



APAT

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 359

L'AQUILA

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⁾, **F. Fumanti**⁽⁶⁾, **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. Conte**⁽⁷⁾, **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) ANPA;

(7) APAT, Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia

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 (coordinatore), **S. Grossi**

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	»	17
IV	- CENNI DI GEOMORFOLOGIA	»	21
V	- CENNI SUGLI SCHEMI BIOSTRATIGRAFICI E CRONOSTRATIGRAFICI ADOTTATI	»	25
VI	- STRATIGRAFIA DEL SUBSTRATO	»	37
1.	- DEPOSITI CARBONATICI PRE-OROGENICI	»	37
1.1.	- SUCCESSIONE MESOZOICA DI PALEOPIATTAFORMA	»	37
1.1.1.	- dolomia principale auctt. (DPR)	»	38
1.1.2.	- calcare massiccio (MAS)	»	38
1.2.	- SUCCESSIONE MESOZOICA DI PIATTAFORMA CARBONATICA INTERNA	»4	
1.2.1.	- calcari ciclotemici a gasteropodi (CCG)	»	40
1.2.2.	- calcari a requienie, caprotine e ostreidi (RCO)	»	41
1.2.3.	- calcari e marne a <i>Salpingoporella dinarica</i> e <i>Carophyta</i> (CMS)	»	42
1.2.4.	- calcari ciclotemici a requienie (CIR)	»	45
1.2.5.	- calcari intrabauxitici (IBX)	»	48
1.2.6.	- calcari a radiolitidi (RDT)	»	49
1.3.	- SUCCESSIONE MESOZOICA DI MARGINE DI PIATTAFORMA CARBONATICA	»5	
1.3.1.	- calcari bioclastici del Monte della Selva (MSE)	»	50
1.3.2.	- calcareniti ad echinodermi e coralli (ECO)	»	51
1.3.3.	- calcari ad ellipsactinie (ELL)	»	52
1.3.4.	- calcari a clasti neri e gasteropodi (CNE)	»	52
1.3.5.	- calcari a coralli e diceratidi (CCD)	»	53
1.3.6.	- calcari a rudiste e orbitoline (RDO)	»	53
1.3.7.	- calcari bioclastici ad ippuriti e coralli (BIC)	»	55
1.4.	- SUCCESSIONE MESOZOICA DI GRADINO RIBASSATO – RAMPA?		
	- SCARPATA SUPERIORE	»	55

1.4.1. - calcari bioclastici “inferiori” (BLI) »	55
1.4.2. - calcari cristallini ad echinodermi e coralli (ECC) »	56
1.4.3. - calcari bioclastici “superiori” (BLS) »	56
1.4.4. - calcari cristallini (CTN) »	57
1.4.5. - calcari a calcisphaerulidi (SPH) »	58
1.5. - SUCCESIONE MESOZOICA DI SCARPATA ESTERNA-BACINO PROSSIMALE »	8»5
1.5.1. - corniola (COI) »	58
1.5.2. - verde ammonitico-calcari e marne a posidonie (VAP) »	60
1.5.3. - calcari diasprini detritici (CDI) »	61
1.5.4. - maiolica detritica (MAD) »	62
1.5.5. - calcareniti e calciruditi a fucoidi (CCF) »	62
1.5.6. - scaglia detritica (SCZ) »	63
1.6. - SUCCESIONE CENOZOICA DI RAMPPIA-PIATTAFORMA APERTA »	65
1.6.1. - calcareniti a macroforaminiferi (CFR) »	65
1.6.2. - unità spongolitica (SPT) »	67
1.6.3. - calcari a briozoi e litotamni (CBZ) »	67
1.6.4. - calcareniti di M. Fiore (CMF) »	69
1.6.5. - unità argilloso- marnosa (UAM) »	71
1.7. - SUCCESIONE CENOZOICA DI RAMPPIA-PIATTAFORMA APERTA »	72
1.7.1. - scaglia cinerea (SCC) »	72
1.7.2. - bisciaro (BIS) »	73
1.7.3. - marne con cerroghna (CRR) »	74
2. - DEPOSITI SIN-OROGENICI »	74
2.1. - DEPOSITI TERRIGENI DI BACINO »	74
2.1.1. - complesso torbiditico altomiocenico laziale-abruzzese auctt. p.p. unita' arenaceo-pelitica (UAP) »	74
3. - DEPOSITI TARDO OROGENI »	76
3.1. - DEPOSITI DI PIATTAFORMA CONTINENTALE »	76
3.1.1. - conglomerati di Monte Coppe (COP) »	76
4. - STRATIGRAFIA SEQUENZIALE DEI DEPOSITI MESOZOICI »	77
4.1. - MEGACICLO DEL RETICO - TOARCIANO SOMMITALE (TR ₁) »	77
4.1.1. - Fase trasgressiva e picco trasgressivo »	77
4.2. - MEGACICLO DEL TOARCIANO SOMMITALE-TITONICO (TR ₂) »	78
4.3. - MEGACICLO DEL BERRIASIANO-CENOMANIANO INFERIORE (TR ₃) »	8»7
4.4. - MEGACICLO DELLA PARTE MEDIA DEL CENOMANIANO -?DANIANO BASALE (TR ₄) »	80
4.4.1. - Limite inferiore »	80
4.4.2. - Fase trasgressiva e picco di trasgressione »	81
4.4.3. - Fase trasgressiva e picco trasgressivo »	81
VII - STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI CONTINENTALI »	83

1.	- INTRODUZIONE »	83
2.	- DESCRIZIONE DELLE UNITA' CARTOGRAFATE »	84
2.1.	- SUPERSINTEMA DI AIELLI-PESCINA (AP) »	84
2.2.	- SINTEMA DI CATIGNANO (ACT) »	88
2.3.	- SINTEMA DI VALLE MAJELAMA (AVM) »	90
2.4.	- OLOCENE (olo) »	91
VIII	- GEOLOGIA STRUTTURALE »	95
1.	- INTRODUZIONE »	95
2.	- TETTONICA SINSEDIMENTARIA PRE-OROGENICA . . . »	96
3.	- STRUTTURE COMPRESSIVE »	97
3.1.	- UNITÀ DI M. CEFALONE. SOVRASCORRIMENTO DI M. ORSELLO - M. ROTONDO »	97
3.2.	- UNITÀ M. CAGNO. SOVRASCORRIMENTO DI ROIO - M. D'OCRE - M. CAGNO »	99
3.3.	- UNITÀ M. RUZZA - M. DELLE MACCHIE »	99
4.	- STRUTTURE TRASCORRENTI »	102
5.	- TETTONICA DISTENSIVA E NEOTETTONICA »	103
IX	- EVOLUZIONE TETTONICO-SEDIMENTARIA »	107
X	- ASPETTI E PROBLEMATICHE APPLICATIVE »	111
1.1.	- CENNI SULLA SISMICITÀ, FRANOSITÀ E LE ESONDAZIONI . . . »	111
1.2.	- CENNI DI IDROGEOLOGIA »	112
1.3.	- MATERIALI DA COSTRUZIONE E CAVE »	114
	BIBLIOGRAFIA »	116

PROGETTO
CARG

I - INTRODUZIONE

(E. Centamore & F. Dramis)

Il Foglio 359 "L'Aquila" 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 Aqater s.p.a. (Gruppo ENI). Per la realizzazione del Foglio "L'Aquila" è stata predisposta la seguente struttura organizzativa e scientifica:

Responsabile di Progetto: dr. Giuseppe Ferrandino e dr. Luigi Del Sordo (Regione Abruzzo);

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

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

Responsabile dell'informatizzazione: dr. Guido Peverieri (Aqater 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 di Chieti "Gabriele D'Annunzio") 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. Ernesto Centamore (Università di Roma "La Sapienza") per la Geologia del substrato e prof. Mauro Coltorti (Università di Siena) per la Geologia del Quaternario e 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.

Rilevatori⁽¹⁾: prof. E. Centamore (1995-1997); dr.ssa Rinalda Di Stefano (1995-1997); dr. Domenico Fiorenza (1995-1996); dr. Fiorenzo Fumanti (1995-1997); dr.ssa Stefania Silvestri (1997); dr. Tony Ridolfi della Società Aquater (1995-1997); dr.ssa Anna Maria Blumetti (1995-1996); prof. Mauro Coltorti (1995-1996); dr. Piero Farabollini (1995-1996); dr. Pierluigi Pieruccini (1995-1996); i dott.ri Rinalda Di Stefano, Domenico Fiorenza e Fiorenzo Fumanti hanno eseguito sezioni stratigrafiche di dettaglio del substrato pre-quadernario.

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 eseguito 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 dei nanofossili calcarei 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 quadernari; la dr.ssa Elsa Gliozzi (Università "Roma Tre") ha effettuato lo studio delle ostracofaune in argille lacustri; il dr. Pierluigi Pieruccini ha eseguito 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 quadernari 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 effettuato 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 l'analisi di *facies* delle formazioni mesozoiche di piattaforma carbonatica; il dr. Claudio Carrara (ENEA-Casaccia) ha eseguito la revisione della stratigrafia dei depositi quadernari; il dr. Carlo Giraudi (ENEA-Casaccia) ha collaborato alla revisione della cartografia del Quadernario (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.

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

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-quadernario 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 alcune unità corrispondono a sequenze o supersequenze in cui sono raggruppate unità eteropiche, depositi in ambienti diversi. Laddove possibile è stato mantenuto il vecchio nome formazionale. In Tav. 1 sono messe a confronto le unità riconosciute nel Foglio " L'Aquila " 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 Quadernario, 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 della carta oltre che dell'obiettivo difficoltà di suddividere e correlare a distanza i depositi, non sono state effettuate suddivisioni stratigrafiche di grande dettaglio, accorpando in particolare, in un unico supersistema, i depositi più antichi.

Fatta eccezione per l'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

(F. Fumanti & M. Coltorti)

L'area aquilana è stata oggetto di diversi studi fin dall'inizio del secolo. Una prima sintesi dell'assetto geologico è dovuta a CHELUSSI (1903, *cum biblio*) che riconosce una successione stratigrafica triassico-miocenica ed individua le principali "linee di frattura" a direzione NW-SE, delimitanti la "valle di frattura" rappresentata dalla conca aquilana, riconosciute in seguito anche da CASSETTI (1909) che fornisce un quadro più ampio, comprendente anche la zona di Sulmona. A SACCO (1907) si deve un primo accenno alla differenziazione in facies di tipo "umbro" ed "abruzzese" che verrà in seguito meglio definita ed ufficializzata da LOTTI (1913) che successivamente (LOTTI & CREMA, 1927) riconosce la presenza di intercalazioni detritiche nella zona di passaggio dalla facies umbra a quella abruzzese. Tipici di quest'ultima sono gli orizzonti riccamente fossiliferi dei Monti d'Ocre studiati da PARONA (1899, 1907a e b, 1909) che, sulla base di una ricca macrofauna a caprine, caprotine, coralli, gasteropodi, attribuiva al Cenomaniano-Turoniano le *facies* marginali affioranti a Sud-Est dell'Aquila contestando apertamente le conclusioni di SCHNARREBEGGER (1901) secondo il quale la successione era da attribuirsi all'Albiano-Cenomaniano inferiore. In un'appendice del lavoro del 1909 Crema definiva la struttura dei Monti d'Ocre come una monoclinale immergente a NE a contatto tramite faglia inversa con i depositi terrigeni della Valle dell'Aterno.

Tra il 1930 ed il 1960 il Servizio Geologico d'Italia conclude i rilevamenti dei Fogli 1:100.000 comprendenti la zona aquilana. Il Foglio "Avezzano" rilevato da CREMA (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1934), pur risultando fortemente datato sotto tutti gli aspetti, fornisce tuttora utili informazioni litostratigrafiche (localizzazione delle bauxiti, delle *facies* terrigene, dei depositi quaternari). Successivamente BENEÒ rilevava il Foglio "Sulmona" (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1942), riconoscendovi una successione calcareo-dolomitica giurassico-cretacea, una successione del Miocene inferiore costituita da calcari marnosi, e

una serie molassica del Miocene medio-superiore composta da arenarie ed argille con intercalazioni di strati calcareo-arenacei. Il motivo tettonico predominante è rappresentato dalla piega ribaltata lungo il versante nord-orientale dei M.ti d'Ocre. Durante i rilevamenti dei Fogli "Teramo" e "L'Aquila" vengono definiti più approfonditamente i caratteri della facies di transizione (SCARSELLA, 1951; ALBERTI, 1952) rielaborati in seguito da MANFREDINI (1966).

Nell'area dei Monti d'Ocre gli studi riprendono solo negli anni '60, dapprima con una breve nota di D'ARGENIO (1964) che individuava una lacuna stratigrafica, marcata da bauxiti e comprendente almeno il Cenomaniano ed in seguito con studi incentrati sulle caratteristiche mineralogico-petrografiche dei depositi bauxitici (SINNO & FRANCO, 1965, DE WEISSE, 1973). BOSI & MANFREDINI (1967) pubblicano la cartografia e le note al rilevamento di una ampia area, compresa tra la Piana di Roio e M. Orsello. Essi individuavano i passaggi laterali delle *facies* marginali sia con quelle di piattaforma, verso sud-est, che con quelle pelagiche, verso nord-ovest, segnalando altresì diverse lacune stratigrafiche (talora contrassegnate da depositi bauxitici), tra cui in particolare quella tra i depositi del Cretaceo e del Miocene medio. Il suddetto lavoro, pur risentendo delle scarse conoscenze sedimentologiche, paleontologiche e strutturali dell'epoca, costituisce tuttora una buona fonte di dati soprattutto litostratigrafici.

Dati più dettagliati e moderni sulle bauxiti vengono forniti da BARDOSSY *et alii* (1977) i quali elaborano anche un modello genetico che verrà ripreso ed ampliato nei vari, recenti, lavori della scuola napoletana (vedi capitolo VI).

ANGELUCCI & PRATURLON (1968) considerando l'area compresa tra Ovindoli e il Monte Sirente, adiacente al foglio in esame, individuano un motivo tettonico costituito dal raddoppio della successione calcarea cretaceo-miocenica, ben visibile lungo le Gole di Celano. Questo accavallamento, secondo gli Autori, prosegue lungo il fronte della Magnola e si prolunga verso Nord fino ai Monti d'Ocre.

BOSI & BERTINI (1970) pubblicano una carta geologica della Media Valle dell'Aterno, distinguendo nella stratigrafia del Mesozoico sedimenti in *facies* di soglia e in *facies* di *shelf*; una successione cenozoica caratterizzata da una lacuna nel Paleogene, da una sedimentazione calcareo-detritica e successivamente terrigena durante il Miocene, e da una definitiva emersione nel Miocene superiore.

NUMAN (1971) analizza in dettaglio l'area del gruppo Velino-Sirente fornendo un quadro stratigrafico dettagliato ed evidenziando come l'assetto tettonico a *thrust* sia stato modificato e complicato dalle successive fasi distensive, nel corso delle quali si sarebbe prodotto il collasso gravitazionale con scivolamento in senso contrario alla precedente traslazione orizzontale di una vasta parte della struttura.

A PRATURLON & SIRNA (1976) si deve l'analisi paleobiogeografica del margine Cenomaniano nell'Appennino Centrale, già affrontata in un precedente lavoro da CARBONE *et alii* (1969). Secondo questi Autori, durante il Cenomaniano superiore, le *facies* marginali sarebbero avanzate sulle *facies* di piattaforma interna, restringendone il dominio. Questo mutamento paleogeografico si inquadrirebbe nell'ipotesi di una fase tettonica alto-cenomaniana, manifestatasi con fenomeni epirogenetici accompagnati da faglie. Alcune di queste ultime avrebbero deter-

minato l'annegamento di porzioni della piattaforma carbonatica e la comparsa di meccanismi ingressivi, mentre altre avrebbero portato al sollevamento di embrioni di strutture. Un ulteriore contributo alle conoscenze di quest'area è stato recentemente fornito da MASSE (1992) che, in uno studio sulle rudiste del Cretacico inferiore italiano, vi ha segnalato la presenza di alcune forme tipiche dell'Aptiano inferiore.

Gli autori della scuola camerte hanno approfondito le conoscenze microbiostatigrafiche sia dell'area del Gran Sasso (vedi Foglio 360 "Torre de' Passeri") che dei Monti d'Ocre (CHIOCCHINI *et alii* 1984, 1989 e 1994). Secondo tali Autori quest'ultima area era caratterizzata dalla presenza di un margine persistente (Malm - Cretacico superiore) in parziale eteropia verso NW con *facies* di transizione (Cretacico sup-Eocene) e verso est con sedimenti di laguna - piana tidale (Monte Orsello-Monte Cefalone). All'inizio dell'Albiano superiore le zone interne erano soggette ad una emersione estesa fino al Cenomaniano medio con sviluppo di processi paleocarsici e formazione di depositi residuali (1° livello bauxitico); la sedimentazione sarebbe proseguita fino al Cenomaniano superiore quando la stessa veniva interrotta da una nuova emersione segnata dalla presenza di breccie a cemento arrossato (2° livello bauxitico). La lacuna si protrae fino al Turoniano superiore allorchè, al di sopra del secondo livello bauxitico, compaiono modesti spessori di calcari a rudiste, troncati dalle calcareniti della trasgressione miocenica. Una eccezione a questo quadro è rappresentata, secondo gli Autori, dal M. Cefalone dove si sarebbe avuta un'unica lacuna estesa dall'Albiano inferiore al Turoniano superiore.

La stessa area investigata da BOSI & MANFREDINI (1967), ma in un contesto più ampio comprendente anche la zona di Tornimparte, è stata studiata di recente da BIGI *et alii* (1995) e FUMANTI *et alii* (1995). Tali Autori inquadrano la successione stratigrafica in un contesto dinamico risultante dalla sovrapposizione di fenomeni eustatici, tettonici e biologici. La successione cretacea è suddivisa in diverse unità che riflettono le principali fasi evolutive di quest'area di piattaforma. In particolare evidenziano la presenza di un'importante fase di *lowstand* alla base dell'Aptiano, marcata dalla presenza di paleosuoli e da paleocarsismo. Dal punto di vista strutturale sottolineano l'importanza della tettonica trascorrente - transtensiva, ad attività anche quaternaria, probabilmente impostata, in accordo con quanto sostenuto da GALADINI & GIRAUDI (1989), su strutture preesistenti. In seguito FUMANTI (1998) approfondisce le caratteristiche sedimentologiche e stratigrafico-sequenziali della successione cretacea di piattaforma.

GHISSETTI *et alii* (1993) e VEZZANI & GHISSETTI (1995) in uno schema con i principali elementi stratigrafici e strutturali dell'area compresa fra i M.ti D'Ocre ed il bordo settentrionale del Fucino, evidenziano la presenza di importanti lineamenti tettonici e paleogeografici alcuni dei quali (es. linea trascorrente destra Avezzano-Bussi) avrebbero agito a più riprese e con cinematica diversa. A questi ultimi autori si deve peraltro la recente pubblicazione di una carta geologica in scala 1:100.000 dell'intera Regione Abruzzo (VEZZANI & GHISSETTI, 1998).

I depositi quaternari del bacino de L'Aquila sono stati oggetto di studio fin

dalla prima metà del secolo (BENEO, 1940), anche a seguito del rinvenimento al loro interno, di resti di *Elephas meridionalis* (FRANCHI, 1919, D'ERASMO, 1932; FERUGLIO, 1954). Un primo tentativo di inquadramento organico degli stessi si deve tuttavia a DEMANGEOT (1965) che attribuiva un ruolo morfogenetico importante alla fase glaciale del “*Würm antico*”, ritenuta responsabile della messa in posto di depositi lacustri e dei conoidi alluvionali principali. Al “*Würm recente*” veniva attribuita la deposizione di conoidi alluvionali minori. Poche e limitate sarebbero state inoltre le testimonianze del modellamento glaciale e periglaciale “*rissiano*” mentre numerosi ed estesi sarebbero stati i depositi alluvionali “*mindel-rissiani*” al di sopra di sedimenti lacustri “*villafranchiani*”. L'Autore riconosceva infine depositi di “*Megabrecce*” cui attribuiva un'origine cataclastica assegnando all'attività tettonica un ruolo genetico predominante sia pure in un contesto di clima freddo.

La GE.MI.NA. (1963), nell'ambito di indagini nell'area per ricerca di giacimenti di lignite, suddivideva i depositi riscontrati in sondaggio nel bacino, dal basso verso l'alto, in: a) “*complesso argilloso-sabbioso-ghiaioso*”; b) “*complesso ghiaioso-argilloso-sabbioso*”; c) “*complesso argilloso-sabbioso-lignitifero*”.

Successivamente BOSI & BERTINI (1970) hanno realizzato una cartografia di dettaglio dei depositi superficiali affioranti in una porzione dell'area del Foglio (media valle del Fiume Aterno), istituendo, dal basso verso l'alto e in base a criteri litologici, le seguenti formazioni: 1-“*Brecce e conglomerati di Valle Valiano*”; 2-“*Complesso fluvio-lacustre inferiore*” (suddiviso a sua volta in: “*Limi calcarei di S.Nicandro*”, “*Ghiaie di Ansidonia*”, “*Limi calcarei e brecce di Barisciano*”, “*Conglomerati del Fosso dell'Inferno*”, “*Complesso fluvio-lacustre indifferenziato*”); 3-“*Complesso fluvio-lacustre superiore*” (suddiviso in un “*orizzonte inferiore sabbioso*”, un “*orizzonte mediano a tufi*” e un “*orizzonte superiore a sabbie e ghiaie*”); 4-“*Alluvioni terrazzate e conoidi antiche*” (suddivise in tre ordini); 5-“*Alluvioni e detrito di falda recenti ed attuali*”. L'attribuzione cronologica delle varie unità veniva fatta in analogia con quanto indicato precedentemente da DEMANGEOT (1965) ad eccezione delle “*Brecce e conglomerati di Valle Valiano*”, che erano considerate più antiche (Pleistocene inferiore-Pliocene superiore ?). Gli Autori sottolineavano inoltre come, al di sopra delle “*Ghiaie di Ansidonia*” ed all'interno del “*Complesso del Fosso dell'Inferno*” fossero presenti materiali limoso-argillosi rossastri che, in accordo con DEMANGEOT (1965), avrebbero costituito il prodotto di una lunga evoluzione pedologica in un clima subtropicale caldo umido (“*Mindel-Riss*”).

La suddetta sequenza stratigrafica è stata ulteriormente dettagliata da BERTINI *et alii* (1989) nella zona di Barisciano - S. Demetrio dove i sedimenti prima descritti sono stati suddivisi in 5 cicli deposizionali, separati da discordanze erosive: 1 - “*Ciclo di Poggio Pienze*” (suddiviso in 5 formazioni distinte: “*Formazione di Valle Valiano*”, “*Formazione di Madonna della Neve*”, “*Formazione di S.Nicandro*”, “*Formazione di Valverde*”, “*Formazione di Valle Colle*”); 2 - “*Ciclo di Vall'Orsa*”; 3 - “*Ciclo di Valle dell'Inferno*”; 4 - “*Ciclo di S.Giovanni*”; 5 - “*Ciclo di S.Mauro*”, riferibili nel complesso all'intervallo Pleistocene inferiore

p.p.-Pleistocene medio. A questi si aggiungono le “*Brecce di Fonte Vedice*”, di incerta collocazione stratigrafica e i “*Depositi fluviali*”, riferibili al Pleistocene superiore-Olocene. L’attribuzione dei depositi della “*Formazione di San Mauro*” al Pleistocene medio è stata effettuata sulla base del rinvenimento di *Elephas antiquus* (MAINI, 1956) a S.Eusanio Forconese e nella zona di S. Demetrio de’ Vestini (AMBROSETTI, com. pers., citata da BERTINI *et alii* (1989). In effetti i reperti della seconda località citata erano stati attribuiti inizialmente a *Elephas meridionalis* (D’ERASMO, 1932), ma resti certi appartenenti a questa specie, più recentemente ridefinita come *Mammuthus (A.) meridionalis vestinus* (ESU *et alii*, 1991), provengono solamente dalla Cava Santarelli (MACCAGNO, 1962), ubicata nella porzione settentrionale della conca, oltre i limiti del foglio. Quest’ultimo reperto, insieme con altri fossili rinvenuti nello stesso sito, nel complesso riferibili all’*Unità Faunistica di Farneta* (AZZAROLI, 1977), indicano un’età villafranchiana superiore (ESU *et alii*, 1991).

BAGNAIA *et alii* (1989) inquadrano le formazioni affioranti nel bacino de L’Aquila e nella Conca Subequana in quattro cicli deposizionali principali: 1 - “*Sedimenti alluvionali di fondo valle*” (Olocene); 2 - “*Conoidi alluvionali*” (*Würm* recente); 3 - “*Sedimenti fluvio-lacustri con abbondanti materiali piroclastici*” (Pleistocene medio, parte superiore), corrispondenti alla “*Formazione di S.Mauro*” di BERTINI *et alii* (1989); 4 - “*Sedimenti fluvio-lacustri*” (Pleistocene medio, parte inferiore), che includono i sedimenti “*villafranchiani*” di DEMANGEOT (1965) e la maggior parte dei cicli sedimentari di BERTINI *et alii* (1989); “*brecce di origine tettonica*” sarebbero presenti alla base della sequenza (Pleistocene inferiore) e all’interno della stessa (Pleistocene superiore).

Studi paleomagnetici effettuati sulla matrice delle “*Brecce di Fonte Vedice*” (D’AGOSTINO *et alii*, 1997) hanno individuato la presenza di una polarità inversa, inquadrando così i depositi nel Pleistocene inferiore (prima del passaggio *Matuyama-Bruhnes*).

PROGETTO
CARG

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

(E. Centamore & F. Dramis)

L'area compresa nel Foglio 359 "L'Aquila" fa parte del settore a crosta continentale del blocco adriatico ad affinità africana (*Adria Auct.*), e, più in particolare, del segmento più esterno dell'Appennino Centrale, di cui rispecchia le caratteristiche geologiche ed il *trend* evolutivo paleogeografico e tettonico. Tale settore si è strutturato in un edificio a *thrust*, costituito dalla sovrapposizione tettonica di unità appartenenti, in genere, a domini paleogeografici diversi, su cui si sono poi impostati e sviluppati bacini satelliti, discordanti sul substrato deformato e spesso a loro volta successivamente inglobati nel dominio di catena.

Nell'ambito del Foglio sono state distinte tre principali unità tettoniche sovrapposte secondo una generale vergenza adriatica e suddivise a loro volta da sovrascorrimenti minori in una serie di unità di rango minore: a) *Unità M. Cefalone*, più interna e geometricamente più alta; b) *Unità M. Cagno*; c) *Unità M. Ruzza – M. delle Macchie*, più esterna e geometricamente più bassa.

Il settore esaminato fa parte dell'estremo margine nord-orientale del dominio di piattaforma laziale-abruzzese, prossimo al passaggio con la zona di transizione verso il bacino pelagico umbro-marchigiano. Le successioni affioranti dell'*Unità M. Cefalone* sono costituite prevalentemente da *litofacies* mesozoiche del Giurassico superiore-Cretaceo di piattaforma carbonatica. Queste sono riferibili in genere ad un ambiente di piattaforma interna ed affiorano in tutto il settore centro-settentrionale ed orientale, mentre verso nord e nord-ovest si sviluppano *facies* da marginali a scarpata prossimale. Caratteristica delle aree più interne è la presenza di depositi bauxitici e della estesa "*lacuna paleogenica*".

Nelle porzioni più periferiche affiorano limitati lembi di depositi neritici paleogenici e sono presenti filoni sedimentari, legati alle fasi tettoniche di questo periodo. Dopo la lacuna paleogenica, a dimostrazione di una continua evoluzione strutturale dell'area, la sedimentazione riprende, nel Miocene inferiore,

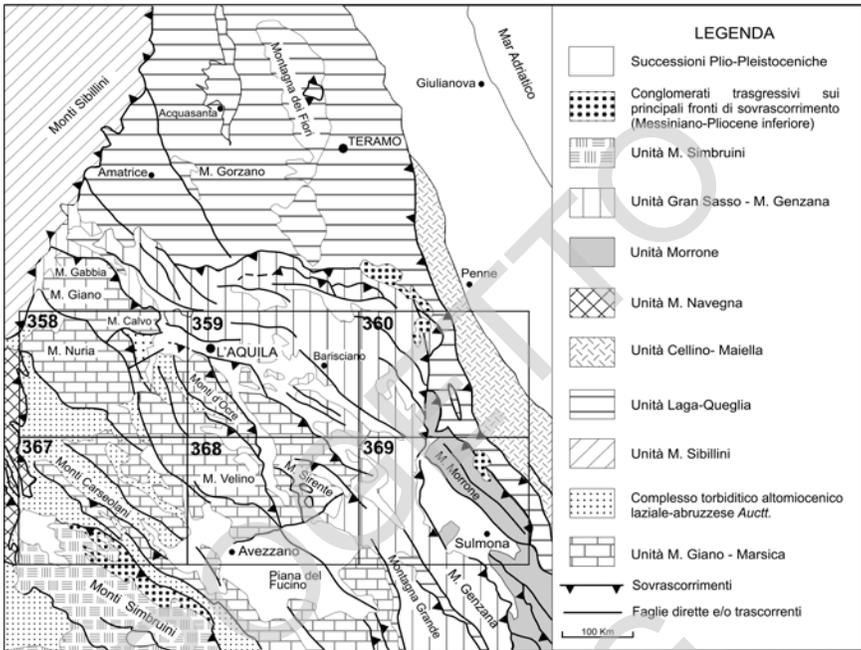


Fig. 1 - Schema delle Unità strutturali dell'Appennino Centrale. Da ACCORDI et alii, 1986.

con depositi carbonatici da piattaforma aperta a rampa distale, che poggiano, in evidente discordanza, sui diversi termini della successione cretacea. Il settore viene inglobato nel dominio di avanfossa nel Messiniano inferiore con la sedimentazione di torbiditi silicoclastiche.

L'Unità *M. Cagno* è caratterizzata da termini cretaci di piattaforma sui quali poggiano, in leggera discordanza angolare, i litotipi medio-miocenici delle *calcareniti a briozoi*.

L'Unità *M. Ruzza - M. delle Macchie* è costituita invece da un insieme di successioni che evidenziano un'organizzazione spazio-temporale dei paleoambienti sedimentari assai più variabile e che riflette gli effetti della tettonica sinsedimentaria di questo settore dal Trias al Neogene.

Nella porzione centro-meridionale dell'unità affiorano depositi mesozoici di piattaforma carbonatica, con *facies* da interne a marginali mentre nell'estrema porzione centro-settentrionale si sviluppa già dal Lias medio una successione di bacino pelagico. Nella fascia compresa tra le due aree, invece, a depositi mesozoici di piattaforma carbonatica, prevalentemente marginali, si sovrappongono *facies* paleogenico-mioceniche da rampa a scarpata prossimale.

Le numerose discordanze rinvenute all'interno di quest'ultima successione, con depositi di scarpata sovrapposti a termini più antichi, chiaramente basculati

ed erosi, mettono nettamente in evidenza una notevole articolazione strutturale dell'area durante il Paleogene-Miocene. Anche questo settore viene inglobato nel dominio di avanfossa durante il Messiniano basale, con la deposizione di torbiditi silicoclastiche nella parte alta delle *calcareniti di M. Fiore*. Il coinvolgimento in catena nel Messiniano superiore è evidenziato invece dalla deposizione dei *conglomerati di M. Coppe* depositi in un bacino satellite al di sopra di un settore che ha subito una prima e notevole deformazione a pieghe e sovrascorrimenti.

Nell'area affiorano estesamente sedimenti continentali di ambiente lacustre e alluvionale (limi, sabbie, ghiaie e conglomerati) depositi all'interno di depressioni tettoniche (Conca dell'Aquila) o nei fondovalle a partire dal Pleistocene Inferiore. Molto diffusi sono anche i depositi di versante (detriti stratificati e brecce) la cui età è di messa in posto è compresa tra Pleistocene inferiore e le ultime fasi fredde del Pleistocene superiore. Alle quote più elevate si rinvencono depositi morenici riferibili alle fasi glaciali del Pleistocene superiore e del Pleistocene medio finale.

PROGETTO
CARG

IV - CENNI DI GEOMORFOLOGIA

(M. Coltorti & F. Dramis)

L'assetto geomorfologico del rilievo risulta fortemente condizionato dall'attività delle dislocazioni tettoniche quaternarie oltre che dal diverso succedersi di processi di erosione e sedimentazione legati all'alternarsi delle fasi climatiche ed all'incisione valliva connessa con il rapido sollevamento regionale verificatisi a partire dalla fine del Pleistocene inferiore.

Da ovest verso est, tra Fosso Raiale e Campo Imperatore, l'area del foglio risulta articolata in un elevato numero di dorsali (alcune delle quali, in prosimità del fondovalle dell'Aterno e nei pressi degli "Altopiani" si presentano come dossi isolati) tutte orientate in direzione appenninica e legate alla tettonica distensiva plio-quaternaria (Tav. 3 - Schema strutturale). Le dorsali sono separate da depressioni tettoniche entroappenniniche come quelle di Roio-Riano (a sud de L'Aquila), di S. Stefano di Sessanio, di Barisciano, dell'Altopiano di Navelli, di Campo Felice e di Campo Imperatore, quest'ultima ricadente nel foglio solo per la sua parte terminale. Un cenno a parte merita l'Altopiano delle Rocche che corrisponde ad un'ampia paleovalle rimasta sospesa per l'azione concomitante della tettonica e dei processi erosivi, tra i quali l'azione del carsismo ha giocato un ruolo importante.

Le forme tettoniche sono ovunque molto diffuse, come riconosciuto da molti degli Autori che si sono occupati della neotettonica dell'area (BENEO, 1940, 1955; SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1934, 1943, 1955; DEMANGEOT, 1965, 1973; BOSI, 1975; BERTINI & BOSI, 1975, 1978; GIRAUDI, 1988; BERTINI *et alii*, 1989; BAGNAIA *et alii*, 1989; GALADINI *et alii*, 1991a, 1991b; D'AGOSTINO *et alii*, 1994). Tra queste forme sono frequenti i grandi versanti a faccette triangolari e trapezoidali lungo i quali o alla loro base si osservano vistosi "scarplets" che testimoniano l'attività recentissima delle faglie responsabili della loro genesi. Particolarmente evidenti tra questi sono i versanti di faglia che delimitano la Conca de L'Aquila,

l'Altopiano di Navelli, il fondo valle dell'Aterno, la depressione di Roio e quella di Campo Felice. L'attività morfogenetica della tettonica raggiunge la sua massima espressione lungo il grandioso versante di faglia che costituisce il bordo occidentale dell'Aterno, tra la dorsale dei M.d'Ocre e le pendici settentrionali di quella del M.Sirente.

Ai piedi di queste scarpate sono presenti, in corrispondenza del suddetto versante, estesi conoidi alluvionali, talora coalescenti per chilometri, spesso interessati ripetutamente dall'attività tettonica, fenomeni franosi, anche di grandi dimensioni, e deformazioni gravitative profonde (DRAMIS & SORRISO-VALVO, 1994). La forte incidenza di questi ultimi fenomeni è da attribuire, oltre che al forte rilievo dell'area e all'acclività dei versanti, anche alla presenza di importanti dislocazioni tettoniche ad attività recente ed all'elevata sismicità ad esse associata (BLUMETTI *et alii*, 1993).

I depositi e le forme glaciali costituiscono le testimonianze più vistose dell'influenza del clima sul modellamento. Circhi glaciali caratterizzano la porzione più occidentale del foglio, in special modo i versanti nord-orientali di M.Cornacchia – M. Puzzillo, M. La Torricella, M. Orsello, M. Cefalone e M. d'Ocre. I fattori più importanti nel modellamento di queste forme sono l'esposizione e la provenienza da nordest dei venti efficaci nel Pleistocene (DEMANGEOT, 1965). Ai piedi di questi circhi sono talora presenti valli glaciali con spessi depositi morenici, generati a più riprese durante il Pleistocene medio e superiore. I depositi glaciali del Pleistocene superiore presentano ancora cordoni ed archi morenici frontali ben preservati. Si segnala al riguardo l'area di Campo Felice dove già in passato (DEMANGEOT, 1965; BOSI & MANFREDINI, 1967) e recentemente GIRAUDI (in stampa) hanno evidenziato forme e depositi glaciali.

Un lavoro di estremo dettaglio è stato realizzato da GIRAUDI & FREZZOTTI (1997) nei depositi *Pleni* e *Tardiglaciali* di Campo Imperatore, i cui margini meridionali rientrano nella parte nord del foglio in esame. La deposizione di conoidi alluvionali comparabili a quelli di Valle Majelama si sarebbe interrotta circa 31.500 ± 550 anni B.P. come è testimoniato dall'evoluzione di un *Chromic Luvisol* con Bt sviluppatosi su materiali vulcanici. Non si conoscono sedimenti morenici connessi con questa fase mentre sono noti sia depositi glaciali che fluvio-glaciali associati alla massima avanzata glaciale ed alle fasi di ritiro successive. La massima espansione glaciale (Campo Imperatore Stade-CIS) è documentata a quota 1580 e datata tra 22.680 ± 630 e 22.350 ± 300 anni B.P.. 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..

Alla degradazione dei versanti durante le fasi fredde pleistoceniche sono da attribuire anche le estese falde e conii detritici: tra questi, quelli generati durante l'ultima fase fredda pleistocenica (*Pleniglaciale würmiano*) risultano generalmente ben conservati. I sedimenti detritici, trasportati dai torrenti o direttamente provenienti dai versanti, giungevano ai fondi vallivi ed erano rielaborati dalle acque correnti superficiali a generare estesi conoidi e depositi alluvionali che sono stati generalmente incisi e terrazzati durante il miglioramento climatico post-

glaciale. I depositi terrazzati più antichi sono talora posti a quote relativamente elevate sui fondovalle per effetto delle dislocazioni tettoniche.

Elementi morfologici di particolare interesse sono le superfici di spianamento. DEMANGEOT (1965) aveva riconosciuto nell'area una "superficie sommitale", descritta come "lombi residuali di un paesaggio maturo di età pontica", e una "superficie villafranchiana", incastrata all'interno della prima ed evolutasi fino al Siciliano. Lombi di superfici sommitali con significato analogo a quello proposto da DEMANGEOT sono state successivamente riconosciute in numerose parti dell'Appennino (DESPLANQUES, 1969; BARTOLINI, 1980; COLTORTI, 1981; CALAMITA *et alii*, 1982; DRAMIS *et alii*, 1991; DRAMIS, 1992; COLTORTI & FARABOLLINI, 1995; COLTORTI & PIERUCCINI, 1997a, 1997b).

