ISPRA

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D' ITALIA
Organo Cartografico dello Stato (legge n. 68 del 2,2,1960)

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

foglio 358

PESCOROCCHIANO

a cura di:
E. Centamore[1] *Geologia del substrato*
F. Dramis[2] *Geologia del Quaternario*

con i contributi di:
Geologia del substrato: **S. Bigi**[1], **A. Bollati**[6], **P. Costa Pisani**[3], **R. Di Stefano**[6], **F. Fumanti**[4], **S. Nisio**[5]
Geologia del Quaternario: **M. Gaeta**[1], **S. Nisio**[5], **D.M. Palladino**[1], **D.B. Karner**[8], **P.R. Renne**[9]
Biostratigrafia: **M. Chiocchini**[7], **P. Didaskalou**[7], **A. Mancinelli**[7], **A. Micarelli**[7], **M. Potetti**[7]
Aspetti applicativi: **S. Nisio**[5], **M. Petitta**[1]

1 Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Roma "La Sapienza";
2 Dipartimento di Scienze Geologiche, Università Roma Tre;
3 Dipartimento di Scienze Geologiche e Ambientali Bologna;
4 ANPA, Roma;
5 Servizio Geologico Nazionale Dipartimento dei Servizi Tecnici, Roma;
6 Libero professionista - rilevatore a contratto, ITALECO;
7 Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Camerino;
8 Department of Physics, University of California, Berkeley;
9 Berkeley Geochronological Center & Dept. E.P.S. University of California, Berkeley.

Ente realizzatore REGIONE LAZIO ASSESSORATO ALL'AMBIENTE E ALLA COOPERAZIONE TRA I POPOLI

PROGETTO CARG

Direttore del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: **L. Serva**

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

Responsabile del Progetto CARG per la Regione Lazio: **A. Sansoni**

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA:

Revisione scientifica:
A. Cacciuni, F. Capotorti, D. Delogu, C. Muraro

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

Revisione informatizzazione dei dati geologici:
L. Battaglini, V. Campo, R.M. Pichezzi (ASC)

Coordinamento editoriale:
D. Tacchia, S. Grossi

PER LA REGIONE LAZIO:

Allestimento editoriale e cartografico:
E. Centamore, A Bollati, A Coppola, F. Dramis, F. Fumanti, D. Rossi

Allestimento informatizzazione dei dati geologici:
ITALECO, Roma

Allestimento cartografico per la stampa dalla Banca Dati
a cura della **S.EL.CA.** s.r.l., Firenze

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:
M.T. Lettieri - *Servizio Geologico d'Italia - ISPRA*
A. Sericola e R. Tascioni - *Regione Lazio*

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

Stampa: **A.T.I.** - **SYSTEMCART** srl - **L.A.C.** srl - **S.EL.CA.** srl - 2010

PROGETTO CARG

INDICE

I - INTRODUZIONE . . . . . pag. 7

II - CENNI STORICI . . . . . » 11

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO . . . . . » 19

IV - CENNI DI GEOMORFOLOGIA . . . . . » 23

V - CENNI SUGLI SCHEMI BIOSTRATIGRAFICI E CRONOSTRATIGRAFICI ADOTTATI . . . . . » 29
1. - IL MESOZOICO . . . . . » 29
2. - IL CENOZOICO . . . . . » 31

VI - STRATIGRAFIA DEL SUBSTRATO . . . . . » 39
1. - DEPOSITI PRE-OROGENICI . . . . . » 41
1.1. - SUCCESSIONE MESOZOICA DI PALEOPIATTAFORMA CARBONATICA . . » 41
1.1.1. - *dolomia principale Auct.* (**DPR**) . . . . . » 41
1.2. - SUCCESSIONE MESOZOICA DI PIATTAFORMA CARBONATICA INTERNA (SUBTIDALE E PERITIDALE) . . . . . » 41
1.2.1. - *calcari a Palaeodasycladus* (**CPL**) . . . . . » 41
1.2.2. - *unità calcareo - dolomitica* (**UCD**) . . . . . » 42
1.2.3. - *calcari ciclotemici a gasteropodi* (**CCG**) . . . . . » 43
1.2.4. - *calcari a requienie, caprotine e ostreidi* (**RCO**) . . . . . » 43
1.2.5. - *calcari e marne a Salpingoporella dinarica e charophite* (**CMS**) » 45
1.2.6. - *calcari ciclotemici a requienie* (**CIR**) . . . . . » 46
1.2.7. - *I° orizzonte bauxitico* (**CIR_a**) . . . . . » 47
1.2.8. - *calcari intrabauxitici* (**IBX**) . . . . . » 48
1.2.9. - *2° e 3° orizzonte bauxitico* (**IBX_a**) . . . . . » 48
1.2.10. - *calcari a radiolitidi* (**RDT**) . . . . . » 49
1.3. - SUCCESSIONE MESOZOICA DI MARGINE DELLA PIATTAFORMA CARBONATICA . . . . . » 49
1.3.1. - *unità oolitica* (**UOO**) . . . . . » 49
1.3.2. - *calcareniti ad echinodermi e coralli* (**ECO**) . . . . . » 50

PROGETTO CARG

1.3.3. - *calcari ad ellipsactinie* (**ELL**) . . . . . » 50
1.3.4. - *calcari a coralli e diceratidi* (**CCD**) . . . . . » 51
1.3.5. - *calcari a clasti neri e gasteropodi* (**CNE**) . . . . . » 51
1.3.6. - *calcari a rudiste e orbitoline* (**RDO**) . . . . . » 52
1.3.7. - *calcari bioclastici ad ippuriti e coralli* (**BIC**) . . . . . » 52
1.4. - Successione mesozoica di gradino ribassato-rampa -scarpata *s.l.* . . . . . » 53
1.4.1. - *calcari bioclastici "inferiori"* **(BLI)** . . . . . » 53
1.4.2. - *calcari cristallini ad echinodermi e coralli* **(ECC)** . . . . . » 53
1.4.3. - *calcari bioclastici "superiori"* **(BLS)** . . . . . » 54
1.4.4. - *calcari a calcisphaerulidi* (**SPH**) . . . . . » 54
1.5. - Successione cenozoica di rampa-piattaforma aperta . . . . » 55
1.5.1. - *calcareniti a macroforaminiferi* **(CFR)** . . . . . » 55
1.5.2. - *unità spongolitica* (**SPT**) . . . . . » 59
1.5.3. - *calcari a briozoi e litotamni* (**CBZ**) . . . . . » 63
1.5.4. - *unità argilloso-marnosa* (**UAM**) . . . . . » 65
1.6. - Successione di Bacino . . . . . » 66
1.6.1. - *corniola* (**COI**) . . . . . » 66
1.6.2. - *Marne di Monte Serrone* **(RSN)** . . . . . » 67
1.6.3. - *verde ammonitico - calcari e marne a Posidonia* **(VAP)** . . . . . » 67
1.6.4. - *calcari diasprigni detritici* **(CDI)** . . . . . » 68
1.6.5. - *maiolica detritica* **(MAD)** . . . . . » 68
1.6.6. - *calcareniti e calciruditi a fucoidi* **(CCF)** . . . . . » 69
1.6.7. - *scaglia detritica* **(SCZ)** . . . . . » 70
1.6.8. - *scaglia cinerea detritica* **(CDZ)** . . . . . » 71
1.6.9. - *bisciaro* (**BIS**) . . . . . » 72
1.6.10. - *marne con cerrogna* (**CRR**) . . . . . » 72
2. - DEPOSITI SINOROGENICI . . . . . » 73
2.1. - Complesso torbiditico alto-miocenico laziale-abruzzese *Auct.* pars (**UAP**) . . . . . » 73
2.1.2. - *formazione della Laga-membro pre-evaporitico* (**LAG_1**) . . . . » 75

VII - STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI CONTINENTALI . . . . » 77
1. - INTRODUZIONE . . . . . » 77
1.1. - Conca di Scoppito-Valle del Corno . . . . . » 78
1.1.1. - *sintema di Colle Cantaro-Cave* **(CNV)** . . . . . » 78
1.1.2. - *sintema di Madonna della Strada* **(SMV)** . . . . . » 79
1.1.3. - *sintema del Fosso di Genzano* **(SFG)** . . . . . » 80
1.1.3.1. - Vulcanoclastiti della Valle del Corno **(SFG_1)** . . . . » 80
1.1.4. - *sintema di Catignano* **(ACT)** . . . . . » 81
1.1.5. - *sintema di Valle Majelama* **(AVM)** . . . . . » 82

