GHISETTI F. & VEZZANI L. (1991a) - *Stili strutturali nei sistemi di sovraccorrimiento della catena del Gran Sasso (Appennino centrale)*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1991/2: 37-50.
- GHISETTI F. & VEZZANI L. (1991b) - *Thrust belt development in the Central Apennines (Italy): northward polarity of thrusting and out-of sequence deformations in the gran Sasso chain*. Tectonics, **5**: 904-919.
- GHISETTI F. & VEZZANI L. (1991c) - *Thrust geometries and sequence of imbrication in the Gran Sasso chain (Central Apennines, Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., **110** (3-4): 427-440.
- GHISETTI F., VEZZANI L. & FOLLADOR U. (1992) - *Transpressioni destre nelle zone esterne dell'Appennino centrale*. Geol. Romana, **29**:73-95.
- GHISETTI F., BARCHI M., BALLY A. W., MORETTI I. & VEZZANI L. (1993) - *Conflicting balanced structural sections across the Central Apennines (Italy): problems and applications*. In: SPENCER A.M. (Ed.) - *Generation, Accumulation and Production of European Hydrocarbons III*. European Assoc. Petrol. Geol., Special publ., **3**: 219-231.
- GHISETTI F., FOLLADOR U., CASNEDI R. & VEZZANI L. (1994) - *Assetto tettonico delle zone esterne dell'Appennino Abruzzese: elementi di analisi stratigrafico-strutturali*. Atti Ticinesi Sc. Terra, ser. spec., **2**: 5-43.
- GHISETTI F. & VEZZANI L. (1997a) - *Domini in compressione ed in distensione al retro dei fronti del Gran Sasso - M. Picca e del Morrone: il ruolo della zona di taglio Avezzano - Bussi (Appennino centrale)*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1995/2: 475-490.
- GHISETTI F. & VEZZANI L. (1997b) - *Interfering paths of deformation and development of arcs in the fold and thrust belt of the Central Apennines (Italy)*. Tectonics, **16** (3): 523-536.
- GIRAUDI C. (1988a) - *Segnalazione di scarpate di faglia post-glaciali nel massiccio del Gran Sasso (Abruzzo): implicazioni tettoniche, rapporti tra tettonica recente e morfologia, paleosismicità*. Mem. Soc. Geol. It., **41**(1): 627-635.
- GIRAUDI C. (1988b) - *Evoluzione geologica della piana del Fucino (Abruzzo) negli ultimi 30.000 anni*. Il Quaternario, **1** (2): 131-159.
- GIRAUDI C. (1989) - *Lake levels and climate for the last 30.000 years in the*

- Fucino area /Abruzzo - Central Italy) - a review. Paleog. Paleocl., Paleoecol.,* **70**: 249-260.
- GIRAUDI C. (1994) - *Elementi di geologia del Quaternario della piana di Campo Imperatore (Gran Sasso d'Italia)*. Atti Ticinesi Sc. Terra, ser. spec., **2**: 137-143.
- GIRAUDI C. (1995a) - *Sedimenti eolici, variazioni climatiche ed influenza antropica: considerazioni su alcune piane intermontane dell'Appennino Abruzzese*. Il Quaternario, **8** (1): 211-216.
- GIRAUDI C. (1995b) - *I detriti di versante ai margini della piana del Fucino (Italia centrale): significato paleoclimatico ed impatto antropico*. Il Quaternario, **8** (1): 203-210.
- GIRAUDI C. (1995c) - *Considerations on the significance of some post-glacial fault scarps in the Abruzzo Apennines (Central Italy)*. Quat. Intern., **25**: 33-45.
- GIRAUDI C. & FREZZOTTI M. (1997) - *Late Pleistocene glacial events in the Central Apennines*. Quat. Res., **48**: 280-290.
- GIULIANI R. & SPOSATO A. (1995) - *Evoluzione quaternaria del sistema di depressioni del Tirino (Appennino abruzzese)*. Il Quaternario, **8** (1): 217-228.
- GOLUBIC S., VIOLANTE C., FERRERI V. & D'ARGENIO B. (1993) - *Algal control and early diagenesis in Quaternary travertine formation (Rocchetta a Volturno, Central Apennines)*. Boll. Soc. Paleont. It., **1**: 231-247.