Nelle prime fasi del sollevamento dell'area la "superficie sommitale" è stata incisa da ampi valloni il cui fondo si raccordava ai versanti mediante *pediment* più o meno sviluppati (CALAMITA *et alii*, 1982; DRAMIS *et alii*, 1991; DRAMIS, 1992; COLTORTI & FARABOLLINI, 1995; FICCARELLI *et alii*, 1997; CALAMITA *et alii*, 1994); contemporaneamente si modellavano vaste superfici di spianamento di tipo pedimentario sui terreni neogenici della fascia periadriatica e delle depressioni interne (DEMANGEOT, 1965; DUFAURE *et alii*, 1989; DRAMIS, 1992). Superfici di spianamento si sono prodotte nell'area aquilana anche in tempi più recenti dopo la deposizione dei depositi di riempimento più antichi (BERTINI *et alii*, 1989).

A parte gli aspetti macroscopici del modellamento carsico che permette di classificare come *polje* almeno parte delle depressioni chiuse presenti nell'area, risultano estremamente diffuse le forme dovute al carsismo superficiale quali doline, uvale, campi solcati. Il carsismo ipogeo è particolarmente sviluppato sulle pendici settentrionali dell'Altopiano delle Rocche dove è presente la Grotta di Stiffe (CALLORI & SEGRE, 1958; PANZANARO & ROMAGNOLI, 1995) che probabilmente ne costituisce la risorgenza principale. Questa risorgenza si apre a circa 700 metri di quota, su un versante calcareo che si estende fino al fondovalle a circa 600 m, testimoniando come i processi carsici non siano stati in grado di tenere il passo all'approfondimento del reticolo epigeo (CALLORI & SEGRE, 1958; BAGNAIA *et alii*, 1989).

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. E' 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; ROBASZYSKI & 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 cronostratigrafiche si è tenuto conto dei suggerimenti contenuti nei *Proceedings "Second International Symposium on Cretaceous Stage Boundaries"* (RAWSON *et alii* eds., 1996).

Il Paleogene-Miocene

Questo 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 ai eventi che definiscono i limiti zonali, anche altri eventi che permettono la correlazione con altre biozonazioni (IACCARINO, 1985; FOREST *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 Crono-stratigrafica	FACIES DI MARGINE DELLA PIATTAFORMA CARBONATA			FACIES DI SCARPATA ESTERNA			Scala Crono-stratigrafica
	BIOZONE * unità biostratigrafiche informali		SUBZONE	COMPARSA LOCALE DI TAXA CARATTERISTICI		BIOZONE * unità biostratigrafiche informali	
	Riferimenti cronostatigrafici presunti o convenzionali						
CRETACICO SUPERIORE	Orbitoides			↑	Orbitoides	↓	* Globotruncanica e Orbitoides
	Hippuritidae e Radiolitidae				Globotruncanica	↓	* Globotruncanica e Hippuritidae
	Orbitolina				Helvetoglobotruncanica	↓	* Globotruncanica e Hippuritidae
	Lithocodium aggregatum				Marginotruncanica	↑	* Marginotruncanica e Hippuritidae
	Tubiphytes morronensis			↓	Helvetoglobotruncanica	↑	* Helvetoglobotruncanica e Hippuritidae
	Protopenneropsis striata			↓	Helvetoglobotruncanica	↑	* Whiteinella e Radiolitidae
	Gutnicella cayeuxi			↓	Orbitolina	↓	* Rotalipora e Orbitolina
	Palaeodasycladus Anthozoa e Hydrozoa			↓	Radiolitidae	↓	* Hedbergella e Orbitolina
	Palaeodasycladus mediterraneus e Rivularia pieae			↓	Hedbergella	↓	Hedbergella e Lithocodium aggregatum
	Valvulinidae e Rivulariaceae			↓	Montsalevia salevensis	↓	Colomispheara Radiolaria e Lithocodium aggregatum
CRETACICO INFERIORE	Triasina hantkeni e Griphoporella curvata				Calpionella alpina forme globulari	↓	Calpionellopsis Calpionellites e Lithocodium aggregatum
					Crassicollaria	↑	Crassicollaria, Calpionella Lithocodium aggregatum e Tubiphytes morronensis
					Chitinoidea	↑	Saccocoma
					Colomispheara	↑	Tubiphytes morronensis
					Saccocoma	↑	Radiolaria e Tubiphytes morronensis
					Tubiphytes morronensis	↑	"Posidonia-Bositra" e Protopenneropsis striata
					Protopenneropsis striata	↑	"Posidonia-Bositra" e Gutnicella cayeuxi
					Bosniella croatica	↑	"Posidonia-Bositra" Palaeodasycladus Anthozoa e Hydrozoa
					Gutnicella cayeuxi	↑	Radiolaria Orbitospella e Agerina martana
					Orbitospella Agerina martana	↑	Radiolaria, Palaeodasycladus Anthozoa e Hydrozoa
CRETACICO INFERIORE	Triasina hantkeni e Griphoporella curvata				Palaeodasycladus mediterraneus	↓	Palaeodasycladus mediterraneus e Rivularia pieae
					Valvulinidae e Rivulariaceae	↓	Valvulinidae e Rivulariaceae
					Triasina hantkeni e Griphoporella curvata	↓	Triasina hantkeni e Griphoporella curvata
					Triasina hantkeni e Griphoporella curvata	↓	Triasina hantkeni e Griphoporella curvata
					Triasina hantkeni e Griphoporella curvata	↓	Triasina hantkeni e Griphoporella curvata
					Triasina hantkeni e Griphoporella curvata	↓	Triasina hantkeni e Griphoporella curvata
					Triasina hantkeni e Griphoporella curvata	↓	Triasina hantkeni e Griphoporella curvata
					Triasina hantkeni e Griphoporella curvata	↓	Triasina hantkeni e Griphoporella curvata
					Triasina hantkeni e Griphoporella curvata	↓	Triasina hantkeni e Griphoporella curvata
					Triasina hantkeni e Griphoporella curvata	↓	Triasina hantkeni e Griphoporella curvata

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			ETA'	Zonazione ad Ammoniti	ETA'	SUCCESIONI CONDENSATE		Paleoambienti	
	Unità Litostratigrafiche	Biozone					Biozone	Unità Litostratigrafiche		
PELAGICO	MAIOLICA	Crassicollaria	TITONIANO sup.	Durangites Microcanthum Volanense Fallauxi Semiforme Darwini Hybonotum	TITONIANO sup.	Crassicollaria	MAIOLICA	PELAGICA		
	CALCARI A SACCOCOMA E APTICI	Colomisphaera e Saccocoma	TITONIANO inf.	Beckeri Cavouri Compsum Divisum Strombecki Platynota	KIMMERIGIANO inf.	Colomisphaera, Saccocoma e Aptychus	CALCARI NODULARI ad APTICI		BUGARONE SUPERIORE	
		Radiolaria e Saccocoma	KIMMERIGIANO inf.			Resti organici spazzati				
	CALCARI DIASPRINI	Radiolaria	KIMMERIGIANO inf.	Non sono presenti Ammoniti	OVIFORDIANO inf. sup.	OVIFORDIANO inf. sup.	"MAIN GAP"		CALCARI NODULARI	
		Posidonia-Bositra e Radiolaria	BATHONIANO CALLOVIANO inf. sup.							BATHONIANO CALLOVIANO inf. sup.
			BATHONIANO CALLOVIANO inf. sup.							BATHONIANO CALLOVIANO inf. sup.
	CALCARI A POSIDONIA	Posidonia-Bositra	BAJOCCIANO inf.	Parkinsoni Garantiana Subfurcatum Humphriesianum Sauzei Laeviuscula Discites	BAJOCCIANO inf.	Globuligerina	CALCARI NODULARI NOCCIOLA		BUGARONE INFERIORE	
		Posidonia-Bositra "concentrici"	ALENIANO inf. sup.	Concavum Murchisonae Opalinum	ALENIANO inf. sup.	abbondanti				
	ROSSO AMMONITICO MARCHIGIANO	Posidonia-Bositra e Nodosariidae	TOARCIANO inf. medio sup.	Asiensis Menechini Insigne Thouarsense Variabilis Bifrons Serpentinus Tenuicostatum	TOARCIANO inf. medio sup.	Posidonia-Bositra	CALCARI NODULARI E MARNE VERDI			
	CORNIOLA	Radiolaria e spicole di Spugne	PIENSABACHIANO inf. medio sup.	Emaciatum Algovianum Lavinianum Davoei Ibex Jamesoni	PIENSABACHIANO inf. medio sup.	Agerina martana e Involutina liassica	CALCARI STRATIFICATI GRIGI			
PALEOPIATTAFORMA	CALCARE MASSICCIO DEL BURANO	"noduli algali"	Raricostatum Oxynotum Obtusum Turneri Semicostatum Bucklandi	SINEMURIANO inf. medio sup.	Valvulinidae Nodosariidae e Echinodermata	CALCARE MASSICCIO "B"	CALCARE MASSICCIO DEL MONTE NERONE			
		Echinodermata e spicole di Spugne	HETTANGIANO	Angulata Liasicus Planorbis	HETTANGIANO	Palaeodasycladus 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	
100.0	C34n			Rotalipora appenninica	↑ R. tinicensis ↑ R. tinicensis	
				Rotalipora tinicensis	↑ R. tinicensis ↑ 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	CM0			Leupoldina cabri		
	CM1		BARREMIANO	Globigerinelloides blowi	↑ G. blowi	Hedbergella & Lithocodium aggregatum
125.0	CM2			Hedbergella sigali	↑ Globigerinelloides ↑ FCO Hedbergella	
	CM3 CM4 CM5 CM6 CM7 CM8 CM9		HAUTERIVIANO	Colomisphaera e Radiolaria		Colomisphaera, Radiolaria & Lithocodium aggregatum
130.0	CM10 CM10n CM11			Calpionellites	↑ Ct. darderi ↑ P. murgeanui	Calpionellopsis, Calpionellites & Lithocodium aggregatum
135.0	CM12 CM12a CM13 CM14 CM15		VALANGINIANO	Calpionellopsis	↑ L. hungarica ↑ Cs. simplex	
140.0	CM16 CM17		BERRIASIANO	Calpionella	↑ C. elliptica ↑ R. ferassini ↑ C. alpina (forma sferica)	Crassicollaria, Calpionella, Lithocodium aggregatum & Tubiphytes morronensis
145.0	CM18 CM19 CM20 CM21	GIURA. sup.p.p.	TITONIANO sup. p.p.	Crassicollaria	↑ C. alpina (forma grande) ↑ T. carpathica ↑ Chitinoidea	Saccocoma e Tubiphytes morronensis
			TITONIANO inf. p.p.	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	EPOCHS	BIOZONA A FORAMINIFERI PLANCTONICI		EVENTI A FORAMINIFERI PLANCTONICI		BIOZONA A MACRO- FORAMINIFERI	EVENTI A MACRO- FORAMINIFERI
			1	2				
25.00	C68n	MIOCENE SUPERIORE	AOUTIANNANO P.P.	Paragloborotalia kugleri	M1a	G. delhicens P. kugleri s.s. G. angulituralis P. gr. kugleri	SBZ 24 (pars)	M. gr. gunteritani
	C67n			Globigerina angulituralis	P22		SBZ 23	
	C66n			Globigerina angulituralis		G. primordius P. opima	SBZ 22B	M. complanatus
	C65n			Paragloborotalia opima opima	P21	C. cubensis G. angulituralis	SBZ 22A	C. droegeri
	C64n			Globoquadrina sellii	P20	G. ampliapertura P. opima		N. praemarginata
	C63n			Globigerina ampliapertura	P19		SBZ 21	
	C62n			Globoquadrina sellii		Pseudohastigerina spp. G. sellii		
	C61n			Globigerina tapuiensis	P18	G. tapuiensis Hantkenina T. cerroazulensis s.l.	SBZ 20	N. vascus
	C60n			Turborotalia cerroazulensis s.l.	P17	C. inflata T. cunialensis P. seminivoluta/T. pomeroli C. inflata	SBZ 19	N. retiatius
	C59n			Cribrorotalia inflata	P16		SBZ 18	N. fabianii
35.00	C15n	MIOCENE INFERIORE	RUFELIANO CHATIANO	Porticulasphaera seminivoluta	P15		SBZ 17	N. cyrenaicus
	C14n			Truncorotaloides rohri	P14	A. bullbrooki M. spinulosa O. beckmanni	SBZ 16	N. bronngiarti N. carpenteri
	C13n			Orbulinoides beckmanni	P13	O. beckmanni T. cerroazulensis s.s.	SBZ 15	
	C12n			Morozovella lehneri	P12	T. pomeroli T. possagnoensis M. aragonensis T. frontosa / T. boweri	SBZ 14	N. crassus
	C11n			Globigerapsis kugleri	P11	M. lehneri G. kugleri T. possagnoensis G. higginsi	SBZ 13	A. spira spira
	C10n			Hantkenina nuttalli	P10	T. togliensis / T. rohri T. boweri	SBZ 12	N. laevigatus A. violae
	C9n			Acarinina pentacamerata	P9	M. spinulosa H. nuttalli A. bullbrooki T. frontosa	SBZ 11	A. cremae
	C8n			Morozovella aragonensis	P8	P. palmerae A. pentacamerata M. formosa	SBZ 10	
	C7n			Morozovella formosa formosa	P7	M. aragonensis M. subbotinae	SBZ 9	A. canavarii A. adrianiensis
	C6n			Morozovella subbotinae	P6	M. formosa M. edgerli M. velascoensis M. edgerli P. pseudomenardi M. subbotinae A. soldadoensis A. subsphaerica	SBZ 8 SBZ 7 SBZ 6 SBZ 5 SBZ 4 SBZ 3	A. leymyeri A. moussoulensis A. ellipsoidalis A. vredenburgi G. levis
45.00	C24n	MIOCENE MEDILO	LUTEZIANO BARTONIANO FRANCONIANO	Morozovella velascoensis	P5		SBZ 2	G. primaeva
	C23n			Planorotalites pseudomenardi	P4			
	C22n			Igorina pusilla	P3	P. pseudomenardi I. albeardi I. pusilla M. angulata Pr. uncinata	SBZ 2	M. globularis
	C21n			Morozovella angulata	P2			
	C20n			Praemurica uncinata	P2c			
	C19n			Praemurica inconstans	P1c	Pr. inconstans	SBZ 1	
	C18n			Parasubbotina pseudobulloides	P1b			
	C17n			Parvularugoglobigerina eugubina	P1a	S. triloculoides P. eugubina P. pseudobulloides forme cretatiche		L. bibensis
	C16n			Abathomphalus mayaroensis (pars)	Pa + PO			
	C15n							
55.00	C27n	PALEOCENE SUPERIORE	DANIANO SELANDIANO THANETIANO					
	C26n							
	C25n							
	C24n							
	C23n							
	C22n							
	C21n							
	C20n							
	C19n							
	C18n							
65.00	C29n	PALEOCENE INFERIORE	LUTEZIANO BARTONIANO FRANCONIANO					
	C28n							
	C27n							
	C26n							
	C25n							
	C24n							
	C23n							
	C22n							
	C21n							
	C20n							

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

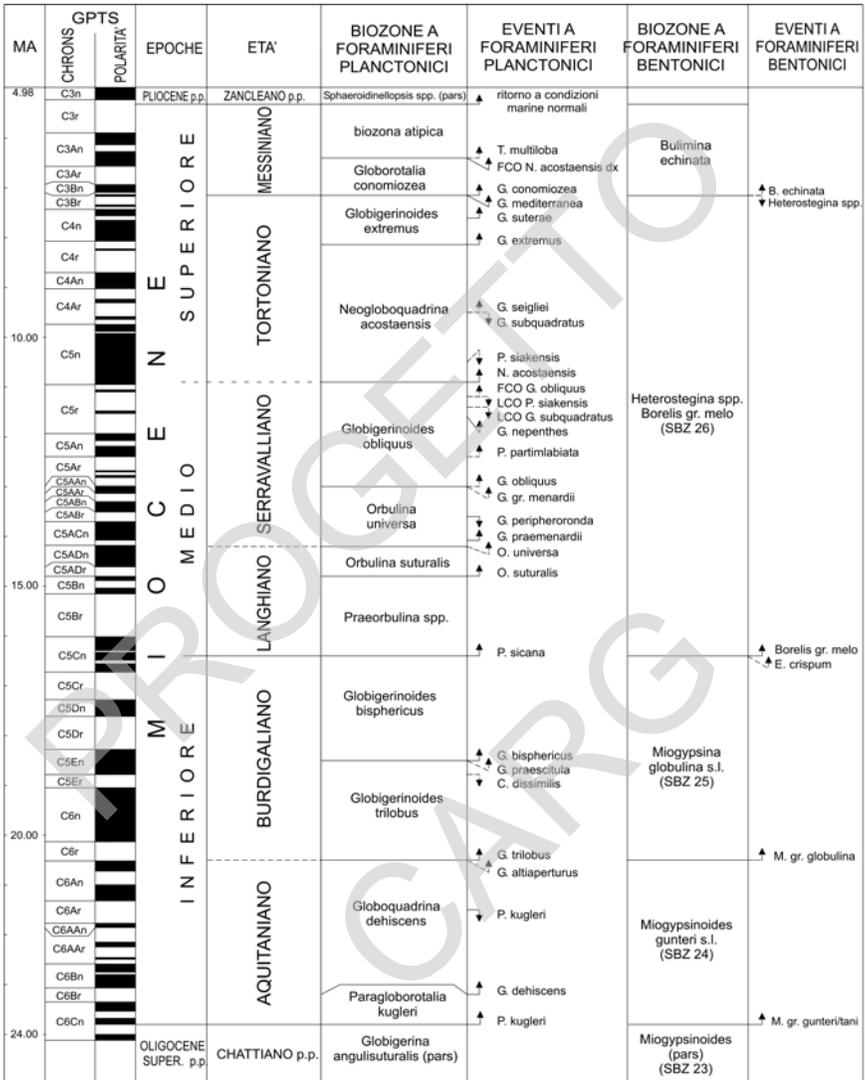


Fig. 7 - Schema stratigrafico del Miocene. Magnetostratigrafia (GPTS) da CANDE & KENT (1995). Biocronologia e cronostratigrafia da BERGGREN et alii (1995), da MONTANARI et alii (eds.) (1997) e da SPROVIERI et alii (1996). I limiti cronostratigrafici tratteggiati corrispondono a limiti in via di ridefinizione.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

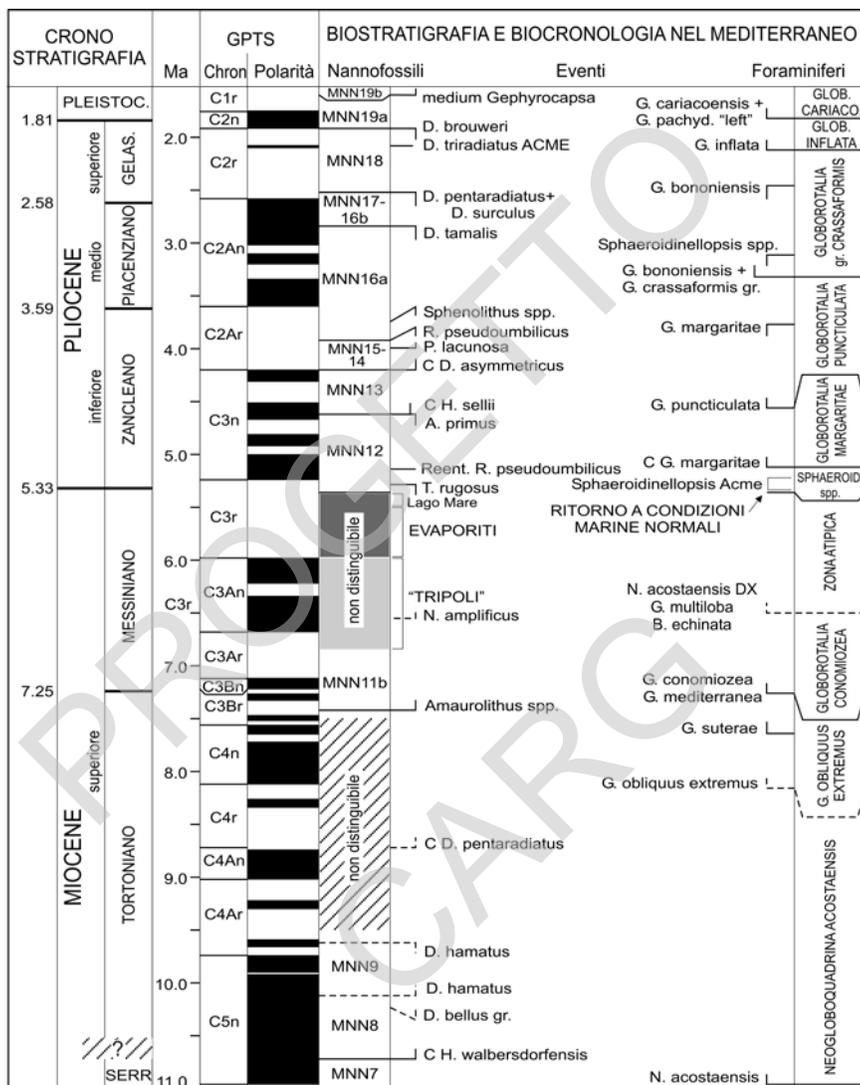


Fig. 8 - Schema bio-cronostratigrafico a plancton calcareo del Mio-Pliocene nel Mediterraneo. Correlazioni con la scala della Polarità Magnetica (GPTS), la scala cronostratigrafica e le biozone a foraminiferi planctonici. Da RIO et alii (1990), FORNACIARI et alii (1996), RAFFI et alii, in BERGGREN (1995) 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

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

Il Foglio 359 è suddivisibile in tre aree caratterizzate da successioni stratigrafiche che evidenziano o la persistenza, nel tempo, di determinati ambienti sedimentari oppure una loro simile evoluzione spazio-temporale. Tali aree sono, infatti, caratterizzate da:

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

Area B) *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 C) *litofacies* meso-cenozoiche di scarpata *s.l.* – bacino

Nonostante le successioni affioranti nelle tre aree siano, nel loro complesso, diverse, alcune unità litostratigrafiche risultano essere comuni come è evidenziato nella legenda della carta. Al fine di non appesantire la lettura delle presenti note con inutili ripetizioni si è deciso di descrivere le unità litostratigrafiche secondo l'ordine cronologico a partire dalla più antica affiorante.

1. - DEPOSITI CARBONATICI PRE-OROGENICI

1.1. - SUCCESSIONE MESOZOICA DI PALEOPIATTAFORMA

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

Rappresenta l'unità più antica presente nel foglio; affiora esclusivamente nel settore nordorientale (area B) dove è costituita da prevalenti dolomie microcristalline, a luoghi saccaroidi, di colore generalmente grigio, stratificate in strati da medi a spessi cui si alternano irregolarmente calcari dolomitici più frequenti verso il tetto dell'unità. In più punti l'unità si presenta fortemente tettonizzata con totale obliterazione dei caratteri diagnostici.

Dove tali caratteri risultano preservati, le *litofacies* appaiono organizzate in cicli peritidali e diagenetici a scala metrica. Generalmente i depositi subtidali sono rappresentati da *mudstones-wackestones* a foraminiferi bentonici, alghe verdi e peloidi con locale presenza di comunità bentoniche a megalodontidi. Le *facies* inter-sopratidali sono caratterizzate da stromatoliti, localmente predominanti e strutture da disseccamento. Le fasi d'esposizione subaerea prolungata, più frequenti nella parte sommitale dell'unità, sono marcate da orizzonti arrossati con pisoidi vadosi, cavità paleocarsiche e, localmente, da orizzonti deformati a *tepee* da semplici a complessi. In quest'ultimo caso le cavità sono riempite da diverse generazioni di cementi, i più evidenti dei quali sono rappresentati da ventagli raggiati ("raggioni" di ASSERETO & FOLK, 1980) di dimensioni pluricentriche (base del versante nordoccidentale di M. te della Selva). Lo spessore, in affioramento, è di circa 400 m. Il passaggio con l'unità sovrastante (MAS1) si realizza tramite l'interposizione di una fascia calcareo-dolomitica, potente circa un centinaio di metri, all'interno della quale scompaiono definitivamente le faune triassiche (ADAMOLI *et alii*, 1978).

L'associazione micropaleontologica, rappresentata da *Triasina hantkeni* MAJZON, *Aulotortustenuis* (KRISTAN), *Auloconus permodiscoides* (OBERHAUSER), *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK, *Gandinella falsostuarti* (SALAS, BORZA & SAMUEL) e *Griphoporella curvata* (GUEMBEL), permette di attribuire l'unità alla biozona a *Triasina hantkeni* e *Griphoporella curvata*.

RETICO

1.1.2. - *calcare massiccio* (MAS)

Sulla base della nomenclatura formazionale della successione umbro-marchigiana e dei caratteri litologici e sedimentologici, la formazione del *calcare massiccio*, è stata suddivisa in tre membri: *calcare massiccio "A"*, *calcare massiccio "B"* e *calcare massiccio "C"*. Di tali membri, all'interno del foglio, è presente solo il primo.

calcare massiccio "A" (MAS₁)

Tale membro è costituito da prevalenti calcari fango-sostenuti bianchi, lo-

calmente dolomitizzati, organizzati in parasequenze *shallowing-upward* a scala metrica. Nei dintorni di Barisciano (area B) i litotipi dolomitici e/o calcareo-dolomitici appaiono più frequentemente verso la base dell'unità. La stratificazione risulta generalmente ben evidente con strati da medi a spessi. Le singole *facies* sono organizzate in cicli peritidali (prevalenti) e subtidali.

I depositi subtidali sono costituiti da *mudstones-wackestones* ad oncoidi, intraclasti, gasteropodi, alghe calcaree e da *grainstones* ad ooidi e foraminiferi bentonici (versante orientale di M. te della Selva) e da *packstones* e *grainstones* ad ooidi, peloidi, intraclasti e bioclasti (frammenti di coralli ed echinodermi, Barisciano). *Facies* inter-sopratidali a stromatoliti, strutture da disseccamento e paleosuoli carbonatici a diverso grado di sviluppo. A più altezze stratigrafiche sono presenti *floatstones* a gasteropodi.

In più punti (M. Rofano-M. te Ruzza e a sud di Cima del Maccione nell'area B; Valle di S. Giuliano e Madonna della Cona nell'area C) sono presenti *lito-facies* dolomitiche costituite da dolomie saccaroidi biancastre, in strati spessi, con intercalazioni di calcari a diverso grado di dolomitizzazione (**MASa** - *calcare massiccio dolomitizzato*). Nei livelli più calcarei è possibile riconoscere le stesse *litofacies* e la stessa associazione paleontologica che caratterizza MAS₁. Spesso i litotipi dolomitici risultano fortemente tettonizzati con conseguente formazione di forme calanchive.

La comparsa, superiormente al *calcare massiccio*, di *litofacies* appartenenti a diversi ambienti deposizionali riflette la diversificazione dei paleoambienti in seguito alla ben nota fase tettonica del Lias inferiore. Nell'area di M. della Selva il passaggio con le *facies* marginali di MSE (vedi oltre) è marcato da una superficie debolmente carsificata a cui corrisponde una lacuna stratigrafica comprendente parte del Sinemuriano inferiore (sezione Monte della Selva III in ADAMOLI *et alii*, 1978); più ampia risulta la lacuna nella zona della Mogliera dove a MAS₁ si sovrappongono le *facies* bioclastiche di scarpata prossimale dei *calcari bioclastici "inferiori"* (BLI) attribuiti da ADAMOLI *et alii* (1978) all'Aaleniano *p.p.* (sezione Mogliera) o al Bajociano *p.p.* (sezione Vanessa), in quest'ultimo caso con l'interposizione di un esile orizzonte di calcari nodulari del Pliensbachiano *p.p.*.

Sia a M. Ruzza sia a Madonna della Cona (area C) superiormente alle *facies* dolomitizzate del *calcare massiccio* compaiono, invece, le tipiche *facies* micritiche o bioclastiche della *corniola*. Lo spessore massimo d'affioramento dell'unità è di circa 700 m.

Il contenuto micropaleontologico è rappresentato da *Rivularia piae* (FROLLO), *Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA), *Rivularia lissaviensis* (BORNEMANN) e *Garwoodia bardosi* DRAGASTAN, tra i microfossili più significativi e permette di riferire l'unità alla biozona a *Valvulinidae* e *Rivulariaceae* e alla biozona a *Palaeodasycladus mediterraneus* e *Rivularia piae*.

HETTANGIANO - SINEMURIANO inferiore

1.2. - SUCCESSIONE MESOZOICA DI PIATTAFORMA CARBONATICA INTERNA

1.2.1. - calcari ciclotemici a gasteropodi (CCG)

E' l'unità che caratterizza gran parte del Cretacico inferiore del foglio. Essa affiora unicamente ed estesamente all'interno dell'area A ed è costituita da prevalenti calcari fangosostenuti, organizzati in cicli *shallowing-upward* (*sensu* JAMES, 1984; STRASSER, 1988) a scala metrica. Essi sono caratterizzati da sedimenti subtidali attribuibili ad ambienti di laguna da aperta a ristretta a cui si sovrappongono *facies* alto-intertidali e sopratidali a *fenestrate* di varia tipologia (laminari, tubolari, irregolari *sensu* TUCKER & WRIGHT, 1990) e/o stromatoliti. Indizi di esposizione subaerea sono riconoscibili in molti dei cicli presenti (nodularizzazione, cavità riempite da micriti ad ostracodi e charofite, cavità paleocarsiche, sviluppo di cementi vadosi ecc.). I sedimenti di laguna aperta sono rappresentati da *grainstones-packstones* fini, *grainstones* bioclastici, *wackestones-packstones* ad oncoidi, alghe calcaree e foraminiferi bentonici. I sedimenti di laguna ristretta da *mudstones* sterili o con faune bentoniche oligotipiche e poco sviluppate. Verso l'alto compaiono frequenti intercalazioni, di spessore anche metrico e spesso canalizzate, di *wackestones-packstones* a nerineidi.

Nel settore nordoccidentale dei Monti d'Ocre (area di Lucoli) le porzioni subtidali dei cicli diventano prevalentemente granulosostenute e, nella parte sommitale, compaiono i primi orizzonti ad orbitolinidi e caprotine. In quest'area la base dell'unità è marcata dalla presenza di una superficie di discontinuità, posta al tetto dell'unità dei *calcari a coralli e diceratidi* (CCD), evidenziata dalla presenza di un corpo brecciato potente qualche metro.

Il limite superiore dell'unità è stato posto in corrispondenza della comparsa degli spessi strati a rudiste dell'unità RCO.

Lo spessore dell'unità è di circa 200 m nelle aree retromarginali (Lucoli) dove la porzione inferiore è sostituita da CCD, mentre non risulta valutabile nelle aree di piattaforma interna, dove non si raggiungono mai i termini altogiurassici delle unità sottostanti; in queste aree lo spessore massimo affiorante è di circa 600m.

Il contenuto macropaleontologico è costituito principalmente da gasteropodi (tra i quali *Cylindroptyxis fontis* CALZADA & URQUIOLA) mentre l'associazione micropaleontologica è rappresentata da *Cuneolina camposaurii* SARTONI & CRESCENTI, *Cuneolina laurentii* SARTONI & CRESCENTI, ?*Cuneolina scarsellai* DE CASTRO, *Trocholina molesta* GORBATCHIK, *Trocholina alpina* (LEUPOLD), *Orbitolinopsis capuensis* DE CASTRO, *Montsalevia salevensis* (CHAROLLAIS, BRONNIMANN & ZANINETTI), *Salpingoporella biokovens* SOKAC & VELIC, *Salpingoporella annulata* CAROZZI, *Lithocodium aggregatum* ELLIOTT, *Rivularia lissaviensis* (BORNEMANN), *Mitcheledeaniabrinkmanni* DRAGASTAN & DUZBASTILAR, *Rivularia kurdistanensis* (ELLIOTT). Tale associazione permette di riferire l'unità 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

1.2.2. - *calcari a requienie, caprotine e ostreidi* (RCO)

Rappresenta una delle unità più caratteristiche dell'area A. E' costituita da prevalenti *floatstones* a molluschi, in strati da spessi a molto spessi, a cui si intercalano orizzonti, di spessore variabile, di *mudstones-wackestones* con foraminiferi bentonici, alghe e/o ostracodi. Le macrocomunità bentoniche mostrano una zonazione che rispecchia, generalmente, quanto conosciuto in letteratura (cfr. LUPERTO SINNI & MASSE, 1982) con popolamenti a caprotine e caprine prevalenti nei settori più prossimi ai paleomargini e prevalenti requienidi nei settori più interni. Nel primo caso le comunità a caprotine e caprine passano superiormente, in genere, a comunità a requienie ed ostreidi. Tale passaggio è spesso caratterizzato da una superficie di discontinuità marcata, nel settore occidentale (Valle Marina, Colle di Casamaina) da paleosuoli argillosi con litoclasti e/o conglomerati a clasti anneriti e, nel settore orientale (Fonteavignone), da una superficie debolmente carsificata. Anche dove non osservabile, la fase di esposizione subaerea è testimoniata da una intensa dissoluzione dei gusci che, localmente, interessa non solo lo strato aragonitico interno ma anche quello calcitico esterno, con formazione di pseudomorfi riconoscibili solo per la diversa tonalità del sedimento. Le originarie cavità principali delle rudiste (*general cavity*) sono generalmente riempite da *packstones-grainstone*, oppure, in prossimità della discontinuità suddetta, da *silt* vadosi policromi. Rare risultano invece le cavità biomoldiche non occluse. Frequenti risultano anche le incrostazioni di probabile origine algale (*Bacinella irregularis*). L'organizzazione in strati spessi (100-150 cm) e l'elevato contenuto biogeno determinano una maggior resistenza all'azione degli agenti esogeni che origina tipici corpi rilevati rispetto al resto della successione, ben visibili e cartografabili anche a distanza e, in alcuni casi (es. Serralunga), anche tramite aereofotointerpretazione. Buone esposizioni si hanno sulla sterrata che da Casamaina conduce a Valle Marina e sulla S.S. Vestina nuova. Sulla base delle caratteristiche sedimentologiche, dell'abbondante contenuto faunistico e di quanto noto sulla paleoecologia dei *taxa* presenti (LUPERTO SINNI & MASSE, 1982; SIRNA, com. pers.) tali *facies* dovrebbero essere attribuibili ad ambienti retromarginali-lagunari dominati da condizioni di buona circolazione idrodinamica.

Procedendo verso N e NE compaiono intercalazioni biolitoclastiche, sovente ricche in orbitolinidi, progressivamente più frequenti, fino a diventare esclusive. L'unità perde, conseguentemente, la propria identità e risulta eteropica con la porzione basale dei *calcari a rudiste ed orbitoline* (RDO). Il passaggio laterale tra le due unità (RCO e RDO) si realizza in spazi ristretti sia nel settore nord-occidentale (area di Valle Marina), che in quello settentrionale (area di Fonte Cerasitto-Mezzaspada), lasciando supporre una transizione relativamente rapida tra i due diversi ambienti sedimentari.

Tale unità riveste una notevole importanza nella stratigrafia delle unità carbonatiche Tetidee. Le *facies* a caprotine e caprine (pre biozona a *Salpingoporella dinarica* RADOICIC) rappresentano infatti un bioevento riconosciuto nell'intero dominio periadriatico (SARTORIO 1987, CESTARI & SARTORIO, 1995; FUMANTI, 1998).

Il contenuto macrofaunistico è rappresentato da caprotine (*Himeraelites* sp., *Glossomyophorus costatus* MASSE, SKELTON & SLISKOVIC), caprine (*Offneria italica* MASSE, *Offneria nicolinae* (MAINELLI), *Offneria murgensis* MASSE, *Caprina douvillei* PAQUIER), requienidi ed ostreidi.

Il contenuto micropaleontologico costituito, tra le specie maggiormente significative, da: *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) sp., *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH), *Acroporella radoicicae* PRATURLON, *Salpingoporella patruiliusi* BUCUR, *Salpingoporella melitae* RADOICIC, *Salpingoporella dinarica* RADOICIC, *Hedstroemia moldavica* DRAGASTAN; permette di riferire l'unità alla parte superiore della biozona a ?*Cuneolina scarsellai* e *Cuneolina camposaurii* ed alla parte iniziale della biozona a *Salpingoporella dinarica*, confermando l'attribuzione cronostratigrafica deducibile dalle ricche e peculiari faune a rudiste.

BARREMIANO superiore - APTIANO inferiore p.p.

1.2.3. - calcari e marne a *Salpingoporella dinarica* e *Carophyta* (CMS)

Affiora unicamente all'interno dell'area A dove è caratterizzata da una notevole variabilità spazio-temporale delle *litofacies*. Nonostante ciò l'esigua potenza dell'unità non ha permesso di operare le varie distinzioni cartografiche che risulterebbero illeggibili alla scala 1:50.000. In linea generale è possibile riconoscere tre principali associazioni di *litofacies*.

Alla base dell'unità sono quasi ovunque presenti breccie eterometriche ed eterogenee con clasti di dimensioni da centimetriche a decimetriche, appartenenti ai litotipi delle successioni sottostanti (*breccie policrome*). Alle breccie si sovrappone un orizzonte, ad andamento lenticolare a grande scala, di *mudstones* scuri, fetidi, sottilmente stratificati con rari resti di ittioliti (*calcari ad ittioliti*). A questi ultimi seguono alternanze di *mudstones* e livelli argilloso-marnosi verdi, talora con orizzonti ricchi in oogoni di *Carophyta*; i litotipi calcarei sono caratterizzati dalla presenza, a luoghi abbondantissima, di talli di alghe dasycladacee (*Salpingoporella dinarica* RADOICIC). Tale tripartizione sembra scomparire sia verso nord-ovest (vedi oltre) sia procedendo verso est, al *footwall* del sovrascorimento di M. Cagno, dove l'intera unità è costituita da *facies* lagunari ristrette, ciclicamente organizzate, ancora ricche in *S. dinarica*.

breccie policrome

E' costituita in prevalenza da breccie eterometriche, generalmente eterogenee, fortemente cementate e con clasti di dimensioni da centimetriche a decimetriche.