PROGETTO CARG

1.2. - Conca di S. Vittorino – Depressione del Salto . . . . . » 82
1.2.1. - *sabbie di Piagge* **(PIG)** . . . . . » 82
1.2.2. - *Supersintema del bacino Tiberino* . . . . . » 83
1.2.2.1. - sintema del Fosso Canalicchio **(SFC)**. . . . . » 83
1.2.2.2. - sintema di Monteleone Sabino **(MNS)** . . . . . » 84
1.2.3. - *Supersintema della Conca di Rieti* . . . . . » 84
1.2.3.1. - sintema di Cittaducale **(UCT)**. . . . . » 84
1.2.3.2. - sintema di Casale Giannantoni **(GNT)** . . . . . » 85
1.2.3.3. - sintema di Rieti **(SRI)**. . . . . » 85
1.3. - Depositi ubiquitari-depositi attuali e recenti **(OLO)** . . . » 86

VIII - ASSETTO STRUTTURALE. . . . . » 87
1. - INTRODUZIONE . . . . . » 87
2. - TETTONICA SINSEDIMENTARIA PRE-OROGENICA . . . » 90
3. - STRUTTURE COMPRESSIVE..... . . . . » 93
3.1. - Unità M.ti Reatini..... . . . . » 93
3.2. - Unità M.te Navegna..... . . . . » 94
3.3. - Unità Salto..... . . . . » 95
3.4. - Unità M.te Nuria-M.te S.Rocco. . . . . » 97
3.4.1. - *La faglia Fiamignano-Micciani* . . . . . » 99
3.5. - Unità M.te Calvo-M.te della Rocca . . . . . » 101
3.5.1. - *La faglia Micigliano-Antrodoco-Valle del Corno* . . . . . » 102
3.6. - Unità M.te La Torretta..... . . . . » 104
4. - TETTONICA DISTENSIVA E NEOTETTONICA..... . . » 104

IX - EVOLUZIONE TETTONICO-SEDIMENTARIA DELL'AREA. . . . . » 109

X - CENNI DI GEOLOGIA APPLICATA. . . . . » 119
1. - RICERCHE MINERARIE-MINIERE-CAVE. . . . . » 119
2. - MOVIMENTI FRANOSI . . . . . » 119
3. - OPERE IDRAULICHE . . . . . » 122
4. - CENNI DI IDROGEOLOGIA. . . . . » 123

BIBLIOGRAFIA . . . . . » 126

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO CARG

I - INTRODUZIONE

(E. Centamore & F. Dramis)

Il Foglio 358 "Pescorocchiano" 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 Lazio (Assessorato all'Ambiente), stipulata in data 25.08.1992. L'incarico per lo svolgimento delle attività previste dalla suddetta Convenzione è stato affidato dalla Regione Lazio, in data 13/03/1995, alla società Italeco S.p.A. (Iritecna – Gruppo I.R.I.), con Delibera del Consiglio regionale del 11.01.1996 n° 75.

Le attività sono iniziate in data 20.12.1996.

Per la realizzazione del Foglio "Pescorocchiano" è stata predisposta la seguente struttura organizzativa e scientifica:

Responsabile di Progetto per la Regione Lazio: Dr. Francesco Nolasco (dal 29/10/1996 al 31/08/2005), Dr. Antonio Sansoni (dal 1/09/2005)

Responsabile dell'esecuzione del Progetto: Dr. Claudio Del Vecchio (Italeco S.p.A.);

Assistente del Responsabile dell'esecuzione del Progetto: Dr. Alessandro Coppola (Italeco S.p.A.);

Responsabile dell'informatizzazione: Dr. Florindo Valeri (Italeco S.p.A.);

Coordinatore Scientifico: Prof. Ernesto Centamore (Università di Roma "La Sapienza");

Direttori dei Rilevamenti: Prof. Ernesto Centamore (Università di Roma "La Sapienza") per quanto riguarda la geologia del Substrato e Prof. Francesco Dramis (dell'Università "Roma Tre") per la geologia del Quaternario;

Commissione Tecnico-Scientifica: Prof. Ernesto Centamore (Università di

Roma “La Sapienza”; Dott. Claudio Del Vecchio (ITALECO S.p.A.); Prof. Renato Funiciello (Università “Roma Tre”); Prof. Giovanni Battista La Monica (Università di Roma “La Sapienza”); Prof. Elvidio Lupia Palmieri (Università Di Roma “La Sapienza”); Francesco Nolasco (Regione Lazio); Ing. Florindo Valeri (ITALECO S.p.a.)

Rilevatori[1]: Dr. Domenico Berti (1997-1999); Dr. Stefania Nisio (1997-1998); Dr. Rinalda Di Stefano (1997-1999); Dr. Stefania Silvestri (1997-1999); Dr. Domenico Fiorenza (1997-1998); Dr. Alessandro Coppola (1998-1999); Dr. Fiorenzo Fumanti (1997-1998); Dr. Mario Del Castello (1998-1999); Dr. Marco Spaziani (1998-1999); Dr. Andrea Bollati (1998-1999).

Analisti: il Prof. Maurizio Chiocchini e la Prof.ssa Anna Mancinelli (Università di Camerino) hanno eseguito le 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 Dr. Daniel B. Karner (Department of Physics, University of California-Berkeley) e il Dr. Paul Renne (Berkeley Geochronology Center-Berkeley & Department of Earth and Planetary Science of California-Berkeley) hanno eseguito le datazioni dei livelli tufitici della Valle del Corno con il metodo $^{39}Ar/^{40}Ar$; il Dr. Mario Gaeta e il Dr. Danilo M. Palladino (Università di Roma “La Sapienza”) hanno eseguito le analisi mineralogico-petrografiche di tali livelli.

Esperti: il Dr. Fiorenzo Fumanti ha eseguito l’analisi di *facies* delle formazioni mesozoiche di piattaforma carbonatica; la Dr. Patrizia Costa Pisani (Dottorato di Ricerca in Scienze della Terra, Bologna) ha curato gli aspetti tettonico-strutturali dell’intero foglio, insieme alla Dr. Sabina Bigi (Università di Roma “La Sapienza”) che ne ha coordinato e revisionato le ricerche.

Il Dr. Marco Petitta,il Dr. Mario Gaeta e il Dr. Danilo M. Palladino hanno collaborato alla stesura di queste note, il primo per quanto riguarda gli aspetti idrogeologici dell’area, i secondi per l’analisi dei depositi vulcanoclastici della Valle del Corno.

Laboratori di analisi: Nel laboratorio Berkeley Geochronology Center di Berkeley, CA (U.S.A.) sono state effettuate le datazioni di alcuni campioni di orizzonti tefritici con il metodo $^{39}Ar/^{40}Ar$.

La Soc. Geoplanning Servizi per il Territorio s.r.l. di Roma ha curato la realizzazione delle sezioni sottili e dei lavati da sottoporre ad analisi.

Il ridisegno della cartografia e degli allegati e l’*editing* della carta geologica è stato effettuato dalla EcoRisorse s.c.a.r.l. di Roma (Responsabile Dr. Andrea Bollati).

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 gennaio 1997 – ottobre 1999.

---

[1] Entro parentesi è indicato l’anno in cui è stato eseguito il rilievo di campagna.

PROGETTO CARG

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

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

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

Per quanto riguarda i rilevamenti del Quaternario, i terreni sono stati raggruppati in unità *UBSU*: "*Unità stratigrafiche a limiti inconformi*" (Pasquarè *et alii*, 1992) corrispondenti in generale ad una o più unità formazionali già descritte in letteratura dagli Autori precedenti. Seguendo gli indirizzi del Servizio Geologico Nazionale (Pasquarè *et alii*, 1992), sono state 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.