- GRADSTEIN F.M., AGTERBERG F.P., OGG J.G., HARDENBOL J., VEEN P.V., THIERRY J. AND HUANG Z. (1994) - *A Mesozoic time scale*. Journal of Geophysical Research, **99**: 24051-24074.
- HILGEN F.J., LOURENS L.J., RAFFI I. & VERGNAUD-GRAZZINI C. (1996) - *Early Pleistocene chronology of the Vricasection (Calabria, Italy)*. Paleoceanography, **11**: 797-812.
- JACOBACCI A., CENTAMORE E., CHIOCCHINI M., MALFERRARI N., MARTELLI G. & MICARELLI A. (1974) - *Note illustrative del Foglio 290 "Cagli" alla scala 1:50.000*. Serv. Geolog. d'It.
- JAU RAND E. (1994) - *Les heritages glaciaires de l'Apennin*. Thèse de Doctorat, Université de Paris I Panthéon-Sorbonn.
- LIPPARINI T. (1938) - *I terrazzi fluviali delle Marche*. Giorn. di Geol., ser. 2°, **13**.
- LOTTI P. (1924) - *Le sorgenti del petrolio da Causaria nella valle del Pescara*. Rass. Miner. Metall. e Chimica, **61** (5): 1-12.
- LOTTI B. (1926) - *Geologia e tettonica della Valle del Pescara*. Studi geologici per la ricerca del petrolio in Italia. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **20**: 169-181.
- LOURENS L.J., ANTONARAKOU A., HILGEN F.J., VAN HOOFF A.A.M., VERGNAUD-GRAZZINI C. & ZACHARIASSE W.J. (1996) - *Evaluation of the Plio-Pleistocene astronomical time scale*. Paleoceanography, **11**: 391-413.
- LUCKS R.G. & SARG J.F. (1993) - *Carbonate sequence stratigraphy - Recent developments and applications*. AAPG Memoir **57**.

- MARCOLINI F., BIGAZZI G., BONADONNA F.P., CENTAMORE E., CIONI R. & ZANCHETTA G. (2001) – *Case Piccoletto (Pescara, Abruzzo): A new FT-dated Pleistocene site with molluscs and small mammals*. Geotalia, 3° Forum FIST, 245-247.
- MASSOLI-NOVELLI R. & PETITTA M. (1998) - *Le sorgenti del Parco Nazionale "Gran Sasso - Monti della Laga": il massiccio del Gran Sasso*. In: *Aree protette in Abruzzo: contributi alla conoscenza naturalistica e ambientale*. Carsa Edizioni, Pescara: 9-34.
- MICARELLI A. & POTETTI M. (1985) - *Biostratigraphic correlations of miocene sediments in the Umbria-Marche area (Central-Northern Appennines)*. Abs. VIIIth Congress of the R.C.M.N.S. Budapest, 15-22 Sept. 1985.
- MICARELLI A., POTETTI M. & CHIOCCHINI M. (1977) – *Ricerche microbiostratigrafiche sulla maiolica della regione umbro-marchigiana*. Studi Geol. Camerti, **3**: 57-86.
- MUTTI E., NILSEN T.H. & RICCI LUCCHI F. (1978) - *Outer fan depositional lobes of the Laga Formation (Upper Miocene and Lower Pliocene) East-Central Italy*. In: STANLEY D.J. & KELLING G. (eds.) - *Sedimentation in submarine canyons, fans, and trenches*. Downed, Hutchinson & Ross: 210-223.
- MUTTI E., SEGURET M. & SGAVETTI M. (1988) - *Sedimentation and deformation in the Tertiary sequences of the southern Pyrenees*. AAPG Mediterranean Basins Conference, Field Trip 7: 153 pp.
- NARCISI B. (1993) - *Segnalazione di un livello piroclastico di provenienza etnea nell'area del Fucino (Italia centrale)*. Il Quaternario, **6**: 87-92.
- NARCISI B. (1994) - *Caratteristiche e possibile provenienza di due livelli piroclastici nei sedimenti del Pleistocene superiore della piana del Fucino (Italia Centrale)*. Rend. Fis. Acc. Lincei, S. 9, **5**(2): 115-123.
- NARCISI B. & SPOSATO A. (1994) - *Elementi di cronologia dell'Attività vulcanica*. In: SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA - *Elementi di tettonica pliocenico-quadernaria ed indizi di sismicità olocenica nell'Appennino Laziale-Abruzzese*, Guida all'escursione. C.N.R., E.N.E.A. - P.A.S., L'Aquila: 20-25.