I clasti appartengono a varie *facies* di piattaforma e mostrano di conseguenza una variabilità cromatica più o meno spinta. I clasti sono generalmente subangolosi ed immersi in una scarsa matrice microdetritica, spesso dolomitizzata, a volte totalmente assente. La carenza di buoni affioramenti e la completa cementazione delle breccie, che le rende praticamente indistinguibili dal resto della successione sulle superfici di alterazione meteorica (anche se la loro presenza è spesso deducibile dai clasti sparsi nel detrito), determinano, quasi ovunque, sia l'impossibilità di osservare i rapporti con l'unità sottostante che una precisa valutazione degli spessori. Questi ultimi appaiono comunque piuttosto variabili, in media nell'ordine di 3-4 metri con massimi di circa 15 metri. La distribuzione delle breccie appare limitata al settore occidentale mentre risultano del tutto assenti, a parte limitatissimi lembi, nel settore nord-orientale al *footwall* del sovrascorrimento di M. Cagno-M. Ocre.

Ottimi affioramenti sono presenti in località Le Farine, lungo la sterrata Vado di Lucoli-Vallecesca e, poco ad Ovest dei limiti del Foglio lungo la S.S. 584 in località La Piletta. In quest'ultimo sito le breccie presentano, sia pur in un contesto molto disturbato dalla tettonica, una notevole variabilità di *litofacies* (da breccie grossolane a matrice siltitica verdognola e clasti subangolosi a brecciole ben classate e selezionate prive di matrice) che, unite alla presenza di limitate sacche bauxitiche potrebbe far supporre una origine essenzialmente carsica per tali litotipi (FUMANTI, 1998). Probabilmente correlabili risultano anche le breccie presenti nella limitrofa area di Tornimparte (Valle Ruella-M. Pizzolle) segnalate da BIGI *et alii* (1995). In altre località (es. Vallefredda-Le Quartora) i clasti mostrano un maggior arrotondamento ed una chiara isoorientazione che lasciano supporre un certo grado di trasporto.

calcarei ad ittioliti

Prevalenti *mudstones* scuri in strati centimetrici finemente laminati con lamine generalmente piano-parallele o debolmente ondulate alternati a straterelli di maggior spessore (da 5 a 25 cm) costituiti da *mudstones-wackestones* bioturbati e/o *wackestones-packstones* con accenni di laminazione dovuta alla isorientazione dei granuli.

La fauna è limitata ad alcuni resti di ittioliti, rari piccoli foraminiferi bentonici ed alghe ma soprattutto, ostracodi. Questi ultimi sono sovente concentrati sulle superfici degli straterelli e spesso sono conservati con entrambe le valve. Questa *litofacies* riveste una particolare importanza poiché probabilmente correlabile con le similari *facies* dei calcarei ad ittioliti dell'Appennino campano (D'ARGENIO; 1964) dalle quali si differenziano per la totale assenza di orizzonti silicei nonché, e purtroppo, per l'estrema scarsità dei resti fossili.

Lateralmente tali *facies* passano sia a *mudstones* marroni e ancora sottilmente stratificati e laminati, ma non più fetidi ed a maggior contenuto biogeno (Terriccio); sia a *packstones* fini bianchi, sempre sottilmente stratificati, all'interno dei quali è presente un orizzonte decimetrico a frammenti di gusci di *Eoradiolites* sp. (Colle Cerasitto).

calcari e marne a Salpingoporella e Carophyta

La terza sottounità è costituita da circa 30 m di calcari, calcari marnosi e marne le cui *facies* rispecchiano ambienti di sedimentazione variabili nel tempo e nello spazio, da marini a palustri costieri. Le *facies* marine sono rappresentate, in prevalenza, da: *mudstones-wackestones* a foraminiferi bentonici (generalmente miliolidi), ostracodi, alghe dasicladacee (*Salpingoporella dinarica* RADOICIC) e peloidi riferibili ad ambienti subtidali di laguna ristretta, alla cui base sono localmente presenti *grainstones* bio-intraclastici a volte con clasti piatti; *bindstones* stromatolitici con stromatoliti poco sviluppate in altezza riferibili ad ambienti intertidali; localmente tali *facies* sono associate a strutture di disseccamento (*birdseyes*, *fenestrae*, *circumgranular cracks*) che testimoniano periodi di esposizione in ambienti sopratidali. Emersioni più prolungate sono invece testimoniate dalla presenza di superfici ondulate, di probabile origine paleocarsica, associate a cavità riempite da silt vadosi nei calcari immediatamente sottostanti.

Ad ambienti caratterizzati dalla presenza di acque dolci o salmastre (paludi e laghi costieri) sono, in gran parte, attribuibili le marne verdi ed i calcari marnosi con Carophyta (*Atopochara trivolvis* PECK), ostracodi e, localmente, piccoli gasteropodi spesso presenti al tetto delle singole sequenze elementari e più diffusi nella porzione superiore dell'unità. Il suo limite superiore è marcato, in più punti, da un conglomerato immerso in matrice marnosa verde i cui clasti presentano un buon grado d'arrotondamento e numerose perforazioni probabilmente dovute all'attività di organismi litofagi.

Procedendo verso i margini della piattaforma le variazioni laterali dell'unità, nel suo insieme, sono rappresentate dalla scomparsa delle breccie basali probabilmente sostituite dagli orizzonti intensamente arrossati, localmente con piccole sacche bauxitiche, presenti a Fossa Mezzaspada a La Costa Grande e a Colle Raponaglia (F° Pescorocchiano), e dall'intercalazione di orizzonti biodetritici ad orbitoline e caprotine (Fonte Cerasitto, versante est). Le *facies* micritiche riducono progressivamente il loro spessore (pochi metri di *mudstones* ricchi in *S. dinarica* a Valle Marina) fino ad azzerarsi. La *macrobiofacies* è generalmente scarsa nei settori interni dove è limitata ad alcuni orizzonti a gasteropodi (*Multiplexis day* (BLAKENORN)) e requienidi, e si arricchisce verso i margini. La microfauna è caratterizzata da: *Praechrysalidina infracretacea* LUPERTO-SINNI, *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) *parva* DOUGLASS, *Palorbitolinalepticularis* (BLUMENBACH), *?Earlandiabrevis* ARNAUD-VANNEAU, aff. *Comaliammina* sp., *?Valvulineria* sp., Miliolidae, *Salpingoporella dinarica* RADOICIC, *Garwoodia fluegeli* DRAGASTAN, *Atopochara trivolvis* PECK, oogoni di *Charophyta*. L'intervallo biostratigrafico comprende, quasi interamente, la biozona a *Salpingoporella dinarica*.

APTIANO inferiore *p.p.*

1.2.4. - calcari ciclotemici a requienie (CIR)

L'unità in oggetto affiora estesamente all'interno dell'area A, dove mostra una variabilità delle *litofacies* che ricalca quella delle unità sottostanti con prevalenti calcari fango-sostenuti nei settori centromeridionali ed orientali ed intercalazioni di calcari litobioclastici progressivamente più frequenti procedendo verso nord e nord-ovest. In una sezione ben esposta tra il km 21 ed il km 23 della S.S. 584 (alla base di M. Orsello), l'unità è costituita da prevalenti *mud-wackestones* di colore da avana a nocciola (più caratteristici) a contenuto biogeno tipicamente scarso, ben stratificati in strati di spessore variabile da 60 a 120 cm. Nettamente subordinati risultano i termini granulo-sostenuti. Le *litofacies* sono organizzate in cicli peritidali, subtidali e diagenetici.

In questi ultimi le fasi di esposizione subaerea, direttamente sovrapposte a *facies* subtidali di laguna più o meno ristretta (da *mud-wackestones* a foraminiferi bentonici e peloidi a *mudstones* scuri apparentemente sterili), sono evidenziate dallo sviluppo di paleocarsismo epigeo con forme tipo *karren* profonde fino a 30 cm e ampie fino a 40-50 cm. Le forme paleocarsiche sono generalmente coperte da marne argillose e argille verdi, spesso inglobanti litoclasti frequentemente anneriti. Raro risulta invece lo sviluppo del carsismo ipogeo limitato a piccole cavità di dissoluzione di dimensioni millimetriche che, solo localmente (tetto dell'unità), danno luogo ad un reticolo pervasivo di microcavità.

In analogia con i coevi termini delle altre successioni appenniniche la componente faunistica risulta tipicamente scarsa. La microfauna è rappresentata da faune sovente oligotipiche (soprattutto miliolidi ed ostracodi) con l'eccezione di alcuni orizzonti ad orbitolinidi (*Cribellopsis arnaudae* CHIOCCHINI, *Dictyoconus algerianus* CERCHI & SCHROEDER, *Paracoskinolina* sp.) (CHIOCCHINI *et alii*, 1989, 1991 (in DAMIANI *et alii*), 1994). Anche il contenuto macropaleontologico risulta molto scarso e limitato a due orizzonti a requienidi localizzati rispettivamente nella parte mediana, in corrispondenza di bioorizzonti ad orbitolinidi (*calcari a diceratidi auctt.*) e al tetto dell'unità immediatamente al di sotto del 1° orizzonte *bauxitico* (ba) che rappresenta il limite superiore dell'unità. Tale orizzonte a requienie sembra essere un elemento comune anche di altre aree abruzzesi; esso è segnalato da COLACICCHI (1966) nella Marsica orientale ed è presente anche nella zona circostante il bacino del Fucino (SIRNA com. pers.).

Il tetto dell'unità, immediatamente sottostante al primo orizzonte *bauxitico*, è caratterizzato, oltre che dalla presenza delle requienie, da calcari bianchi, in strati spessi (120-150 cm) d'aspetto reticolato, per abbondante presenza di superfici anastomizzate legate a fenomeni di pressione-soluzione. Localmente (Le Farine) le *facies* sono organizzate in ben evidenti cicli *shallowing-upward* al cui tetto (porzione inter-sopratidale del ciclo) sono presenti sia orizzonti stromatolitici (*stromatoliti LLH*) spessi fino a 30 cm, che superfici d'esposizione subaerea debolmente carsificate. Nell'area in esame, proprio per la presenza degli strati spessi, la porzione sommitale di CIR è, in molti casi, ben riconoscibile anche a distanza. Il limite superiore dell'unità risulta, quindi, facilmente identificabile an-

che nelle zone in cui l'orizzonte bauxitico non risulta particolarmente evidente.

L'unità mantiene caratteristiche tessiturali pressoché uniformi per aree relativamente estese (del tutto analoghe risultano le caratteristiche dei termini coevi delle aree del M. Velino-M. Sirente, Foglio 368 "Avezzano") e riferibili ad ambienti lagunari prevalentemente ristretti. Nei settori occidentali dell'area dei Monti d'Ocre l'unità è caratterizzata dalla comparsa di *facies* più aperte (Casamaina, Serralunga di Vallefico, laccio delle Rose) caratterizzate dalla presenza di comunità a caprotine che, localmente, originano piccole biocostruzioni ancora ben conservate. Ancora più a nord-ovest compaiono intercalazioni di *grainstones-rudstones* bioclastici ad orbitoline. Essi rappresentano l'interdigitazione tra CIR e le eteropiche *facies* marginali dei *calcari a rudiste ed orbitoline* (RDO).

L'attività di campagna ha permesso di individuare due picchi di retrogradazione delle *facies* bioclastiche appartenenti ad RDO. Il primo è posto alla base di CIR e coincide con la comparsa, nelle aree più interne, di *facies* con microfaune relativamente ricche e diversificate (calcari ad *Archeoalveolina reicheli*). Al primo picco di retrogradazione segue una fase di progradazione della piattaforma con le *facies* prevalentemente micritiche di CIR che vanno a sovrapporsi alle bioclastiti di RDO. Una nuova fase retrogradante appare evidente al tetto di CIR e corrisponde allo sviluppo delle comunità a requienidi nei settori più interni.

Il contenuto micropaleontologico è costituito, oltre ai bioorizzonti ad orbitolini già citati, da *Archeoalveolina reicheli* (DE CASTRO), *Sabadia minuta* (HOFKER), *Salpingoporella turgida* RADOICIC, *Garwoodia fluegeli* DRAGASTAN miliolidi e spicole di spugna e, verso i margini, *Conicorbitolina* sp. *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) *texana* (ROEMER), *Simplorbitolina aquitanica* (SCHROEDER & POIGNANT). L'intervallo biostratigrafico si estende dalla biozona a *Archeoalveolina reicheli* sino alla parte iniziale della biozona a *Ostracoda* e *Miliolidae*.

APTIANO superiore – ALBIANO inferiore p.p.

1° orizzonte bauxitico (ba). Al tetto di CIR è presente in tutta l'area rilevata, ad eccezione della zona nordorientale, un orizzonte bauxitico costituito da lenti piano-concave di variabile spessore, oggetto, durante gli anni '60, di coltivazione mineraria. Le miniere sono concentrate soprattutto nei dintorni di Campo Felice ed alcune di esse sono attualmente adibite a discarica di RSU. La base dei depositi non è quasi mai osservabile direttamente per la presenza di una più o meno estesa copertura detritica (dovuta, nelle zone coltivate, sia all'attività estrattiva sia a fenomeni di crollo dalle pareti verticali delle miniere dopo il loro abbandono) e/o colluviale. Nei rari casi in cui è possibile osservare il letto (S.S. 584, km 31, Terrarossa) esso appare come una superficie carsificata costituita da cavità più o meno ampie (paleodoline), sede dei corpi bauxitici, collegate tra loro da una superficie irregolare caratterizzata da tipiche forme carsiche epigee. Localmente sono presenti breccie eterometriche in matrice bauxitica legate a fenomeni di crollo di cavità carsiche (S.S.584). I corpi bauxitici di riempimento delle doline

sono generalmente litoidi, di colore rosso per l'abbondante contenuto in ferro e con più o meno abbondanti screziature giallognole legate a processi di deferrificazione. Le caratteristiche chimico-mineralogiche delle bauxiti di Campo Felice sono esaurientemente trattate nei lavori di SINNO & FRANCO (1965) e BARDOSSY *et alii* (1977), ai quali si rimanda. Dal punto di vista tessiturale gli ammassi sono costituiti da una matrice fine che può inglobare:

- grani bauxitici di dimensioni fino a 5 cm, generalmente con spigoli subarrotondati, la cui struttura interna appare simile a quella della matrice dalla quale si distinguono per una tonalità più scura (Tessitura pelitomorfica-arenacea);

- ooidi di dimensioni da micrometriche a millimetriche costituiti da un nucleo generalmente composto da un grano bauxitico al di sopra del quale si alternano croste concentriche chiare (più ricche in Al) e scure (più ricche in Fe).

La base dell'orizzonte s'impone ovunque sugli strati spessi con requie citati nell'unità precedente. Il contatto con i calcari sovrastanti appare generalmente netto. La forma pressoché planare del tetto dell'orizzonte bauxitico, con la mancanza di evidenti forme paleocarsiche positive è probabilmente imputabile sia ad uno stadio maturo del paleocarsismo, sia all'azione distruttiva della trasgressione marina che avrebbe determinato la rimozione delle forme rilevate, con la creazione di un'estesa superficie d'abrasione. In alcuni casi il passaggio tra le *facies* continentali e quelle francamente marine è marcato dalla presenza di orizzonti argillo-marnosi riferibili ad ambienti con acque dolci e/o salmastre (vedi oltre). L'importanza degli orizzonti bauxitici all'interno della storia evolutiva delle piattaforme carbonatiche cretache appenniniche è stata chiaramente messa in evidenza in una serie di lavori prodotti dagli autori napoletani ed ungheresi (D'ARGENIO, 1970; BARDOSSY *et alii*, 1977; D'ARGENIO & MINDSZENTY, 1987, 1991, 1992, 1995; CARANNANTE *et alii*, 1987, 1992, 1994) ai quali si rimanda per più approfonditi dettagli. In questa sede si ricorda solamente che i fattori di controllo che governano la formazione di importanti corpi bauxitici sono principalmente ritenuti:

- clima tropicale caldo-umido, con brevi stagioni secche ed elevata piovosità media annua, con precipitazioni frequenti ma non troppo violente (DI SABATINO com. pers., 1997)

- effetto combinato tettono-eustatico (fase di *highstand* e sollevamento tettonico dell'area)

- presenza di apparati vulcanici attivi e di una circolazione atmosferica in grado di far pervenire, sulle aree emerse, materiale piroclastico.

In accordo con gli autori suddetti solo quando l'insieme dei fattori è completo è possibile la formazione dei corpi bauxitici.

Nonostante l'andamento spiccatamente lenticolare dei corpi, l'orizzonte bauxitico in parola è ben visibile in campagna poiché dà luogo a strisce vegetate più o meno estese, in alcuni casi (es. Serralunga) osservabili anche tramite aereofotointerpretazione.

1.2.5. - *calcari intrabauxitici (IBX)*

Nei settori di piattaforma interna al di sopra del 1° *orizzonte bauxitico* è presente un pacco di strati, con potenza oscillante tra i 40 ed i 60 metri, che presenta una notevole variabilità delle *litofacies* e appare caratterizzato dalla presenza di numerose superfici di esposizione subaerea evidenziate da un diffuso paleocarsismo, a volte marcato da orizzonti fortemente arrossati, orizzonti argillosi e orizzonti dolomitizzati, cui corrispondono, con tutta probabilità, una serie di lacune stratigrafiche delle quali risultano documentabili paleontologicamente solo quelle di maggiore estensione. Il limite inferiore dell'unità è rappresentato dal tetto del 1° *orizzonte bauxitico* mentre quello superiore è stato posto in corrispondenza di una superficie di discontinuità, localmente marcata da un esile orizzonte bauxitico (3° *orizzonte bauxitico*) a cui corrisponde una lacuna di estensione regionale.

Gli orizzonti dolomitizzati, di colore bianco-latteo e a frattura scagliosa, sono sviluppati soprattutto a sud dell'allineamento Lucoli-Casamaina-Fossa Palomba. Il loro spessore varia da 10 cm ad 1 m (Miniera della Val Leona, a sud dell'area rilevata; SS 584 km 22,5) e localmente presentano, al loro interno, intervalli brecciatati e alla loro sommità centimetrici orizzonti laminari. Le loro caratteristiche sedimentologiche risultano del tutto simili a quelle descritte da SEARL (1988) per orizzonti interpretati come *dolocrete*.

Oltre a tali, peculiari, orizzonti le principali *litofacies* dell'unità sono rappresentate da: *mudstones* ad ostracodi e frammenti di Carophyta attribuibili ad ambienti marino-marginali; *mudstones-wackestones* a miliolidi ed ostracodi tipici di ambienti marini ristretti; *wackestones* con microfauna a foraminiferi bentonici ben sviluppate, gasteropodi e requienie caratteristici di ambienti subtidali più aperti. A più altezze sono inoltre presenti livelli argillosi con litoclasti spesso anneriti, impostati su superfici carsificate (paleosuoli), riferibili a fasi di esposizione subaerea per periodi di tempo relativamente lunghi e conglomerati a clasti neri a volta posizionate alla base dello strato (*lag trasgressivo*).

Alla base dell'unità è localmente presente, in corrispondenza degli accumuli bauxitici di maggiori dimensioni, un orizzonte costituito da marne grigie contenente gasteropodi ceritidi, ostracodi, carofite e frammenti di pirite. Tale orizzonte ha uno spessore massimo di 90 centimetri (M. Orsello) ed andamento lenticolare. Nella porzione basale il contenuto biogeno è rappresentato, quasi esclusivamente, da resti di Carophyta (steli ed oogoni) ai quali si associano ostracodi e rarissimi foraminiferi bentonici. Le Carophyta diminuiscono progressivamente verso l'alto con un parallelo incremento dapprima di ostracodi e piccoli gasteropodi, ed in seguito di piccoli foraminiferi bentonici. Tale evoluzione del contenuto paleontologico indica un progressivo passaggio ad acque a maggiore salinità. L'orizzonte marnoso presenta, nel suo complesso, notevoli similitudini con l'affioramento di M. Grande descritto da CARANNANTE *et alii* (1994).

L'unità è ben affiorante all'interno delle varie miniere in disuso presenti nell'area dei Monti d'Ocre.

Verso i margini della piattaforma carbonatica aumenta la componente faunistica e alle *facies* suddette s'intercalano o si sostituiscono orizzonti a radiolitidi (*Sauvagesia nicaisei*), ostreidi e gasteropodi, progressivamente più abbondanti verso nord dove l'unità sfuma all'interno dell'unità RDO.

2° e 3° orizzonte bauxitico (**bb**). Nella porzione superiore dell'unità al tetto del bio-orizzonte a *Cisalveolina lehneri*, è presente un orizzonte di calcari arrossati e/o breccie in matrice rossa localmente con piccole sacche bauxitiche (2° orizzonte bauxitico auctt.) al di sopra del quale compaiono *facies* bioclastiche con *Sauvagesia nicaisei* e *Cisalveolina fraasi*, per uno spessore massimo di circa una decina di metri. Tra il bio-orizzonte a *C. fraasi* (Cenomaniano sommitale) ed i calcari sovrastanti (Turoniano superiore) è presente una più o meno pronunciata superficie di esposizione subaerea con sviluppo di cavità carsiche e talora con esili livelli bauxitici (3° orizzonte bauxitico). A causa dell'esiguo spessore interposto i due orizzonti non sono cartografabili separatamente: essi risultano marcatamente discontinui ma le lacune corrispondenti sono presenti in tutta l'area di piattaforma interna. La successione degli eventi descritti è ben esposta sul versante orientale della dorsale di M. Orsello in corrispondenza della miniera di bauxite. Il limite superiore dell'unità è stato posto in corrispondenza dell'ultimo orizzonte bauxitico.

Complessivamente la microfauna dei calcari intrabauxitici è caratterizzata da *Sellialveolina viallii* COLALONGO, (alla base dell'unità), *Chrysalidina gradata* D'ORBIGNY, *Nezzazata simplex* OMARA, *Cuneolina gr. pavonia*, *Merlingina cretacica* HAMAOU & SAINT-MARC, *Cisalveolina lehneri* REICHEL (alla base del 2° orizzonte bauxitico), *Cisalveolina fraasi* GUEMBEL (al tetto dell'unità). L'intervallo biostratigrafico si estende dalla parte superiore della biozona a *Pseudorhapydionina dubia* e *Pseudorhapydionina laurinensis* alla parte inferiore-media della biozona a *Chrysalidina gradata* e *Pseudolituonella reicheli*.

CENOMANIANO *p.p.*

1.2.6. - calcari a radiolitidi (**RD**T)

La fase trasgressiva che riporta l'area in condizioni marine dopo l'emersione del Turoniano basale è ben evidenziata dalle caratteristiche sedimentologiche dell'unità e dalla sua chiara tendenza *deepening-upward*. La successione è particolarmente ben esposta lungo la sterrata che porta alla miniera di bauxite del fianco orientale di M. Orsello, ed è suddivisibile in due sottunità (non cartografabili separatamente). La porzione basale è costituita da *mudstones-wackestones* in strati medi caratterizzati dalla abbondanza di orizzonti stromatolitici, *fenestrae* di varia tipologia, *tepee* di piccole dimensioni, breccie a clasti piatti e cavità da dissoluzione carsica spesso con riempimenti di silt policromi e con i margini ri-

coperti da un orlo di cemento fibroso. Nel loro insieme tali caratteristiche rispecchiano ambienti di piana tidale periodicamente esposta all'erosione subaerea. Lo spessore delle *facies* tidali è di circa 15 metri e la scarsissima presenza biogena lasciano dubbi sulla loro collocazione cronologica. Esse sono attribuite da CHIOCCHINI *et alii* (1989, 1992, 1994) al Turoniano superiore. Procedendo vero l'alto le tidalità passano a *facies* tipicamente lagunari rappresentate da *rudstones-wackestones* di colore avana-nocciola, stratificati in strati medi (50-70 cm) e con rari foraminiferi bentonici. Ad essi si intercalano due orizzonti a rudiste caratterizzati dalla presenza di *Distefanella* sp. e *Milanovicia doubrinensis* SLISKOVIC. Questa associazione è tipica, secondo CESTARI & SARTORIO (1995) del bioevento del Coniaciano superiore - Santoniano. La discrepanza tra le datazioni potrebbe essere spiegata tenendo presente che il Coniaciano, nelle successioni di piattaforma di gran parte del dominio tetideo, non risulta documentabile con le macrofaune a rudiste.

Le variazioni laterali delle *litofacies* sono difficilmente apprezzabili a causa sia degli affioramenti sporadici sia delle loro pessime condizioni giaciture (strati a franapoggio poco più inclinati del pendio su versanti esposti a nord e in gran parte ricoperti da depositi colluviali e/o detritici). Una eccezione è rappresentata dall'affioramento de Il Monte (Casamaina) dove le *litofacies* sono costituite da *grainstones-rudstones* bianchi, con abbondanti frammenti di rudiste ed anche esemplari integri (*Radiolites* sp., *Milanovicia martelli* PARONA, *Rajka spinosa* MILOVANOVIC, *Vaccinitesfortisi* (CATULLO), *Distefanella* sp.). Sembra invece mancare la porzione basale dell'unità (tidaliti) poiché i termini bioclastici poggiano direttamente su orizzonti arrossati ricchi in ostreidi del Cenomaniano superiore (*Chondrodonta joanne* CHOFFAT). Lo spessore affiorante in quest'area è di poche decine di metri.

Il contenuto micropaleontologico è caratterizzato da *Moncharmontia apenninica* (DE CASTRO), *Aeolisaccus barattoloi* DE CASTRO, *Accordiella conica* FARINACCI, *Murgeina apula* (LUPERTO SINNI), *Nezzazatinella* cf. *aegyptiaca* (SAID & KENAWY), *Nummoloculina* cf. *irregularis* DECROUEZ & RADOICIC, *Rotorbinella scarsellai* TORRE ed *Heteroporella lepina* PRATURLON. Tale associazione permette di riferire l'unità in esame alla parte superiore della biozona a *Nezzazatinella* cf. *aegyptiaca* e *Nummoloculina* cf. *irregularis* e alla biozona a *Accordiella conica* e *Rotorbinella scarsellai*.

TURONIANO *p.p.* – CAMPANIANO *p.p.*

1.3. - SUCCESSIONE MESOZOICA DI MARGINE DI PIATTAFORMA CARBONATICA

1.3.1. - *calcari bioclastici del Monte della Selva (MSE)*

L'unità è costituita in prevalenza da *grainstones*, a luoghi *rudstones*, stratificati in strati da medi a spessi, con intercalazioni sempre più frequenti verso l'alto

di *packstones-wackestones* e raramente *mudstones*. I bioclasti sono rappresentati in gran prevalenza da frammenti di coralli, gasteropodi ed echinodermi mentre il contenuto micropaleontologico è costituito da alghe calcaree e foraminiferi bentonici a guscio arenaceo e calcareo-ialino. Gli elementi clastici sono rappresentati da ooidi e peloidi ed in misura minore da intraclasti, in genere subarrotondati. A luoghi sono presenti livelli da centimetrici a decimetrici di *rudstones* biolitoclastici a cemento rosato sovrainposti a superfici erosive ad andamento irregolare. Le caratteristiche deposizionali e tessiturali, così come l'abbondanza di organismi costruttori, indicano che questi sedimenti si sono depositi in un ambiente di margine. Inoltre, la presenza di *Agerina martana* e di *Involutinidae* (ADAMOLI *et alii*, 1978), presenti frequentemente in alcune associazioni pelagiche (*facies* di *seamount*, CENTAMORE *et alii*, 1971), e raramente, in depositi liassici interni della piattaforma laziale-abruzzese, indica l'immediata vicinanza del mare aperto alla piattaforma ed i continui interscambi tra le due aree.

L'unità affiora nell'area B, in maniera estesa alla base del versante orientale del M. te della Selva in località Cognolelle, dove raggiunge una potenza di circa 300 metri, ed in un piccolo lembo sul versante occidentale e sud-occidentale della località Mògliera.

L'associazione micropaleontologica è caratterizzata da: *Agerina martana* (FARINACCI), *Involutina liassica* (JONES), *Paralingulina* gr. *tenera*, *Mayncina termieri* HOTTINGER, *Orbitopsella praecursor* GUEMBEL, *Biokovina gradacensis* GUSIC, *Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA), *Solenoporaceae*, *Rivulariaceae*. L'associazione micropaleontologica permette di riferire l'unità alla biozona a *Palaeodasycladus*, *Anthozoa* e *Hydrozoa*.

SINEMURIANO *p.p.* - TOARCIANO *p.p.*

1.3.2. - calcareniti ad echinodermi e coralli (ECO)

L'unità è costituita da prevalenti *grainstones-rudstones* biolitoclastici con intercalazioni di *wackestones* e, raramente da *mudstones*. I bioclasti sono rappresentati da abbondanti frammenti di Echinodermata, Anthozoa, Briozoa. Nella porzione superiore sono presenti alternanze di *packstones-grainstones* ricristallizzati, *packstones* organogeni con rari livelli micritici ad alghe calcaree e di *grainstones* oolitici grigi. Il colore è avana, avana scuro-nocciola verso l'alto; gli strati sono da medi a spessi.

L'unità è presente solo nell'area A, in un limitato affioramento di circa 70m di spessore, sopra l'abitato di S. Pio delle Camere. L'intensa tettonizzazione non rende possibile il riconoscimento dei rapporti con le unità sotto e sovrastanti.

L'associazione micropaleontologica, caratterizzata da *Protopenneroplis striata* WEYNSCHENK, *Nautilocolina oolithica* MOHLER, *Labyrinthina mirabilis* WEYNSCHENK, *Siphovalvulina variabilis* SEPTFONTAINE e *Tubiphytes morronensis* CRESCENTI permette di riferire l'unità alla biozona a *Protopenneroplis striata*.

BAJOCIANO *p.p.* - OXFORDIANO

1.3.3. - *calcari ad ellipsactinie* (ELL)

L'unità è costituita da *rudstones* bioclastici bianchi in strati spessi o a giacitura indistinta, prevalenti nella parte basale dell'affioramento, caratterizzati da una ricca fauna ad ellipsactinie, chetetidi, coralli, briozoi ed echinidi ai quali si intercalano, procedendo verso l'alto, *grainstones* biolitoclastici ad elementi selezionati ed orientati composti da frammenti dei *taxa* suddetti. Localmente sono presenti intercalazioni microdetritiche. L'unità affiora sia nell'area A, in un limitato affioramento, fortemente tettonizzato, nei pressi di Lucoli Alto, ed alla base di M. Camarda, sia, più estesamente, nell'area B (S. Stefano di Sessanio-M. Carpesco). Generalmente passano superiormente all'unità *dei calcari a coralli e diceratidi* (CCD). A M. Camarda passano, invece, ai *calcari a clasti neri e gasteropodi* (CNE) tramite l'interposizione di più superfici debolmente carsificate ed, in alcuni casi, fortemente annerite.

La ricca macrofauna è caratterizzata dalla presenza di Echinodermata, Anthozoa, Briozoa, Chaetetida, Hydrozoa (*Ellipsactinia caprense* CANAVARI, *Ellipsactinia ramosa* CANAVARI) mentre i microfossili maggiormente significativi sono rappresentati da: *Protopeneroptis ultragranulata* (GORBATCHIK), *Mohlerina basiliensis* (MOHLER), *Labyrinthina mirabilis* WEYNSCHENK, *Protopeneroptis striata* WEYNSCHENK, *Tubiphytes morronensis* CRESCENTI. L'intervallo biostratigrafico corrisponde alla biozona a *Tubiphytes morronensis*.

KIMMERIDGIANO - TITONIANO

1.3.4. - *calcari a clasti neri e gasteropodi* (CNE)

I *calcari a clasti neri e gasteropodi* affiorano esclusivamente nel settore centro-orientale del Foglio (area A) alla base di M. Camarda. Essi rappresentano il termine di passaggio dalle *facies* marginali dei *calcari ad ellipsactinie* (ELL) a quelle più interne dei *calcari ciclotemici a gasteropodi* (CCG). Lo spessore totale varia dai 100 ai 150 m.

Sono costituiti da prevalenti *grainstones* bio-intraclastici con elementi generalmente ben selezionati, con locali intercalazioni di livelli di *wackstones* nocciola e, a più livelli, di *grainstones* a clasti anneriti, in strati da sottili a medi, solo a luoghi spessi. In prossimità della base e del tetto dell'unità sono localmente presenti orizzonti decimetrici di *mudstones-wackstones* fortemente anneriti.

Contengono resti di echinidi, alghe calcaree, gasteropodi, diceratidi, frammenti di coralli, *Trocholina alpina* (LEUPOLD), *Trocholina* cf. *involuta* MANTSUROVA e *Salpingoporella annulata* CAROZZI. L'unità è attribuibile alla parte inferiore della biozona a *Lithocodium aggregatum*.

BERRIASIANO - VALANGINIANO

1.3.5. - calcari a coralli e diceratidi (CCD)

Affiorano sia nell'area A sia nell'area B al di sopra dei calcari ad ellipsactine. In tali aree la scomparsa o la netta riduzione, procedendo verso l'alto della successione, delle ellipsactinie ha permesso, infatti, di distinguere una ulteriore unità anche se le caratteristiche tessiture restano pressoché identiche ai termini sottostanti. Tale unità è ancora costituita da *grainstones-rudstones* ad elementi da ben selezionati e classati a dispersi caoticamente in una matrice granulo-sostenuta. La differenza rispetto all'unità sottostante (ELL) è data dalla presenza, localmente molto abbondante, di coralli sia in frammenti sia in cespi di dimensioni decimetriche, e dalla comparsa verso l'alto dei primi diceratidi. Il limite superiore è generalmente posto in corrispondenza della comparsa dei primi orizzonti ad orbitolinidi. Nel settore dei Monti d'Ocre è, invece, presente solo la porzione berriasiana dell'unità (area di Lucoli) ed il suo limite superiore è stato posto in corrispondenza di un corpo brecciato di circa 3-4 metri di potenza al di sopra del quale compaiono litotipi ancora prevalentemente granulo-sostenuti ma con presenza, al tetto degli strati, di ben sviluppati orizzonti ricchi in strutture da disseccamento, oncoidi ed in qualche caso stromatoliti. Tali *litofacies* sono state inserite nell'eteropica unità CCG e sembrerebbero indicare la progradazione degli ambienti di piattaforma-retromargine su quelli marginali.

La macrofauna è rappresentata da Echinodermata, Anthozoa, Briozoa, Diceratidae ed Hydrozoa (*Sphaeractinia* cf. *diceratina* STEINMANN, *Chaetetopsis limitata* (DENINGER), *Ellipsactinia* sp.), mentre il contenuto micropaleontologico è caratterizzato da *Troglotella incrustans* WERNLI & FOKES, *Trocholina campanella* ARNAUD-VANNEAU, BOISSEAU & DARSAC, *Trocholina* cf. *involuta* MANTSUROVA, *Protopenoplis ultragranulata* (GORBATCHIK), *Neotrocholina in-fragranulata* (NOTH), ?*Triploporella neocomiensis* RADOICIC, *Triploporella friulana* SCHINDLER & CONRAD, *Macroporella praturloni* DRAGASTAN, *Campbelliella striata* (CAROZZI). Tale associazione permette di riferire l'unità alla parte inferiore-media della biozona a *Lithocodium aggregatum*.

BERRIASIANO - BARREMIANO *p.p.*

BERRIASIANO (Lucoli, area A)

1.3.6. - calcari a rudiste e orbitoline (RDO)

Per la loro notevole similitudine sedimentologica, per la discontinuità degli affioramenti, e soprattutto per le loro condizioni d'affioramento, tutte le *litofacies* barremmiano-cenomaniane riferibili ad ambienti maginali sono state incluse in quest'unica unità. Essa comprende, quindi, i litotipi eteropici alle unità RCO, CMS, CIR, e IBX della successione di piattaforma interna.

In realtà, nelle successioni meglio esposte, sarebbe stato possibile distinguere, sulla base dell'evoluzione temporale delle comunità a rudiste e sulla presenza di chiare superfici di discontinuità, diverse unità informali. Il riconoscimento

di tali unità nelle aree intensamente tettonizzate è risultato però estremamente difficoltoso ed in molti casi non avrebbe permesso di operare con un ragionevole margine d'errore.

Nel suo complesso l'unità è caratterizzata da prevalenti *grainstones* biointraclastici in strati medi, localmente ad elementi ben arrotondati, spesso di colore rosso-aranciato, alternati a *rudstones* biointraclastici bianchi o rosati a frammenti di caprine e caprotine (alla base) e caprine e radiolitidi (parte medio-alta). A più orizzonti, in corrispondenza delle maggiori fasi di esposizione subaerea della piattaforma, sono diffusamente presenti cavità paleocarsiche, di dimensioni centimetriche/decimetriche, con riempimenti di *silt* vadosi policromi. Il contenuto bioclastico è dato principalmente da rudiste (integre e/o in frammenti) e subordinatamente da echinidi, gasteropodi e coralli.

L'elemento caratterizzante è la presenza a più orizzonti di *grainstones* con ricca fauna ad orbitoline e frammenti di bivalvi e coralli.

Nei Monti d'Ocre, dove la successione appare meglio esposta, le principali discontinuità sono localizzate nell'Aptiano inferiore e nell'Albiano inferiore.

La prima discontinuità è marcata da un progressivo incremento di superfici e cavità paleocarsiche, seguite da pochi metri di *mudstones* a *Salpingoporella dinarica* (CMS) (Valle Marina) localmente alternati a livelli argillo-marnosi verdi, a volte ricchi in Carophyta (Fonte Cerasitto), che verso nord-ovest si azzerano. Dove le micriti mancano (Costa Grande-Fossa Agnese) sono presenti esili tasche bauxitiche.

La seconda discontinuità appare evidente nell'area di Fossato Machè, dove a *facies* bioclastiche con rare intercalazioni micritiche (datate Albiano inferiore) seguono *litofacies* biodetritiche della parte media del Cenomaniano.

Il passaggio con i termini cretacici soprastanti non è mai direttamente osservabile e non risulta quindi identificabile la presenza dell'eventuale lacuna corrispondente al 2° e 3° orizzonte bauxitico.

L'unità affiora, oltre che nei Monti d'Ocre, anche nel settore di M. Cappellone (Area B), con caratteristiche litologiche del tutto simili ed in pessime condizioni giaciture.

Lo spessore è stimabile in circa 200 metri e tende a diminuire, fino ad azzerarsi, procedendo verso le aree di piattaforma interna.