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

PROGETTO
CARG

PROGETTO CARG

II - CENNI STORICI

(A. Bollati & M. Del Castello)

L'area compresa nel Foglio è stata oggetto di studi sin dalla fine del secolo scorso. I primi riferimenti alla paleontologia della Valle del Salto sono dovuti a De Angelis d'Ossat (1897), che riconosce nuove specie nell'ambito della porzione miocenica della successione locale. Successivamente Chelussi (1903), in un lavoro sull'Appennino aquilano, descrive l'orientamento preferenziale NW-SE delle dorsali e collega la maggior parte degli altopiani della zona a "fratture scorrenti". A Sacco (1907) si deve una prima descrizione articolata della stratigrafia e della tettonica dell'Abruzzo; l'autore individua nel gruppo montuoso del Terminillo la zona di transizione tra le facies di tipo Umbria-Marche e le facies degli Abruzzi. Nello stesso periodo Parona (1899, 1907 a,b, 1909) conclude i suoi lavori sulle facies di margine affioranti estesamente nei Monti d'Ocre e, sulla base di una ricca associazione a caprine, caprotine, coralli e gasteropodi, data i suddetti depositi al Cenomaniano-Turoniano. In seguito Crema (1912) descrive le caratteristiche geologiche dell'area tra il Fiume Salto ed i Monti d'Ocre, in cui affiorano essenzialmente calcari mesozoici, depositi terrigeni miocenici in corrispondenza dei fondovalle, e depositi quaternari sviluppati particolarmente in prossimità della Valle del Salto. Ancora Lotti (1913) e Lotti & Crema (1927) perfezionano la definizione dell'area di transizione tra i due grandi paleodomini e la sua estensione geografica.

Gli studi sui rapporti tra le due principali facies centroappenniniche proseguono con Sacco (1930), Renz (1936), Beneo (1938). Merla (1938) precisa che la differenziazione dei due grandi paleodomini ha inizio a partire dal Lias medio-superiore. Scarsella (1951) osserva che le diversità tra le due facies si fanno più marcate dopo la deposizione delle successioni *Maiolica-Scisti a Fucoidi*; per quest'arco temporale, infatti, non sarebbe individuabile una fascia di transizione, mentre per il Cretacico superiore sono più evidenti le interdigitazioni tra *Scaglia* e calcari detritici. Migliorini (1950) propone una distinzione geografico-

geologica tra Appennino occidentale ed orientale in corrispondenza della *linea Ancona-Anzio*; questo lineamento, nella parte meridionale, rappresenta il confine tra *facies umbra* e *facies abruzzese*, mentre più a nord si sviluppa all'interno del *dominio umbro-marchigiano*. I rilevamenti dei Fogli 1:100.000, Avezzano (a cura di CREMA, 1934), l'Aquila (a cura di SCARSELLA, 1955), Sulmona (a cura di BENEO, 1942), Teramo (a cura di SCARSELLA, 1955), Sora (a cura di ACCORDI, 1967) ed Agnone (a cura di LIPPARINI, 1971), eseguiti tra gli anni 1930 e 1970, permettono di individuare i limiti della fascia di transizione, fornendo un quadro stratigrafico e tettonico più particolareggiato dell'Appennino centrale. I caratteri delle *facies* di transizione definiti da SCARSELLA (1951) e da ALBERTI (1952) verranno in seguito rielaborati da MANFREDINI (1966).

Successivamente, numerosi Autori hanno rivolto il loro impegno al perfezionamento delle conoscenze lito-biostratigrafiche ed al chiarimento dell'evoluzione temporale e paleoambientale di questo settore appenninico, apportando notevoli contributi alla conoscenza della geologia. Fra questi si ricordano COLACICCHI (1966), che introduce nelle aree a sedimentazione carbonatica la distinzione tra facies di piattaforma o *shelf*, di transizione interna, di soglia e di transizione esterna, ed esamina la loro distribuzione tra il Dogger e il Creatacico inferiore finale. ANGELUCCI *et alii* (1967) si occupano delle successioni neogeniche dell'Appennino laziale-abruzzese. A CRESCENTI (1969 a,b; 1994) e CRESCENTI *et alii* (1969) si devono studi sulla stratigrafia liassico-miocenica della regione marchigiano-abruzzese. NIJMAN (1971) approfondisce le conoscenze stratigrafiche e tettoniche della limitrofa area del gruppo Velino-Sirente. PRATURLON & SIRNA (1976) analizzano la paleobiogeografia del margine cenomaniano dell'Appennino Centrale, e lo stesso SIRNA (1968, 1994) realizza studi sui macrofossili mesozoici delle piattaforme carbonatiche dell'area laziale-abruzzese. CHIOCCHINI *et alii* (1978, 1989, 1995) si occupano nella stessa area della biostratigrafia a foraminiferi delle successioni carbonatiche mesozoiche. ACCORDI & CARBONE (1986) studiano la natura e la distribuzione delle litofacies affioranti nell'area laziale-abruzzese e nelle zone limitrofe, e ne ricostruiscono l'evoluzione spazio-temporale.

La successione torbiditica arenacea affiorante nell'area fu inizialmente investigata da PESCATORE & COCCO (1965), ai quali si devono i primi dati stratigrafico-sedimentologici e le prime ipotesi sulla provenienza e sulla modalità della messa in posto delle torbiditi. Successivamente, CENTAMORE *et alii* (1978, "*bacini minori torbiditici laziali-abruzzesi*") e BELLOTTI *et alii* (1984, "*Complesso torbiditico alto-miocenico laziale-abruzzese*) affrontarono in modo più specifico l'analisi stratigrafica dei depositi flyschioidi e l'evoluzione tettonico-sedimentaria di tale area. I suddetti Autori hanno distinto alcune associazioni di facies secondo le classificazioni di MUTTI & RICCI LUCCHI (1972) e MUTTI (1979), ricostruendo l'organizzazione stratigrafica della successione, secondo un modello evolutivo che si rifaceva a quello della "conoide sottomarina". CIVITELLI *et alii* (1979) si sono occupati dei minerali pesanti dei *flysch* dell'Appennino centrale e, in base a considerazioni petrografiche, individuano nelle *coltri liguride* e *sicilide* la provenienza dei componenti metamorfici delle torbiditi. Ulteriori dati stratigrafico-

PROOF TO CAPRI

sedimentologici sono contenuti inoltre in CIVITELLI & CORDA (1988). Nello stesso anno CHIOCCHINI *et alii* (1988) e, successivamente, CHIOCCHINI & CIPRIANI (1989, 1992) studiarono composizione e provenienza delle arenarie torbiditiche, ipotizzando che l'area sorgente doveva ricercarsi in un nucleo di catena alpina posta a W, sulle coltri alloctone in movimento. Ulteriori dati sui minerali pesanti sono inoltre riportati in CIVITELLI *et alii* (1992). Per la sedimentazione torbiditica, nell'area esaminata i dati bio e cronostratigrafici indicano un età messiniana inferiore. CIPOLLARI & COSENTINO (1991) e CIPOLLARI *et alii* (1993) si sono occupati della stratigrafia dei depositi torbiditici a cavallo della *linea Olevano-Antrodoco.* MILLI & MOSCATELLI (2000) hanno curato l'analisi delle facies e la stratigrafia fisica dei depositi torbiditici della Val di Varri e della Valle del Salto.

Per quanto riguarda la geologia dell'area compresa nel foglio, dopo la pubblicazione dei fogli Avezzano e L'Aquila, gli studi riprendono solo dopo alcuni anni. Intorno alla metà degli anni '70, BERTINI & BOSI (1976) confrontano due successioni affioranti, rispettivamente, nella conca del Fucino e nella valle del Salto. Alla successione paleogenico-miocenica presente nella zona di Tornimparte sono dedicati i lavori di MATTEUCCI & SCHIAVINOTTO (1977) e SCHIAVINOTTO (1979). Nella stessa zona CARBONI *et alii* (1982) considerano i depositi spongolitici come eteropici della formazione del *bisciaro*. CIVITELLI *et alii* (1986 a,b) riprendono questa ipotesi ed evidenziano i rapporti tra vulcanismo oligo-miocenico e facies silicee umbro-sabine. Altri importanti dati sulla successione di Tornimparte sono dovuti a CORDA (1990) che studia due *hardgrounds* serravalliani ed a MATTEUCCI, MATTEUCCI & SIRNA, CARBONI *et alii*, in AA.VV. (1992).