- NIJMAN W. (1971) - *Tectonics of the Velino-Sirente area, Abruzzi, Central Italy*. Koninkl. Nederl. Akad. Van Wetenschappen Proc., B, **74** (2): 156-184.
- 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
- ORI G. C., SERAFINI G., VISENTIN C., RICCI LUCCHI F., CASNEDI R., COLALONGO M. L. & MOSNA S. (1991) - *The Pliocene- Pleistocene adriatica foredeep (Marche and Abruzzo, Italy): an integrated approach to surface and sub-surface geology*. 3rd E.A.P.G. Conf., Adriatic foredeep field guide book, Florence, Italy: 85 pp.
- PAROTTO M. & PRATURLON A. (1975) - *Geological summary of the Central Apennines*. In: *Structural model of Italy*, Quad. Ric. Scient, **90**: 257-311.
- PASQUARÈ G., ABBATE E., CASTIGLIONI G.B., MERENDA, MUTTI E., OROMBELLI G., ORTOLANI F., PAROTTO M., PIGNONE R., POLINO R., PREMOLI-SILVA I. & SASSI F.P. (1992) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Guida al rilevamento*.

Servizio Geologico d'Italia, Roma: 203 pp.

- PASSERI L. (1979) - *The hypothesis of a northern Apenninic peninsula during the Upper Triassic*. Mem. Soc. Geol. It., **20**: 151-161.
- PATACCA E., SARTORI R. & SCANDONE P. (1990) - *Tyrrhenian basin and apenninic arcs: kinematic relations since late Tortonian times*. Mem. Soc. Geol. It., **45**: 425-451.
- PATACCA E., SCANDONE P., BELLATALLA M., PERILLI N. & SANTINI U. (1991) - *La zona di giunzione tra l'arco appenninico sett. e l'arco appenninico merid. nell'Abruzzo e nel Molise*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1991/2: 417-441.
- PETTITA M. & MASSOLI-NOVELLI R. (1998) - *Tirino springs (Abruzzi, Italy): an important groundwater resource for humans and environment*. Proceedings XXVIII° congresso internazionale della Ass. Intern. Idrogeologi (AIH), Las Vegas, settembre 1998: 97-103.
- PRATURLON A. & SIRNA G. (1976) - *Ulteriori dati sul margine Cenomaniano della piattaforma carbonatica laziale abruzzese*. Geol. Romana, **10**: 83-111.
- PREMOLI SILVA I. & SLITER W.V. (1995) - *Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy and evolutionary trends from the Botatccione section, Gubbio, Italy*. Paleontographia Italica, **82**: 1-89.
- PRINCIPI P. (1930) - *Osservazioni geologiche e morfologiche sulla valle del Pescara (Abruzzi)*. L'Universo, **51** (5): 413-434.
- RADMILLI A.M. (1977) - *Storia dell'Abruzzo dalle origini all'età del Bronzo*. Giardini Ed., Pisa: 455 pp.
- RAMSAY J.G. & HUBER M.I. (1987) - *Modern structural geology Vol.2: fold and fractures*. Acc. Press, London: 700 p.p.
- RICCI LUCCHI F. (1973) - *Resedimented evaporites: indicators of slope instability and deep basin condition in Periadriatic Messinian (Apennines foredeep, Italy)*. In: DROOGER C.V. (ed.) - *Messinian events in the Mediterranean*. Konink. Nederl. Akad. van Wattenshappen, Amsterdam, 1973: 142-149.
- RICCI LUCCHI F. (1975) - *Miocene paleogeography and basin analysis in the periadriatic Apennines*. In: SQUIRES C. (ed.) - *Geology of Italy*. Petroleum Exploration Society of Libya, Tripoli: 5-111.
- RICCI LUCCHI F. (1986) - *The Oligocene to recent foreland basins of the northern Apennines*. In: ALLEN P.A. & HOMEWOOD P. (eds.) - *Foreland basins*. IAS Spec. Pub., **8**: 105 - 139.
- RICCI LUCCHI F. & PAREA G.C. (1973) - *Cicli deposizionali (megasequenze) nelle torbiditi di conoide sottomarina: Formazione della Laga (Appennino marchigiano - abruzzese)*. Atti Soc. Nat. Mat. Modena, **104**: 247-283.