La macrofauna è caratterizzata da: *Caprinula boissy* D'ORBIGNY, *Caprina schiosensis* (BOEHM), *Offneria italica* MASSE, *Himaeralites* sp., *Sauvagesia nicai-sei* COQUAND, *Eunerinea ernesti* PARONA, *Nerinea schiosensis* PIRONA, *Toucasia carinata* (MATHERON), mentre l'associazione micropaleontologica è costituita da *Orbitolina* (*Conicorbitolina*) *conica* D'ARCHIAC, *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) cf. *texana* (ROEMER), *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH), *Paleodictyoconus* cf. *arabicus* (HENSON), *Koskinobullina socialis* CHERCHI & SCHROEDER, *Lithocodium aggregatum* ELLIOTT, *Rivularia lissaviensis* (BORNEMANN), *Macroporella incerta* SOKAC, *Salpingoporella turgida* RADOICIC e permette di riferire l'unità alla parte superiore della biozona a *Lithocodium aggregatum* e alla biozona a *Orbitolina*.

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

1.3.7. - calcari bioclastici ad ippuriti e coralli (**BIC**)

Affiorano unicamente nell'area di Cima delle Serre-Cima di Refana (Area B). Le *litofacies* sono costituite da *grainstones-rudstones* bianchi cristallini, bio-litoclastici con abbondanti frammenti di rudiste ed anche esemplari integri (*Radiolites* sp., *Rajka spinosa* MILOVANOVIC, *Vaccinites sulcatus* (DEFRANCE), *Vaccinites fortisi* (CATULLO), *Hippurites colliciatu*s WOODWARD, *Vaccinites gossaviensis* (DOUVILLÉ), *Hippurites heritschi* (KUHN). Tali *facies* rappresentano i termini eteropici dell'unità RDT. Lo spessore affiorante è di circa 200 metri. Nell'affioramento sono inoltre presenti filoni sedimentari con riempimenti eoecnici a *Nummulites* sp..

Il contenuto paleontologico è rappresentato da Echinodermata, Anthozoa, Briozoa, spicole di Porifera, Radiolitidae, Hippuritidae e foraminiferi bentonici (*Moncharmontia apenninica* (DE CASTRO), *Cuneolina* sp., *Discorbis* cf. *turonicus* SAID & KENAWY, *Nummuloculina* sp., *Nezzazatinella* sp., *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI), *Aeolisaccus kotori* RADOICIC. La macro e la microfauna presenti permettono di riferire l'unità alla parte medio-superiore della biozona a *Hippuritidae* e *Radiolitidae*.

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

1.4. -SUCCESIONEMESOZOICADIGRADINORIBASSATO-RAMPA?-SCARPATASUPERIORE

1.4.1. - calcari bioclastici "inferiori" (**BLI**)

Affiorano unicamente nell'area B dove sono rappresentati da calcari biodetritici, frequentemente ricristallizzati e con aspetto saccaroide nei quali è difficile il riconoscimento della tessitura e della fauna. Dove la ricristallizzazione non è intensa si nota una certa gradazione normale degli elementi, mentre il contenuto faunistico, visibile sulla superficie alterata, è rappresentato da frammenti di coralli, echinodermi, valve di lamellibranchi e frammenti di ellipsactinie (versante occidentale del M. Carpesco). In località Il Fugnetto sono presenti intercalazioni di *wackestones* e *mudstones* con piccoli noduli di selce grigiastria; queste si rinvencono anche nella parte superiore dell'unità nella zona di Cambricchiole, dove le *facies* bioclastiche sottostanti risultano caratterizzate dalla presenza di abbondanti frammenti di coralli. Lungo il versante settentrionale del Mogliera l'unità poggia direttamente sulle *facies* del *calcare massiccio* "A" (MAS₁), con una lacuna stratigrafica che si estende dal Sinemuriano *p.p.* sino al Bajociano *p.p.* (ADAMOLI *et alii*, 1978). Le condizioni di affioramento non permettono però di caratterizzare sedimentologicamente la superficie di discontinuità.

In più località, in corrispondenza di aree intensamente tettonizzate, sono presenti dolomie di aspetto saccaroide, biancastre e grigiastre, in strati da medi a spessi (**BLI**₁). L'ambiente di deposizione è quello di scarpata prossimale.

Nel suo complesso l'unità presenta uno spessore massimo di affioramento di circa 400 m.

Il contenuto paleontologico è costituito, nella parte alta da *Tubiphytes morronensis* CRESCENTI, *Nautiloculina oolithica* MOHLER, *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK, *Mohlerina basiliensis* (MOHLER), *Spiraloconus giganteus* CHERCHI & SCHROEDER, *Gutnicella cayeuxi* (LUCAS), “*Posidonia Bositra*”, *Saccocoma* sp.; nella parte bassa da *Nodosariidae*, *Lenticulina* sp., *Agerina martana* (FARINACCI), *Amijiella amijy* (HENSON), *Nubercularidae* sp., alghe calcaree, Echinodermata, *Glomospira* sp. e spicole di Porifera.

L'intervallo biostratigrafico si estende dalla biozona a “*Posidonia - Bositra*” e *Gutnicella cayeuxi* fino alla biozona a *Saccocoma* e *Tubiphytes morronensis*.

AALENIANO *p.p.* (localmente BAJOCIANO *p.p.*) – TITONIANO inferiore.

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

L'unità è costituita da prevalenti *grainstones-rudstones* spesso fortemente ricristallizzati; localmente possono assumere aspetto saccaroide e avere rare intercalazioni di *wackestones-packstones*. A luoghi sono presenti liste di selce. La stratificazione è in strati da medi a spessi, localmente con giacitura indistinta; sovente i corpi maggiormente detritici presentano geometrie lenticolari.

Affiora esclusivamente nel settore nord-orientale (M. Carpesco, Valle Ranna) in continuità con BLL. Il limite superiore non è invece mai direttamente osservabile. Lo spessore affiorante è di circa 300 metri e l'ambiente deposizionale corrisponde a quello di scarpata prossimale.

Il contenuto fossilifero è costituito da frammenti di echinodermi, coralli, spicole di poriferi, frammenti di rudiste (nella parte alta), *Ellipsactinia* sp., *Sphaeractinia* sp, *Tubiphytes morronensis* CRESCENTI, *Protopeneroplis ultra-granulata* (GORBACHIK), *Lithocodium aggregatum* ELLIOTT, *Colomisphaera carpathica* (BORZA), *Crassicollaria intermedia* (DURAND-DELGA), *Calpionella alpina* LORENZ, *C. elliptica* CADISH, *Calpionellopsis simplex* (COLOM), *C. oblonga* (CADISH), *Praecalpionellites murgeanui* (POP), *Calpionellites darderi* (COLOM), *Hedbergella sigali* MOULLADE. L'associazione suddetta permette di riferire l'unità alla biozona a *Crassicollaria*, *Calpionella*, *Lithocodium aggregatum* e *Tubiphytes morronensis* a gran parte della biozona a *Hedbergella* e *Lithocodium aggregatum*.

TITONIANO superiore-BARREMIANO

1.4.3. - calcari bioclastici “superiori” (BLS)

Nel contiguo foglio Torre dè Passeri l'unità è costituita da due membri riferibili ad ambienti di scarpata prossimale (BLS₂) e di scarpata distale (BLS₁). All'interno del Foglio L'Aquila è presente solo il primo (*membro calcarenitico-*

calciruditico - **BLS₂**) che è costituito da *grainstones-rudstones* biolitoclastici in strati da spessi a molto spessi, alla base del membro alternati a *mudstones-wackestones* laminati con foraminiferi planctonici. I bioclasti sono costituiti da frammenti di rudiste (*Caprotinidae*, *Caprinidae*, *Radiolitidae*), coralli, briozoi ed echinodermi. A più livelli sono presenti orizzonti maggiormente ricchi in Orbitolinidae. Lo spessore è variabile da 100 a 150 metri. Affiora solamente nel settore nord-orientale del Foglio (area B) dove rappresenta il termine eteropico a CCF. La microfauna è caratterizzata dalla presenza di foraminiferi bentonici e planctonici tra i quali: *Orbitolina* (*Conicorbitolina*) *conica* (D'ARCHIAC), *Paleodictyoconus* cf. *arabicus* (HENSON), *Hedbergella delrioensis* (CARSEY), *Ticinella bejaouaensis* SIGAL, *Biticinella breggiensis* (GANDOLFI), *Rotalipora ticinensis* (GANDOLFI), *R. greenhornensis* (MORROW), *Praeglobotruncana gibba* KLAUS, *Dicarinella algeriana* (CARON), *Rotalipora cushmani* (MORROW), *Whiteinella* spp. L'intervallo biostratigrafico va dalla parte superiore della biozona a *Hedbergella* e *Lithocodium aggregatum* alla biozona a *Rotalipora* e *Orbitolina* p.p..

APTIANO -CENOMANIANO p.p.

1.4.4. - calcari cristallini (CTN)

L'unità affiora esclusivamente nel settore nord-orientale del Foglio (aree di Ripa Piccola, Valle Cannera, M. Mesola e M. Cecco d'Antonio) ed è costituita da due associazioni di *litofacies* cartografate distintamente.

associazione calcarenitico-calciruditica (CTNd): *grainstones-rudstones* bioclastici bianchi, con abbondanti frammenti di rudiste (*Radiolitidae*) e subordinati frammenti di echinodermi e coralli. Questi sedimenti si presentano talora laminati o parzialmente ricristallizzati, in strati da spessi a molto spessi, frequentemente con geometria lenticolare. nettamente subordinati risultano gli orizzonti a tessitura più fangosa. Lo spessore dell'associazione è fortemente variabile, da pochi metri fino a circa 150 metri.

associazione saccaroide (CTNa): *grainstones* fini diffusamente ricristallizzati, spesso con un tipico aspetto saccaroide, con rare intercalazioni di *wackestones* e di orizzonti più grossolani. Questi ultimi risultano soventemente gradati e frequentemente mostrano geometrie lenticolari. I bioclasti sono costituiti, in gran prevalenza da frammenti di *Radiolitidae*. I livelli a tessiture più fini sono generalmente laminati. Lo spessore della associazione varia da qualche decina di metri fino a circa 150 metri.

Le forme più significative dell'associazione macrofaunistica sono:

Siderolites calcitrapoides LAMARK, *Orbitoides medius* (D'ACHIAIC), *O. apiculatus* SCHLUMBERGER, *Helvetoglobotruncana helvetica* (BOLLI), *Marginotruncana sigali* (REICHEL), *Dicarinella concavata* (BROTZEN), *Globotruncanites elevata* (BROTZEN), *Globotruncana ventricosa* WHITE, *Globotruncanites stuarti* (DE LAPPARENT), *Contusotruncana contusa* CUSHMAN, *Abathomphalus* sp.

Esse permettono di attribuire i *calcari cristallini* all'intervallo che si estende dalla parte medio-superiore della biozona a *Rotalipora ed Orbitolina* alla biozona a *Globotruncanites* e *Orbitoides*.

CENOMANIANO p.p. - MAASTRICHTIANO

1.4.5. - *calcari a calcisphaerulidi* (SPH)

L'unità affiora esclusivamente nel settore nord-occidentale dei Monti d'Ocre (Solagna di Bagno) dove è costituita da *rudstones-grainstones* a frammenti di rudiste, stratificati in strati di 1-2 m con intercalazioni di esigui orizzonti o lenti di *packstones* bianchi a foraminiferi planctonici ed una ricca fauna a *calcisphaerulidi*. Nella parte alta sono presenti livelli di breccie e di *mudstones* a foraminiferi planctonici. Le caratteristiche litologiche appaiono del tutto simili a quelle dei coevi termini affioranti a Tornimparte e Genzano (AA.VV., 1992; BIGI *et alii*, 1995).

Rappresentano i termini di scarpata prossimale eteropici alla porzione cretacea di SCZ affiorante più a nord. Anche in questo caso il tetto è marcato da *facies* ad *Orbitoides* sp. alle quali seguono i termini eocenici (CFR₁). L'unità si estende dalla biozona a *Helvetoglobotruncana ed Hippuritidae* alla biozona a *Globotruncanites ed Orbitoides*.

TURONIANO p.p.-MAASTRICHTIANO

I.5. - SUCCESSIONE MESOZOICA DI SCARPATA ESTERNA-BACINO PROSSIMALE

1.5.1. - *corniola* (COI)

E' costituita da *mudstones* grigi e nocciola, in strati da sottili a medi, talora a frattura concoide e con frequenti liste di selce nera. A più livelli sono presenti intercalazioni di *packstones-grainstones* bioclastici. Nella parte alta sono presenti sottili intercalazioni marnose verdi che diventano progressivamente più frequenti. L'unità affiora estesamente nella porzione sommitale di M. Pettino. Localmente le *facies* micritiche sono parzialmente sostituite (S. Barbara) da *grainstones-rudstones* biolitoclastici in strati da spessi a molto spessi (COIb).

Sia alla base della dorsale di M. Pettino (area C) che nella dorsale di M. Ruzza - Colle Mascione (area B) le *litofacies* sono rappresentate da calcari dolomitici e dolomie in strati da medi a spessi con liste e noduli di selce nera

EPOCHE	ETA'	PIATTAFORMA	MARGINE s.I.	SCARPATA SUPERIORE GRADINO RIBASSATO		SCARPATA - BACINO		
CRETACICO	superiore	Maastrichtiano						
		Campaniano						
		Santoniano	RDT	BIC	SPH	CTN	SCZ	
		Coniaciano						
		Turoniano			II° orizzonte bauxitico	II° orizzonte bauxitico		
		Cenomaniano	IBX					
	Albiano	I° orizzonte bauxitico	RDO		BLS			CCF
	Aptiano	CIR						
	Barremiano	CMS						
	inferiore	Barremiano	RCO					
		Hauteriviano		CCD				
		Valanginiano	CCG		ECC	MAD		
		Berriasiano		CNE				
GIURASSICO	Malm	Titoniano		ELL				
		Kimmeridgiano				CDI		
		Oxfordiano						
	Dogger	Calloviano		ECO	BLI			
		Bathoniano						
		Bajociano					VAP	
		Aaleniano						
		Toarciano						
	Lias	Pliensbachiano		MSE		COI		
		Sinemuriano						
Hettangiano		MAS						
TRIAS	Retico	DPR						

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

(corniola dolomitizzata – COIa)

Gli spessori dell'unità variano da circa 600 m (M. Pettino) a circa 300 m (Madonna della Cona). Tale repentina variazione potrebbe riflettere un diverso assetto paleogeografico ereditato dalla frammentazione della paleopiattaforma del *calcare massiccio*. D'altra parte, però, la presenza, lungo la dorsale di M. Pettino, di numerosi piani di taglio, a cinematica normale, paralleli alla faglia bordiera non permette di escludere che il maggior spessore registrato sia solo la sommatoria di molteplici, modesti, rigetti.

Il contenuto fossilifero è costituito, nelle micriti, da *Agerina marta-na* FARINACCI, radiolari, resti filamentosi, Nodosariidae, *Globochaete alpina* LOMBARD, *Siphovalvulina* sp. Tra i macrofossili si riconoscono resti di Echinodermata, Gastropoda, Mollusca, spicole di Porifera, Hydrozoa.

Pertanto l'unità si estende dalla biozona a *Radiolaria*, *Palaeodasycladus*, *Anthozoa* e *Hydrozoa* alla biozona a “*Posidonia - Bositra*”, *Palaeodasycladus*, *Antozoa* e *Hydrozoa p.p.*

SINEMURIANO superiore. – TOARCIANO *p.p.*

1.5.2. - *verde ammonitico-calcarei e marne a posidonie (VAP)*

Nell'unità sono state inserite le *litofacies* riferibili alle tradizionali formazioni del *verde ammonitico* e dei *calcarei e marne a Posidonie*. Gli affioramenti più tipici sono localizzati nel settore di M. Pettino (area C) dove sono costituiti da calcari prevalentemente micritici, particolarmente ricchi in posidonie, alternati a calcari marnosi e marne argillose verdastre o rossastre ad ammoniti. La stratificazione varia da media a sottile (nelle porzioni più marnose). Lo spessore, nell'area suddetta, varia da 70 a circa 150 metri.

Nel settore M. Capellone-Paganica (area B) ai calcari micritici con posidonie si alternano *grainstones* biolitoclastici che in alcune aree diventano predominanti (Colle Biffone, nord di Vallicella). Gli strati variano da sottili a medi, raramente sono presenti strati spessi. Lo spessore dell'unità è, in questo settore, di circa 50 metri.

Localmente (Cima del Maccione) sono presenti dolomie grigiastre in strati spessi con intercalati, a diverse altezze, *mudstones*, *grainstones* e livelli marnosi verdastri. Questi ultimi sono più frequenti verso la base dove diventano, localmente, predominanti (*verde ammonitico dolomitizzato – VAPa*). Lo spessore massimo delle *facies* dolomitizzate è di circa 150 metri (località Vallicelle).

I microfossili più significativi sono rappresentati da *Gutnicella cayeuxi* (LUCAS), *Bosniella croatica* (GUSIC) e *Protopenneroplis striata* WEYNSCHENK mentre tra i resti di macrofossili sono presenti Echinodermata, spicole di Porifera, Bryozoa, “*Posidonia-Bositra*”, *Aptychus* sp.

L'intervallo biostratigrafico risulta compreso tra la biozona a “*Posidonia - Bositra*”, *Palaeodasycladus*, *Antozoa* e *Hydrozoa p.p.* e la parte inferiore della biozona a “*Posidonia-Bositra*” e *Protopenneroplis striata*.

TOARCIANO *p.p.* -BATHONIANO

1.5.3. - calcari diasprini detritici (CDI)

Affiorano soprattutto nell'area C dove sono caratterizzati da *facies* prevalentemente biodetritiche all'interno delle quali è possibile riconoscere tre distinte associazioni di *facies*.

associazione calcarenitico-calciruditica (CDIc). È costituita da prevalenti *grainstones-rudstones* in strati da medi a spessi, con intercalazioni di *mudstones-wackestones* nocciola o marrone con selce, più frequenti nella parte bassa. Localmente, sono presenti *facies* calcarenitiche pulverulente, bianche, porose, di aspetto saccaroide in strati da medi a spessi. All'interno di questa associazione sono riconoscibili *mass-flows* spessi da qualche metro a circa 20 m, lenticolari, contenenti elementi di dimensioni da decimetriche a metriche.

associazione micritico-calcarenitica (CDIb). È rappresentata da alternanze di *mudstones* in strati da sottili a medi e *grainstones-rudstones* biolitoclastici spesso oolitici, in strati da medi a spessi, con abbondante selce in liste e noduli. Il biodetrito è costituito da frammenti di coralli ed echinodermi.

associazione calcarenitico-micritica (CDIa). È costituita da alternanze tra *grainstones-rudstones* biodetritici in strati da spessi a molto spessi sovente a geometria lenticolare e *mudstones* avana in strati da medi a sottili con selce rossastra, bianca e grigia in liste o noduli. La selce è più frequente alla base dell'associazione e diminuisce verso l'alto, parallelamente all'aumento in frequenza e in spessore degli strati biodetritici. Tale associazione, che caratterizza la parte alta dell'unità, passa alle *facies* micritiche della *maiolica detritica* (MAD).

Nell'area B l'unità affiora solo in limitati lembi (Cima del Maccione) dove sono presenti sia CDIc sia dolomie saccaroidi, *grainstones* e calcari marnosi con selce (CDId - *calcari diasprini dolomitizzati*). Nel complesso l'unità presenta uno spessore massimo di circa 250 m.

I macrofossili sono rappresentati da resti di Echinodermata, Porifera (spicole), Bryozoa, "*Posidonia-Bositra*", *Aphychus* sp., *Saccocoma* sp. La microfauna è costituita da *Salpingoporella pygmaea* (GUEMBEL), *Neotrocholina infragranulata* (NOTH), *Labyrinthina mirabilis* MOHLER, *Protopenneroplis striata* WEYNSCHENK e *Tubiphytes morronensis* CRESCENTI tra i foraminiferi bentonici e da Radiolaria, *Colomisphaera carpathica* (BORZA), *Cadosina parvula* NAGY tra i planctonici. In ragione di ciò, l'unità in esame viene riferita alla parte superiore della biozona a *Posidonia-Bositra* e *Protopenneroplis striata* e alla biozona a *Saccocoma* e *Tubiphytes morronensis*.

CALLOVIANO-TITONIANO inferiore

1.5.4. - *maiolica detritica* (MAD)

L'unità affiora nella parte settentrionale del Foglio (aree B e C). Inferiormente passa ai *calcari diasprini detritici* (CDI) mentre il limite superiore corrisponde ad una importante discontinuità erosiva, posta alla base delle *calcareniti e calciruditi a fucoidi* (CCF), che, in altre aree abruzzesi (vedi Foglio 369–Sulmona), marca un'ampia lacuna sedimentaria.

L'unità è costituita da prevalenti *mudstones* biancastri e grigi, in strati sottili e medi, con selce nera, in liste e noduli, con intercalazioni di orizzonti microdetritici più frequenti ad oriente, negli sporadici affioramenti dell'area B. Localmente sono presenti, nella porzione mediana dell'unità, corpi, sovente a geometria lenticolare, potenti qualche decina di metri, di *grainstones-rudstones* a frammenti di antozoi ed idrozoi (MADa). Buone esposizioni di questi ultimi si hanno a M. Verdone ed in prossimità della faglia di M. Pettino; in quest'ultimo caso l'elevato spessore registrato è probabilmente da mettere in relazione con la presenza di ripetuti piani di taglio subparalleli alla faglia principale. In generale, l'elevato grado di tettonizzazione dell'area C rende difficoltosa la valutazione dello spessore che appare variare dai 300 ai 500 metri.

Il contenuto paleontologico è dato da: Radiolaria, spicole di Porifera, *Saccocoma* sp., *Colomisphaera carpathica* (BORZA), *Crassicollaria intermedia* (DURAND-DELGA), *Calpionella alpina* LORENZ, *C. elliptica* CADISH, *Calpionellopsis simplex* (COLOM), *C. oblonga* (CADISH), *Calpionellites darderi* (COLOM), *Globigerinelloides blowi* (BOLLI) e, nel biodetrito, *Tubiphytes morronensis* CRESCENTI, *Protopenneroplis ultragranulata* (GORBACHIK), *Clypeina jurassica* FAVRE, *Lithocodium aggregatum* ELLIOTT. L'associazione è indicativa dell'intervallo che si estende dalla biozona a *Crassicollaria*, *Calpionella*, *Lithocodium aggregatum* e *Tubiphytes morronensis* a gran parte della biozona ad *Hedbergella* e *Lithocodium aggregatum*.

TITONIANO superiore – BARREMIANO p.p.

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

L'unità affiora a nord de L'Aquila (area C) e, nei dintorni di Paganica (estremità occidentale dell'area B) mentre nel settore nord-orientale del Foglio (area B) è sostituita dal *membro calcarenitico-calciruditico* dei *calcari bioclastici "superiori"* (BLS₂). Nell'area di M. Pettino l'unità è costituita da tre membri caratterizzati da associazioni di *litofacies* prevalentemente bioclastiche, dei quali, nell'area B, affiora solamente il superiore. In entrambi i casi risultano assenti gli orizzonti esclusivamente marnoso-argillosi delle tipiche *marne a fucoidi*.

membro inferiore (CCF₁): rappresenta l'intervallo detritico di base dell'unità ed è costituito da *rudstones* e *grainstones* bioclastici, bianchi, spesso di aspetto

cristallino, in strati da medi a spessi e da breccie ad elementi eterometrici, da poco a mediamente elaborati, spesso con contatti suturati. Le breccie sono organizzate in corpi a geometria lenticolare, costituiti da più strati di spessore metrico, a base erosiva. Il biodetrito è formato in gran parte da frammenti di rudiste (caprotinidi e caprinidi) e da orbitolinidi, localmente abbondanti. Anche la selce risulta particolarmente frequente, in liste e noduli nerastri.

membro intermedio (CCF₂): è tipicamente costituito da alternanze di *grainstones-rudstone* biolitoclastici e calcari marnosi, marne e marne argillose di colore verdastro, intensamente bioturbate. La stratificazione è in strati da sottili a medi ed il contenuto siliceo appare sempre piuttosto elevato. In altre aree abruzzesi (Fogli 360-Torre dè Passeri e 369-Sulmona) tale membro appare estremamente ridotto in spessore oppure del tutto mancante.

membro superiore (CCF₃): è costituito da prevalenti *grainstones* e *rudstones* bioclastici, in strati da medi a spessi, e da corpi di breccie a geometria lenticolare e base erosiva. Gli elementi delle breccie sono generalmente eterometrici, con un buon grado d'arrotondamento, ed immersi in una matrice bioclastica a frammenti di rudiste (*Radiolitidae*, *Caprotinidae* e *Caprinidae*). A più altezze sono presenti livelli micritici grigi di modesto spessore con sporadica presenza di selce nera. Localmente (Morcone) sono abbondanti selce e glauconite.

In tutta l'unità sono presenti, a più livelli stratigrafici, orizzonti particolarmente ricchi in *Orbitolinidae*.

Lo spessore dell'insieme dei tre membri è di circa 100 metri.

Il contenuto paleontologico è costituito da resti di Echinodermata, Bryozoa, Ostracoda, Anthozoa, spicole di Porifera, Mollusca e da foraminiferi. I foraminiferi bentonici più significativi sono *Orbitolina (Conicorbitolina) conica* (D'ARCHIAC) e *Paleodyctioconus cf. arabicus* (HENSON), mentre tra i planctonici sono presenti *Globigerinelloides blowi* (BOLLI), *G. ferreolensis* MOULLADE, *G. algerianus* CUSHMAN & TEN DAM, *Ticinella bejaouaensis* SIGAL, *T. primula* LUTERBACHER, *Biticinellabreggiensis* GANDOLFI, *Rotaliporaticinensis* (GANDOLFI), *R. appenninica* (RENZ) e *R. reicheli* MORNOD. L'intervallo biostratigrafico si estende dalla parte superiore della biozona a *Hedbergella* e *Lithocodium aggregatum*, alla parte inferiore della biozona a *Rotalipora* e *Orbitolina*.

APTIANO (APTIANO p.p. nell'area B)- CENOMANIANO p.p.

1.5.6. - *scaglia detritica (SCZ)*

Nell'unità sono stati inseriti i termini coevi alle tipiche formazioni della *scaglia bianca* e della *scaglia rossa* della successione umbro-marchigiana, dalle quali

differiscono soprattutto per la presenza di notevoli apporti biodetritici. Il contenuto bioclastico è composto, in netta prevalenza, da frammenti di rudiste (*Radiolitidae* ed *Hippuritidae*) ai quali si associano frammenti di coralli, echinodermi, brachiopodi. Nell'ambito della *scaglia detritica* affiorante nel Foglio in esame sono state distinte diverse associazioni di *facies* variamente alternate tra di loro:

associazione calcarenitica-calciruditica (SCZb): è rappresentata da prevalenti *grainstones* con minori intercalazioni di *rudstones*. Gli strati variano da medi a spessi, localmente (M. Croce di Pienze) molto spessi. Affiora sia nel settore M. Pettino (area C) che in quello M. Cappellone-Paganica (area B).

associazione micritico-calcarenitica (SCZa): prevalenti calcari micritici generalmente di colore biancastro e con frequenti venature rosse o rosate, con subordinate intercalazioni di calcari marnosi e di *grainstones* bianchi, anche grossolani, in strati spessi. A più livelli sono presenti liste e noduli di selce rossa e nera.

associazione micritica (SCZ): *mudstones* e *wackestones* prevalenti, ben stratificati, in strati da medi a sottili con abbondanti microfaune a foraminiferi planctonici, con intercalazioni di calcari marnosi, localmente frequenti (Madonna dell'Appari), e rari orizzonti di *packstones-grainstones* fini, laminati con lamine da piano-parallele a debolmente ondulate. Del tutto assenti risultano i corpi detritici grossolani. Presenza di selce in liste e noduli nelle micriti, in frammenti nei livelli bioclastici. L'associazione affiora sia nell'area di Paganica (Area B) sia in quella dei Monti d'Ocre (Area A) in prossimità dei bordi occidentale (area di Colle Ripa) ed orientale (S. Lorenzo) della Piana di Roio. In quest'ultimo caso affiora solamente la porzione cretacea dell'unità. La porzione sommitale dell'affioramento è, infatti, caratterizzata dalla presenza di *grainstones* ad *Orbitoides* sp., ai quali seguono i termini eocenici delle *calcareniti a nummuliti e discocycline*. L'intensa tettonizzazione dell'area non ha permesso di appurare la eventuale presenza dell'intervallo paleocenico né, tantomeno, di collocare con precisione il limite con l'eteropica unità dei *calcari a calcisphaerulidi*

Lo spessore complessivo, affiorante, dell'unità è di circa 50 metri nei Monti d'Ocre e di circa 300 metri nei settori settentrionali del Foglio. Le forme più significative dell'associazione paleontologica, dell'unità nel suo complesso, sono: *Siderolites calcitrapoides* LAMARK, *Orbitoides* gr. *medius*, *Nummulites* sp., *Discocyclina* sp., *Rotolipora cushmani* (MORROW), *Whiteinella baltica* DOUGLAS & RANKIN, *Helvetoglobotruncana helvetica* (BOLLI), *Marginotruncana sigali* (REICHEL), *Dicarinella concavata* (BROTZEN), *D. asymetrica* (SIGAL), *Globotruncana ventricosa* WHITE, *Rototruncana calcarata* (CUSHMAN), *Globotruncanita stuarti* (DE LAPPARENT), *Contusotruncana contusa* (CUSHMAN),

Parasubbotina pseudobulladis PLUMMER, *Igorina pusilla* (BOLLI), *Planorotolites pseudomenardii* BOLLI, *Morozovella aragonensis* (NUTTALL), *Hantkenina* sp., *Truncorotaloides topilensis* (CUSHMAN), *Morozovella spinulosa* (CUSHMAN).

L'associazione sopra descritta è caratteristica dell'intervallo che si estende dalla parte superiore della biozona a *Rotalipora* e *Orbitolina* sicuramente sino alla biozona a *Globigerapsis kugleri* e forse più in alto.

CENOMANIANO *p.p.*-LUTEZIANO *p.p.*

CENOMANIANO *p.p.* - MAASTRICHTIANO (area A)

CENOMANIANO *p.p.* - CAMPANIANO (settore occidentale dell'area B)

1.6. - SUCCESSIONE CENOZOICA DI RAMPA-PIATTAFORMA APERTA

1.6.1. - calcareniti a macroforaminiferi (CFR)

L'unità comprende i depositi paleogenici affioranti nel foglio. Affiora esclusivamente nelle aree A e B ed i suoi limiti inferiore e superiore corrispondono, generalmente, a discontinuità stratigrafiche di importanza regionale. Sulla base del contenuto paleontologico, ben riconoscibile in campagna, l'unità è stata suddivisa in 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). Il membro affiora nelle propaggini nord-occidentali dei Monti d'Ocre (area A) e nel settore nord-orientale del foglio (area B). Nei Monti d'Ocre esso appoggia in paraconcordanza e con spessori modesti (40 – 80 metri) su diversi litotipi cretaci di scarpata *s.l.* (sulle litofacies micritiche o calcarenitiche della scaglia detritica (SCZ, a sud di Colle Ripa e SCZcr, nei dintorni di Roio) e sui calcari a calcispherulidi (SPH) a Pianola) o di margine (RDO, a nord di Colle Cerasitto). La base del membro è caratterizzata, nell'area A, dalla presenza di *packstones-grainstones* bianchi, in strati medi, contenenti coralli coloniali, alghe corallinacee e piccoli litotamni (*Pseudolithotamniun album*). Tali litofacies, che a causa del loro esiguo spessore sono state incluse in CFR₁, sono riferibili per età (Thanetiano) e caratteristiche sedimentologiche, alla associazione di *litofacies* CFR_{1a} affiorante nel Foglio 368 "Avezzano". Al di sopra dei temini paleocenici il membro è costituito da due *litofacies* principali che si alternano irregolarmente:

- calcareniti fini nocciola, in strati da sottili a medi, con foraminiferi planctonici, discocycline e nummuliti generalmente di piccole dimensioni;

- calciruditi, in strati spessi, ricche in macroforaminiferi (*Nummulites* sp., *Discocyclina* sp. e *Alveolina* sp.). Essi risultano generalmente rielaborati e disposti caoticamente e, in alcuni casi, orientati parallelamente alla stratificazione; localmente (area di Colle Ripa) sono presenti *pebbly mudstones* a clasti arrotondati di dimensioni centimetriche deformati e compenetrati per fenomeni di pressione-

soluzione. Superiormente il membro passa generalmente ai termini oligocenici di CFR₂ (forse con una lacuna comprendente parte del Rupeliano) con l'eccezione del settore a nord di Colle Carasitto dove passa direttamente alle *litofacies* mioce-niche delle *calcareniti a punti rossi* (CBZ₂). Nel settore nord-orientale del foglio (Area B) il membro, pur presentando spessori maggiori (circa 250 metri), manca della porzione paleocenica. Esso appoggia, in discordanza angolare, con i sotto-stanti termini cretaci dei *calcari a rudiste ed orbitoline* (RDO). Superiormente passa ai litotipi calcarenitici (CBZ₃) o calcareo-marnosi (UAM₁) del Miocene medio. La presenza, in più località, di filoni sedimentari riempiti da faune a num-muliti ed alveoline testimonierebbe un'attività tettonica eocenica. Questi filoni sono particolarmente evidenti a Cima delle Serre dove sono impostati sui calcari cretaci marginali dell'unità dei *calcari bioclastici ad ippuriti e coralli* (BIC). I fossili riconosciuti (*Morozovella* gr. *aragonensis* (NUTTALL), *Morozovella* gr. *formosa* (BOLLI), *Nummulites* gr. *maximus* (D'ARCHIAC), *Morozovella* gr. *leh-neri* (CUSHMAN & JARVIS), *Nummulites fabianii* PREVER, *Nummulites* cf. *retiatus* ROVEDA, *Turborotalia* gr. *cerroazulensis* (COLE), permettono di individuare un'in-tervallo biostratigrafico compreso tra le biozone SBZ3-SBZ20 correlabile con le biozone a foraminiferi planctonici P4-P17.

THANETIANO-PRIABONIANO (area A)

YPRESIANO *p.p.* – PRIABONIANO (area B)

calcareniti a miogypsine e lepidocycline (CFR₁). Tale membro affiora esclusi-vamente nel settore nordoccidentale dei Monti d'Ocre (area A) e presenta caratte-ristiche litologiche simili a quello sottostante (CFR₁) dal quale si differenzia per il diverso contenuto faunistico. Esso è infatti costituita da calcareniti fini, nocciola, in strati da sottili a medi alternate a calcareniti più grossolane ricche in macrofo-raminiferi (*Nephrolepidina* sp., *Amphistegina* sp., *Heterostegina* sp., *Miogypsina* sp.). Localmente sono presenti calcari marnosi e marni che divengono prevalenti al passaggio Oligocene-Miocene ed al tetto del membro. Nei pressi di Madonna delle Canali (sudovest di Bagno) ed all'estremità nord-occidentale della dorsale di Colle Ripa, alla base della locale successione, sono presenti corpi, ad andamento lenticolare, costituiti quasi esclusivamente da depositi sabbiosi a lepidocycline di notevoli dimensioni, con gusci isorientati e con scarsa matrice verdognola. Ad essi seguono calcareniti grigio-verdognole in strati da sottili a medi con intercalazioni biodetritiche. Al bordo orientale della Piana di Roio queste ultime risultano più frequenti verso la base (Colle Ripa) e verso il tetto dove compaiono (versante nord di Costa Grande) strati spessi localmente ricchi in echinidi di piccole dimensioni (max 1cm). Il passaggio alla sovrastante *unità spongolitica* (SPT_{2a}) è marcato da un *hard-ground* (Via del Monte) o da pochi metri di calcareniti ricche di glau-conite e/o intraclasti glauconitici. A più altezze sono presenti livelli biodetritici con ricca fauna ad *Heterostegina* sp. Il membro presenta uno spessore massimo di circa 150 metri nell'area di Colle Ripa dove appoggia, in continuità, su CFR₁. Tale spessore si riduce progressivamente, sino ad azzerarsi, procedendo verso

sud-est. Le macrofaune sono costituite da abbondanti echinidi, frequenti briozoi e bivalvi, policheti tubicoli (*Ditrupa*); a luoghi, abbondanti o frequenti alghe corallinacee a talli crostosi o nodulari. Le forme più significative tra i foraminiferi sono: *Nephrolepidina praemarginata* (DOUVILLÉ), *Nephrolepidina morgani* (LEMOINE & DOUVILLÉ), *Nephrolepidina tournoueri* (LEMOINE & DOUVILLÉ), *Eulepidina gr. ephippioides* (JONES & CHAPMAN), *Eulepidina dilatata* (MICHELOTTI), *Amphistegina* sp., *Heterostegina* sp., *Operculina complanata* (DEFRANCE), *Nummulites* sp., *Miogypsinoides* sp., *Miogypsina* cf. *globulina* (MICHELOTTI), *Miogypsina* sp., *Miolepidocyclina* sp. Le forme sopra citate permettono di riferire il membro in esame all'intervallo che si estende dalla biozona SBZ22 *p.p.* alla biozona SBZ25 *p.p.*

RUPELIANO *p.p.* – BURDIGALIANO *p.p.*

1.6.2. - unità spongolitica (SPT)

Le *litofacies* attribuibili a tale unità affiorano unicamente in corrispondenza della terminazione occidentale dei M. d'Ocre (area A), al di sopra delle *calcareniti a miogypsine e lepidocycline* (CFR₂) e rappresentano la chiusura a *pinch-out* della coeva unità *spongolitica* (AA. VV., 1992) affiorante nell'area occidentale adiacente al foglio (Tornimparte, Foglio 358 "Pescorocchiano"). Tali *litofacies*, riferibili alla *litofacies* calcarea del membro di Tornimparte (SPT_{2a}), sono costituite da calcareniti fini, tipicamente grigie, localmente ricche in noduli di selce (Colle Miruci) e piccole spugne attribuibili ai generi *Loeaetis* e *Aphocallistes* (Colle Ripa e Valle Spinosa); sono inoltre presenti sottili intercalazioni di marne calcaree e marne, a volte scure e fetide, con abbondanti spicole di spugna. In alcune località compaiono calcareniti fini nere (Ornedo, Colle Campetello). Alla sua base è presente un *hard-ground* glauconitico-fosfatico (Via del Monte) oppure *litofacies* ricche in glauconite (Colle Campetello). Superiormente passa alle *calcareniti a punti rossi* (CBZ₂). L'associazione ha una potenza di circa 50-70 metri e si assottiglia, fino a scomparire, procedendo verso sud-est.

La presenza, tra i microfossili planctonici, di *Globoquadrina dehiscens* (CHAPMAN, PARR & COLLINS), *Globigerinoides altiapertura* BOLLI, *G. trilobus* (REUSS), *G. bisphericus* TODD e *Praeorbulina* sp., permette di attribuire l'associazione in esame all'intervallo che si estende dalla biozona a *Globigerinoides trilobus* alla parte basale della biozona a *Praeorbulina* spp.