Grande importanza è stata data anche allo studio dei depositi quaternari e del controllo esercitato sulla loro deposizione da parte della tettonica (BENEO,1940), anche a seguito del rinvenimento di *Elephas meridionalis* (D'ERASMO, 1932) nella zona di S.Demetrio de'Vestini. MACCAGNO (1962), attribuisce a *Mammuthus (Archidiskodon) meridionalis vestinus* (ESU *et alii*, 1991) l'esemplare rinvenuto nella Cava Santarelli a Madonna della Strada. Dal punto di vista minerario la conca è stata studiata dalla società GE.MI.NA. (1963) che, avendo eseguito perforazioni per la ricerca di lignite, ha individuato nel sottosuolo, al di sopra del substrato costituito da marne ed arenarie del Miocene superiore, una successione plio-quaternaria continentale. DEMANGEOT (1965), sottolinea l'importanza della Conca dell'Aquila per la comprensione della stratigrafia del Quaternario continentale abruzzese, e descrive la successione della Cava Santarelli. Secondo questo Autore le sabbie alla base della successione si sono deposte in condizioni climatiche di tipo tropicale o sub-tropicale mentre i conglomerati al tetto sarebbero brecce di soliflusso, depostesi quindi in condizioni di clima freddo. Per queste ultime l'autore afferma che, pur essendo chiara per questi sedimenti una derivazione da climi freddi, la loro messa in posto è da imputare a fenomeni tettonici; per questo l'autore si riferisce ad esse come "*megabrecce*". BOSI (1975), in un suo lavoro, inserisce le faglie che bordano le dorsali carbonatiche della Valle del Salto e del Velino-Monti della Duchessa nel quadro delle faglie probabilmente attive dell'Appennino centrale. CASSOLI *et alii*, (1986) studiano il glacialismo

PROGETTO CARG

quaternario del gruppo Velino-Ocre-Sirente, in cui è compreso il settore M.te S. Rocco-Campofelice. BAGNAIA *et alii* (1989) descrivono nella conca di L'Aquila-Scoppito un ciclo sedimentario del Pleistocene inferiore-Pleistocene medio su cui si è sviluppata una superficie d'erosione datata alla parte alta del Pleistocene medio e collegata con una vivace attività tettonica medio-pleistocenica. Della tettonica recente che ha interessato la zona di Rieti si occupano CAVINATO *et alii* (1989); essi analizzano la faglia che borda il lato orientale della conca, ipotizzandone l'appartenenza ad un sistema regionale circa meridiano, associato ad un vulcanismo di età medio-pleistocenica (Cupaello, S.Venanzo, Colle Fabbri). BERTINI & BOSI (1976), BOSI *et alii* (1989), BOSI & MESSINA (1992) hanno compiuto una serie di studi sui depositi continentali e sulla tettonica plio-pleistocenica della valle del Salto, della Conca aquilana e del Fucino, sviluppando alcune ipotesi sulle correlazioni tra successioni morfolitostratigrafiche plio-pleistoceniche nell'Appennino laziale-abruzzese. Secondo questi Autori, sulle dorsali che dominano la conca sono conservati, a quote di 1300-1500 metri, lembi di una paleo-superficie sommitale (*superficie di M.te Marine*); inoltre riconoscono la contiguità sedimentaria al livello del Pleistocene inferiore tra la Valle del Salto e la conca di Rieti (*Formazione di Fosso Canalicchio*, BOSI *et alii*, 1989). BARBERI & CAVINATO (1993), nell'evoluzione plio-pleistocenica dell'area, riconoscono per la Valle del Salto sedimenti conglomeratico-sabbiosi depositatisi tra il Villafranchiano inferiore e superiore e controllati da una vivace tettonica sinsedimentaria. CARRARA *et alii* (1992) individuano nell'area della medio-bassa Valle del fiume Velino quattro ordini di terrazzi incisi nei terreni villafranchiani e post-villafranchiani, talora connessi con soglie travertinose; nella stessa zona, BRUNAMONTE *et alii* (1992) analizzano alcuni depositi vulcanoclastici e li correlano all'attività dei vulcani del Lazio settentrionale, piuttosto che a quella dei distretti medio-pleistocenici più vicini (Cupaello e Polino). BOSI *et alii*, (2000), presentano una carta prototipale della geologia del Quaternario della alta Valle dell'Aterno (AQ), in cui ricade una parte del Foglio Pescorocchiano.

Secondo alcuni Autori un'attività tettonica recente sarebbe ancora estrapolabile per queste zone, vista la sismicità storica e recente, evidenziata dalla dislocazione per faglia dei depositi del Pleistocene superiore-Olocene (MICHETTI *et alii*, 1994), dall'allineamento delle principali sorgenti d'acqua mineralizzate (FACCENNA *et alii*, 1993) e dalla distribuzione dei fenomeni di collasso ancora attivi (NOLASCO, 1998; CIOTOLI *et alii*, 2001; CENTAMORE *et alii*, in stampa, a, b, c). GIRAUDI (1995), GIRAUDI & FREZZOTTI (1997), BLUMETTI *et alii* (1996), MOREWOOD & ROBERTS (2000), sulla base di analisi strutturali e morfologiche, mettono in evidenza i rapporti tra la tettonica estensionale tardo quaternaria e la paleosismicità dell'area.

Recentemente, CENTAMORE & NISIO (2002, 2003 a, b), e BIANCHI FASANI *et alii* (2001), CENTAMORE *et alii* (2001, 2002, in stampa) hanno inquadrato l'evoluzione geologica e geomorfologica dell'area compresa tra la Valle del fiume Velino e quella del Salto nella complessa storia che ha interessato le suddette zone dal Pliocene superiore all'Olocene, mentre MENOTTI *et alii* (1999) hanno evi-

PROGETTO CARG

denziato nella Piana di S. Vittorino i rapporti tra l'assetto idrogeologico, valenze ambientali e sviluppo antropico. Studi idrogeologici recenti riguardanti l'area del F.° 358 "Pescorocchiano" e aree limitrofe sono dovuti a Boni *et alii*, (1986, 1995), Boni & Petitta, (1994), Dall'Aglio & Campanile (1996), Benedetti *et alii* (1999), Miccadei *et alii* (1995), Massoli - Novelli & Petitta (1998), Petitta & Tallini (1999, 2000).

Numerosi sono anche i lavori a carattere prevalentemente strutturale, di cui alcuni fondamentali per inquadrare l'area in esame nel più ampio contesto geodinamico dell'Appennino centrale a cui appartiene.

In proposito, Bally *et alii* (1986), Bigi *et alii* (1992), Cosentino & Parotto (1992), Patacca *et alii* (1992), Calamita *et alii* (1994), Corrado *et alii* (1996), riconoscono tutti una geometria a pieghe e sovrascorrimenti dell'edificio appenninico, sottolineandone il carattere pellicolare della deformazione. La compressione avrebbe interessato l'area durante l'intervallo Miocene superiore (Tortoniano inferiore)-Pliocene inferiore. Dal Pliocene inferiore-medio in poi l'Appennino centrale avrebbe iniziato a risentire degli effetti della tettonica distensiva legati all'apertura del Mar Tirreno, con elementi di neoformazione e riattivazione di strutture preesistenti. Inoltre Patacca *et alii* (1992), Calamita *et alii* (1994), Corrado & Montone (1994), applicando il modello di migrazione tipico di un sistema di catena-avanfossa-avampaese, propongono un tasso di raccorciamento per l'Appennino centrale pari a 40-30 mm/a. In questo quadro viene anche enfatizzato il ruolo dei sovrascorrimenti fuori-sequenza (Pliocene inferiore), che spiegherebbe in parte la geometria arcuata dei principali fronti deformativi (*sovrascorrimento dei M.ti Sibillini*, *sovrascorrimento del Gran Sasso* ecc.), fenomeno testimoniato anche dalle rotazioni paleomagnetiche (Ghisetti *et alii*, 1992; Mattei *et alii*, 1992).

Altri Autori (Bigi *et alii*, 2001; Bigi & Costa Pisani, 2002) ridimensionano l'effetto dei sovrascorrimenti fuori-sequenza sull'entità totale dei raccorciamenti, attribuendo essenzialmente alla paleogeografia e alla tettonica pre-orogenica il controllo sulla geometria attuale dei principali fronti di accavallamento. Questo fenomeno sarebbe particolarmente evidente nei settori caratterizzati dalla presenza della piattaforma carbonatica laziale-abruzzese, che avrebbero per questo motivo subito raccorciamenti minori e avrebbero registrato tassi di deformazione minori e più lenti rispetto a quelli che caratterizzano invece le zone in cui è coinvolta nei sovrascorrimenti la *successione umbro-marchigiana-sabina* (Bigi *et alii*, 2001; Bigi & Costa Pisani, 2002).