- RIO D., RAFFI I. & VILLA G. (1990) - *Pliocene-Pleistocene calcareous nannofossil distribution patterns in the Western Mediterranean*. In: KASTENS K., MASCLE J. et al., Proc. ODP, Sci. Results, **107**: 513-533.
- ROSI M. & SBRANA A. (1987) - *Phlegrean fields*. Quad. Ric. Scient., **114**: 168 pp.
- RUDDIMAN W.F., RAYMO M.E., MARTINSON D.G., CLEMENT B.M. & BACKMAN J. (1989) - *Pleistocene evolution: northern hemisphere ice sheets and north at-*

- lantic ocean. Paleocceanography*, **4**(4): 353-412.
- RUSI S. (1999) - *Idrogeologia dei massicci carbonatici dell'Appennino centrale: l'esempio della Maiella. Caratteri idrodinamici, idrochimici, idrologici e influenze dell'assetto lito-strutturale sulla circolazione idrica*. Tesi di Dottorato in Geologia Applicata, Geomorfologia e Idrogeologia, XII ciclo, Università degli Studi di Perugia.
- SERRA-KIEL J., HOTTINGER L., CAUS E., DROBNE K., FERRÀNDEZ C., JAUHRI A.K., LESS G., PAVLOVEC R., PIGNATTI J., SAMSÒ J.M., SCHAUB H., SIREL E., STROUGO A., TAMBAREAU Y., TOSQUELLA J. & ZAKREVSAYA E. (1998) - *Larger Foraminiferal Biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene*. Bull. Soc. Géol. France, Paris.
- SERRA-KIEL J., HOTTINGER L., DROBNE K., FERRÀNDEZ C., JAUHRI A.K., LESS G., PIGNATTI J., SAMSÒ J.M., SCHAUB H., SIREL E., TAMBAREAU Y., TOSQUELLA J. & ZAKREVSAYA E. (1998) - *Paleocene and Eocene Benthic Foraminifera*. In: HARDENBOL J., DE GRACIANSKY P.C., JACQUIN T., VAIL P.R. & FARLEY B. (eds.) - *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Tulsa, Okla.
- SORRENTINO S. (1931) - *Il monte La Queglia in Abruzzo*. Atti R. Acc. Naz. Lincei, **13**(8): 617-620.
- SPROVIERI R. (1993) - *Pliocene-early Pleistocene astronomically forced planktonic Foraminifera abundance fluctuations and chronology of mediterranean calcareous plankton bio-events*. Riv. It. Paleont. Strat., **99**(3): 371-414.
- SPROVIERI M., BONANNO A., MAZZOLA S., SPROVIERI R. & DI STEFANO E. (1996) - *Cyclostratigraphic interpretation of the relative abundance fluctuations of Globigerinoides spp. in the Tortonian Gibliscemi section (Southern Sicily)*. Paleopelagos, **6**: 385-399.
- STIGLIANO P., ALTIERIA., BARBERI R., DE CATERINI G., MICCADEI E., PETITTA M. & SALVATI R. (1999) - *Studi per un monitoraggio idrologico del massiccio del Gran Sasso (Abruzzo)*. Workshop nazionale sulle acque, Teramo, 24 ottobre 1997. Studi Geologici Camerti.
- VALLONI R. & ZUFFA G.G. (1984) - *Provenance changes for arenaceous formations of the northern Appennines, Italy*. Geological Society of America Bulletin, **95**: 1035-1039.
- VEZZANI L., CASNEDI R. & GHISSETTI F. (1993) - *Carta geologica dell'Abruzzo orientale*. SELCA, Firenze.
- VEZZANI L. & GHISSETTI F. (con la collaborazione di A. BIGOZZI, U. FOLLADOR & R. CASNEDI) (1997) - *Carta geologica dell'Abruzzo*. SELCA, Firenze.
- VILLA G.M. (1942) - *Nuove ricerche sui terrazzi fluviali delle Marche*. Giorn. Geol., **16**: 5-75.
- WILLIAMS D.F., THUNELL R., TAPPA E., RIO D. & RAFFI I. (1988) - *Chronology of the Pleistocene oxigene isotope record: 0-1,88 m.y.B.P.* Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **64**: 221-240.