BURDIGALIANO – LANGHIANO *p.p.*

1.6.3. - calcari a briozoi e litotamni (CBZ)

L'unità comprende tutti i depositi carbonatici miocenici attribuibili ad ambienti di piattaforma aperta-rampa carbonatica. Essa affiora unicamente nell'area A ed è caratterizzata da una notevole variabilità delle *litofacies* che ha permesso la suddivisione in tre membri.

calcareniti arancioni, litofacies glauconitica (CBZ_{1a}). Tale membro è caratteristico delle zone più interne dell'area dei Monti d'Ocre, dove è presente la ben nota "lacuna paleogenica", ed rappresenta una particolare *litofacies* delle *calcareniti arancioni ad echinidi* affioranti nei fogli limitrofi (Tagliacozzo e Pescorocchiano). È costituito da calcareniti fini, a luoghi ricche in briozoi e peccinidi, in strati da medi a spessi, frattura concoide e tonalità grigio-verdognole per la diffusa presenza di glauconite abbondante soprattutto verso la base. Dove osservabile in dettaglio (Chiesole di Lucoli, Colle di Casamaina) il contatto con il substrato cretaceo è evidenziato da una superficie di discontinuità identificabile come *inherited rock ground* (*sensu* CLARI *et alii*, 1995). I calcari cretacei appaiono debolmente carsificati, erosi e rivestiti da una patina mineralizzata a glauconite di qualche millimetro di spessore sulla quale poggia un *lag deposit* costituito da piccoli ciottoli, frammenti di ostreidi e denti di pesce. Generalmente il membro appare, alla scala dell'affioramento, paraconcordante con il substrato cretaceo; a scala più grande invece è evidente una discordanza, sia pur di pochi gradi, tra le calcareniti e le unità cretache di età diversa (sul versante orientale di M. Orsello progressivamente più giovani verso est). Lo spessore del membro è dell'ordine di poche decine di metri e diminuisce verso est sino a raggiungere valori non cartografabili (M. Cagno-Altopiano delle Rocche). La diffusa dolomitizzazione non ha permesso il riconoscimento di forme significative e, di conseguenza, l'attribuzione agli schemi biozonali proposti, considerando i rapporti con le unità sovrastanti esso, comunque, risulta non più giovane del Langhiano.

MIOCENE *p.p.*

calcareniti a punti rossi (CBZ₂). Il membro è composto da calcareniti fini grigio nocciola, stratificate in strati da medi a sottili e tipicamente losangate. Al tetto degli strati, nella parte basale del membro, compaiono sporadiche intercalazioni di marne calcaree spongolitiche. Caratteristica è la presenza di frequenti ossidi di ferro (punti rossi) e localmente, di glauconite. L'unità è attribuibile ad ambienti di rampa più distale rispetto alle *calcareniti a briozoi* (CBZ₃) delle quali ne sostituisce la parte basale nei settori occidentali e nord-occidentali dei Monti d'Ocre, in continuità con le sottostanti *calcareniti spongolitiche*. Nei settori in cui è presente la lacuna paleogenica litofacies riferibili a CBZ₂ sono intercalate nelle parte medio-superiore di CBZ₃.

Il contenuto fossilifero è costituito da frequenti briozoi, frammenti di litotamni, echinidi, bivalvi e frammenti di policheti tubicoli (*Ditrupea*); foraminiferi bentonici (*Amphistegina* sp., *Sphaerogypsina globulus* (REUSS), *Elphidium crispum* (LINNÉ), *Heterostegina* sp.), foraminiferi planctonici (*Orbulina universa* D'ORBIGNY, *Orbulina suturalis* BRÖNNIMANN, *Globoquadrina* cf. *dehiscens* (CHAPMAN, PARR & COLLINS), *Globigerinoides* gr. *tribolus*, *Globigerinoides* gr. *obliquus*, *Globorotalia premenardii* CUSHMAN & STAINFORTH) e *Globigerinoides bisphaericus* TODD. Essi sono indicativi della biozona SBZ26 *p.p.*

LANGHIANO *p.p.* – SERRAVALLIANO *p.p.*

calcareniti a briozoi (CBZ₃). Tale membro è presente esclusivamente nei Monti d'Ocre e all'interno della Valle dell'Aterno (area A) con potenze variabili da 50 a 200 metri. Esso appoggia su CBZ₁ (o direttamente sui calcari cretatici dove quest'ultimo è stata inclusa, a causa dell'esiguo spessore, in CBZ₃) nei settori caratterizzati dalla presenza di litofacies mesozoiche di piattaforma interna, oppure su CBZ₂ nei settori in cui sono presenti litofacies mesozoiche di margine-scarpata *s.l* e cenozoiche di rampa da proximale a distale.

Le litofacies sono rappresentate da calcareniti-calciruditi bianche, in strati metrici, con abbondanti briozoi, amphistegine e frammenti di alghe melobesie (litotamni). Localmente (area di Colle Ripa) sono presenti calcareniti più fini, ben classate e selezionate, a frattura concoide, in strati metrici e senza apparenti strutture sedimentarie. Nelle propaggini settentrionali dei Monti d'Ocre esse passano verso est (area di Colle Pagliare-Mezzaspada, Valle del T. il Rio) a calcareniti bioclastiche giallognole ad amphistegine, heterostegine, ditrupe, briozoi, ecc.. Qui la stratificazione è più sottile ed è caratterizzata dalla presenza di *set* di lamine oblique a piccola scala intervallate da millimetrici orizzonti pelitici. L'unità è in parziale eteropia con CBZ₂ e verso l'alto passa a calcareniti marnose e subordinate marnose ricche in glauconite e tracce fossili (*marnose a Cyllindrites*). Queste ultime risultano non cartografabili in gran parte dell'area A. Al tetto è localmente presente (S. Antonio) un *hard-ground* mineralizzato a fosfati e glauconite del tutto analogo all'*hard-ground* descritto da CORDA (1990) nella limitrofa area di Tornimparte. Nei modesti rilievi presenti all'interno della valle dell'Aterno il membro è direttamente sovrapposto al substrato cretatico ed è, rappresentato da *facies* ricche in litotamni e heterostegine. Orizzonti ricchi in rodoliti di dimensione decimetrica sono presenti nell'area di Pagliare di Tione. I macrofossili sono costituiti da abbondanti briozoi, di norma prevalenti e diversificati per forme zoariali, a cui si associano frequenti frammenti di echinidi e bivalvi. Le microfaune sono rappresentate da foraminiferi bentonici (*Amphistegina* sp., *Heterostegina* cf. *complanata* MENEGHINI, *Miogypsina* sp., *Miolepidocyclina* sp., *Elphidium* sp., *Lobatula* sp., *Lenticulina* sp., Buliminidae, Textulariidae, Cibicididae, Anomalinidae, Miliolidae, Nodosariidae, Rotaliidae, Vaginulinidae, Victoriellidae, Discorbidae) e foraminiferi planctonici (*Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Globigerinoides sacculifer* (BRADY), *Globoquadrina* sp., *Globigerina* sp., ?*Orbulina* sp.). Localmente, sono presenti macroforaminiferi (nummuliti) dell'Eocene, rielaborati. I fossili sopra elencati sono indicativi della biozona SBZ 26 *p.p.*

LANGHIANO *p.p.*-SERRAVALLIANO; localmente TORTONIANO *p.p.*

1.6.4. - *calcareniti di M. Fiore (CMF)*

L'unità affiora estesamente nel foglio limitrofo (F° 360 "Torre de' Passeri") dove sono stati distinti due membri. Quello inferiore è prevalentemente calcarenitico, mentre quello superiore è marnoso-calcarenitico-arenaceo. Nel foglio in esame affiora solo il membro inferiore (*membro Cannatina - CMF₁*). Esso è costituito da calcareniti bioclastiche a granulometria media, in parte dolomitizzate, con la-

minazioni piano-parallelle e gradazione diretta, con intercalazioni di sottili livelli marnosi. A più altezze sono presenti livelli calciruditi d'ordine metrico contenenti frammenti di coralli, echinodermi e bivalvi. Il colore varia da marrone rossastro a marrone verdastro con patine giallastre. La stratificazione è generalmente evidente con strati da medi a spessi. L'unità affiora esclusivamente nell'area B, sul M. Cappelloni (dove presenta il massimo spessore di affioramento che è di circa 100 m) e sui versanti meridionali di Cima delle Serre e Cima di Refana. Sulla base dei dati noti in letteratura (BIGI, 1993) l'unità è attribuibile alla biozona SBZ 26 *p.p.*

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

ETA'	Rampa proximale	Rampa distale Gradino ribassato	Scarpata	Bacino		
MIOCENE	MESSINIANO			UAM ₃		
	TORTONIANO					
	SERRAVALLIANO	CBZ ₃	CBZ ₂	UAM ₂	CMF ₁	CRR
	LANGHIANO		UAM ₁			
	BURDIGALIANO	CBZ _{1a}	SPT			
	AQUITANIANO					BIS
OLIGOCENE	CHATTIANO	CFR ₂				
	RUPELIANO					
EOCENE	PRIABONIANO	CFR ₁			SCCa	
	BARTONIANO					
	LUTEZIANO					
	YPRESIANO					
PALEOCENE	THANETIANO				SCZ	
	DANIANO					

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

1.6.5. - unità argilloso- marnosa (UAM)

L'unità è comprensiva delle litofacies mioceniche pre-silicoclastiche a significativo, e progressivamente maggiore verso l'alto, contenuto argilloso. In essa sono stati distinti tre membri, il primo dei quali rappresenta i termini di rampa distale-bacino prossimale eteropici ai *calcari a briozoi e litotamni*.

marne calcaree (UAM_v). Il membro affiora sia nell'area A (M. Luco, Monte di Bazzano) sia nell'area B (a sud di Monte Cecco d'Antonio e ad ovest di Filetto). In entrambe le aree alla base sono presenti calcareniti sottilmente stratificate, ricche in glauconite riferibili alla *associazione glauconitica (UAM_{1a})* affiorante nelle aree adiacenti (Foglio 360 – Torre dei Passeri) ma che qui risultano incartografabili. Esso è costituito da calcari e calcari marnosi in strati da sottili a medi con intercalazioni di calcareniti a piccoli litotamni; nei livelli più marnosi sono presenti tracce fossili. Nell'area di Monte Luco le *litofacies* sono organizzate in ciclotemi a scala metrica, con al tetto calcari marnosi e marne calcaree in cui sono ben visibili tracce di organismi limivori. Le piste hanno sezione trasversale cilindrica con diametro variabile tra 1 e 3 centimetri ed andamento da rettilineo ad ondulato e sono riferibili a *Planolites*. Tra i microfossili sono presenti, nella parte inferiore dell'unità, *Globigerinoides* gr. *trilobus*, *Globoquadrina* sp. e *Amphistegina* sp.; nella parte superiore sono presenti *Orbulina universa* D'ORBIGNY, *Globigerina* sp., *Globorotalia* gr. *menardii*. Pertanto il membro in esame è riferibile alla biozona SBZ 26 p.p. correlabile con l'intervallo a foraminiferi planctonici che si estende dalla biozona a *Praeorbulina* spp. alla biozona a *Neogloboquadrina acostaensis*.

LANGHIANO p.p.-TORTONIANO (area B)

SERRAVALLIANO p.p. – TORTONIANO p.p. (area A)

marne a Cyldrites (UAM₂). Sono costituite da calcareniti marnose e marne generalmente ricche in glauconite e con abbondanti icnofaune, rappresentate soprattutto da Chondrites e Thalassinoides (*Cyldrites*), stratificate in strati da medi a sottili. Verso l'alto la componente carbonatica diminuisce progressivamente e il membro sfuma nelle sovrastanti *argille ad Orbulina*

Affiorano quasi ovunque alla base delle *argille ad Orbulina*, con spessori generalmente molto modesti. A causa di ciò il membro risulta cartografabile solo nel settore di M.Cagno (area A). Dove non rappresentato è stata incluso nel membro sovrastante. Nei Monti d'Ocre il passaggio con i calcari sottostanti è marcato da un *hard-ground* glauconitico-fosfatico, oppure dalla presenza di abbondante glauconite.

La macrofauna è rappresentata da abbondanti frammenti di echinidi, briozoi e bivalvi; mentre il contenuto micropaleontologico è costituito da foraminiferi bentonici (*Amphistegina* sp., *Heterostegina* sp., *Lenticulina* sp., Buliminidae, Cibicididae, Vaginulinidae, Nodosariidae, Textulariidae) e plan-

ctonici (*Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Orbulina* sp., *Globigerinoides* sp., *Globigerina* sp.). Il membro è, pertanto, attribuibile alla biozona SBZ26 *p.p.*

SERRAVALLIANO sup.? - TORTONIANO *p.p.*

argille ad Orbulina (UAM₃). Affiorano esclusivamente nell'area A con caratteristiche del tutto simili a quelle di molte altre aree appenniniche. La sua base è caratterizzata dalla presenza di un *hard-ground* mineralizzato a glauconite e fosfati di spessore centimetrico, analogo a quello descritto da CORDA (1990) a Tornimparte (Foglio 358 – “Pescorocchiano”), al di sopra del quale possono essere presenti pochi metri di calcari marnosi e marne calcaree ricchi in glauconite e tracce fossili (quando possibile distintamente cartografati, vedi UAM₂), passanti superiormente a marne, marne argillose ed argille grigio-brune, sottilmente stratificate ricche di foraminiferi planctonici.

La elevata erodibilità del membro origina spianate più o meno ampie, facilmente riconoscibili morfologicamente che però non permettono una osservazione di dettaglio delle caratteristiche sedimentologiche e dell'organizzazione delle *facies*. Affiorano ovunque alla base dei depositi silicoclastici dell'unità UAP, ed al tetto di successioni appartenenti a diversi ambienti sedimentari. Lo spessore non è, quasi mai, determinabile con certezza ma dovrebbe essere compreso tra 10 e 30 metri

La ricca microfauna a foraminiferi planctonici (*Globigerinoides extremus* BOLLI, *Globorotalia conomiozea* KENNETT, *Globorotalia* gr. *menardii*, *Neogloboquadrina acostaensis* (BLOW), *Orbulina bilobata* (d'ORBIGNY), *Orbulina suturalis* BRONNIMANN, *Orbulina universona* d'ORBIGNY) ed a nannofossili calcarei (*Discoaster* gr. *bellus*, *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

TORTONIANO *p.p.*-MESSINIANO inferiore *p.p.*

I.7. - SUCCESSIONE CENOZOICA DI SCARPATA ESTERNA - BACINO PROSSIMALE

1.7.1. - *scaglia cinerea* (SCC)

L'unità comprende i termini equivalenti alla *scaglia variegata* ed alla *scaglia cinerea* della successione umbro – marchigiana. Essa affiora estesamente nel settore centro-settentrionale del foglio (Area B), a letto della faglia di M. Rofano-M. della Selva, dove è costituita da due distinte associazioni di *facies*. Nella parte inferiore dell'unità sono presenti marne e calcari marnosi grigio-verdastri alternati a frequenti livelli calcarenitici con selce nera in liste e noduli ed abbondanti

frammenti di glauconite. La stratificazione è in strati medi, più spessi verso l'alto (*scaglia cinerea glauconitica* – **SCCb**). Lo spessore di tale associazione varia da 70 a 150 metri.

La porzione superiore è costituita da calcari marnosi grigiastri, marne e marne argillose grigio verdastre a foraminiferi planctonici, con intercalazioni di orizzonti biodetritici, anche spessi, avana e nocciola, ricchi in resti di macroforaminiferi bentonici prevalentemente rimaneggiati (*associazione micritico-calcarenitica* - **SCCa**)

L'unità nel suo complesso raggiunge potenze di circa 350m.

Limitati lembi affiorano anche nell'area C (dintorni di Aragno), dove SCCa risulta direttamente sovrapposta a SCZa senza l'interposizione delle *facies* glauconitiche.

I microfossili maggiormente significativi sono rappresentati da: *Catapsydrax* sp., *Particulosphaera mexicana* (CUSHMAN), *Morozovella spinulosa* (CUSHMAN), *Truncorotaloides topilensis* (CUSHMAN), *Turborotalia cerroazulensis* (COLE), *Turborotalia cocoaensis* (CUSHMAN), *Turborotalia pomeroli* (TOUMARKINE & BOLLI), *Spiroclypeus granulatus* BOUSSAC, *Nummulites* sp., *Discocyclina* sp., *Orbitoclypeus* sp., *Asterocyclina* sp., *Assilina* sp., *Pararotalia* sp., *Gypsina* sp., *Halkyardia minima* (LIEBUS), *Amphistegina* sp., *Nephrolepidina* gr. *morgantournoueri*, *Operculina* sp., *Neorotalia viennoti* (GREIG). Biostratigraficamente l'unità è attribuibile all'intervallo che si estende dalla biozona a *Morozovella lehnneri* alla biozona a *Paragloborotalia kugleri* corrispondenti alle biozone SBZ15 – SBZ24 *p.p.*

LUTEZIANO *p.p.* -AQUITANIANO *p.p.*

1.7.2. - *bisciaro* (**BIS**)

L'unità è costituita da calcari e calcari marnosi avana e avana chiaro con patine di ossidazione giallo-ocracee, a foraminiferi planctonici e spicole di spugna, con selce nera, alternati a marne e marne argillose sottilmente stratificate. Anche in questo caso la porzione inferiore è costituita da calcareniti/calciruditi aranciate particolarmente ricche in glauconite e con frequenti tracce fossili (*membro glauconitico* – **BIS**₁). Affiora estesamente nelle stesse aree di SCCcct, con uno spessore di circa 200 metri, ed in limitati lembi nell'area C. Superiormente passa ovunque alle *marne con cerroigna*. Il contenuto paleontologico è costituito da *Amphistegina* sp., *Miogypsina globulina* (MICHELOTTI), *Miogypsinoidea* sp., *Nephrolepidina* sp., *Eulepidina* sp., *Elphidium* sp., *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Globigerinoides cf. sacculifer* (BRADY), *Globigerinoides* sp., *Globoquadrina* gr. *altispira*, *Globoquadrina* gr. *dehiscens*; *Globorotalia* sp., *Globigerinidae*. Tale associazione permette di riferire l'unità all'intervallo che si estende dalla biozona a *Globoquadrina dehiscens* alla biozona a *Globigerinoides bisphericus* corrispondenti alle biozone SBZ24 *p.p.* - SBZ25.

AQUITANIANO *p.p.* -BURDIGALIANO

1.7.3. - *marne con cerroigna* (CRR)

L'unità è costituita da alternanze tra marne calcaree grigie e grigio-avana e marne/marna argillose, con intercalazioni di torbiditi carbonatiche in strati da 30 cm ad 1 metro a granulometria da molto fine a grossolana. Gli orizzonti biodetritici risultano più frequenti verso la parte alta dell'unità. In successione con BIS caratterizza i settori di Colle Bianchino (Area B) e la zona a sud di Collebrincioni (Area C). Lo spessore affiorante è di circa 200 metri. Il contenuto paleontologico è rappresentato da foraminiferi bentonici e planctonici (*Amphistegina* sp., *Heterostegina* sp., *Elphidium* sp., *Spiroloculina* sp., *Praeorbulina glomerata* BLOW, *Praeorbulina* cf. *transitoria* BLOW, *Globigerinoides* gr. *trilobus*, *Globoquadrina* gr. *altispira*, *Orbulina* cf. *suturalis* BRÖNNIMANN, *Orbulina universa* D'ORBIGNY, *Orbulina* cf. *bilobata* (D'ORBIGNY), *Globigerina* spp., *Globorotalia* cf. *praemenardii* CUSHMAN & STAINFORTH, *Globorotalia* cf. *scitula* (BRADY) e permette di riferire l'unità all'intervallo che si estende dalla biozona a *Praeorbulina* spp. alla biozona a *Globigerinoides extremus* corrispondente alla biozona SBZ26.

LANGHIANO –TORTONIANO

2. - DEPOSITI SIN-OROGENICI

2.1. - DEPOSITI TERRIGENI DI BACINO

2.1.1. - *complesso torbiditico altomiocenico laziale-abruzzese auctt. pars - unita' arenaceo-pelitica* (UAP)

I depositi terrigeni silicoclastici dell'unità affiorano nell'area A. all'interno della valle del Torrente Il Rio; al letto dei sovrascorrimenti di M. Ocre-M. Cagno e di M. Rotondo (Altopiano delle Rocche); in limitati lembi all'interno della dorsale carbonatica, anch'essi localizzati in corrispondenza di importanti elementi tettonici, ed all'interno della piana dell'Aquila. I depositi affioranti all'interno della valle de Il Rio mostrano una tendenza *fining-upward* evidenziata dal progressivo incremento, procedendo verso l'alto della successione, della componente pelitica associata ad una diminuzione dello spessore degli strati arenacei. Sulla base del rapporto arenaria/pelite sono state distinte due unità i cui limiti stratigrafici, probabilmente transizionali, risultano piuttosto incerti a causa della presenza di una generale copertura colluviale più o meno estesa e spesso e di depositi detritici sia attuali che antichi. Relativamente frequenti risultano anche i fenomeni gravitativi con frane (inattive e/o quiescenti) e soliflussi.

Nonostante ciò la presenza di vari affioramenti, lungo i tagli stradali, permette la ricostruzione dell'andamento dei limiti. Al contrario nell'area di Pianola-Bagno l'estesa copertura quaternaria, pur consentendo l'individuazione del

substrato arenaceo (clasti arenacei immersi in matrice sabbiosa), non permette la suddivisione dei depositi terrigeni in diverse unità.

Nella valle del torrente Il Rio sono state riconosciute, dal basso verso l'alto, le seguenti associazioni:

associazione arenacea I (UAPc). E' costituita da arenarie quarzoso-feldspatiche, a cemento calcareo-argilloso e granulometria medio-grossolana, in strati molto spessi (1,5-3 m), facies A₁, a cui si alternano esili orizzonti di peliti in strati sottili. Gli strati arenacei, frequentemente amalgamati, presentano spesso basi erosive, gradazione e, alla loro sommità, orizzonti laminati con lamine piano-parallele, ondulate e/o oblique. Localmente (es. Collimento) contengono abbondanti concrezioni arenacee ("cogoli"). Gli intervalli pelitici risultano nettamente subordinati, con spessori centimetrici (massimo 15-20 cm) e generalmente laminati. Il rapporto sabbia/argilla risulta di conseguenza molto maggiore di 1. L'associazione è presente sul lato destro della valle del Torrente Il Rio (con buone, ma limitate, esposizioni nei pressi di Collimento e a S. Antonio) dove dà origine a tipiche porzioni di versante ad elevata acclività e nei pressi de L'Aquila, con buone esposizioni il località Colle Macchione. Il passaggio con l'associazione sovrastante sembra (l'incertezza deriva dalla presenza di una estesa copertura colluviale) transizionale e marcato da un incremento degli orizzonti pelitici e da una parallela diminuzione dello spessore degli strati arenacei.

Nell'unico punto in cui è osservabile, con una certa continuità, il passaggio con le sottostanti *argille ad Orbulina* (UAM₃) (località S. Antonio, Collimento) appare caratterizzato dalla presenza di una zona leggermente più acclive rispetto alla spianata generata dalle marne. Dalla copertura colluviale fuoriescono frammenti di sottili strati arenacei con strutture da corrente, probabilmente in posto. E' supponibile la presenza di una *litofacies* essenzialmente pelitica all'interno della quale i sottili strati arenacei rappresenterebbero i primi apporti torbiditici che vanno ad intercalarsi alla normale sedimentazione emipelagica. Tale passaggio graduale tra le emipelagiti e le arenarie è d'altra parte un elemento comune a molte successioni appenniniche.

associazione arenaceo-pelitica I (UAPb). E' costituita da una alternanza irregolare di arenarie in strati medi (50-70 cm) e di peliti in strati sottili (10-30 cm), facies C e B. Le arenarie sono generalmente massive e prive di strutture sedimentarie: solo in alcuni casi è possibile osservare laminazioni ondulate ed incrociate al tetto dello strato. Raramente tutto lo strato presenta laminazioni piano-parallele o debolmente ondulate. Sporadicamente sono presenti orizzonti pelitici spessi fino a 70-80 cm (Colle di Lucoli). Nella valle de Il Rio il rapporto A/P diminuisce progressivamente sino a raggiungere valori di 1:1.

In un limitato settore ad est di S. Demetrio né Vestini affiorano, inoltre, *litofacies* prevalentemente pelitiche con intercalazioni di arenarie in strati sottili,

facies D₂ e D₃, che permettono di identificare la presenza dell'associazione pelitico-arenacea II (UAPa).

Lo spessore della porzione affiorante dell'unità, nel suo complesso, è di 250-300 metri.

La microfauna a foraminiferi planctonici (*Globigerina* gr. *bulloides*, *Turborotalite multiloba* ROMEO, *Turborotalita quinqueloba* NATLAND, *Paragloborotalia* aff. *mayeri* CUSHMAN & ELLISOR) permettono di attribuire l'unità alla biozona atipica *p.p.* e quindi al MESSINIANO inferiore *p.p.*.

3. - DEPOSITI TARDO OROGENI

3.1. - DEPOSITI DI PIATTAFORMA CONTINENTAL

3.1.1. - conglomerati di Monte Coppe (COP)

EPOCHE		ETA'	PIATTAFORMA CONTINENTALE	BACINO
P L I O C E N E	E	SUP.	GELASIANO	
		MEDIO	PIACENZIANO	
	INFERIORE	ZANCLEANO		
MIOCENE p.p.	MESSINIANO superiore		COP	
	MESS. inferiore		UAP	
			UAM ₃	

Tale unità è presente unicamente in località F.te Rofano (km 2.5 strada S. Stefano di Sessanio-Campo Imperatore) in un affioramento di limitata estensione, dove si presenta in discordanza angolare sui sottostanti depositi mesocenozioci.

Essa è costituita da un conglomerato ben stratificato, in strati medi, ad elementi eterogenei (provenienti dalle formazioni circostanti cretache e paleogeniche) ed eterometrici (diametro max. 15 cm.); questi hanno generalmente un buon grado di arrotondamento e cementazione, e sono immersi in matrice sabbioso-ghiaioso fine, raramente sabbioso limosa. Verso la base sono presenti intercalazioni calcarenitiche decimetriche. Frequenti sono le icnofaune e, sui clasti, si notano perforazioni di organismi litofagi. L'unità presenta uno spessore di circa 15 m.

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

Tali conglomerati sono stati correlati (in base ad analogie litologiche e tessiture) con i *conglomerati di M. Coppe* (ADAMOLI *et alii*, 1981-2; GHISSETTI & VEZZANI, 1986; CENTAMORE *et alii*, 1992), che poggiano in discordanza sull' *Unità del Gran Sasso* già deformata nelle aree immediatamente a nord di quella in esame. Essi sono riferiti, dagli autori suddetti, alla biozona atipica *p.p.* e alla biozona a *Sphaeroidinellopsis* spp. *p.p.*

MESSINIANO superiore - PLIOCENE inferiore *p.p.* (basale)

4. - 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 e 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.

In particolare, in questo foglio è ben documentabile l'evoluzione della fase regressiva del Megaciclo del Berriasiano-Cenomaniano inferiore (TR3) e la fase trasgressiva del Megaciclo della parte media del Cenomaniano-Daniano basale (TR4).

4.1. - MEGACICLO DEL RETICO - TOARCiano SOMMITALE (TR1).

4.1.1. - Fase trasgressiva e picco trasgressivo.

I ridotti affioramenti dei termini riferibili a questo megaciclo, l'estesa dolomitizzazione che spesso impedisce l'osservazione dei caratteri sedimentologici, le numerose faglie che dislocano le varie unità, rendono la situazione estremamente frammentaria. Tuttavia, l'attribuzione dei termini di piattaforma della *dolomia principale* e del *calcare massiccio* alla fase trasgressiva di questo ciclo, può essere estrapolata per correlazione con situazioni osservate e meglio esposte in altri

Fogli come quello “Torre de’ Passeri”.

La tendenza all’approfondimento, che caratterizza tutta la fase trasgressiva di questo megaciclo avvenuta a seguito della ben nota fase distensiva del Lias medio-superiore, è ben espressa dai rapporti tra il *calcare massiccio* e le successioni sovrastanti. La situazione è del tutto simile a quella osservata anche in altre aree (es Fogli “Torre de’ Passeri” e “Sulmona”), e definita dalla messa in posto di di *litofacies* di margine (*calcari organogeni di Monte della Selva*), di scarpata prossimale (*calcari bioclastici “inferiori”*) e di base di scarpata–bacino (*corniola*) direttamente sul *calcare massiccio* “A”. A differenza di altri fogli, una maggiore disponibilità di dati biostratigrafici (ADAMOLI *et alii*, 1978), hanno permesso di mettere in evidenza la presenza di discontinuità stratigrafiche tra le suddette formazioni. Queste discontinuità sono da associare all’*onlap* su aree di cresta di blocchi basculati del *calcare massiccio*.

In aree di scarpata-bacino questa fase trasgressiva comprende la successione della *corniola* e la parte inferiore della Formazione del *verde ammonitico-calcari e marne a Posidonia*, ben visibile sul versante meridionale del M. Pettino, nei settori nord-orientali del foglio. Il picco trasgressivo può essere posto in corrispondenza dell’intervallo calcareo-marnoso della Formazione VAP, datato della zona a *Bifrons* nel Foglio “Torre de’ Passeri”, al quale si rimanda per una migliore definizione di questo megaciclo (si veda in proposito anche il Foglio “Sulmona”).

4.2. - MEGACICLO DEL TOARCANO SOMMITALE-TITONICO (TR2)

In questo foglio non sono presenti termini di piattaforma riferibili a questo megaciclo, mentre le successioni di margine registrano soltanto la fase regressiva rappresentata dai *calcari a echinodermi e coralli* e dai *calcari a ellipsactinie*, al tetto dei quali sono presenti superfici carsificate e annerite (M. Camarda) riferibili al limite superiore di questo megaciclo. Anche la situazione in successioni di scarpata è resa frammentaria e poco idonea ad un’analisi sequenziale per la presenza di affioramenti discontinui e serie spesso fagliate.

4.3. - MEGACICLO DEL BERRIASIANO-CENOMANIANO INFERIORE (TR3)

Il limite inferiore di questo megaciclo non è definibile in aree di piattaforma, dove non affiorano termini basali dei *calcari ciclotemici a gasteropodi* e il passaggio con la sottostante *unità calcareo-dolomitica*, il cui tetto registra il limite in questione, come osservato nel Foglio “Sulmona” e nel Foglio “Avezzano”. In aree di margine, esso corrisponde al passaggio tra i *calcari ad ellipsactinie* e i *calcari a coralli e diceratidi* (settore occidentale del foglio), mentre è segnato dalla presenza di livelli emersivi al passaggio tra i *calcari ad ellipsactinie* e i *calcari a clasti neri e gasteropodi* (settore di M. Camarda).

In aree di retromargine, la fase trasgressiva di questo megaciclo è rappresentata dai *calcari a clasti neri e gasteropodi*, al tetto dei quali la progradazione degli ambienti di piattaforma interna dei *calcari ciclotemici a gasteropodi* segna il punto d'inversione tra la tendenza trasgressiva e quella regressiva del megaciclo in questione, individuando per tanto il picco trasgressivo lungo la successione di piattaforma (area del M. Camarda).

Le migliori condizioni di affioramento e la maggiore variabilità delle *litofacies* rendono meglio individuabili gli eventi deposizionali all'interno delle successioni di piattaforma lungo la fase regressiva di questo megaciclo, che caratterizza la parte alta del Cretacico inferiore. Come già accennato, la sua base è marcata dalla progradazione dei *calcari ciclotemici a gasteropodi* sulle successioni di margine dei *calcari a coralli e diceratidi* e si estende dall'Hauteriviano *p.p.* al Cenomaniano inferiore, comprendendo, oltre ai *calcari ciclotemici a gasteropodi*, le formazioni dei *calcari a requenie, caprotine e ostreidi*, dei *calcari e marne a Salpingoporella dinarica e charophite* e dei *calcari ciclotemici a gasteropodi*.

I rapporti tra le successioni sono particolarmente evidenti nell'area di Lucoli, dove l'interdigitazione tra le *litofacies* di piattaforma e quelle di margine ben si prestano ad una interpretazione sequenziale delle successioni di questo intervallo. Da questi rapporti si osserva come la fase regressiva a lungo termine di questo megaciclo sia articolata in almeno due cicli di secondo ordine. A partire dal picco di trasgressione di questo megaciclo, databile intorno all'Hauteriviano *p.p.*, l'inizio della fase regressiva a lungo termine coincide con la fase regressiva di un ciclo di secondo ordine, segnata dalla progradazione dei *calcari ciclotemici a gasteropodi*. Questo ciclo di secondo ordine è delimitato al tetto da una importante discontinuità regionale datata tra il Barremiano inferiore e quello superiore. Superiormente, il ciclo di secondo ordine che modula la tendenza regressiva a lungo termine del megaciclo del Berriasiano-Cenomaniano inferiore è troncato dalla discontinuità associata ai livelli bauxitici, registrando pertanto soltanto la fase trasgressiva

All'interno di questa fase trasgressiva del secondo ordine sono distinguibili tre sequenze deposizionali del terzo ordine. La prima, che si sviluppa al tetto dei *calcari ciclotemici a gasteropodi* corrisponde all'intervallo dei *calcari a requenie, caprotine e ostreidi*, all'interno dei quali è ubicata la superficie di massima inondazione (*maximum flooding*). La fase di stazionamento alto di questa sequenza è rappresentata da *facies* del tutto simili a quelle dei sottostanti *calcari ciclotemici a gasteropodi* che tornano a progradare sulle *facies* di piattaforma aperta dei *calcari a requenie, caprotine e ostreidi*. Il limite di sequenza superiore corrisponde ad una importante discontinuità, marcata da livelli emersivi e da breccie policrome presenti alla base dei sovrastanti *calcari e marne a Salpingoporella dinarica*. In aree di piede di scarpata-bacino, la presenza di un livello guida, riscontrato anche in altri fogli ("Torre de' Passeri", "Sulmona"), costituito da breccie a coralli, caprine e caprotine, spesso erosivo e che ben risalta tra le Formazioni della *maiolica detritica* e le *calcareniti e calciruditi a fucoidi*,

rappresenta l'espressione di una importante fase di *lowstand* durante la quale un'importante fase emersiva caratterizzava l'intera area di piattaforma.

La seconda sequenza del terzo ordine è caratterizzata dal ritorno della sedimentazione in piattaforma e rappresentata dai *calcari e marne a Salpingoporella dinarica*. La massima retrogradazione delle *facies di margine dei calcari a rudiste e orbitoline* sui *calcari e marne a Salpingoporella dinarica* e sui *calcari ciclotemici a requienie* segna la fine del *transgressive system tract* e la *maximum flooding* di questa sequenza. Superiormente i *calcari ciclotemici a requienie* tornano a progredire sui *calcari a rudiste e orbitoline* formando la fase di stazionamento alto (*highstand system tract*). Il limite di sequenza è posto alla base di una nuova retrogradazione dei *calcari a rudiste e orbitoline* sui *calcari ciclotemici a requienie* individuando il tratto di sistema trasgressivo della terza sequenza, che risulta troncata al tetto dalla discontinuità medio cretacea del *I orizzonte bauxitico*. Quest'ultimo, rappresenta il limite superiore del megaciclo del Berriasiano-Cenomaniano inferiore.

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

4.4.1. - Limite inferiore

In successioni di piattaforma, il limite inferiore di tale megaciclo è rappresentato dal *I orizzonte bauxitico* che corrisponde ad un'importante e prolungata fase emersiva a scala regionale, che interrompe temporaneamente il record stratigrafico tra l'Albiano medio e il Cenomaniano *p.p.* Tale limite corrisponde alla base dei *calcari intrabauxitici*, databile della parte media del Cenomaniano e segna il ritorno della sedimentazione in aree di piattaforma.

I rapporti tra le successioni osservabili nel settore nord orientale del foglio, benchè complicati da numerose faglie, offrono un buon esempio per la definizione di questo limite in successioni di margine e di scarpata-bacino. Nei settori di Cima delle Serre e di Cima Reffana, successioni di margine dei *calcari bioclastici a ippuriti e coralli* del Cretacico superiore si sovrappongono direttamente ai termini di margine della fase regressiva del megaciclo sottostante, rappresentati dai *calcari a rudiste e orbitoline*. Questi ultimi affiorano anche più a nord-ovest, dove passano verso l'alto alle successioni di scarpata-bacino della *scaglia detritica*. Da questi rapporti risulta chiaro come tra il Cretacico inferiore e quello superiore si assista ad una inversione nella tendenza stratigrafica e nell'architettura dei sistemi deposizionali. Questa inversione è definita dal passaggio da un sistema progredante, che culmina nel Cenomaniano inferiore, ad un sistema generalmente retrogradante che inizia nel Cenomaniano medio. In aree di margine, questo limite si identifica con il passaggio tra i *calcari a rudiste e orbitoline* e i *calcari bioclastici a ippuriti e coralli*, mentre, procedendo verso la scarpata è caratterizzato dalla diretta sovrapposizione delle successioni di scarpata-bacino della

scaglia detritica sulle *facies* di margine dei *calcari a rudiste e orbitoline*. In aree adiacenti al settore illustrato (area a sud-ovest della Cima di M. Bolza, Foglio “Torre de’ Passeri”) questo limite è marcato da una discordanza angolare.

4.4.2. - Fase trasgressiva e picco di trasgressione

In ambiente di piattaforma, al di sopra del *I orizzonte bauxitico*, l’evoluzione trasgressiva a lungo termine è definita dal progressivo ma discontinuo ritorno della sedimentazione, come dimostrato dagli orizzonti bauxitici (*II e III*) e, più in generale, da superfici d’emersione presenti a più livelli stratigrafici.

In aree di margine, essa è definita dalla retrogradazione degli ambienti verso porzioni più interne del margine della fase regressiva del megaciclo sottostante.