Tra i lavori a carattere strutturale più specifici, numerosi sono quelli riguardanti la *linea Ancona-Anzio* a cui, nella dinamica di questo settore di catena, è stato riconosciuto un ruolo fondamentale; essa è stata argomento di lavori scientifici che si sono succeduti nel corso degli anni sulla base dei nuovi dati stratigrafici e strutturali che venivano man mano raccolti. Migliorini (1950) la considera come linea di separazione tra dominio pelagico umbro-marchigiano e dominio neritico laziale-abruzzese. Lo stesso concetto viene ribadito da Scarsella (1951), che considera tale linea come "zona d'incontro" tra Umbria ed Abruzzo.

PROGETTO CARG

Ogniben (1969) per primo la considera come una linea di trascorrenza destra responsabile della curvatura del settore umbro-marchigiano dell'Appennino; Dallan Nardi *et alii* (1971) ipotizzano per la *linea Ancona-Anzio* un movimento di accavallamento tramite il quale l'arco appenninico settentrionale si sovrappone sulle strutture di quello centro-meridionale. Ancora, Centamore *et alii* (1973), nel loro modello strutturale, affermano che la già menzionata linea si è individuata nel Lias medio come *master fault*, separando il dominio pelagico umbro-marchigiano da quello neritico laziale-abruzzese. Devoto & Praturlon (1973) fanno notare come la *linea Ancona-Anzio* sia tettonicamente cartografabile solo dalla Valle Latina a Posta. Castellarin *et alii* (1978), Cantelli *et alii* (1978; 1982), Calamita & Deiana (1987) e Bally *et alii* (1986) la interpretano come faglia diretta nel Lias, riutilizzata come trascorrente destra dal Tortoniano al Messiniano e, dal Pliocene, come struttura compressiva responsabile della traslazione verso est del *Dominio Umbro-Marchigiano* al di sopra di quello *Laziale-Abruzzese*. Altri Autori hanno considerato questa struttura un sovrascorrimento fuori sequenza (Patacca *et alii*, 1990; Cipollari & Cosentino, 1992), accompagnato da rotazioni antiorarie nei blocchi adiacenti (Lavecchia, 1985; Patacca & Scandone, 1989; Ghisetti & Vezzani, 1990; Salvini, 1992). Di Filippo & Toro (1982) analizzano l'aspetto delle anomalie di gravità legate alla *linea Olevano-Antrodoco*; nella parte orientale della suddetta linea esse seguono la direzione delle principali strutture (Monte Nuria, Val di Varri, Monti Carseolani), mentre la serie di anomalie negative individuate tra Rocca Sinibalda e Staffoli viene interpretata dagli Autori come l'effetto della sovrapposizione dei depositi di bacino su quelli di piattaforma.

Nel 1986, Cavinato *et alii*, affermano che l'esistenza di una linea tettonica continua tra Ancona ed Anzio non è supportata dai dati strutturali; inoltre distinguono la *linea Ancona-Anzio Auct.*, *master fault* liassica che avrebbe agito come importante linea di separazione tra i due paleodomini dal Lias al Miocene, dalla più recente *linea Olevano-Antrodoco*, che rappresenterebbe un sovrascorrimento, impostatosi nella zona di deformazione della precedente, nel Pliocene inferiore, obliterandone così i caratteri.

Calamita (1990) attribuisce al Messiniano superiore la messa in posto del fronte dei Sibillini nelle Marche settentrionali; questa è anche l'età della strutturazione della parte interna del Gran Sasso per Ghisetti & Vezzani (1986). Bigi *et alii* (1992), vista la deformazione delle sequenze di chiusura dei sovrascorrimenti datate al Messiniano superiore, suggeriscono una parziale riattivazione per i fronti dei Sibillini e del Gran Sasso successiva al suddetto periodo. Ancora Cipollari & Cosentino (1992) affermano che la *linea Olevano-Antrodoco* si è attivata in una fase successiva alla strutturazione della catena messiniana; il carattere di fuori sequenza per il sistema di deformazione associato alla *linea Olevano-Antrodoco* era già stato messo in evidenza da Patacca *et alii* (1990).

In Bigi *et alii* (2000; 2001), Bigi & Costa Pisani (2002) e Centamore *et alii* (2002, in stampa a, b) nuovi dati di carattere stratigrafico e strutturale consentono di ribadire la diversa età, la diversa natura e collocazione paleogeografica della

PROGETTO CARG

linea Ancona-Anzio e della *linea Olevano-Antrodoco*. La prima struttura costituisce una faglia normale giurassica (Lias inferiore-medio), orientata in direzione NNE-SSW e immergente verso NW, che ha determinato la suddivisione paleogeografica tra il dominio di piattaforma carbonatica laziale-abruzzese e il dominio pelagico umbro-marchigiano-sabino. Lungo questa fascia di deformazione pre-orogenica si sarebbe impostato, durante la fase compressiva, il sovrascorrimento dei M.ti Reatini, che ha determinato l'accavallamento del dominio sabino al di sopra di quello della piattaforma carbonatica. Per Centamore *et alii* (2002, in stampa a) sulla fascia di deformazione della *master fault* liassica trastensiva sinistra si sarebbe impostata nel Pliocene una rampa traspressiva destra.

La *linea Olevano-Antrodoco* rappresenterebbe invece un sovrascorrimento impostatosi nel Pliocene inferiore basale lungo la fascia di deformazione a carattere estensionale sviluppatasi durante le fasi pre-compressive ad Est della *linea Ancona-Anzio*, orientata circa N-S e immergente ad W, all'interno della piattaforma stessa, dove divideva le facies di rampa ad W da quelle di piattaforma interna ad E.

Un altro importante elemento tettonico affiorante nell'area in esame, che è stato a lungo studiato e variamente interpretato da numerosi Autori, è rappresentato dalla *faglia Fiamignano-Micciani* (*faglia di Fiamignano Auct.*).

Bosi (1976), Bertini & Bosi (1978), Bosi *et alii* (1989), Morewood & Roberts (2000) e Guerrieri *et alii* (2000) la considerano come di recente formazione e tuttora attiva, ricollegabile in parte alla sismicità attuale dell'area. Inoltre, Bertini *et alii* (1986) hanno studiato le sovrapposizioni anomale riconosciute tra le successioni carbonatiche mesocenozoiche e quelle silicoclastiche del Pliocene inferiore, localizzate al tetto della *faglia di Fiamignano*, e le hanno imputate a faglie inverse e sovrascorrimenti conseguenti ad una fase tettonica compressiva pliocenica.

Mariotti & Capotorti (1988) e Capotorti & Mariotti (1992), hanno proposto per la suddetta struttura un'attività polifasica, con cinematica inversa durante la fase compressiva e distensiva durante la fase post-orogenica pleistocenica. Nello stesso lavoro gli Autori hanno definito i contatti anomali tra successioni carbonatiche e silicoclastiche, riconosciuti al tetto della *faglia di Fiamignano*, come l'effetto di retroscivolamenti gravitativi di porzioni della successione di M.te Nuria lungo il piano della faglia stessa, con una geometria a gradini. In particolare poi, Capotorti *et alii* (1995), hanno ipotizzato anche la presenza di "strutture a fiore" alla mesoscala, collegate sempre alla distensione pleistocenica.

Bosi *et alii* (1994) e Faccenna *et alii* (1993) hanno distinto una fase trascorrente intermedia impostatasi nell'ambito della generale distensione pleistocenica.

Centamore & Nisio (2002, 2003 a, b) e Centamore *et alii* (2002) riconoscono un'attività polifasica della suddetta faglia: con caratteri distensivi nella fase pre compressiva, inversi durante la fase compressiva, con fenomeni di inversione tettonica ed infine con caratteri distensivi durante la fase estensionale associati a nuovi fenomeni di inversione tettonica. In particolare individuano, nel complesso del regime distensivo pleistocenico, una fase intermedia trastensiva sinistra.

Bigi & Costa Pisani (1999, 2002), Bigi *et alii* (2000, 2001) e Costa Pisani & Nisio (2000) propongono invece, per questa struttura, un'età di formazione

PROGETTO CARG

non più recente del Miocene inferiore-medio (Serravalliano superiore-Tortoniano inferiore), con caratteri distensivi durante le fasi pre-orogeniche.

Si segnalano inoltre ulteriori lavori a carattere strutturale e stratigrafico, ma riguardanti più in generale l'intera area in esame. CAPOTORTI & MARIOTTI (1992), si sono occupati della interferenza tra le strutture appartenenti al dominio sabino, ad andamento medio N-S, e le strutture appartenenti al dominio laziale-abruzzese, ad andamento medio appenninico.

CAPOTORTI (1993) e CAPOTORTI *et alii* (1992, 1995) hanno studiato il complesso assetto strutturale e stratigrafico dell'area compresa tra M.te Nuria e M.te Gabbia; in particolare questi Autori hanno messo in luce i rapporti tra sedimentazione ed attività tettonica medio-alto cretacica.

BIGI *et alii* (1995), in un'area compresa tra Tornimparte ed i M.ti d'Ocre, hanno istituito nuove unità tettoniche, all'interno delle quali hanno evidenziato la traccia di una importante attività tettonica trascorrente-trastensiva, impostatasi non solo su elementi quaternari di neofomazione, ma anche su strutture preesistenti.

Infine SALVUCCI, (1995), in un suo lavoro sulle strutture tra il M.te Terminillo e il gruppo montuoso Monte Giano-Monte Gabbia, ha evidenziato come la tettonica pre-orogenica abbia condizionato la strutturazione miocenica di questo settore di catena.

PROGETTO CARG

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

(E. Centamore & F. Dramis)

L'area compresa nel Foglio 358 "Pescorocchiano" fa parte della cosidetta "*zona di incontro*" (Scarsella, 1951) tra l'estremo settore nordorientale del dominio neritico laziale-abruzzese, quello pelagico umbro-marchigiano-sabino e la fascia di transizione tra piattaforma e bacino (fig.1).

Essa è attraversata per un certo tratto da un importante elemento tettonico, a carattere regionale, il *sovrascorrimento dei M.ti Reatini*, che rappresenta un segmento della più estesa rampa transpressiva impostatasi sulla fascia di deformazione della *master fault* liassica, la *linea Anzio-Ancona Auct.*, che costituisce il confine tra *Appennino Settentrionale* e *Appennino Centrale* (Migliorini, 1950).

L'evoluzione geologica dell'area in esame riflette gli effetti di una intensa tettonica polifasica, che dalle fasi distensive legate al *rifting* mesogeo si è ulteriormente sviluppata durante il regime di avampaese, articolando sempre più il settore, controllandone progressivamente la paleogeografia, fino alla costruzione di un edificio a pieghe e sovrascorrimenti, dislocato successivamente in seguito allo sviluppo di una intensa tettonica distensiva associata al sollevamento regionale.

In base a proprie caratteristiche litostratigrafiche, strutturali o per una particolare evoluzione tettonico-sedimentaria, sono state distinte nell'area sei unità tettoniche principali.

Dalla più interna e geometricamente più sollevata, alla più esterna e più bassa, esse sono: *Unità M.ti Reatini, Unità M.te Navegna; Unità Salto; Unità M.te Nuria-M.te S. Rocco; Unità M.te Calvo – M.te della Rocca; Unità M.te La Torretta*, (fig. 11).

L'Unità M.ti Reatini, (fig. 11) fa parte dell'unità più estesa che comprende anche i Monti Sibillini (fig. 11) ed è costituita dalla successione pelagica *umbro-marchigiano-sabina*, che si è individuata e sviluppata dopo la fase del *rifting*

PROGETTO CARG

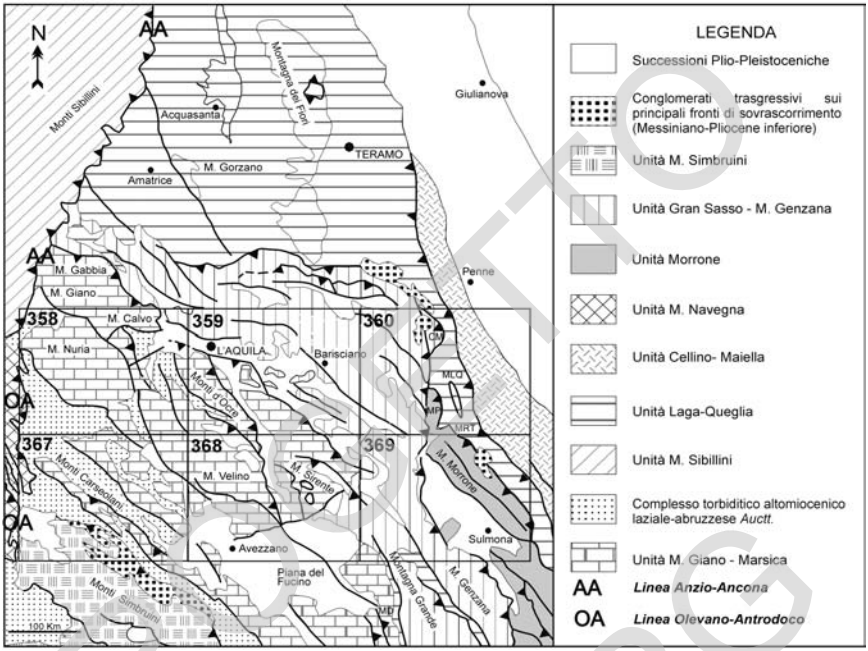

Fig. 1 - *Schema delle Unità strutturali dell'Appennino centrale da (*ACCORDI *et alii, 1986).*

tetideo del Lias medio a NW della *linea Anzio-Ancona*. Essa è ampiamente sovrascorsa sia sull'*Unità M.te Navegna* sia sull'*Unità M.te Nuria*. (fig. 11, fig. 12).

L'*Unità M.te Navegna* è localizzata al letto del *sovrascorrimento dei M.ti Reatini*, (fig. 11, fig. 12) ed è costituita, nell'area in esame, dalla successione: *unità spongolitica, calcari a briozoi e litotamni*, entrambi di rampa carbonatica, del Miocene inferiore-medio, *unità argilloso-marnosa* del Miocene medio-superiore.

Nelle aree adiacenti e in quelle più meridionali, dove la successione è completa, affiorano anche depositi di rampa carbonatica, equivalenti alla *F.ne S. Spirito* del Paleogene e le *calcareniti a macroforaminiferi* oligomioceniche.

Al di sotto di queste formazioni sono segnalati depositi cretacici di ambiente marginale (M.te Cervia: F°. 367 "Tagliacozzo", COMPAGNONI *et alii*, 1992, in stampa; Rocca di Cave: CORRADO, 1995).

Si può quindi ipotizzare che le successioni dell'*Unità Navegna* siano di pertinenza del *dominio laziale-abruzzese* (CENTAMORE *et alii*, 1999, 2002; BIGI *et alii*, 2000, BIGI & COSTA PISANI, 2002) piuttosto che del *dominio umbro-marchigiano-sabino*, caratterizzato invece da successioni di scarpata-bacino come sostenuto da altri Autori (PAROTTO & PRATURLON, 1975; CARBONI *et alii*, 1982; CIVITELLI *et alii*, 1988a, 1988b; MARIOTTI & CAPOTORTI, 1988).

PROGETTO CARG

L'*Unità M.te Navegna* rappresenterebbe pertanto l'estremo lembo nordoccidentale del *dominio laziale-abruzzese*, con caratteri marginali nel Cretaceo e di gradino ribassato in un ambiente di rampa carbonatica dal Cretaceo superiore-Paleogene al Miocene medio (fig. 1, fig. 12).

L'*Unità M.te Navegna* si accavalla sull'antistante *Unità Salto* tramite un sovrascorrimento sviluppatosi lungo la *linea Olevano-Antrodoco Auct*. (fig. 11, fig. 12). Quest'ultima si sarebbe impostata sulla fascia di deformazione di un sistema di faglie normali immergenti ad W, che avrebbe svincolato tra il Cretaceo e il Miocene il settore marginale e di rampa Navegna-Rocca di Cave da quello del Salto (fig. 13). La *linea Anzio-Ancona* e la *linea Olevano-Antrodoco* rappresentano perciò due elementi strutturali ben distinti tra loro sviluppatisi su fasce di deformazione a diversa orientazione e attivatesi in tempi differenti su domini paleogeografici diversi.