In ambiente di scarpata, benchè la presenza di numerose faglie impedisca una buona ricostruzione dei rapporti verticali dei differenti intervalli della *scaglia detritica*, la base di questa fase trasgressiva è marcata da importanti eventi di breccie che spesso si amalgamano con quelli della fase regressiva sottostante. Procedendo verso l’alto, la tendenza si accentua come indicato dalla diminuzione della granulometria e dello spessore di tali eventi detritici e dall’aumento della frequenza e dello spessore dei livelli micritici a planctonici, o granulometricamente più fini, e dei livelli di selce, assimilabili alla *scaglia detritica*. Le *facies* micritiche raggiungono il loro massimo sviluppo durante il Campaniano, dove è stato posto il picco trasgressivo di questo megaciclo. Dalla ricostruzione degli spessori nell’area nord-orientale del foglio, dove la *scaglia detritica* si sovrappone sia alle *litofacies* di margine dei *calcari a rudiste e orbitoline* che a quelle di scarpata delle *calcareniti e calciruditi a fucoidi*, si osserva una progressiva riduzione dello spessore dei differenti membri della formazione di scarpata del Cretacico superiore, indicando una situazione simile a quella osservata nei settori settentrionali della M. Grande (Foglio “Sulmona”)

4.4.3. - Fase regressiva

Non è documentabile né in ambiente di piattaforma né in quello margine a causa della discontinuità al tetto di questo megaciclo che tronca le successioni di questi ambienti, generalmente al di sotto o poco sopra il picco di trasgressione. In aree di scarpata, tuttavia, si osserva il progressivo aumento in frequenza degli eventi bio-intradetritici rispetto a quelli pelagici a planctonici, comunque sempre presenti. Superiormente, le successioni sono caratterizzate quasi esclusivamente da breccie, *rudstones* e *packstones* biodetritici saccaroidi (*Calcari cristallini superiori o saccaroidi o Orfento* degli Autori), che segnano la culminazione della fase regressiva di questo ciclo e al tetto dei quali, tramite una importante discontinuità, si ritrovano successioni terziarie che costituiscono la fase trasgressiva del megaciclo terziario, per altro non trattato in queste note.

PROGETTO
CARG

VII - STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI CONTINENTALI

(M.Coltoni & F.Dramis)

1. - INTRODUZIONE

Nell'area del Foglio "L'Aquila" 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. Alle quote più elevate sono presenti depositi glaciali che, localmente, costituiscono argini e archi morenici.

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.

Oltre ai depositi olocenici, sono state in tal modo riconosciute nell'area due sistemi per i depositi più recenti, e un unico supersistema 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) "*Supersistema di Aielli-Pescina*" (riferibile al Pliocene? - Pleistocene medio), con superficie sommitale di erosione, talora alterata da un paleosuolo fortemente rubefatto, e superficie basale corrispondente al substrato eroso. Il supersistema, che prende il nome da località comprese nel Foglio 368 "Avezzano", è qui costituito da depositi lacustri e fluviali (limi, sabbie e ghiaie), sedimenti di

conoide alluvionale e detritici (conglomerati e brecce 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 360 “Torre de’ Passeri”, appartengono essenzialmente depositi detritici, di conoide alluvionale, lacustri e morenici (Campo Imperatore, Colle delle Renare e Campo Felice) messi in posto durante la penultima grande fase glaciale.

c) “*Sintema 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 e i relativi depositi fluviali, i coevi detriti di versante, spesso stratificati, e una parte dei depositi morenici di Campo Felice.

2. - DESCRIZIONE DELLE UNITA' CARTOGRAFATE

2.1. - SUPERSINTEMA DI AIELLI-PESCINA (AP)

Il supersintema comprende sedimenti di varia tessitura ed ambiente deposizionale corrispondenti al complesso “*villafranchiano*” di DEMANGEOT (1965), al “*I ciclo deposizionale*” di BAGNAIA *et alii* (1989) ed ai cicli di “*Poggio Picenze*” e “*Vall’Orsa*” di BERTINI *et alii* (1989).

I depositi più antichi affioranti sono costituiti in larga parte da brecce calcaree eterometriche disposte in livelli e lenti pluridecimetrici e metrici. Talora questi sedimenti sono immersi in matrice sabbioso-siltosa biancastra, ma sono anche presenti livelli a parziale riempimento di matrice o a supporto clastico. Lo spessore complessivo può superare i 100 metri. Le aree tipo di affioramento sono il versante orientale della depressione di S. Demetrio-Altopiano di Navelli e, in particolare, la località Valle Valiano, l’area di S.Stefano di Sessanio, il versante occidentale della valle del Raiale, sino alla città di L’Aquila che sorge proprio su questi materiali. Del supersintema fanno anche parte diversi lembi detritici di ridotte dimensioni disposti ai piedi del M. d’Ocre sino al versante che sovrasta l’Aterno (Campana, Convento di S.Angelo nei pressi di Fossa, località Malequagliata) e al Monte Pesco Croce (località Panzatore). Depositati simili affiorano inoltre ad est di M. Camarda, nell’area di Filetto e sulle propaggini sud-occidentali di Campo Imperatore. I sedimenti in parola sono stratificati e

risultano spesso inclinati anche fortemente (sino a 60° sulle pendici del Monte della Selva, a nord di Barisciano) dando origine talora a blande monoclinali o presentano giaciture in forte contropendenza così da simulare assetti sinclinali o anticlinali (Valle Valiano, ad ovest di Barisciano). Tutti gli Autori che recentemente si sono occupati della geologia dell'area sono concordi sull'origine cataclastica dei materiali e sulla presenza locale di una più o meno importante componente di trasporto orizzontale per meccanismi gravitativi. Esiste anche un generale accordo nel porre in relazione questi depositi con un paesaggio molto diverso dall'attuale, il cui aspetto originale è stato in larga parte disarticolato dall'attività tettonica successivamente alla loro messa in posto.

A L'Aquila, dove lo spessore dei sedimenti clastici è maggiore, o nei pressi di Filetto-Camarda, essi si intercalano talora a livelli con ciottoli subarrotondati e subangolosi anche di grandi dimensioni, in matrice sabbioso limosa, che indicano momenti di maggiore rielaborazione da parte delle acque correnti. Nelle loro parti basali e distali (periferia sud dell'Aquila, dintorni della stazione ferroviaria, ecc.), questi sedimenti sono a contatto in lieve discordanza con limi biancastri. Più ad ovest, a Colle Macchione, la parte più distale del corpo di breccie si interdigita, a più livelli, con sedimenti limoso-sabbiosi lacustri, a stratificazione piano parallela, contenenti molluschi, ostracodi e frustoli vegetali talora fortemente deformati dall'arrivo dei materiali più grossolani. Sono anche presenti lenti e livelli di spessore decimetrico e metrico di sabbie e ghiaie contenenti elementi anche molto arrotondati.

Nella porzione sommitale dell'unità si rinviene una fascia di detriti più fini, spessi fino a circa 20 metri e caratterizzati da alternanze di strati contraddistinti da clasti con granulometrie e percentuali di matrice diverse. Si tratta di "detriti stratificati" (*éboulis ordonnées*) simili a quelli descritti in Europa mediterranea, in Africa del nord oltre che in varie parti dell'Appennino settentrionale (per una bibliografia aggiornata vedi COLTORTI & DRAMIS, 1988 e 1995) la cui messa in posto è associata a condizioni di clima periglaciale attenuato. La colorazione rosata è dovuta alla presenza di cemento tardivo, proveniente con ogni probabilità dalla riprecipitazione profonda di prodotti di alterazione superficiale (ossidi e idrossidi di ferro oltre a carbonato di calcio), verosimilmente durante una fase Interglaciale. Si deve però segnalare come la presenza di cemento rosato caratterizzi anche depositi detritici più massivi e con elementi più grossolani con caratteristiche simili a quelli descritti in precedenza. Questi ultimi sedimenti, per il colore della matrice, sono stati denominati "*Breccie mortadella*" da DEMANGEOT (1965), che attribuiva loro un'età "*rissiana*" e "*pre-rissiana*". Essi corrispondono anche alla "*Formazione di Fonte Vedice*" di BERTINI *et alii* (1989), affiorante estesamente nella località citata, a nord di Barisciano, ma anche nei pressi di S. Stefano di Sessanio o sul versante che sovrasta Tione degli Abruzzi. Numerose sono inoltre le analogie con le "*Breccie di Bisegna*", segnalate nell'area fucense da BOSI & MESSINA (1990) i quali, pur esprimendo incertezze sulla posizione stratigrafica dei depositi, ne suggeriscono la collocazione tra le formazioni di "*Valle Colle*" (che costituisce la chiusura del ciclo più antico) e quella di "*Valle*

dell'Inferno".

Di maggior importanza ed estensione, anche al di fuori dell'area in esame, sono i sedimenti limosi indicati da BERTINI *et alii* (1989) come "*Limi di S.Nicandro*". Si tratta di limi calcarei e sabbie a stratificazione piano parallela; localmente, sono presenti sottili livelli con stratificazione incrociata a piccola scala o con *ripples* isolati. In base alle analisi effettuate dagli Autori citati risulta che la percentuale di calcare varia tra il 70 ed il 95%; la parte non calcarea è costituita da minerali argillosi (prevalente smectite e illite), quarzo, rari pirosseni e miche. Si tratta di minerali che potrebbero essere giunti nel bacino in seguito all'erosione dei flysch miocenici affioranti nell'alta valle dell'Aterno, ma il locale rinvenimento di sottilissimi livelli piroclastici con pomici a nord di S. Demetrio e nei pressi di Madonna della Neve permette di ipotizzare anche una eventuale componente eolica. In numerose località sono stati osservati ostracodi, gusci di gasteropodi e resti organici (foglie, frustoli carboniosi). Raramente è stato osservato il loro appoggio diretto sul substrato carbonatico come lungo la valle Bovacchio, ad est di Ripa e nei pressi di Bominaco. In quest'ultima località, alla base della sequenza che contiene una notevole quantità di intercalazioni ghiaiose e di breccie, è stato osservato un suolo lisciviato ed arrossato, purtroppo ampiamente troncato, che testimonia la presenza di una fase Interglaciale tra le più antiche dell'area. Contatti diretti sul substrato calcareo sono inoltre stati osservati a Colle Rotondo ed in numerose località nei dintorni di Poggio Picenze; ad est de L'Aquila e ai piedi di M. Bazzano le breccie e i limi lacustri poggiano su rocce terrigene mioceniche.

Tra Colle, Pedicciano e Fontecchio la parte basale di questa formazione è costituita da argille grigio-azzurre massive o sottilmente laminate cui si intercalano sottili livelli sabbiosi con una evidente stratificazione incrociata. Sedimenti simili affiorano verosimilmente sul fondo valle dell'Aterno, in sinistra idrografica, tra Fontecchio e Tione degli Abruzzi dove, all'interno di depositi di *talus* e/o di frana, sono state osservate porzioni di argille azzurre fortemente caoticizzate. La limitatezza degli affioramenti ha impedito una loro più esatta collocazione cronologica. Non si esclude neppure una loro età più antica come suggerito da BERTINI & BOSI (1975) che segnalavano al loro interno la presenza di microfossili miocenici. Talora questi esemplari sono un poco fluitati e risultano associati ad ostracodi di acqua dolce, molluschi dulciacquicoli, oogoni di characee e frammenti carboniosi. Gli Autori citati li attribuiscono alle prime emersioni dell'area avvenute nel Miocene superiore, non escludendo tuttavia che, in analogia con quanto suggerito per depositi simili in aree limitrofe da CATENACCI *et alii* (1967), gli stessi possano raggiungere il Pliocene inferiore.

In numerose località del foglio, sono state anche osservate nella parte basale della successione numerose intercalazioni di sedimenti ghiaiosi a stratificazione piano parallela o incrociata concava depositi verosimilmente in sottili canali. Appena fuori del foglio, lungo la valle dell'Aterno, sono state osservate intercalazioni di sabbie a stratificazione piano-parallela, molto ben classate, con tritume organogeno, che indicano la presenza di locali spiagge. Nei pressi di Camarda i

limi calcarei passano superiormente ad argille grigio-azzurre massive, a frattura prismatico-concoide, e silt fini bruno-chiari con scarsa malacofauna e alterati da suoli argillici fortemente rubefatti.

Questi sedimenti si rinvergono all'interno di tutte le depressioni del foglio e non solamente nel bacino dell'Aterno. Essi caratterizzano infatti, senza grandi variazioni di *facies*, l'area a monte de L'Aquila, la Conca di Roio, la depressione di S. Eusanio e S. Demetrio, l'Altopiano di Navelli, la piccola depressione tettonica ad est di S. Pio, quella di Valle Bovacchio ad est di Ripa e il "corridoio dell'Aterno", sino alla Conca Subequana, dove gli stessi sono nuovamente molto ben rappresentati. Nella maggior parte delle depressioni tettoniche citate essi sono infatti delimitati da scarpate di faglia anche di notevole altezza e relativamente poco rielaborate dai processi erosivi.

Passaggi laterali di *facies* nei sedimenti clastici descritti sono già stati evidenziati da BERTINI *et alii* (1989) che avevano istituito la "*Formazione di Madonna della Neve*" (con affioramenti tipo tra Barisciano e Castelnuovo) per rappresentare le aree in cui sono presenti alternanze dei sedimenti clastici angolosi con sedimenti limoso-sabbiosi (aree in cui depositi clastici giungevano all'interno di bacini lacustri). Gli stessi Autori avevano invece istituito la "*Formazione di Valle Colle*" per indicare alternanze tra sedimenti clastici angolosi, mediamente di minori dimensioni di quelli di "*Valle Valiano*", con livelli ciottolosi discretamente arrotondati e discretamente classati (versanti dove i depositi clastici angolosi venivano progressivamente rielaborati dalle acque correnti superficiali). Con la "*Formazione di Valverde*" (BERTINI *et alii*, 1989), costituita invece da clasti calcarei anch'essi arrotondati ma contenenti al loro interno sporadici e sottili livelli limosi, gli Autori indicavano parti distali di conoidi alluvionali. Anche questa formazione, affiorante in un'area limitata nei pressi della località omonima, presenta una discreta clinostratificazione e non è escluso che possa rappresentare la parte apicale dei delta conoidi che costituiscono la "*Formazione di Vall'Orsa*" cui si fa cenno più avanti. BERTINI & BOSI (1975) avevano anche istituito un "*Complesso fluvio lacustre indifferenziato*" per indicare le frequenti alternanze di sedimenti limoso-sabbiosi e ghiaiosi affioranti in numerose località dell'area (come ad esempio tra S. Benedetto, S. Felice d'Ocre, Civita di Bagno e Monticchio). In queste località sono presenti anche numerose intercalazioni di lenti sabbiose ed arenacee con una elevata frazione silicoclastica e sedimenti argillosi, provenienti verosimilmente dalla rielaborazione di sedimenti terrigeni miocenici affioranti poco più a monte.

Sedimenti ghiaiosi massivi, a stratificazione piano parallela (barre), o incrociata concava, talora intercalati a silt e sabbie, affiorano anche tra Castelnuovo, Pelutium, Prata d'Ansidonia e S.Nicandro, nei dintorni di Paganica, ai piedi del versante orientale del M. d'Ocre, a sud di Monte delle Macchie e nel versante prospiciente la valle dell'Aterno. In molti casi questi sedimenti corrispondono a depositi fluviali messi in posto in aree dove il lago ("*Formazione di S. Nicandro*") non giungeva.

Nell'area di S. Demetrio ne' Vestini (dintorni di Poggio Picenze, Barisciano e

Prata d'Ansidonia) affiorano inoltre ciottoli arrotondati e subarrotondati, generalmente immersi in matrice sabbiosa e clinostratificati (ambiente di delta-conoide) definiti da BERTINI *et alii* (1993) come “*Formazione di Vall'Orsa*”. All'interno di questi sedimenti si osservano vistosi esempi di progradazione all'interno del bacino lacustre. La progradazione avveniva attraverso delta digitati grossolani che davano origine a *foresets*, anche di alcune decine di metri di altezza, con pendenze degli strati che raggiungono talora i 25-30 gradi (Fosso dell'Inferno, Peltuinum). La deposizione alterna sui lobi dei corpi deltizi ha dato origine a *mega-hummocky cross bedding* con *set* di strati in direzione opposta, trasversalmente alla direzione di accrescimento. Si osservano inoltre tutte le transizioni tra i *foreset* (anche multipli) con *bottomset*, costituiti dai limi lacustri, mentre i *top set* sono meno evidenti. E' verosimile che questi sedimenti provenissero dai conoidi che rielaboravano gli estesi accumuli detritici presenti sul versante sinistro dell'Aterno e si distribuissero più o meno radialmente nel bacino lacustre, subendo però una evidente deviazione verso sud, come dimostrano la maggior estensione delle progradazioni in questa direzione.

Sedimenti francamente alluvionali, anche grossolani (diametro maggiore di 20 cm), sono stati osservati nei pressi di Paganica (S. Pietro, S. Gregorio, S. Andrea) dove sono fortemente sospesi sul fondovalle dell'Aterno per l'azione combinata di erosione e tettonica e sovrastano i depositi limosi.

La porzione superiore del supersintema, tra Tempera-Paganica e Campana (a est de L'Aquila), è costituita da sedimenti ghiaiosi corrispondenti in buona parte alla formazione di “*Valle dell'Inferno*” descritta da BERTINI *et alii* (1989) e ben esposta in località Vasca dei Frati, nella Valle dell'Inferno e nell'area di Peltuinum. I sedimenti suddetti, il cui spessore raggiunge i 20-30 m, mostrano discrete variazioni laterali di *facies* e risultano a tratti interessati da modesta cementazione. Si tratta di ghiaie di conoide alluvionale, anche medio-grossolane, a stratificazione piano parallela o incrociata concava all'interno di canali molto piatti, cui si intercalano localmente livelli e lenti limoso-sabbiose, da centimetriche a decimetriche e di color rosato.

Tutta l'unità si presenta a tratti notevolmente dislocata da faglie prevalentemente orientate in direzione appenninica, con rigetti complessivi dell'ordine delle centinaia di metri.

2.2. - SINTEMA DI CATIGNANO (*ACT*)

Il sintema, costituito da sedimenti ciottoloso-ghiaiosi e sabbiosi di conoide e piana alluvionale, affiora ad est de L'Annunziata (S. Demetrio ne' Vestini) ed in località S.Mauro. Qui si osservano sedimenti di conoide distale, dissecati da canali discretamente profondi e sinuosi (come testimoniato da brevi tratti a stratificazione incrociata planare) e interdigitati con sedimenti di pianura alluvionale (“*Formazione di S.Mauro*” di BERTINI *et alii*, 1989) al cui interno si rinvencono sia livelli ciottolosi e ghiaiosi più sottili sia abbondanti componenti sabbiose

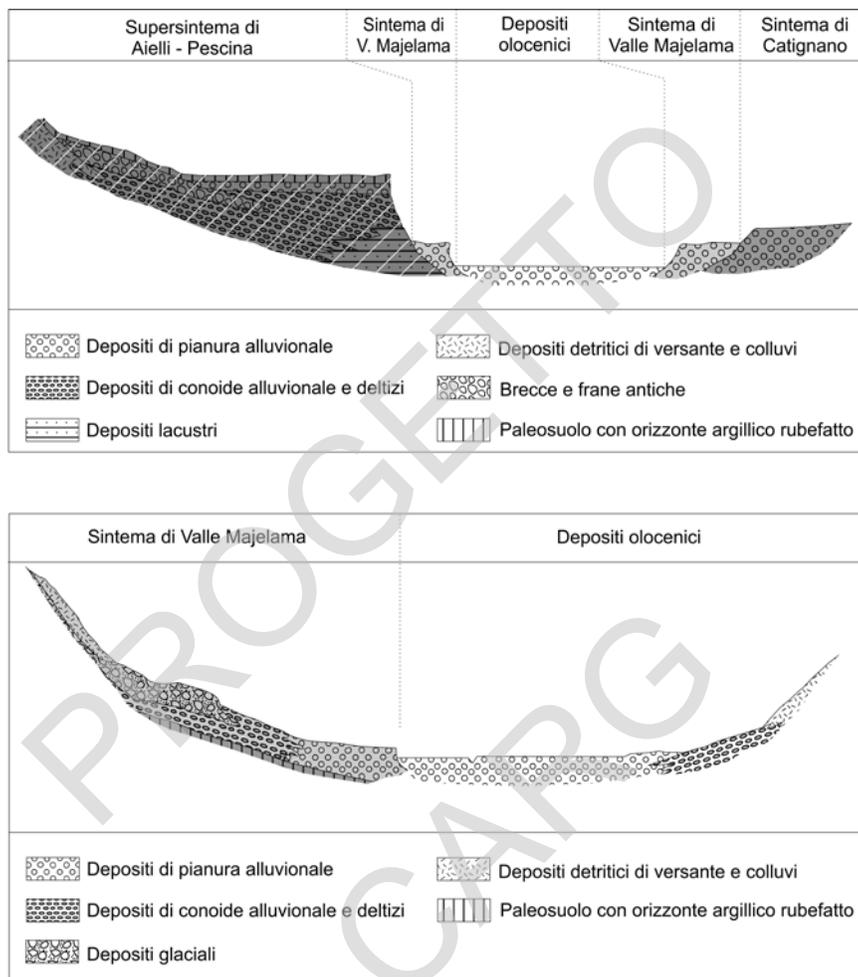


Fig. 12 - Sezioni schematiche dei rapporti stratigrafici fra le unità quaternarie.

che a tratti, come nell'area di Villa S. Angelo e S. Eusanio Forconese, divengono predominanti. Le sabbie, nella prima località citata, a Tussillo nell'area di S. Mauro, contengono una elevata frazione piroclastica con pirosseni, biotite, analcime e, localmente, piccole pomici. Il trasporto da acqua corrente incanalata è generalmente documentato da livelli a stratificazione incrociata-planare o incrociata-concava. A Tussillo è talora presente una stratificazione lenticolare e/o *flaser*, associata a livelli convoluti che documentano la presenza di stagni e laghi nella pianura alluvionale sottoposta a periodiche piene. Il rinvenimento nei se-

dimenti in parola di resti di *Elephas antiquus*, specie che secondo GLIOZZI *et alii* (1997) si estingue all'inizio della glaciazione *würmiana*, suggerisce di riferire il suolo presente alla base dell'unità all'ultimo Interglaciale e l'unità sottostante al Pleistocene medio finale, in accordo con l'attribuzione di BERTINI *et alii* (1989).

Nell'unità sono stati inclusi anche i sedimenti ghiaiosi affioranti alla base di M. Pettino e ricoperti alla sommità da un livello piroclastico giallastro, alterato da un suolo lisciviato attribuito all'ultimo Interglaciale (BLUMETTI *et alii*, 1996) nonché i depositi affioranti nell'area di S. Demetrio e descritti come “*Formazione di S. Giovanni*” da BERTINI *et alii* (1989). Infine, fanno parte dell'unità i depositi morenici del Piano di Campo Imperatore affioranti ai limiti settentrionali del foglio e quelli di Campo Felice, riferiti alla penultima grande fase glaciale (BISCI *et alii*, 1993; GIRAUDI & FREZZOTTI, 1997; GIRAUDI, in stampa).

2.3. - SINTEMA DI VALLE MAJELAMA (AVM)

Questa unità corrisponde a quella descritta e riferita cronologicamente al Pleistocene superiore nel bacino del Fucino da FREZZOTTI & GIRAUDI (1992). Nell'area in esame vi corrispondono i sedimenti di conoide alluvionale descritti da DEMANGEOT (1965), BERTINI *et alii* (1989) e BAGNAIA *et alii* (1989) e i depositi di versante e lacustri a questi eteropici.

L'unità è dunque costituita da sedimenti alluvionali di conoide e piana alluvionale, generalmente terrazzati e presenti lungo il Fiume Aterno e i suoi affluenti. In numerose sezioni sono state osservate ghiaie sciolte a stratificazione piano parallela, continue per decine di metri, o a stratificazione incrociata all'interno di canali di bassa profondità. Sono state anche osservate lenti e livelli sabbiosi e limosi massivi, laminati o a stratificazione incrociata planare o concava. Talora, all'interno di questi livelli o nella matrice dei livelli più grossolani, è presente un'abbondante frazione piroclastica. E' verosimile che alcuni dei conoidi (come quelli tra Rocca di Cambio e Rocca di Mezzo) passassero progressivamente a depositi lacustri la cui sedimentazione è proseguita durante l'Olocene.

Alla sommità del conoide di Varranone, a nord-ovest di S. Demetrio ne' Vestini, è stato osservato un livello di tufo giallo lievemente rimaneggiato che può essere ipoteticamente correlato con il “*Tufo Giallo auctt.*”, datato tra 15.400 e 10.100 anni B.P. (ROSI & SBRANA, 1987). In questa località sono state inoltre osservate numerose faglie con rigetti decimetrici e metrici che tagliano la sommità del conoide dando origine a un dosso a questo trasversale, alto circa 5 metri.

Alcuni conoidi alluvionali ad ovest de L'Aquila (versante del M. Pettino) risultano costituiti da ghiaie spigolose a stratificazione piano parallela, alternate nella parte inferiore a suoli isoumici neri con pseudomiceli e livelli piroclastici centimetrici di colore giallastro la cui datazione radiometrica non ha tuttavia fornito risultati accettabili. Ancora più in basso i suoli si presentano più spessi, con minori concrezioni di carbonato di calcio e tracce di lisciviazione. Anche se non è stato possibile osservare la base della sequenza, si può fare riferimento ad ana-

loghe successioni descritte nelle Marche (CHIESA *et alii*, 1990) e nell'area nursina (BLUMETTI *et alii*, 1990) ed attribuite all'ultima fase glaciale per la presenza alla base di un suolo lisciviato fersiallitico riferibile all'ultimo *Interglaciale*.

Livelli piroclastici rimaneggiati in acqua, di oltre 50 cm di spessore, sono stati osservati alla base di sedimenti alluvionali lungo il fondovalle del T. Raiale, nei pressi di Camarda; anche in questo caso la loro datazione non ha purtroppo fornito validi risultati.

Talora i sedimenti di conoide tagliano parzialmente e/o si raccordano lateralmente a detriti di versante (coni e falde detritici) più o meno stratificati e raramente interessati da limitata cementazione, contenenti anch'essi livelli piroclastici più o meno rimaneggiati. Uno dei migliori affioramenti di questi sedimenti si rinviene in località Madonna della Neve, nei pressi di Castelnuovo de' Vestini dove i detriti attribuiti al Pleistocene superiore ricoprono in discordanza angolare i depositi detritici più antichi. Anche qui, alla base della sequenza detritica e lungo la superficie di erosione, affiora un livello piroclastico grigiastro (la cui datazione non ha dato risultati) sovrastante lembi di un paleosuolo bruno rossastro.

A Campo Felice sono attribuiti all'unità i sedimenti di conoide alluvionale costituiti da ghiaie arrotondate e sub-arrotondate provenienti dalla rielaborazione di depositi morenici dell'ultima espansione glaciale. Questi ultimi depositi sono costituiti di blocchi calcarei spigolosi, con diametro fino a diversi metri, immersi in una matrice di detriti fini, sabbie e silt biancastri, talora lievemente cementati e disposti in almeno quattro argini morenici. Depositii glaciali riferibili all'unità UBSU sono stati rinvenuti anche tra M. d'Ocre e M. Cefalone, ai limiti sud occidentali dell'area, dove si spingono a quote inferiori ai 1400 m, sulle pendici orientali di M. Orsello e del M. ti d'Ocre (La Montagnola), nella valle a nord-ovest di M. Puzillo. A Fossa Palomba un suolo poco evoluto suddivide i sedimenti glaciali del *Pleniglaciale würmiano* (circa 18.000 anni B.P.) da quelli del *Tardiglaciale* (GIRAUDI, 1995a). Talora i depositi glaciali ne sovrastano altri più cementati e ricoperti, alla loro sommità, da materiali colluviali e suoli contenenti una frazione elevata di sedimenti piroclastici. E' probabile che questi ultimi depositi appartengano ad una glaciazione del Pleistocene medio sebbene non si possa escludere che gli stessi possano essere riferiti ad una fase di espansione più antica all'interno dell'ultima glaciazione.

2.4. - OLOCENE (*olo*)

I depositi olocenici più diffusi nell'area sono quelli di origine fluviale associati al sistema idrografico dell'Aterno. Si tratta per lo più di sedimenti ghiaiosi a stratificazione piano parallela o incrociata concava per la presenza di canali di bassa profondità e limitata estensione. Questi sedimenti si rinvengono a nord-ovest de L'Aquila e a valle della città sino alla traversa Montecchio-Onna, ai piedi di M. Pettino e di Colle Maccione e nel tratto a valle di Campana. In queste aree gli alvei fluviali sono caratterizzati da profili longitudinali discretamente

acclivi e da sezioni trasversali piuttosto ristrette. Nel tratto a valle de L'Aquila il letto dell'Aterno, qui molto ampio, contiene sedimenti grossolani dovuti alla elaborazione dei depositi di conoide pleistocenici.

Nei pressi della stazione ferroviaria de L'Aquila e a valle della traversa Montecchio-Onna i sedimenti fluviali sono prevalentemente fini. Si tratta di materiali sabbiosi, sabbioso siltosi e siltoso-argillosi a stratificazione piano parallela, talora sovrastati da livelli massivi o intercalati con essi. La deviazione artificiale dell'Aterno a nord del rilievo di M. Cerro, già presente nel XIX secolo, come testimoniato dai molini disposti lungo canali artificiali nei dintorni di Fossa, ha reso inattivo il tratto meridionale del fiume (di tipo "anabranching"). I materiali fini qui affioranti sono dovuti, con ogni probabilità, a fenomeni di esondazione recenti testimoniati dalla presenza di vistosi argini artificiali ai lati dell'alveo. Il sovralluvionamento recente di questo tratto del fiume è anche documentato dal seppellimento della necropoli dell'età del Bronzo di Fossa sotto alcuni metri di sedimenti alluvionali fini.

Fenomeni di alluvionamento recente, testimoniati dal rinvenimento di frammenti ceramici non determinabili ad oltre 3 metri di profondità nei pressi di Tempera, si sono verificati anche nel fondovalle del T.Raiale, al suo sbocco nella pianura, dove genera un esteso conoide estremamente piatto. Altri conoidi alluvionali riferibili all'Olocene sono presenti inoltre tra Taverna Nuova e Monticchio, nella Conca di Roio e sull'Altopiano di Navelli, a sud-est di Barisciano. Sedimenti ghiaioso-sabbiosi di conoide alluvionale caratterizzano il tratto dell'Altopiano di Navelli, compreso tra Barisciano e S.Pio alle Camere.

Sebbene sedimenti attribuibili all'Olocene recente affiorino nei pressi della superficie, è assai probabile che la parte inferiore di questi conoidi risalga al *Tardi-glaciale würmiano*, come osservato in altre località della regione (FREZZOTTI & GIRAUDI, 1989a e b; 1992; GIRAUDI, 1995a). L'alluvionamento recente dei fondi vallivi è stato in parte associato (GIRAUDI, 1995a) alla degradazione dei versanti per effetto dell'impatto antropico, in analogia con quanto osservato in altre regioni italiane e circum-mediterranee (VITA-FINZI, 1969; DELANO-SMITH, 1979; BARKER *et alii*, 1992; COLTORTI, 1997). Infatti, fino dalla protostoria, l'area è stata oggetto di intensi processi di antropizzazione, soprattutto a fini pastorali (RADMILLI, 1977).

A processi di erosione del suolo, almeno in parte di origine antropica, sono da attribuire anche i depositi detritici attuali e subattuali che talora ricoprono le più vaste falde detritiche pleistoceniche. L'erosione del suolo, il soliflusso e la reptazione su versanti calcarei ed in special modo sui versanti modellati in rocce pelitico-arenacee, hanno originato depositi colluviali che pur non raggiungendo in generale estensioni e spessori tali da permetterne la rappresentazione cartografica, sono tra i sedimenti superficiali più diffusi di tutta l'area.

All'interno delle depressioni tettoniche, come tra M. della Selva e M. Carpesco, tra quest'ultimo e M. Cappellone, nei dintorni di S. Stefano di Sessanio, ad ovest di Tione degli Abruzzi, a Roio-Riano, a Campoli, nella conca di Campo Felice e dell'Altopiano delle Rocche, depositi colluviali o detritici ricoprono sedimenti

più francamente palustri e lacustri. Depositi analoghi riempiono le depressioni carsiche in tutto il foglio. In tutte queste aree lo spessore dei depositi olocenici è verosimilmente subordinato a quello dei sedimenti pleistocenici che risultano, ad ogni modo, sepolti dai primi.

All'Olocene vanno infine attribuiti i numerosi corpi di frane presenti soprattutto sul fianco destro dell'Aterno, tra Villa S. Angelo e Tione degli Abruzzi, e sulle pendici settentrionali del M. d'Ocre.

PROGETTO
CARG

VIII - GEOLOGIA STRUTTURALE

(S. Bigi)

1. - INTRODUZIONE

L'area del Foglio "L'Aquila" comprende il settore centrosettentrionale dell'Appennino abruzzese, immediatamente a sud del massiccio del Gran Sasso.

Nell'area sono riconoscibili due fronti di sovrascorrimento principali che presentano una certa continuità laterale e che permettono di suddividere il foglio in tre principali unità strutturali: l'*Unità M. Cefalone*, l'*Unità M. Cagno* e l'*Unità M. Ruzza – M. Delle Macchie*. L'*Unità M. Cefalone* comprende il settore sud-occidentale del foglio ed è sovrascorsa sull'*Unità M. Cagno* mediante un piano di sovrascorrimento ad andamento appenninico (sovrascorrimento M. Orsello - M. Rotondo); entrambe appartengono alla più estesa *Unità M. Giano – M. Sirente – Marsica*, a carattere regionale. A sua volta, l'*Unità M. Cagno* è sovrapposta tettonicamente all'*Unità M. Ruzza – M. Delle Macchie* tramite il sovrascorrimento Roio - M. d'Ocre - M. Cagno.

L'*Unità M. Ruzza – M. Delle Macchie* fa parte di una unità strutturale più estesa regionalmente: l'*Unità Gran Sasso – Genzana* (PATACCA *et alii*, 1991).

L'area è stata coinvolta nella strutturazione della catena a partire dal Messiniano inferiore, età dei depositi silicoclastici affioranti nel foglio, ed è proseguita probabilmente fino al Pliocene inferiore, età dei depositi tardorogeni rinvenuti in giacitura discordante sul substrato carbonatico deformato (*conglomerati di M. Coppe*, Messiniano superiore-Pliocene inferiore, affioranti nell'area di S. Stefano di Sessanio).

Il Foglio "L'Aquila" è dominato dalla tettonica distensiva e comprende alcune strutture distensive considerate attive (*sistema de L'Aquila*) (BAGNAIA *et alii*, 1989, 1996; BERTINI *et alii*, 1989; BOSI & MESSINA, 1991). Questi sistemi di faglie normali, principalmente a direzione appenninica (N 140° - 150°) conferiscono a

quest'area un assetto organizzato in dorsali e depressioni bordate da faglie normali, soprattutto nel settore orientale e settentrionale del foglio. La parte centrale è dominata dai depositi quaternari, dislocati in più punti dal sistema distensivo.

Nell'area sud-occidentale sono presenti anche strutture ad andamento N-S, cui sono associati movimenti a prevalente componente orizzontale, che riutilizzano probabilmente strutture compressive preesistenti (BIGI *et alii*, 1997).

2. - TETTONICA SINSEDIMENTARIA PRE-OROGENICA

Dall'analisi delle successioni mesozoiche affioranti nell'area in esame è possibile valutare l'evoluzione nel tempo degli ambienti sedimentari ed individuare le principali fasi tettoniche che hanno controllato tale evoluzione; più difficile riconoscere però le originarie dislocazioni sinsedimentarie perché obliterate dalla tettonica compressiva o spesso riutilizzate nelle fasi tettoniche successive con cinematiche diverse.

Della tettonica distensiva giurassica rimane traccia sia nella dislocazione provoca già dal Lias inferiore il veloce annegamento del settore settentrionale (M. Pettino-L'Aquila-T. Raiale) nel dominio di bacino prossimale sia nelle dislocazioni che bordano a nord ed ad est i M.ti d'Ocre, con l'impostazione di *facies* marginali alla periferia di questo settore.

Nuove evidenze di movimenti verticali si osservano tra il Cretaceo e il Paleocene ai quali sono associati gli inarcamenti a largo raggio dei blocchi di piattaforma con emersione e deposizione di bauxiti nelle parti più interne e rilevate dei blocchi e annegamenti e basculamenti nelle parti periferiche dei blocchi

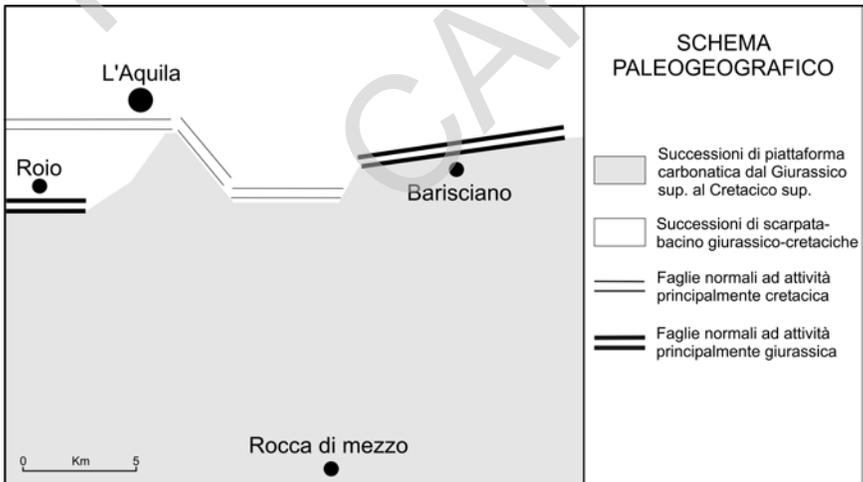


Fig.13 – Schema paleogeografico del Foglio L'Aquila

stessi. Processi di annegamento di ambienti di piattaforma, tramite dislocazioni circa E-W, sono stati rilevati nella fascia compresa tra S. Stefano di Sessanio, Paganica e Filetto-M. Bolza, in posizione intermedia tra la piattaforma persistente più a sud ed il bacino di M. Pettino-L'Aquila-T. Raiale più a nord.

Nell'Eocene tali movimenti si accentuano e nelle parti più interne dei blocchi si manifesta l'estesa *lacuna paleogenica*, mentre nelle porzioni periferiche si depositano *facies* marginali o di scarpata e filoni sedimentari si impostano nelle fratture sinsedimentarie.

Questi movimenti verticali persistono fino al Miocene, poiché quando la sedimentazione riprende sulle aree di piattaforma i depositi miocenici si appoggiano in discordanza con *litofacies* diverse, da piattaforma aperta a rampa distale, su diversi termini delle successioni mesozoico-paleogeniche evidentemente basculati ed erosi, come è particolarmente evidente nell'area dei M.ti d'Ocre e nei dintorni di S. Stefano di Sessanio, dove le *Calcarenti di M. Fiore in facies* di scarpata giacciono in discordanza sui sottostanti termini mesozoico-paleogenici di piattaforma.

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 Cretaceo al Miocene, quando il settore in esame era ancora nel dominio di avampaese. La presenza di questi meccanismi 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 degli stress che si è formato dal Cretaceo superiore in poi.

3. - STRUTTURE COMPRESSIVE

Le principali strutture a carattere compressivo presenti nell'area sono i sovrascorrimenti di M. Orsello - M. Rotondo, quello di Roio - M. d'Ocre - M. Cagno, il sovrascorrimento di Rocca di Mezzo, le strutture trascorrenti di Lucoli-Casamaina e del T. Raio, tutti localizzati nel settore sud-occidentale del foglio.

I sovrascorrimenti menzionati separano tre unità strutturali principali: l'*Unità M. Cefalone*, l'*Unità M. Cagno* e l'*Unità M. Ruzza - M. Delle Macchie*. Quest'ultima comprende il settore settentrionale e orientale del foglio e presenta alcune evidenze di piani interpretabili come inversi e retroscorrimenti (Fontecchio, Colle Sangro, Madonna della Valle, M. Pettino, M. Camarda, Cima delle Serre, M. Cappellone, M. Carpesco, Guado della Passaneta).

3.1. - UNITÀ DI M. CEFALONE. SOVRASCORRIMENTO DI M. ORSELLO - M. ROTONDO

Nel settore sud-occidentale del foglio affiora un piano di sovrascorrimento già descritto in GALADINI & GIRAUDI (1989) che borda il fianco orientale della

dorsale M. Cefalone - M. Serralunga e prosegue verso SE fino ad Ovindoli e alla Serra di Celano (Foglio "Avezzano").

Nell'area di M. Orsello questo piano di sovraccorrimiento sovrappone i calcari cretaci ai termini più alti della successione miocenica pre-messiniana (*calcareniti a briozoi e argille ad Orbulina*). Il piano principale è dislocato da faglie di trascinamento a direzione SW-NE, probabilmente riattivate durante le successive fasi di tettonica distensiva.

L'unità di tetto del suddetto sovraccorrimiento è costituita da una anticlinale, con asse a direzione circa NW-SE, che si sviluppa nei termini del Giurassico superiore - cretaceo della successione di piattaforma carbonatica.

Spostandosi verso nord, lungo la direzione del contatto principale, la struttura sembra progressivamente radicarsi; nei pressi di Collemare la successione carbonatica presenta un assetto a monoclinale, immergente a NE che passa stratigraficamente ai depositi messiniani silicoclastici, mentre ad ovest la monoclinale è troncata dalla faglia del T. Raio, un elemento a carattere transtensivo sinistro.

Nell'ambito dell'Unità M. Cefalone, va segnalata la struttura di Valle Marina - Campoli. Questa faglia, a direzione circa presenta caratteri geomorfologici e evidenze di deformazione di tipo fragile attribuibile generalmente ad elementi distensivi recenti; tuttavia presenta un rigetto inverso che aumenta progressivamente verso nordovest. Tale struttura potrebbe essere interpretata come un sovraccorrimiento minore riattivato successivamente in senso normale durante la fase distensiva, senza che l'inversione tettonica abbia annullato il rigetto inverso preesistente.

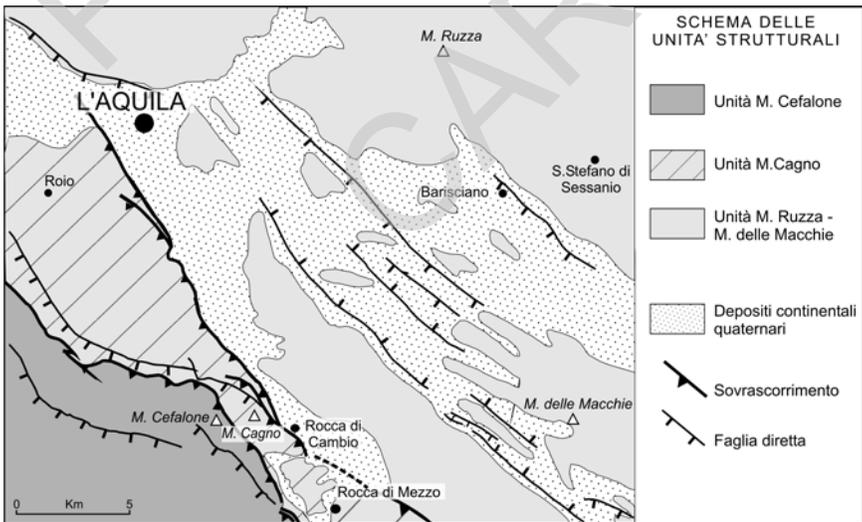


Fig. 14 - Unità strutturali presenti nel foglio

3.2. - Unità M. Cagno. Sovrascorrimento di Roio - M. d'Ocre - M. Cagno

Tale sovrascorrimento presenta una direzione appenninica e si segue, da sud verso nord, lungo l'allineamento M. Cagno - Bagno - Pianola - M. Luco. Esso sovrappone la successione cenozoica alla successione silicoclastica messiniana.

Il piano del sovrascorrimento è sempre obliterato dalle coperture quaternarie, tuttavia, i piani inversi rilevati in prossimità del piano principale, presentano direzioni N40°-50°W e immersione a SW di circa 30°, con strie inverse con pitch di 120°, che indica un trasporto tettonico verso E-NE.

L'*Unità M. Cagno* costituisce l'unità di tetto del sovrascorrimento descritto, ed è costituita da una anticlinale asimmetrica, con asse parallelo al piano di sovrascorrimento, il cui fianco orientale presenta una progressiva verticalizzazione degli strati con inclinazioni che passano da 30°-40° fino a 70°-90° in prossimità del contatto tettonico.

Nell'unità di letto (*Unità M. Ruzza - M. delle Macchie*), le arenarie messiniane si presentano in giacitura rovesciata, con direzioni parallele al piano di sovrascorrimento ed inclinazione verso SW variabili da 40° a 60°.

Poco più a sud della cima di M. Cagno, il sovrascorrimento si radica e l'anticlinale dell'unità di tetto va in depressione assiale verso SE, al di sotto delle torbiditi silicoclastiche messiniane.

Verso NW lo stesso piano di sovrascorrimento prosegue lungo il versante nord-orientale dei M.ti d'Ocre, fino alla piana di Roio e L'Aquila (M. Luco) dove è probabilmente ribassato e/o riattivato dal sistema di faglie normali più recenti e dove la sua presenza è rintracciabile soprattutto in base all'analisi delle *litofacies* mesocenozoiche differenti che affiorano lungo la dorsale di Solagna di Bagno e quelli affioranti a sud di essa.

3.3. - UNITÀ M. RUZZA - M. DELLE MACCHIE

L'*Unità M. Ruzza - M. delle Macchie* occupa tutto il settore settentrionale e sud-orientale del foglio in esame. In generale nell'area affiorano terreni appartenenti alla successione cretacea di piattaforma carbonatica ad W, mentre a nord affiora la successione di scarpata che si ricollega, più a nord con quella affiorante nel massiccio del Gran Sasso (vedi strutture pre-orogeniche).

È possibile distinguere due settori principali: un settore nord-occidentale (area a nord di L'Aquila) con direttrici strutturali prevalentemente WNW - ESE ed uno orientale, organizzato in dorsali e depressioni orientate circa NW-SE, che presentano una certa continuità e che sono generalmente bordate da strutture a carattere distensivo.

Settore nord-occidentale

Il settore nord-occidentale dell' *Unità M. Ruzza-M. delle Macchie* è compreso

tra l'abitato di S. Vittorino e l'allineamento M. Rofano-M. Croce del Poggio.

In generale l'assetto strutturale è caratterizzato da monoclinali a direzione da appenninica ad E-W, con immersione a N e NE, dislocate delle strutture normali verso SW, ma coinvolte anche in raccorciamenti di ordine minore rispetto ai piani principali affioranti più a nord e ad est che corrispondono all'arco del Gran Sasso.

Tra questi elementi, a carattere compressivo e transpressivo, vanno segnalati quello di M. Pettino, di Camarda e di Filetto.

A nord-ovest di M. Pettino (Colle dei Castagni) è stato riconosciuto un piano inverso che sovrappone in affioramento i *calcari diasprini detritici* alla *maiolica detritica*. Questo piano presenta direzione circa N-S e prosegue verso Sud perdendo di rigetto. Questo piano si interrompe in corrispondenza della faglia trasversale, a direzione SW - NE, Collebrincioni - L'Aquila.

Nel settore a N-NE del lato orientale di M. Pettino, è presente un altro piano, che sovrappone il *verde ammonitico-calcari e marne a Posidonia* sui *calcari diasprini detritici*. Questo piano inverso è obliterato verso est dalla presenza di una elevata quantità di depositi detritici, che potrebbero mascherare il piano stesso; sempre verso est la monoclinale di Pago Martino, che costituisce probabilmente l'unità di letto di tale piano inverso, è caratterizzata da una notevole deformazione alla mesoscala, con strati ruotati rispetto alle giaciture prevalenti in zona.

Nei pressi dell'abitato di Camarda i termini più antichi affioranti nell'area (*calcare massiccio*) sono in contatto tettonico con termini cretaci della *scaglia detritica* mediante un piano inverso, ben visibile appena fuori l'abitato di Camarda, con giacitura N60°E e circa 80° di immersione verso il *calcare massiccio*. Sul piano sono presenti strie in roccia suborizzontali inclinate di 20° che evidenziano il carattere transpressivo di tale elemento. Verso ovest il piano è ricoperto da brecce di versante, mentre verso est scompare sotto i depositi alluvionali del T. Raiale.

A nord di Filetto è stato individuato un'altro elemento a carattere compressivo, che presenta direzione circa N50°W, lungo il quale si ha la sovrapposizione della *scaglia detritica* in parte sulla *scaglia cinerea* e in parte sulla *scaglia detritica* stessa. Si tratta probabilmente di un retroscorrimento, come è possibile dedurre sulla base della vergenza verso SW delle mesostrutture associate.

Settore orientale

La parte orientale del foglio, è caratterizzata in generale dalla presenza di dorsali carbonatiche costituite da unità mesozoiche che presentano un assetto monoclinale, con direzioni comprese tra E-W e N30°E, immersioni verso S, e inclinazioni comprese tra i 15° ed i 40°.

Le faglie normali che bordano queste dorsali hanno direzione N30°- 60° W ed immergono a NE. Generalmente il piano di faglia è osservabile direttamente sul versante nord-orientale delle dorsali, mentre quello sud-occidentale è caratterizzato da ampie fasce di cataclasi (vedi tettonica distensiva). Tuttavia sono

presenti diversi elementi compressivi, anche se di limitata estensione laterale e di rigetti modesti (faglie inverse, retroscorrimenti) nell'ambito della stessa unità strutturale principale.

Nell'area di Barisciano - S. Stefano di Sessanio sono stati riconosciuti diversi elementi compressivi: il retroscorrimento di Cima delle Serre, quello di M. Cappellone, le faglie inverse di Guado della Passaneta (N80°E, 70°SE) e di M. Cecco d'Antonio (E-W, 60°N), l'anticlinale di Valle Frattuccia (asse N 65°E).

In particolare il retroscorrimento di Cima delle Serre è caratterizzato da un'ampia fascia cataclastica con piani inversi alla mesoscala, ha una direzione circa N 30°W e vergenza meridionale. Sovrappone i *calcari ad Ippuriti e Coralli* alle *Calcareniti di M. Fiore*. Il piano che affiora sul versante nord-orientale di M. Cappellone sovrappone i *calcari a Rudiste ed Orbitoline* alle *Calcareniti a Nummuliti e Discocycline*, che in prossimità del contatto presentano una giacitura subverticale.

Le suddette faglie normali che bordano le principali dorsali carbonatiche dell'area potrebbero aver obliterato precedenti piani inversi, come è possibile dedurre soprattutto nella zona sud-orientale del foglio, dall'andamento della stratificazione, che spesso tende a verticalizzarsi o a rovesciarsi in prossimità del bordo della dorsali o da considerazioni di carattere stratigrafico.

Questo è probabilmente il caso delle faglie a direzione appenninica che affiorano sulla sinistra del F. Aterno a partire da Fontecchio fino ad Acciano. Lungo tali piani di faglia, che in molti casi sono ben conservati tanto da dare origine a salti morfologici netti, difficilmente però si evidenziano elementi cinematici che rivelano la direzione e il verso del movimento; tuttavia lungo il suddetto versante le monoclinali sono bruscamente interrotte, e, a sud di Colle Rischia e M. San Pio, gli strati hanno immersione a SW con inclinazioni crescenti man mano che ci si avvicina alla valle. La presenza di strati verticalizzati, da Fontecchio fino al bivio per S. Maria del Ponte, e con immersione praticamente opposta a quella generale dell'area, potrebbe essere indizio di un evento di retroscorrimento. Tale fenomeno è stato evidenziato anche da BOSI & BERTINI (1970).

Ulteriori elementi compressivi si riscontrano nel versante SW di Colle Sangro e lungo la strada che collega Roccapreturo con M. Motola. Tra questi, il piano di faglia su cui poggia la chiesetta di Mad.^{na} della Valle, che pur presentando elementi cinematici distensivi di due movimenti differenti, mostra un rigetto inverso. Anche in questo caso, si può ammettere un primo movimento di tipo inverso, e di importanza maggiore del secondo, chiaramente distensivo.

Ancora più ad W, tra Rocca di Mezzo e Terranera sono rintracciabili altre due strutture inverse, che bordano rispettivamente la dorsale di Colle Ianninini a nord e quella di M. della Cerreta più a sud, e che sovrappongono i *calcari ciclotemici a requienie* sulle *calcareniti a briozi*.

A SE di Rocca di Mezzo (Valle Cucchiarello) è stato infine rinvenuto un piano di sovrascorrimento minore che sovrappone i calcari cretaci alle *argille ad Orbulina* e che si segue verso sud (Foglio "Avezzano").

4. - STRUTTURE TRASCORRENTI

La principale struttura a carattere trascorrente - transtensivo presente nell'area del Foglio "L'Aquila" è la faglia Lucoli - Casamaina (BIGI *et alii*, 1995). Questa struttura borda il versante sud-occidentale della dorsale carbonatica di M. Cefalone - Serra Lunga e pone a contatto la successione cretacea con i depositi torbiditici del Messiniano inferiore. La faglia ha un andamento arcuato con direzioni variabili da WNW-ESE a sud fino a NNW-SSE nel tratto settentrionale per poi assumere, verso nord, direzione N-S. Contrariamente a quanto sostenuto da BOSI & MANFREDINI (1967) il piano mantiene una immersione a SW-W per tutta la sua estensione. Il suo carattere trascorrente - transtensivo è evidenziato, oltre che dagli indicatori cinematici (*pitch* compresi tra i 10° ed i 50°), anche dalla presenza, lungo la sua traccia di strutture minori interpretabili come strutture a fiore negative (limitati bacini di estensione) e positive, come la struttura di Fauciccio, ad est di Casamaina. Nella zona di Lucoli Alto - Vado di Lucoli, in prossimità del piano di faglia sono presenti due strutture di dubbia interpretazione. La prima è costituita da un corpo calcareo del Cretacico inferiore che poggia sulle arenarie messiniane con un piano immergente a nord di circa 20°. Esso è stato interpretato da BOSI & MANFREDINI (1967) come un retroscorrimento, prosecuzione del piano di faglia principale, anche se l'elemento in questione appare indipendente dal piano della faglia di Lucoli che affiora, con immersione a SW circa 200 m più ad E. A causa della mancanza di evidenze di deformazione nelle arenarie sottostanti è ipotizzabile che il piano descritto possa essere localizzato alla base di materiale franato, ipotesi avvalorata dalla presenza, nelle vicinanze del suddetto affioramento, di corpi di frana con blocchi di calcari in giacitura caotica.

La seconda struttura, in prossimità della chiesa di S. Michele, è stata interpretata da BIGI *et alii*, (1995) come una struttura positiva, legata al movimento trascorrente lungo il piano di faglia principale.

Sulla faglia di Lucoli si interrompe un sistema di faglie normali che caratterizza il versante occidentale dei M. d'Ocre, ribassando la dorsale verso SW. Lungo la stessa faglia affiorano, infine, breccie quaternarie dislocate con rigetti ridotti.

Caratteri analoghi alla faglia di Lucoli sono stati rintracciati lungo la faglia che borda il versante sud-occidentale di M. Orsello, che ha direzione NW-SE e ribassa verso SW l'intera dorsale. Sul piano di faglia sono stati misurati *pitch* sia a carattere trascorrente (10°-20°) che strie di *dip slip*, particolarmente ben evidenti nei pressi di Campo Felice. Questa struttura potrebbe essere vicariante della suddetta faglia del T. Raio, a carattere trascorrente sinistro e direzione N-S che affiora poco più ad W. L'area di raccordo tra questi due elementi strutturali è caratterizzata da un'ampia fascia cataclastica con mesofaglie a cinematica inversa a direzione N-S ed NE-SW, e faglie trascorrenti destre e sinistre a direzione WNW - ESE e WSW - ENE.

5. - TETTONICA DISTENSIVA E NEOTETTONICA (S. Bigi & M. Coltorti)

Come precedentemente detto, gli elementi distensivi caratterizzano in modo predominante l'assetto strutturale dell'area del Foglio "L'Aquila". Essi hanno in generale una notevole evidenza morfologica e comprendono sistemi di faglie attive.

Le faglie normali principali sono orientate prevalentemente in direzione appenninica e sono responsabili dei caratteri odierni del paesaggio tipicamente costituito da "horst" e "graben". Infatti delimitano quasi tutte le dorsali e le depressioni tettoniche dell'area e ad esse sono associate numerose faglie di trasferimento e motivi *en-échélon*.

Alla tettonica distensiva che ha interessato l'area del foglio a partire dal Pliocene superiore, secondo alcuni autori, o dal Pleistocene inferiore secondo altri, si sovrappone l'effetto del sollevamento differenziato che a partire dal Pleistocene inferiore ha interessato tutto l'Appennino con valori maggiori in corrispondenza della parte centrale della catena (AMBROSETTI *et alii*, 1982; DRAMIS, 1992; CALAMITA *et alii*, 1994; in stampa; COLTORTI & PIERUCCINI, 1997a, b, ecc.). Questi processi di sollevamento sono probabilmente ancora in atto, anche se la mancanza di riferimenti cronologici precisi impedisce di valutare con una discreta approssimazione i tassi di sollevamento. L'area del foglio in esame, ubicata proprio in corrispondenza dell'asse della catena presenta quote medie tra le più elevate della penisola che raggiungono poco più ad oriente i 2912 metri al Gran Sasso d'Italia.

Nello schema strutturale in Tav. 2 vengono individuati gli elementi che hanno guidato il modellamento del paesaggio e la sedimentazione durante e dopo la deposizione delle più antiche unità deposizionali dell'area, cioè nel Pleistocene inferiore e medio. Un simbolo a parte è stato utilizzato per gli elementi che presentano evidenze di movimenti recenti, cioè successivi alle unità del Pleistocene superiore. Tali evidenze sono costituite da scarpate di faglia fresche, con caratteristiche analoghe a quelle descritte da BOSI (1975) in numerose aree abruzzesi, riconosciute all'interno dell'area in esame anche da altri Autori (GALADINI & GIULIANI, 1991; BERTINI & BOSI, 1993; GIRAUDI, 1995b; BAGNAIA *et alii*, 1996). In particolare, quando queste scarpate sono ubicate sul substrato calcareo, quest'ultimo è scarsamente carsificato e talora lo specchio di faglia è fresco e strie o altri indicatori cinematici sono ancora riconoscibili. Talora ai piedi di queste scarpate sono anche presenti fasce poco alterate ad indicare la riattivazione recentissima di questi elementi in occasione di terremoti. Quando le faglie sono ubicate all'interno di depositi recenti, anche scarsamente cementati, la scarpata è generalmente fresca e poco aggredita dai processi erosivi. Il fatto che alcuni tratti di queste faglie sono indicati attivi nell'Olocene ed altri solamente nel Pleistocene può dunque indicare sia che la riattivazione è stata locale e saltuaria, sia che gli elementi a nostra disposizione non ci permettono di stabilire con certezza l'attività olocenica.

In generale le faglie normali sono ubicate sul versante occidentale dei prin-

cipali rilievi, immergono verso SW e presentano rigetti nell'ordine di qualche centinaia di metri. Ad esse sono spesso associate aree depresse caratterizzate da notevoli spessori di depositi quaternari continentali.

Strutture minori a direzione NE - SW hanno, nella maggior parte dei casi carattere di elementi di trasferimento, mentre le faglie normali a direzione E-W sono caratterizzate da strie di *dip slip*.

Da ovest verso est, le principali faglie normali o sistemi di faglie normali a direzione appenninica (NW - SE) riconosciute sono:

sistema di faglie della Valle dell'Asino

faglia del versante ovest di M.Cornacchia

sistema di faglie di Campo Felice - M.Cefalone- M.d'Ocre

sistema di faglie del M.Pettino - L'Aquila

sistema di faglie della piana di Rosciolo-Roio

sistema di faglie dell'area di Fontecchio

sistema di faglie del versante occidentale di Campo Imperatore - S. Stefano di Sessanio

Questi sistemi di faglie sono stati oggetto di numerosi studi a carattere geologico-strutturale, sia per quanto riguarda la sismicità attuale che per la paleosismicità.

Nel settore sud-occidentale dell'area del foglio, i sistemi di faglie di Valle dell'Asino e la Faglia di M. Cornacchia comprendono faglie normali a direzione NW-SE, immergenti a SW con rigetti nell'ordine delle centinaia di metri. Poco più ad est è presente il sistema distensivo che comprende la faglia del versante occidentale di M. Orsello, a direzione N 50°W a nord e N 30°W più a sud, e la faglia di Campo Felice, che borda il versante SW di M. Cefalone ed ha direzione NW - SE. Questo sistema è responsabile della genesi della depressione di Campo Felice, riempita da depositi quaternari. Nella piana sono inoltre riconoscibili indizi di tettonica quaternaria nei depositi morenici presso il Rifugio Alantino che risultano ribassati verso sud da una faglia parallela all'allineamento principale di M. Cefalone. La faglia di M. Cefalone prosegue verso SE ricongiungendosi al sovrascorrimento di M. Orsello - M. Rotondo, mentre verso NW prosegue almeno fino all'abitato di Casamaina.

Al sistema di faglie normali della piana de L'Aquila appartengono alcune faglie di particolare evidenza morfologica e di importanza geologico-strutturale. Tra queste la faglia normale che borda il lato occidentale di M. Pettino. Essa è la massima espressione della tettonica plio-pleistocenica e genera una rottura morfologica molto evidente; è caratterizzata da un insieme di piani anastomizzati e paralleli che definiscono la zona di taglio, e pone a contatto i depositi basali della successione giurassica, affioranti lungo le pendici di M. Pettino, con i termini mesozoici più recenti della stessa successione affioranti nella piana. E' probabile che all'attività di questa struttura sia da ricondurre la deposizione dei sedimenti quaternari di origine fluvio-lacustre, appartenenti al "Lago aquilano" pleistocenico, affioranti al tetto della faglia stessa.

Spostandosi verso E, l'assetto generale è costituito da una serie di dorsali, al-

lineate generalmente in direzione NW-SE, a cui corrispondono altrettante monoclinali immergenti mediamente a W e SW con basso angolo di inclinazione, che, nella maggior parte dei casi, sono delimitate a SW e/o a NE da faglie normali.

Nell'area compresa tra Rocca di Mezzo e Fontecchio (*sistema dell'Aterno Fontecchio*), le faglie normali che bordano queste dorsali hanno direzione N30°W-60°W ed immergono prevalentemente a SW. Tra le faglie più importanti di questo sistema sono da segnalare la faglia che borda il versante meridionale di Colle Iannini, che si segue in affioramento per circa 2 km, quella del versante meridionale di M. della Cerreta, la struttura distensiva di Pagliare di Tione - Costa delle Pretare, a cui è associato un sistema di fratture alla mesoscala con immersione verso N55°W e inclinazione da 50° a 70°, le faglie affioranti sulla sinistra del F. Aterno e quella che borda il lato occidentale di M. San Pio. Con la stessa direzione sono presenti anche diversi piani immergenti a N - NE. Tra queste, la faglia di Valle Eternità, che affiora per circa 1,5 km, e la faglia di Tione (immersione verso N55°E/ incl. 85°) che presenta strie con componente orizzontale del movimento (*pitch* 55°) e deforma le breccie del Pleistocene medio presenti al tetto della faglia. Le breccie infatti si presentano, in prossimità del piano di faglia fortemente tettonizzate e con stratificazione verticale.

Più a nord, tra S. Demetrio ne' Vestini e S. Stefano di Sessanio (*sistema del versante occidentale di Campo Imperatore - S. Stefano di Sessanio*), l'assetto generale rimane invariato. Le monoclinali carbonatiche che costituiscono le principali dorsali orientate in direzione appenninica presentano inclinazioni tra i 15° e 40° verso S.

A sud di S. Stefano di Sessanio i sistemi di faglie normali individuano depressioni chiuse, di forma romboidale, allungate in senso appenninico (Piano Buto, Piano Viano, Pilongo di Sopra e Pilongo di Sotto). I piani di faglia che bordano queste depressioni hanno immersioni verso N20°E e N40°E e inclinazioni di

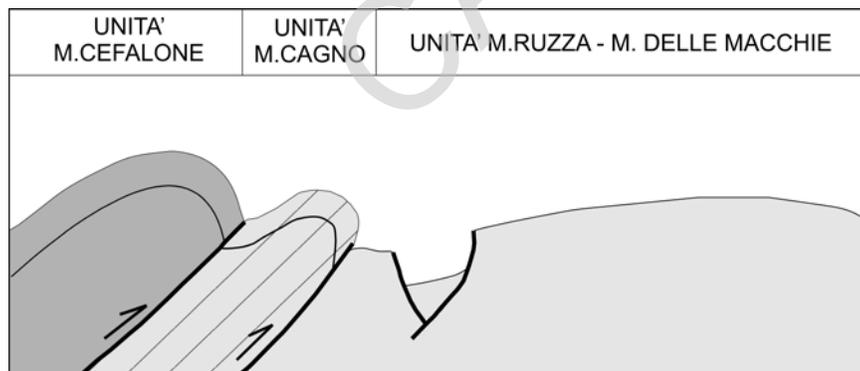


Fig. 15 - Sezione schematica illustrante i rapporti geometrici fra le unità strutturali affioranti nel Foglio "L'Aquila".

70° circa. Tra queste, da segnalare la faglia di M. Costeria, che disloca le breccie pleistoceniche.

A nord di S. Stefano di Sessanio fino a Campo Imperatore, il sistema principale è sempre quello a direzione appenninica (NW-SE), con piani immergenti sia a NE che a SW, e inclinazioni comprese tra i 60° e gli 80°. Sono inoltre presenti faglie normali a direzione NNW-SSE, con inclinazioni di 50° - 70° sia a NE che a SW, e piani a direzione N50°E, immergenti a NW, con inclinazioni di circa 60°.

IX - EVOLUZIONE TETTONICO-SEDIMENTARIA

(E. Centamore & F. Dramis)

L'evoluzione della paleogeografia e dell'assetto strutturale di questo settore dell'Appennino centrale riflette gli effetti dell'evoluzione geodinamica dell'estremo segmento settentrionale del margine continentale africano, cui il settore in esame appartiene, che si è sviluppata prima con la fase di apertura della Tetide, poi con la fase di convergenza oceanica (*orogenesi alpina*), quindi con la collisione Africa-Europa (*orogenesi appenninica*) ed infine con le fasi post-orogeniche.

La *dolomia principale* ed il *calcare massiccio s.l.*, che costituiscono la base delle successioni affioranti nel Foglio "L'Aquila", rappresentano la sedimentazione dell'ambiente della *paleopiattaforma auctt.* che si estendeva su tutto l'Appennino centrale dal Trias al Lias inferiore, in cui talora si aprivano limitati bracci di mare relativamente più profondo (Gran Sasso).

Le differenzazioni riscontrate negli ambienti sedimentari di questo periodo sono da ricollegarsi agli effetti di un'incipiente tettonica sinsedimentaria più che ad una morfologia ereditata dall'orogenesi ercinica.

In relazione al *rifting mesogeo*, che inizia nel Lias inferiore, si sviluppa un'intensa fase distensiva, caratterizzata dall'assottigliamento crostale del margine continentale africano, tramite faglie listriche normali, parallele al margine stesso, accompagnate da faglie trasversali ed oblique.

L'antica *paleopiattaforma* viene così disarticolata ed il *dominio laziale-abruzzese*, costituito alla base da una potente successione carbonatica, pur rimanendo più stabile rispetto al contiguo *dominio tosco-umbro-marchigiano* che affonda rapidamente in un ambiente pelagico, viene anche esso dislocato da faglie parallele al margine continentale e da faglie trasversali ed oblique, in grandi blocchi, separati da fasce più subsidenti, che daranno poi forma ai *solchi di intrapiattaforma* a sedimentazione marginale o pelagica.

Durante questa fase si osserva il rapido sprofondamento dell'estremo settore

settentrionale (M. Pettino-T. Raiale) nel dominio di bacino, mentre in quello nord-orientale (M. Ruzza-M. della Selva) si impostano *facies* marginali. In tutto il resto dell'area continua la sedimentazione in ambiente di piattaforma.

Nell'area in esame altre evidenze di tettonica giurassica sono riscontrabili nelle dorsali tra M. Ruzza e M. della Selva, dove una serie di faglie distensive favorisce la formazione di blocchi ribassati con depositi marginali.

Durante il Cretaceo per gli effetti della tettonica sinsedimentaria si osservano degli "inarcamenti" nel blocco dei M.ti d'Ocre, con la formazione di bauxiti, nelle parti più interne e rilevate, e deposizione di *facies* marginali e di scarpata nelle parti periferiche del blocco stesso. Nell'area nord-orientale un sistema di faglie distensive, a direzione circa E-W, favorisce il lento affogamento in ambiente di rampa o di scarpata del settore compreso tra l'allineamento M. della Croce-Barisciano, a sud del quale continua la deposizione di piattaforma, e l'allineamento T. Raiale-L'Aquila, che rappresenta il raccordo settentrionale con il bacino pelagico.

Nel Paleogene i movimenti verticali e i fenomeni di inarcamento e di basculamento dei blocchi si accentuano. Nelle aree più interne e rilevate dei M.ti d'Ocre si manifesta l'estesa lacuna paleogenica, mentre nelle parti periferiche, in discordanza, si depositano *facies* di rampa.

La presenza di filoni riempiti da depositi del Paleocene sup. - Eocene lungo fratture sinsedimentarie testimonia l'attività tettonica distensiva nelle parti periferiche dei blocchi stessi.

Nel Miocene inferiore anche questo settore dell'Appennino centrale viene coinvolto dalla progressiva migrazione verso est del *sistema catena-avanfossa* e i movimenti verticali e gli altri fenomeni a questi associati si sviluppano maggiormente.

A testimonianza di una ulteriore e continua strutturazione dei blocchi di piattaforma la sedimentazione marina riprende con una netta diacronia e con caratteri ambientali diversi da zona a zona. Nelle aree più ribassate e periferiche la sedimentazione inizia più precocemente e con *facies* di rampa più o meno distale mentre nelle aree più interne e rilevate si osservano *facies* di piattaforma aperta di spessori sempre più ridotti verso l'interno dei blocchi. I depositi carbonatici miocenici poggiano in discordanza più o meno marcata sui diversi termini delle successioni mesozoico-paleogeniche chiaramente dislocati dalle fasi tettoniche precedenti.

Nell'area di S. Stefano di Sessanio la strutturazione del settore è ancora più netta: le *Calcareni di M. Fiore*, in *facies* di scarpata da prossimale a distale, poggiano in netta discordanza sui vari termini di piattaforma e rampa mesozoico-paleogenici, basculati probabilmente per una rotazione del blocco, ed erosi.

I movimenti verticali accompagnati da faglie distensive, rotazioni, basculamenti e inarcamenti di blocchi, che si manifestano dal Cretaceo superiore al Miocene medio nelle fasi di convergenza oceanica e di collisione fra Africa ed Europa, e perciò in un generale regime compressivo, possono essere riferiti alla riutilizzazione in senso inverso di antiche strutture distensive giurassiche.

Tutta l'area del Foglio "L'Aquila" viene inglobata nel *dominio di avanfossa*

nel Messiniano inferiore. Le torbiditi silicoclastiche si depositano con giaciture *onlap* in una avanfossa la cui morfologia assai articolata condiziona notevolmente la distribuzione spazio-temporale delle torbiditi stesse.

Nella parte alta del Messiniano tutto il settore esaminato entra a far parte del *dominio di catena*, con la prima articolazione in pieghe e sovrascorrimenti e con la formazione di un bacino satellite in cui vanno a depositarsi i *conglomerati di M. Coppe*.

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, affioranti più a sud, al di fuori del Foglio “L’Aquila”. 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 transtensivo di numerosi elementi più antichi, spesso con caratteristiche cinematiche originarie diverse, a luoghi con accentuati fenomeni di inversione tettonica. In questo contesto hanno avuto origine le depressioni tettoniche intrappenniniche, come quella del bacino aquilano, delimitate da scarpate di faglia e contenenti sedimenti lacustri.

Verso la fine del Pleistocene inferiore, si è prodotto, come già accennato, una rapida accentuazione del sollevamento regionale che ha prodotto 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, tra i quali particolarmente sviluppati e ben conservati sono quelli depositati nel Pleniglaciale würmiano.

Depositi morenici discretamente spessi, generati a più riprese durante il Pleistocene medio e superiore sono presenti nell'area di Campo Felice (DEMANGEOT, 1965; BOSI & MANFREDINI, 1967; GIRAUDI, in stampa) sulle pendici nord-occidentali di M.Cornacchia, e dei M.d'Ocre ed ai margini orientali del foglio, nell'area di Campo Imperatore, (BISCI *et alii*, 1993; GIRAUDI, 1994; JAURAND, 1994; GIRAUDI & FREZZOTTI, 1997; BISCI *et alii*, 1999).

X - ASPETTI E PROBLEMATICHE APPLICATIVE

I.1. - CENNI SULLA SISMICITÀ, FRANOSITÀ E LE ESONDAZIONI (M.Coltoni)

L'area che ricade nel Foglio "L'Aquila" è interessata da un'intensa attività neotettonica di cui l'elevata sismicità regionale rappresenta una delle manifestazioni più salienti. Alle faglie attive, descritte nel relativo capitolo, sono frequentemente associate scarpate fresche che testimoniano una intensa attività Olocenica. L'Aquila e le aree circostanti sono state interessate più volte da terremoti distruttivi, in particolare durante gli anni 1349, 1461, 1708, 1958 (CNR-PGF, 1985). Altri terremoti particolarmente distruttivi hanno interessato Paganica (1315), Poggio Picenze (1762), S. Demetrio né Vestini (1786). Faglie con attività recente sono segnalate nelle immediate vicinanze de L'Aquila ai piedi del M. Pettino (BLUMETTI, 1995; BASILI *et alii*, 1997) e nei pressi di molti centri urbani minori come Roio, Monticchio, Paganica, Casamaina, Fossa, Poggio Picenze, Filetto, Barisciano, S. Stefano di Sessanio, Campana, Vallecupa, Frascara, Pedicciano, Fontecchio, Opi, Bominaco, Ripa, S. Demetrio né Vestini, S. Nicandro, Tussio.

Sebbene le litologie prevalentemente calcaree non siano favorevoli alla genesi di diffusi movimenti gravitativi se ne rinvencono diversi lungo alcune delle faglie prima citate. In particolare la fascia maggiormente interessata dai processi gravitativi è ubicata lungo il versante orientale dei M. d'Ocre e sulla prosecuzione meridionale del fitto reticolo di faglie che attraversa l'area, in particolare sul versante orientale del M. Sirente, lungo il Corridoio dell'Aterno. Si tratta di movimenti rotazionali e rototraslazionali anche di notevoli dimensioni la cui genesi è favorita dalla presenza di litotipi calcarei sovrascorsi su terreni torbiditici miocenici. Sebbene tali terreni non siano stati osservati in affioramento nel Corridoio dell'Aterno è probabile la loro presenza al di sotto delle spesse coltri detritiche come anche suggerito dalla tipologia di alcune frane che, come nei pressi di Tione, assumono le caratteristiche della colata. I movimenti franosi

non sembrano tuttavia interessare i pochi centri abitati presenti in tutta l'area ma solamente porzioni più o meno estese della rete stradale (come in particolare la S.P. dell'Altopiano dei due Comuni e quella del fondovalle dell'Aterno, tra Fontecchio e S. Maria del Ponte). Unica eccezione al riguardo è rappresentata dall'abitato di Tione circondato da movimenti gravitativi attivi che in parte hanno lesionato alcuni edifici.

Di minore importanza e diffusione sono i fenomeni di erosione del suolo dato che sono da tempo quasi cessate le attività di pascolo. Sono stati inoltre realizzati nell'area numerose opere di rimboschimento, soprattutto a pineta.

Non esistono pericolosità attuali legate alle dinamiche dell'Aterno sebbene la presenza di argini artificiali, unitamente al seppellimento di strutture pre-romane e romane ma anche medioevali a Fossa (D'ERCOLE, 1999), suggeriscano come in un passato recente tali eventi fossero certamente più frequenti. Tra il ponte della strada comunale per Roio e Campana, l'Aterno risulta bordato da arginature artificiali e/o difese laterali che proteggevano dalle esondazioni la S.S.17 e la linea ferroviaria Terni-Sulmona.

Dal punto di vista delle risorse naturali buona parte dell'area è ubicata all'interno di aree protette (Velino-Sirente) e Parchi Nazionali (Gran Sasso d'Italia) già dotati di una ampia rete di sentieri. L'Aquila e molti degli abitati presenti all'interno dell'area rappresentano la sede più idonea di soggiorno per chi desidera effettuare escursioni.

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 presenza di aree endoreiche anche 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 ridotta permeabilità. I limiti di permeabilità sono costituiti da depositi terrigeni flyschoidi tardomiocenici o da sedimenti plio-quadernari di riempimento delle valli fluviali e delle depressioni tettoniche intramontane. I sedimenti quaternari, costituiti da depositi di versante, alluvioni 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 delle falde regionali negli acquiferi porosi multistrato.