La *linea Olevano-Antrodoco*, impostatasi all'interno del settore nord-occidentale del dominio laziale-abruzzese, a direzione circa N-S, va a confluire nei pressi di Micciani (fig. 1) con la *linea Anzio-Ancona*, a direzione NNE-SSW sviluppatasi sulla fascia di deformazione della master fault liassica che aveva separato il dominio neritico da quello pelagico. Per questo motivo sembrerebbe più corretta una nuova denominazione *linea Olevano-Micciani*.

L'*Unità M.te Navegna* nel Messiniano inferiore è coinvolta nel dominio di avanfossa con la deposizione delle torbiditi silicoclastiche del *complesso torbiditico alto miocenico laziale-abruzzese Auct. pars.*

L'*Unità Salto*, l'*Unità M.te Nuria-M.te S. Rocco* e l'*Unità M.te Calvo-M.te della Rocca* (fig. 11) fanno tutte parte di una unità più estesa regionalmente l'*Unità M.te Giano-Marsica* (fig. 1). L'*Unità Salto* rappresenta la porzione settentrionale di una unità che si estende oltre (fig. 11) l'area esaminata, dai M.ti Carseolani alla dorsale M.te Faito-M.te S. Nicola fino ai M.ti della Maddalena (F° 367 "Tagliacozzo). Essa è costituita quasi esclusivamente da una successione carbonatica mesozoica di laguna interna (Compagnoni *et alii*, 1992b), cui si sovrappongono, dopo l'estesa lacuna paleogenica, depositi di rampa da prossimale a distale del Miocene inferiore-medio. Questi ultimi poggiano a luoghi su vari termini della successione cretacica e presentano al loro interno numerose variazioni laterali di facies. La successione è chiusa dalle torbiditi silicoclastiche di avanfossa del Messiniano inferiore. Questa successione affiora anche nei *klippen* di Ara dei Sorci e di Castello Reale, che rappresentano il settore più orientale dell'unità in esame, sovrascorsa sull'*unità M.te Nuria-M.te S. Rocco*.

L'*Unità M.te Nuria-M.te S. Rocco*, localizzata al letto dell'*Unità Salto* e dell'*Unità M.ti Reatini*, (fig. 11, fig. 12, fig. 13), è costituita inferiormente da una potente successione mesozoica di piattaforma, al di sopra della quale si rinvengono, nelle parti periferiche, limitati lembi di una successione di rampa carbonatica del Cretaceo superiore-Paleogene-Miocene inferiore, di modesto spessore e caratterizzata da lacune e discordanze. Tale successione è legata ad un progressivo annegamento della piattaforma, la cui successione si chiude con torbiditi distali di avanfossa del Messiniano inferiore (fig. 13).

PROGETTO CARG

L'*Unità M.te Calvo-M.te della Rocca* (fig. 11) rappresenta l'estremo margine nord-orientale del *dominio laziale-abruzzese* ed è costituita in prevalenza da depositi mesozoici di margine o di rampa prossimale che prevalgono nel settore settentrionale dove passano superiormente a depositi di rampa distale dal Paleogene al Miocene inferiore.

Nelle aree meridionali dell'unità affiorano facies di piattaforma interna mesozoiche, sulle quali si depositano, dopo la lacuna paleogenica, litofacies di rampa del Miocene. Anche questa unità viene coinvolta nel Messiniano inferiore nel dominio di avanfossa con la deposizione di torbiditi.

L'*Unità M.te La Torretta* fa parte della più estesa *Unità Gran Sasso-Genzana* (fig. 1) e rappresenta l'elemento strutturale più esterno e ribassato su cui si accavalla l'*Unità M.te Calvo-M.te della Rocca* (fig. 12). Essa è costituita da una successione pelagica mesozoico-paleogenico-miocenica inferiore-media, caratterizzata da abbondanti risedimenti carbonatici, tipici di un bacino prossimale.

Il coinvolgimento di questa ultima unità nel dominio di avanfossa è evidenziato dalla deposizione delle torbiditi silicoclastiche appartenenti al membro preevaporitico della *Formazione della Laga*.

Tutte le unità suddette sono state coinvolte nella strutturazione della catena in un intervallo di tempo compreso tra il Messiniano superiore e la base del Pliocene, secondo una sequenza normale da ovest verso est; tuttavia sono documentate anche riattivazioni fuori sequenza di alcuni dei principali sovrascorrimenti (ad es. la *linea Olevano-Antrodoco* secondo Cipollari & Cosentino, 1992).

Dopo la strutturazione della catena, o addirittura durante le prime fasi di questa, nell'area in esame si sono deposte estese coperture continentali. Per la massima parte queste sono rappresentate da depositi di ambiente lacustre o fluvio-lacustre (limi, sabbie, ghiaie, conglomerati e travertini) che nel Pleistocene inferiore hanno colmato le depressioni tettoniche; sui versanti si rinvengono detriti stratificati, brecce e talora depositi di paleofrane.

Tra il Pleistocene inferiore e il Pleistocene superiore si sono verificate ripetutamente nell'area condizioni climatiche freddo-aride in concomitanza delle quali si osserva la deposizione di diversi sintemi.

DRAFT CARG

PROGETTO CARG

IV - CENNI DI GEOMORFOLOGIA

(F. Dramis & S. Nisio)

L'attuale assetto morfostrutturale dell'area compresa nel F° 358 "Pescorocchiano" è caratterizzato da un *pattern* a blocchi, a movimenti verticali differenziati, separati da depressioni tettoniche ad andamento longitudinale e trasversale, tra le quali spiccano la *Conca di Scoppito*, la *Conca di Corvaro*, la *Depressione del Salto*, la *Piana di S. Vittorino* e l'ampia *Valle del Corno*.

Sotto l'aspetto morfologico si distinguono pertanto nell'area i seguenti settori:

- Un settore montuoso occidentale, localizzato lungo la dorsale di M.te Navegna-M.te S. Angelo, allungata in senso meridiano e separata dal Colle Impicciavera-Pendenza da una valle stretta e profonda incisa sui depositi carbonatici dell'*Unità M.te Navegna*. La sommità dei rilievi è caratterizzata da deboli ondulazioni separate da limitate depressioni; i versanti, discretamente acclivi, sono intensamente incisi da fossi. Sul lato nord-orientale si notano scarpate fresche, faccette triangolari, rotture di pendio e trincee parallele al versante.

- Un settore montuoso nord-occidentale costituito da una piccola porzione dei Monti Reatini: la dorsale di Monte Paterno, limitata a sud dalla Conca di S. Vittorino e con quote fino a 1100 m. Essa è caratterizzata dalla presenza di cavità carsiche di grandi dimensioni, localmente allineate lungo dislocazioni tettoniche e talora interessate da collassi e crolli.

- Un settore collinare centro-meridionale, della *Depressione del Salto*, con quote comprese tra 800 m e 500 m circa. E' contraddistinto da affioramenti di torbiditi silicoclastiche interrotti da una serie di dorsali carbonatiche (Pescorocchiano, La Rocchetta), le cui forme aspre contrastano con quelle più dolci dei depositi precedenti. Questo settore è solcato nella sua parte centrale dalla Valle del Fiume Salto, su cui è impostato l'omonimo lago artificiale. Il Fiume Salto presenta andamento NW-SE e rappresenta l'asta principale del reticolo idrografico; le aste secondarie sono costituite da una serie di canali minori che drenano verso la Valle del Fiume Salto con andamento NE-SW nella porzione

settentrionale e preferenzialmente N-S in quella meridionale.