Il territorio compreso nel Foglio "L'Aquila" comprende aree prevalentemente montuose, corrispondenti alle dorsali carbonatiche. I tre principali sistemi idrogeologici presenti sono quello del Gran Sasso e quello del Sirente, che spesso in

letteratura vengono compresi sotto un unico sistema (BONI *et alii*, 1986; CELICO, 1983), e quello dei M.ti Giano-Nuria-Velino (settore dei M.ti d'Ocre). Sulla base di studi recenti, le prime due dorsali possono essere distinte dal punto di vista idrogeologico, anche se in alcune zone il loro contatto non è caratterizzato da limiti idrodinamici nulli e di conseguenza esistono scambi idrici sotterranei tra le due dorsali (FARRONI *et alii*, 1999).

La dorsale del Gran Sasso, affiorante nel settore nord-orientale del foglio, rappresenta un'importante area di ricarica dell'acquifero carsico omonimo, che trova recapito prevalente nell'estremo sudorientale della catena, all'esterno dell'area esaminata (Foglio "Torre de' Passeri"). Ciononostante, nei dintorni di L'Aquila sono presenti diverse sorgenti di notevole importanza, connesse al drenaggio dell'acquifero del Gran Sasso. In particolare, si possono distinguere due gruppi principali: Vetoio-Boschetto e le sorgenti del Vera.

Il primo gruppo, ubicato ad ovest del colle dove sorge la città, nella conca L'Aquila-Scoppito, ha una portata di circa $0.7 \text{ m}^3/\text{s}$ (MASSOLI-NOVELLI & PETITTA, 1998), cui va aggiunto un drenaggio nell'alveo del fiume Aterno, pari a circa $0.4 \text{ m}^3/\text{s}$ (CELICO, 1983). Oltre a queste due emergenze principali, nella conca a ridosso della città sono presenti altre emergenze minori, con portata anche di qualche decina di litri al secondo, quasi tutte captate per uso idropotabile (PETITTA & TALLINI, 2000). Tra queste, va segnalata la sorgente delle 99 Cannelle, che presenta un notevole valore storico-architettonico.

Le due sorgenti principali del Vetoio e del Boschetto, pur essendo alimentate prevalentemente dalla dorsale del Gran Sasso, emergono all'interno della piana, probabilmente laddove sedimenti detritici di versante ad elevata permeabilità vengono a contatto con depositi a granulometria più fine di origine fluvio-lacustre (PETITTA & TALLINI, 1999). Infatti, l'alimentazione dell'acquifero multistrato della piana avviene prevalentemente al bordo delle dorsali carbonatiche, le cui acque sotterranee si infiltrano negli orizzonti ad elevata permeabilità dei depositi detritici, per giungere poi a miscelarsi con le acque direttamente presenti nella piana, caratterizzate da minore salinità (PETITTA & TALLINI, 2000). I rapporti idrogeologici tra diverse unità sedimentarie, uniti alla notevole pressione antropica presente in queste aree morfologicamente depresse, contribuiscono a determinare un discreto rischio di inquinamento delle acque sotterranee, in funzione dell'elevata vulnerabilità che tali falde a bassa soggiacenza presentano.

Le altre sorgenti principali connesse alla dorsale del Gran Sasso sono ubicate ad est di L'Aquila e prendono il nome di Tempera e Capo Vera (MASSOLI-NOVELLI & PETITTA, 1998). Queste sorgenti, la cui portata complessiva attuale è di circa $1 \text{ m}^3/\text{s}$, hanno subito nel recente passato una notevole diminuzione di portata erogata, in parte attribuibile al drenaggio sotterraneo operato nei tunnel autostradali del Gran Sasso (MASSOLI-NOVELLI & PETITTA, 1997), zona con la quale sono probabilmente in diretta connessione idrogeologica (TALLINI *et alii*, 2000).

La zona dei M.ti d'Ocre, che occupa il settore occidentale del foglio, non presenta emergenze degne di nota, essendo il deflusso delle acque sotterranee diretto verso ovest, in direzione della valle del fiume Velino. Livelli di base locali, cau-

sati da presenza di sedimenti poco permeabili, danno luogo ad acquiferi limitati con falde sospese, che alimentano sorgenti secondarie di scarsa importanza se non per l'approvvigionamento idrico locale.

Al margine sud-orientale dell'area in esame, affiorano carbonati appartenenti al sistema del M.te Sirente, che viene drenato dalle sorgenti della bassa valle dell'Aterno e, soprattutto, di Capo Pescara (Foglio "Sulmona"). Le aree in affioramento rappresentano quindi area di ricarica dell'acquifero regionale. Unica emergenza di un certo rilievo è la risorgenza carsica di Stiffe, caratterizzata da un regime di portata direttamente influenzato dalle precipitazioni e alimentata da un inghiottitoio (Pozzo Caldaio) ubicato nel settore settentrionale dell'Altopiano delle Rocche. Questa risorgenza, la cui portata è variabile da pochi litri al secondo fino a diverse centinaia (portata media 200 l/s), emerge dal sistema ipogeo omonimo, in parte accessibile turisticamente. Il sistema inghiottitoio-grotta-risorgenza è stato oggetto di appositi studi geologico-speleologici (CHIARELLI *et alii*, 1995).

In corrispondenza del citato Altopiano delle Rocche sono presenti alcune sorgenti minori (portata media di qualche litro al secondo, estremamente variabile nel corso dell'anno), legate ad acquiferi locali di limitata estensione, che vengono quasi completamente captate per uso potabile, anche tramite pozzi (MASSOLI-NOVELLI *et alii*, 1999).

1.3. - MATERIALI DA COSTRUZIONE E CAVE (G. Conte)

Rocce carbonatiche: Tra Paganica e Pescomaggiore sono ubicate cave di inerti utilizzati soprattutto come materiali stradali e ferroviari, e come componenti per il calcestruzzo.

Riguardo la disponibilità nell'area del foglio di materiale utilizzabile come pietra ornamentale, è opportuno citare la rinomata "pietra di Poggio", simile alla pietra di Vigliano (Foglio "Avezzano"), coltivata e lavorata soprattutto nel passato nella cave di Poggio Picenze, utilizzata per alcune opere architettoniche e monumentali a L'Aquila ed esportata anche fuori regione. Si tratta di un calcare facile alla lavorazione, suscettibile di un buon pulimento, e dotato di caratteristiche fisiche e meccaniche eccellenti (bassa gelività, resistenza all'usura). Le cave sono ubicate in corrispondenza dei terreni denominati nella legenda della carta geologica come "calcareniti a briozoi" ed indicati con la sigla "CBZ₃".

Attualmente le cave sono ferme, ma è in corso di definizione un progetto che prevede la ripresa delle attività estrattive.

Altra pietra da taglio e da decorazione veniva cavata e lavorata presso Lucoli, sul bordo occidentale del foglio. Anche qui gli impianti sono fermi da anni.

Argille: Uno dei pochi impianti per la produzione dei laterizi di cui si abbia notizia era situato alle porte dell'abitato del capoluogo, verso sud, sul fondovalle del fiume Aterno. Il materiale veniva cavato da depositi alluvionali, profilato e cotto nell'attiguo stabilimento. Venivano prodotti principalmente mattoni e tegole. La fornace non è più in esercizio dal 1985.

Risorse minerarie

La zona compresa nel foglio non presenta, attualmente, risorse minerarie di significativo interesse economico. E' comunque rimasta la memoria dell'attività di estrazione della bauxite. Nell'area del foglio la bauxite si rinviene in numerosi ma limitati affioramenti nei Monti d'Ocre e soprattutto sui rilievi circostanti la piana carsica di Campo Felice e l'Altopiano delle Rocche. Tutti gli affioramenti appartengono all'incirca allo stesso orizzonte bauxitico (ba) presente anche nei rilievi carbonatici delle aree contigue al foglio. Quest'ultimo è stato oggetto di indagini approfondite e di coltivazione saltuaria a partire dai primi anni del '900. Tale orizzonte non è continuo ma si rinviene in lenti e in "tasche" le cui maggiori dimensioni raggiungono pochi metri di spessore e di diametro.

L'attività estrattiva delle bauxiti si è fermata alla fine degli anni '60 con l'ultimo impianto in esercizio a Campo Felice, ai margini orientali della piana carsica, ove fino al 1966 l'attività estrattiva veniva praticata a cielo aperto per 6-7 mesi all'anno (produzione media 1962-66: 26.000 tonn/anno). Altre miniere degne di nota erano a Serralunga, Rocca di Mezzo e M.te Rotondo.

Circa le caratteristiche chimiche della bauxite si stima un tenore in allumina variabile tra il 40 ed il 60% e quello della silice dal 3 al 20%. Purtroppo, sebbene negli anni '30 i giacimenti abruzzesi venissero stimati terzi per importanza dopo quelli dell'Istria e della Puglia, il loro valore economico obiettivo è sempre risultato modesto a causa degli scarsi volumi estraibili e delle sfavorevoli condizioni giaciture e logistiche dei giacimenti (quasi tutti ad alta quota e distanti dalle principali arterie di comunicazione).

Una menzione merita, infine, una vecchia miniera di lignite ubicata in località P.te Peschio, sulla riva destra del torrente Raio, a circa 5 km ad W dell'Aquila e non più attiva da almeno quaranta anni a questa parte.

BIBLIOGRAFIA

- AA.VV. (1992) - *Quinto simposio di ecologia e paleoecologia delle comunità bentoniche*. Libro guida dell'escursione. Roma 27/9 - 3/10/1992.
- ACCORDI G. & CARBONE F. (1988) - *Sequenze carbonatiche meso-cenozoiche*. In: ACCORDI & CARBONE (Eds), *Carta delle litofacies del Lazio-Abruzzo ed aree limitrofe*. Quaderni della Ricerca Scientifica, **114** (5), C.N.R. Roma: 11-92.
- ACCORDI G., CARBONE F., CIVITELLI G., CORDA L., DERITA D., ESU D., FUNICIELLO R., KOSTAKIS T., MARIOTTI G., SPOSATO A. (1988) - *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.
- ADAMOLI L., BERTINI T., CHIOCCHINI M., DEIANA G., MANCINELLI A., 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.
- ALBERTI A. (1953) - *Osservazioni preliminari sulla geologia dell'Appennino Centrale, F° 139 l'Aquila e F° 140 Teramo, e della Sicilia meridionale*. Boll. Serv. Geol., **75**: 639-650.
- 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.
- ANGELUCCIA. & PRATURLON A. (1968) - *Raddoppio tettonico della serie mesozoica nelle gole di Celano a Nord del Fucino (Appennino centrale)*. Geologica Romana, **7**: 355-406.
- ASSERETO & FOLK (1980) - *Diagenetic fabrics of aragonite, calcite and dolomite in an ancient peritidal spelean environment: Triassic Calcare Rosso, Lombardia, Italy*. J.Sedim.Petrol., **50**: 371-394.
- AZZAROLI A. (1977) - *The villafranchian stage in Italy and the Plio-Pleistocene boundary*. Giorn. Geol., **41**: 61-79.
- BAGNAIA R., BLUMETTI A.M., DE LUCA G., GORINI A., MARCUCCI S., MARSAN P., MILANA G., SALVUCCI R. & ZAMBONELLI E. (1996) - *Morfotettonica dei rilievi a nord della Conca Aquilana*. Il Quaternario, **9**(1): 287-292.
- BAGNAIA R., D'EPIFANIO A. & SYLOS LABINI S. (1989) - *Aquila and Subequana basins: an example of Quaternary evolution in Central Apennines*. Quaternaria Nova, **1**: 1-23.
- BARDOSY GY., BONI M., DALL'AGLIO M., D'ARGENIO B. & PANTO GY. (1977) - *Bauxites of Peninsular Italy, composition, origin and geotectonic significance*. Monog. series on Min. deposits, **15**: 61 pp.
- BARKER G., CLARK G., COLTORTI M., COSTANTINI L., GIOGI J., HARDING J., HUNT C., MALONE C., REYNOLD T., SKEATES R. & STODDART S. (1992) - *The neolithic site of San Marco, Gubbio (Perugia), Umbria: survey and excavation 1985-87*. Papers of the British School at Rome, **60**: 1-69.

- BARTOLINI C. (1980) - *Su alcune superfici sommitali dell'Appennino settentrionale (Province di Lucca e Pistoia)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **3**: 42-60.
- BASILI R., BOSI C. & MESSINA P. (1997) - *La tettonica quaternaria dell'Alta valle dell'Aterno (Appennino centrale) desunta dall'analisi di successioni di superfici relitte*. Il Quaternario, **10** (2): 621-624.
- BENE0 E. (1940) - *Tettonica della valle dell'Aterno (Abruzzo)*. Boll. R. Uff. Geol., **65**: 14pp.
- BENE0 E. (1943) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 - Foglio 146 "Sulmona"*. Servizio Geologico d'Italia, Roma: 55 pp.
- BENE0 E. (1945) - *Schema tettonico dell'Abruzzo nord-orientale*. Boll. Reale Uff. Geol. It.: **68**.
- 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.
- 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 Fg. 145 "Avezzano" e 146 "Sulmona"*. C.N.R., Prog., Final. Geodinamica, **155**: 21-34.
- BERTINI T. & BOSI C. (1993) - *La tettonica quaternaria della Conca di Fossa*. Il Quaternario, **6**(2): 293-314.
- BERTINI T., BOSI C. & GALADINI F. (1989) - *La conca di Fossa-S.Demetrio dei Vestini*. In: Società Geologica Italiana - Elementi di tettonica pliocenico-quaternaria 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.
- BIGI S., CAPOTORTI F., CENTAMORE E. & FUMANTI F. (1995) - *Caratteri geologico-strutturali dell'area compresa tra Tornimparte ed i Monti d'Ocre (Appennino Centrale, Italia)*. Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. 1995/2: 87-94.
- 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.
- 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. (1995) *Neotectonic investigations and evidence of paleosismicity in the epicentral area of January-February 1703 Central Italy earthquakes*. In: SERVA L. & SLEMMONS D.B. (eds.) - *Perspectives in Paleoseismology*. A.E.G. Spec. Pubbl., **6**: 83-100.
- BLUMETTI A.M., CAVINATO G.P. & TALLINI M. (1996) - *Evoluzione plio-quater-*

narica della Conca di L'Aquila-Scoppito: Studio preliminare. Il Quaternario, **9**(1): 281-286.

- 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.
- BLUMETTI, A.M., DRAMIS F. & MICHETTI A.M. (1993) - *Fault-generated mountain fronts in the Central Apennines (Central Italy): Geomorphological features and seismotectonic implications.* Earth Surface Processes and Landforms, **18**: 203-223.
- 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. & BERTINI T. (1970) - *Geologia della media valle dell'Aterno.* Mem. Soc. Geol. It., **9**(4): 719-777.
- BOSI C. & MANFREDINI M. (1967) - *Osservazioni geologiche nella zona di Campo Felice (L'Aquila).* Mem. Soc. Geol. It., **6**(2): 245-266.
- BOSI C. & MESSINA P. (1990) - *Elementi di stratigrafia neogenico-quadernaria 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.
- BOSI C. (1975) - *Osservazioni preliminari su faglie probabilmente attive nell'Appennino centrale.* Boll. Soc. Geol. It., **94**(4): 827-859.
- 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.
- 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. & PIZZI A. (1994) - *Le faglie normali quadernarie nella dorsale appenninica umbro-marchigiana: proposta di un modello di tettonica di inversione.* Studi Geol. Camerti, vol. spec. CROP 18: 211-225.
- CALLOR I.E. & SEGRE A.G. (1958) - *La Grotta della Foce di Stiffe.* Notiziario Circolo Speleologico Roma, **8**(1): 21-23.
- 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**, n. B4: 6093-6295.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., COLALONGO M.L., MICARELLI A., NANNI T., PASINI G., POTETTI M., RICCI LUCCHI F., con la collaborazione di CRISTALLINI C. & DI LORITO L. (1986) - *Il Plio-Pleistocene delle Marche.*

- Studi Geol. Camerti, vol. spec. "La Geologia delle Marche": 61-81.
- CARANNANTE G., D'ARGENIO B., DELLO IACOVO B., FERRERI V., MINDSZENTYA A. & SIMONE L. (1992) - *Studi sul carsismo cretatico dell'Appennino Campano*. Mem. Soc. Geol. It. **41**:733-759.
- CARANNANTE G., D'ARGENIO B., FERRERI V. & SIMONE L. (1987) - *Cretaceous paleokarst of the Campania Apennines, from early diagenetic to late filling stage. A case history*. Rend. Soc. Geol. It. **9**: 251-256.
- CARANNANTE G., D'ARGENIO B., MINDSZENTYA A., RUBERTI D. & SIMONE L. (1994) - *Cretaceous-Miocene shallow water carbonate sequences. Regional unconformities and facies patterns*. Field trip guide. Excursion A2. 15th IAS Regional Meeting. Ischia.
- CARBONI M.G., CIVITELLI G., CORDA L., ESU D., MATTEUCCI M., PALLINI G., SCHIAVINOTTO F. & VENTURA G. (1982) - *Sedimenti spongolitici del Miocene inferiore e medio dell'Appennino Centrale. Un inquadramento preliminare*. Geologica Romana, **21**: 529-540.
- CASSETTI M. (1909) - *Sulla struttura geologica del bacino dell'Aterno da Aquila a Sulmona*. Boll. R. Com. Geol. It., **40**: 158-190.
- CATENACCIE., CHIOCCHINI M. & MOLINARI V. (1967) - *Contributo alla conoscenza del Pliocene e del suo limite inferiore nella valle dell'Orta (Abruzzi)*. Bol. Soc. Geol. It., **86** (3): 411-421.
- 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., BORSETTIA 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., MICARELLA., PIERUCCINI V. (1971) - *Contributo alla conoscenza del Giurassico dell'Appennino umbro-marchigiano*. Studi Geol. Camerti, **1**:7-89.
- CENTAMORE E. & MICARELLA. (1991) - *Stratigrafia*. In "L'ambiente fisico delle Marche": 5-58, S.E.L.C.A., Firenze.
- CESTARI R. & SARTORIO D. (1995) - *Rudists facies in the Periadriatic domain*. AGIP: 207pp.
- CHELUSSI I. (1903) - *Sulla geologia della Conca Aquilana*. Atti Soc. It. Sc. Nat., **42**: 58-87.
- CHIARELLI B., IMPRESCIA U., LORÈ A., PANZANARO M., PETTINIA. & ROMAGNOLI C. (1995) - *Atti della stazione scientifica di Stiffe - periodo marzo 94-marzo 95*. L'Aquila, GSA.
- 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, Milano, 103-130.

- CHIOCCHINI M. (1988) - *Cribellopsis arnaudae n.sp. (Foraminiferida, Orbitolinidae) nel Cretacico inferiore del Lazio meridionale e dell'Abruzzo (Italia Centrale).* Boll. Soc. Paleont. It., **28** (1): 39-48.
- CHIOCCHINI M., FARINACCIA., MANCINELLI A., MOLINARI V & POTETTI M. (1994) - *Biostratigrafia a foraminiferi, dasycladali e calpionelle delle successioni carbonatiche mesozoiche dell'Appennino Centrale (Italia).* Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. 1994, parte A: 9-129.
- 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.
- CHIOCCHINI M., MANCINELLI A. & ROMANO A. (1989) - *The gaps in the Middle-Upper Cretaceous carbonate series of the Southern Apennines, Abruzzi and Campania Regions, Italy.* Geobios, mem.spec., **11**: 133-149.
- CLARI P.A., DELA PIERRE F. & MARTIRE L. (1995) - *Discontinuities in carbonate successions: identification, interpretation and classification of some Italian examples.* Sedimentary Geology, **100**: 97-121.
- COLACICCHI R. (1967) - *Geologia della Marsica orientale.* Geologica Romana, **6**: 189-316.
- COLALONGO M.L., PADOVANIA., SARTONI S., TAMPIERI R., D'ONOFRIO S., ELMIC., FRANCAVILLA F., MANZONI M., POLUZZIA. & RUSSO A. (1972) - *Biostratigrafia e cronostatigrafia del Pliocene.* Boll. Soc. Geol. It., **91**: 489-509.
- 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. (1997) - *Human impact in the Holocene fluvial and coastal evolution of the Marche region, Central Italy.* Catena, **30**: 311-335.
- COLTORTI M. & DRAMIS F. (1988) - *The significance of stratified slope waste deposits in the quaternary Umbria Marche Apennines (Central Italy).* Z. Geomorph., N.F., suppl. Bd., **71**: 59-70.
- COLTORTI M & DRAMIS F. (1995) - *The chronology of Upper Pleistocene stratified slope-waste deposits in Central Italy.* Permafr. 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. & 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. (1990) - *L'hardground serravalliano di Torninparte (L'Aquila): 1) caratteri sedimentologici*. Boll. Soc. Geol. It., **109** (4): 633-641.
- CNR-PFG, (1985) - *Catalogo dei terremoti in Italia dall'anno 1000 al 1980*. (Postpischl D. Ed.), C.N.R., Progetto Finalizzato Geodinamica, Quaderni de “La Ricerca Scientifica”, **114** (2B).
- CRESCENTI U., D'AMATO C., BALDUZZI A., TONNA M. (1980) - *Il Plio-Pleistocene del sottosuolo abruzzese-marchigiano tra Ascoli Piceno e Pescara*. Geologica Romana, **19**: 63-84.
- 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'ARGENIO B. (1964) - *La trasgressione sopracretacica dei Monti d'Ocre (Abruzzo aquilano)*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **72**:145-149.
- D'ARGENIO B. (1970) - *Central and Southern Italy Cretaceous bauxite stratigraphy and paleogeography*. Pubbl. 238, Ist. Geologia Univ. Napoli: 19 pp.
- D'ARGENIO B. & MINDSZENTY A. (1987) - *Cretaceous bauxite in the tectonic framework of the mediterranean*. Rend. Soc. Geol. It. , **9**:257-262.
- D'ARGENIO B. & MINDSZENTY A. (1991) - *Karst bauxites at regional unconformities and geotectonic correlation in the Cretaceous of the Mediterranean*. Boll. Soc.Geol.It., **110**:1-8.
- D'ARGENIO B. & MINDSZENTY A. (1992) - *Tectonic and climatic control on paleokarst and bauxites*. Giornale di geologia, ser. 3, **54** (1):207-218.
- D'ARGENIO B. & MINDSZENTY A. (1994) - *Bauxites and related paleokarst: Tectonic and climatic event markers at regional unconformities*. Eclog. Geol. Helv., **88** (3): 453-499
- D'ERASMO G. (1932) - *L'Elephas meridionalis nell'Abruzzo e nella Lucania*. Atti R. Acc. Sc. Fis. Mat. , Napoli, s. **2**, **18** (8): 1-32.
- D'ERCOLE V. (1999) - *La necropoli di Fossa*. In DE LUCA (ed.) - A.A.V.V. “*I Piceni: Popolo d'Europa*”. p. 66-70.
- DAMIANIA.V., CHIOCCHINI M., COLACICCHI R., MARIOTTI G., PAROTTO M., PASSERI L. & PRATURLON A. (1992) - *Elementi litostratigrafici per una sintesi delle facies carbonatiche meso-cenozoiche dell'Appennino centrale*. Studi Geologici Camerti, Vol.Spec. 1991/2: 187-214.
- DE GIORGI C. (1877) - *Appunti geologici da Pescara a L'Aquila*. Boll. Reale Com. Geol. d'It., **8**.
- DELANO-SMITH C. (1979) - *Western Mediterranean Europe*. Academic Press, London: 453 pp.
- DEMANGEOT J. (1965) - *Géomorphologie des Abruzzes Adriatiques*. Centre

Recherche et Documentation Cartographique, Memoires et Documents, CNRS, Paris : 403 pp.

- DEMANGEOT J. (1973) - *Néotectonique et dépôts quaternaires dans l'Apennin*. In: *Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino*. Acc. Naz. Lincei, **183**: 286-304.
- DESPANQUES 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.
- DE WEISSE G. (1973) - *Quelque considerations sur les bauxites des Abruzzes et sue la presence du cuivre dans un gisement*. Icsoba, 3° Cong. Intern., Nice: 63-71.
- 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 W. & CONSOLI M. (1991) - *Il ruolo di elementi tettonici trasversali sull'evoluzione tettonico-sedimentaria e geomorfologica della regione marchigiana*. Studi Geol. Camerti, vol. spec., CROP 11: 283-286.
- DRAMIS F. & SORRISO-VALVO M. (1994) - *Deep-seated gravitational slope deformations, related landslides, and tectonics*. In: OYAGY N., SORRISO-VALVO M. & B. VOIGHT (eds.): "Deep-seated landslides and large-scale rock avalanches". Engineering Geology, **38** (3-4): 231-243.
- DUFAURE J.J., BOSSOUYT D. & RASSE M. (1989) - *Critères geomorphologiques de neotectonique vertical dans l'Apennin Central Adriatique*. Bull. AFEQ, **3**: 151-160
- ESU D., GIROTTI O. & KOTSAKIS T. (1991) - *Molluschi e vertebrati di alcuni bacini continentali dell'Appennino centrale: indicazioni biostratigrafiche e paleoecologiche*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1991/2: 295-300.
- FARRONI A., PETITTA M., TALLINI M. & TOGNA A. (1999) - *Indagine sull'impatto idrogeologico delle opere in sotterraneo sull'acquifero del Gran Sasso: revisione dei dati esistenti e nuove considerazioni*. Workshop nazionale sulle acque, Teramo, 24 ottobre 1997. Studi Geologici Camerti.
- FERUGLIO E. (1954) - *Rinvenimento di uno scheletro di Elephas presso L'Aquila*. Boll. Soc. Geol. It., **73**: 30-32.
- FICCARELLI G., ABBAZZI L., ALBIANELLA., BERTINIA., COLTORTI M., MAGNATTI M., MAZZA P., MEZZABOTTA C., NAPOLEONE G., ROOK L., RUSTIONI M., & TORRE D. (1997) - *Cesi, an early Middle Pleistocene site in the Colfiorito basin (Umbro-Marchean Apennine), Central Italy*. J. Quat. Sci., **12**(6): 507-518.
- FORNACIARI E., DI STEFANO A., RIO D. & NEGRI A. (1996) - *Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, **42**: 37-63.
- FRANCHI S. (1919) - *Sviluppo relativo dei ghiacciai pleistocenici nei Monti Simbruini e nell'adiacente Appennino abruzzese*. Boll.R.Com. Geol.It., **229-257**.

- FREZZOTTI M. & GIRAUDI C. (1989a) - *Evoluzione geologica tardo-pleistocenica ed olocenica del Piano di Aremogna (Roccaraso-Abruzzo): implicazioni climatiche e tettonica*. Mem. Soc. Geol. It., **42**: 5-19.
- FREZZOTTI M. & GIRAUDI C. (1989b) - *Sedimenti eolici tardopleistocenici ed olocenici nell'Appennino centrale*. Mem. Soc. Geol. It., **45**: 883-886.
- FREZZOTTI M. & GIRAUDI C. (1992) - *Evoluzione geologica tardo-pleistocenica ed olocenica del conoide complesso di Valle Majelama (Massiccio del Velino, Abruzzo)*. Il Quaternario, **5**(1): 33-50.
- FUMANTI F. (1998) - *Analisi delle facies ed evoluzione sedimentaria della successione cretacea di piattaforma carbonatica dei Monti d'Ocre (Abruzzo)*. Tesi di dottorato, Università degli studi di Roma "La Sapienza": 224pp.
- FUMANTI F., CAPOTORTI F. & CENTAMORE E. (1995) - *Carta geologica delle aree di Tornimparte e Lucoli*. Studi Geologici Camerti, Vol.Spec. 1995/2, tav. fuori testo.
- GALADINI F. & GIRAUDI C. (1989) - *La zona di Ovindoli-Piano di Pezza*. 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: 83-88.
- GALADINI F., GIRAUDI C. & GIULIANI R. (1991a) - *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.
- 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. (1991b) - *Characterization of recent deformational sequences in some areas of the Abruzzi Apennines (Central Italy): implications and problems*. Il Quaternario, **4**, 1A: 85-98.
- GE.MI.NA (1963) - *Il bacino dell'Aterno*. In: *Ligniti e torbe dell'Italia continentale*. Ed. ILTE, Torino: 115-122.
- GIRAUDI C. (1988) - *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**, p. 1: 627-635.
- 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) - *Considerations on the significance of some post-glacial fault scarps in the Abruzzo Apennines (Central Italy)*. Quat. Intern., **25**: 33-45.
- GIRAUDI C. (in stampa) - *The Late-Quaternary geologic evolution of Campo Felice (Abruzzo-Central Italy)*. Giorn. Geol.
- GIRAUDI C. & FREZZOTTI M. (1997) - *Late Pleistocene glacial events in the*

Central Apennines. Quat. Res., **48**: 280-290.

- GLIOZZI E., ABBAZZI L., AMBROSETTI P.G., ARGENTI P., AZZAROLI A., CALOI L., CAPASSO BARBATO L., DI STEFANO G., FICCARELLI G., KOTSAKIS T., MASINI F., MAZZA P., MEZZABOTTA C., PALOMBO M.R., PETRONIO C., ROOK L., SALA B., SARDELLA R., ZANALDA E. & TORRE D. (1996) - *Biocronology of selected large mammals from Early Pliocene to Late Pleistocene*. Abstracts Int.Conf. "The Dawn of Quaternary", SEQS Meeting, Tegelen.
- 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 Vrica section (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.
- JAMES N.P. (1984) - *Shallowing upwards sequences in carbonates*. In: WALKER R.G. (ed.) - *Facies models*. 2nd ed., Geoscience Canada, Reprint Ser.: 213-228.
- JAUURAND E. (1994) - *Les heritages glaciaires de l'Apennin*. Thèse de Doctorat, Université de Paris I Panthéon-Sorbonne.
- LOTTI B. (1913) - *Descrizione ufficiale delle "facies" Umbro-Marchigiana ed Abruzzese*. Boll. Soc. Geol. d'It., **32**, n. 4: 64-66.
- LOTTI & CREMA (1927) - *I terreni mesozoici dell'Appennino centrale (studi sulla zona di transizione dalla facies umbro-marchigiana a quella abruzzese nella conca di Leonessa)*. Boll. R. Uff. Geol. D'It., **53**: 1-15.
- 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**.
- LUPERTO SINNI E. & MASSE J.P. (1982) - *Contributo della paleoecologia alla paleogeografia della parte meridionale della piattaforma apula nel Cretaceo inferiore*. Geologica Romana, **21**: 859-877.
- MACCAGNO A.M. (1962) - *L'Elephas meridionalis Nesti di Contrada "Madonna della Strada"*, Scoppito (L'Aquila). Tip.Genovese, Napoli: 107-109.
- MAINI P.S. (1956) - *Sopra una zanna di Elephas antiquus italicus rinvenuta a S.Eusanio Forconese*. Annali S.Chiera, 6, Reale Monastero S.Chiera, Napoli, **6**: 1-12.
- MANFREDINI M. (1966) - *Sui rapporti fra facies abruzzese ed umbra nell'appennino centro meridionale*. Boll.Serv.Geol., **86**: 3-27
- MASSE J.P. (1992) - *Les Rudistes de l'Aptian inferieur d'Italie continentale: aspects systematiques, stratigraphiques et paleogeographiques*. Geologica Romana, **28**: 243-260.

- MASSOLI-NOVELLI R. & PETITTA M. (1997) - *Hydrogeological impact of the Gran Sasso tunnels (Abruzzi, Italy)*. International Symposium on Engineering Geology and the Environment, Athens, Greece, 23-27 June 1997, **3**: 2787-2792.
- 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, pp.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.
- NIJMAN W. (1971) - *Tectonics of the Velino - Sirente area, Abruzzi, Central Italy*. Koninkl. Nederl. Akademie van Wetenschappen, Proceedings, 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
- PALTRINIERI W., ZANCHINI G., MARTINI N. & ROCCIA L. (1982) - *Evoluzione del bacino torbiditico marchigiano-abruzzese a partire dal Messiniano in base a lineeazioni profonde*. Mem. Soc. Geol. It., **24**(2): 233-242.
- PANZANARO M & ROMAGNOLI C. (1995) - *Atti della Stazione Scientifica di Stiffe (Risultati del primo anno di attività: periodo marzo 1994 - marzo 1995)*. Museo Speleologico "V. Rivera" - Gruppo Speleologico Aquilano: 107 pp.
- PARONA C.F. (1899) - *Osservazioni sulla fauna e sull'età del calcare di scogliera presso Colle Pagliare nell'Abruzzo aquilano*. Atti R. Acc. Sc. Torino, **34**. (Ristampa anastatica in S.G.N. (1990) - *Raccolta degli scritti più significativi di C.F.Parona sulle rudiste*. Miscellanea, **3**)
- PARONA C.F. (1907a) - *Fauna del cretaceo di Colle Pagliare presso Aquila*. Comunic. alla Soc. Geol. It., **16**.
- PARONA C.F. (1907b) - *Risultati di uno studio sul Cretaceo superiore dei monti di Bagno presso Aquila*. Rend. Reale Acc. Lincei, s. 5, **16**. (Ristampa anastatica in S.G.N. (1990) - *Raccolta degli scritti più significativi di C.F.Parona sulle rudiste*. Miscellanea, **3**.)
- PARONA C.F. (1909) - *La fauna coralligena del Cretaceo dei Monti d'Ocre nell'Abruzzo aquilano*. Mem. per servire alla descr. Carta Geol. d'Italia, **5**.
- 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.
- PETITTA M. & TALLINI M. (1999) - *Groundwater resources of intramontane basin in karst region: case-study of L'Aquila-Scoppito basin (Central Italy)*.

Proceedings XXIX° congresso internazionale della Ass. Intern. Idrogeologi (AIH), Bratislava (Slovacchia), settembre 1999.

- PETITTA M. & TALLINI M. (2000) - *Studi idrogeologici preliminari ad una valutazione della vulnerabilità degli acquiferi della piana L'Aquila-Scoppito*. Quaderni DISAT, Università dell'Aquila, 3/2000.
- PRATURLON A. & SIRNA G. (1976) - *Ulteriori dati sul margine Cenomaniano della piattaforma carbonatica laziale abruzzese*. Geologica Romana, **15**: 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.
- RADMILLI A.M. (1977) - *Storia dell'Abruzzo dalle origini all'età del Bronzo*. Giardini Ed., Pisa: 457 pp.
- RAFFI I., BACKMAN J., RIO D. & SHACKLETON N.J. (1993) - *Plio-Pleistocene nanofossil biostratigraphy and calibration to oxygen isotope stratigraphies from Deep-Sea drilling project Site 607 and Ocean Drilling program Site 677*. Paleocyanography, **8**: 387-408.
- RIO D., RAFFI I. & VILLA G. (1990) - *Pliocene- Pleistocene calcareous nanofossil 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 atlantic ocean*. Paleocyanography, **4**(4): 353-412.
- SACCO F. (1907) - *Gli Abruzzi*. Boll. Soc. Geol. It., **26**: 377-447.
- SALVI S. & NARDI A. (1995) - *The Ovindoli fault: a segment of a longer, active fault zone in central Abruzzi, Italy*. In SERVA L. & SLEMMONS D.B. (eds) - *Perspectives in paleosismology*. Ass. of Engin.. Geol. Sp. Publ. **6**:101-113
- SARTORIO D. (1987) - *Reef and open episodes on a carbonate platform margin from Malm to Cenomanian: the Cansiglio example*. Mem. Soc. Geol., **40**: 91-97.
- SCARSELLA F. (1951) - *Sulla zona d'incontro dell'Umbria e dell'Abruzzo. Note al rilevamento geologico compiuto nel 1949 nel F.139 (L'Aquila)*. Boll.Serv. Geol.d'Italia, **71**:155-165.
- SCHNARREBEGER C. (1901) - *Über die Kreideformation des Monte d'Ocre-Kette in den aquilaner Abruzzen*. Ber. d. Naturforsch. Gesellesch. zu Freiburg i. Br., **11**.
- SEARL A. (1988) - *Pedogenetic dolomite from the Oolite Group (Lower Carboniferous) South Wales*. Geol.Jour., **23**:157-169.
- SERRA-KIEL J., HOTTINGER L., CAUS E., DROBNE K., FERRÁNDEZ C., JAUHRIA K., LESS G., PAVLOVEC R., PIGNATTI J., SAMSÒ J.M., SCHAUB H., SIREL E., STROUGO A., TAMBAREAU Y., TOSQUELLA J. & ZAKREVSAYA E. (in stampa) - *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.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1934) - *Foglio 145 "Avezzano" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000*. Poligrafico dello Stato, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1942) - *Foglio 146 "Sulmona" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000*. Poligrafico dello Stato, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1955) - *Foglio 139 "L'Aquila" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000*. Poligrafico dello Stato, Roma.
- SHOLLE P.A., BEBOUT D.G. & MOORE C.H. - *Carbonate depositional environments*. Am.Ass. of Petrol. Geol. Mem., **33**.
- SINNO R. & FRANCO E. (1965) - *Composizione mineralogica e chimica di alcune bauxiti del bacino del Mediterraneo*. Atti Acc. Sc. Fis. e Mat. Napoli, **3**: 49-99.
- SIRNA G. (1968) - *The lower Cretaceous Charophita and the paleogeography of Mediterranean basin*. Rend. Acc. Naz. Lincei, s.VIII, **XLIV**: 566-574.
- 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 Totonian Gibliscemi section (Southern Sicily)*. Paleopelagos, **6**: 385-399.
- STRASSER A. (1988) - *Shallowing-upward sequences in Purbeckian peritidal carbonates (lowermost Cretaceous), Swiss and French Jura Mountains*. Sedimentology, **35**: 369-383.
- TUCKER M.E. & WRIGHT V.P. (1990) - *Carbonate sedimentology*. Blackwell, Oxford, 482pp.
- TALLINI M., PETITTA M., RANALLI D. & TERSIGNI S. (2000) - *Groundwater flow characterization in karst aquifers using physico-chemical data of Gran Sasso springs (Central Italy)*. Proceedings XXX° congresso internazionale della Ass. Intern. Idrogeologi (AIH), Cape Town (Sud Africa).
- VEZZANI L., CASNEDI R. & GHISSETTI F. (1993) - *Carta geologica dell'Abruzzo orientale*. SELCA, Firenze.
- VEZZANI L. & GHISSETTI F. (1997) - *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.
- 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.

VITA FINZI C. (1969) - *The Mediterranean valleys. Geological changes in historical times*. Cambridge University Press.: 133 pp.

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.

WILSON J.L. (1975) - *Carbonate facies in geologic history*. Springer-Verlag: 471 pp.