- Un settore montano centrale, M.te Nuria-M.te S. Rocco-M.ti D'Ocre, costituito da una dorsale montuosa carbonatica ad andamento NE-SW le cui quote variano dai 1300 m ai 1900 m (M.te S. Rocco, 1915 m). Vi si rinvengono forme glaciali e crionivali più o meno rimodellate (presso la cima di M.te Nurietta sono presenti circhi, soglie, depositi morenici) ed evidenti forme carsiche (campi di doline, uvala, polje, campi solcati), versanti regolarizzati, falde di detrito ai piedi dei rilievi, prodotte da fenomeni di gelifrazione sulle dorsali prive di copertura vegetale. Il settore in esame è articolato poi al suo interno in una serie di aree a caratteristiche morfologiche differenti in cui si possono distinguere per semplicità due blocchi. Nell'estrema porzione nord-occidentale spicca il blocco di M.te Nuria-M.te Nurietta in cui si distinguono una serie di gradini ed alcune depressioni carsiche: Piano del Cornino e la depressione del Casale di Priscinula. Il M.te Nuria, costituito da una potente monoclinale immergente a nord, è caratterizzato da un profilo asimmetrico più acclive a sud e più blando a nord; presenta una pronunciata linea di cresta, a direzione EW, dislocata da una serie di faglie trasversali. La porzione nord-occidentale del blocco M.te Nuria è articolata in una serie di dorsali, ad andamento NE-SW, separata da vallecole colmate da terra rossa ed impostatesi su dislocazioni tettoniche. Il quadro morfologico del secondo blocco (compreso tra il di M.te Nuria e l'allineamento Fiamignano-alta Valle del Rio Torto) è più complesso, caratterizzato da una serie di dorsali ad andamento appenninico, la cui evoluzione è strettamente controllata dall'assetto strutturale a pieghe e sovrascorrimenti. I versanti a reggipoggio si presentano più acclivi mentre quelli a franapoggio sono caratterizzati da pendenze minori. Le dorsali sono separate da una serie di valli in genere molto strette, talora più ampie, colmate da terre rosse (Piano di Rascino, Piano dell'Aquilente) e da depositi eluvio-colluviali. La parte sud-occidendentale del blocco in questione è invece caratterizzata da un sistema di strette vallecole ad andamento appenninico, in cui affiorano limitati lembi di torbiditi che giacciono al tetto di faglie normali, a basso angolo sul lato nord-orientale e al letto di sovrascorrimenti vergenti a NE sul lato sud-occidentale.

Il reticolo idrografico presenta un *pattern* dendritico o sub-parallelo, con direzione preferenziale delle aste principali NE-SW (Valle Stretta, Valle del Corno); nelle valli più ampie (Valle del Corno) sono presenti conoidi alluvionali ben sviluppate.

-Un settore montuoso centro-settentrionale, costituito dalla dorsale M.te Calvo-M.te S. Angelo, a direzione NE-SW, separato dal settore M.te Nuria-M.te S. Rocco dalla Valle del Corno, anch'essa a direzione NW-SE.

La dorsale presenta un profilo fortemente asimmetrico, con un versante orientale molto acclive nella parte superiore, in corrispondenza dell'emergenza del sovrascorrimento dell'*Unità M.te Calvo-M.te La Rocca*, mentre nella parte medio-inferiore si notano acclività minori ed una serie di rotture di pendio. Queste ultime sono legate agli effetti dell'erosione selettiva su una serie di orizzonti a diversa resistenza all'erosione (*Scaglia detritica-Scaglia cinerea detritica*), coin-

PROGETTO CARG

volti in una fitta serie di pieghe isoclinali.

Sulla testata del versante nord-orientale di M.te Calvo sono presenti trincee legate a processi di deformazioni gravitative profonde di versante; sul fronte della dorsale si apre un'ampia nicchia, collegata ad una serie di frane rotazionali e di crollo, la cui superficie basale si arresta a tetto del sovrascorrimento principale, dove tra l'altro vi è l'emergenza di alcune piccole sorgenti.

Sul versante sud-occidentale di M.te Calvo un piccolo laghetto si è impostato a letto di un sovrascorrimento minore. A Colle S. Agostino è presente un piccolo lembo di brecce del *Sintema Colle Cantaro-Cave* (**CNV**), fagliate e basculate contro monte, probabilmente per la riattivazione in senso normale, durante il sollevamento regionale, di un sovrascorrimento minore, localizzato alla base del versante su cui poggiano le brecce.

Nei dintorni di Vigliano l'erosione mette a nudo una finestra tettonica in cui affiorano i depositi marnosi oligo-miocenici di bacino.

Il versante nord-occidentale della dorsale è interrotto da una serie di faglie normali a direzione NW-SE e NE-SW, evidenziate da faccette triangolari e rotture di pendio.

La Valle del Corno, a direzione NW-SE, è impostata su una dislocazione giurassica, probabilmente riattivata durante la fase distensiva recente.

La valle è caratterizzata dalla presenza di un sistema di conoidi, spesso coalescenti, particolarmente sviluppati sul lato nord-orientale, allo sbocco delle numerose vallecole che si sono impostate su faglie trasversali. Le conoidi, appartenenti a sintemi diversi, sono a luoghi sovrapposte tra loro; l'intero sistema di conoidi risulta inoltre dislocato da una serie di faglie a direzione NW-SE.

- Un settore montuoso nord-orientale, localizzato al bordo settentrionale della Conca di Scoppito, costituito dalla dorsale Colle Iubera-La Torretta, disposta a monoclinale con immersione ad E.

La continuità della dorsale è interrotta da vari sistemi di faglie, mentre per effetto dell'erosione selettiva vengono messi in evidenza gli affioramenti degli orizzonti calcarenitici e calciruditici, intercalati nei depositi pelagici meno resistenti all'erosione. I versanti meridionali sono caratterizzati da faccette triangolari, legate all'attività delle faglia bordiera.

- Un settore montuoso collinare orientale, localizzato tra la coppia di dorsali Lombo d'Asino-Costa S. Angelo e M.te La Rocca-La Piaggia ad W e la dorsale Collefracido-Colle Roale ad E, con quote comprese tra i 1600 m (La Serra) e 870 m (Poggio S. Martino).

Tra queste dorsali, ad andamento meridiano, è confinato un blocco più ribassato, in cui affiorano prevalentemente le torbiditi silicoclastiche, solcato da due corsi d'acqua ad andamento meridiano che drenano verso la Conca di Scoppito: il T. Raio e il Fosso di Genzano.

Le dorsali di Lombo d'Asino-Costa S. Angelo e di M.te La Rocca-La Piaggia sono separate da una stretta valle incisa nei depositi marnoso-argillosi miocenici.

La dorsale M.te La Rocca-La Piaggia presenta un profilo marcatamente asimmetrico, specialmente sul versante orientale, notevolmente ondulato, in relazione

PROGETTO CARG

sia alle variazioni di giacitura degli strati sia agli effetti dell'erosione selettiva su di un substrato a diversa competenza.

La continuità della dorsale è interrotta da una serie di faglie trasversali.

Il blocco più depresso, modellato nei depositi silico-clastici, è caratterizzato alla sommità da una superficie d'erosione subpianeggiante, variamente dislocata, mentre i versanti sono fittamente incisi da una serie di vallecole ad andamento NE-SW, parallele al sistema di faglie trasversali.

- Il settore delle Conche Intermontane (*Piana di San Vittorino*; *Conca di Scoppito*; *Conca di Corvaro*).

La *Piana di S. Vittorino*, ubicata nell'estrema porzione nord-occidentale dell'area, tra le quote di 420 m e 402 m, ha una particolare forma triangolare ed è caratterizzata dalla presenza di lembi di depositi alluvionali terrazzati (ricoperti da travertini e disposti in due ordini altimetrici), da falde detritiche e da conoidi alluvionali. Vi si rinvengono inoltre cavità sub-circolari (*camini di collasso* o *sinkholes*) che ospitano laghetti e piccole pozze, sorgenti mineralizzate ed emergenze di acqua dolce (Faccenna *et alii*, 1993; Ciotoli *et alii*, 2001; Centamore *et alii*, in stampa a, b, c; Centamore & Nisio, 2002, 2003 a, b).

La *Conca di Scoppito* costituisce il prolungamento verso ovest della *Conca Aquilana*, alla confluenza del T. Raio e del Fiume Corno (affluente del Fiume Aterno); essa ha una forma piuttosto irregolare ed è caratterizzata a nord da ampi conoidi alluvionali e da blandi rilievi ed ondulazioni.

La *Conca di Corvaro*, ubicata alle quote di 840-820 m, è delimitata a nord-est dal versante acclive della dorsale di M.te S. Rocco-M.te Velino e a nord-ovest dal versante nord-occidentale del M.te la Fratta.

L'evoluzione del rilievo è stata notevolmente influenzata dagli effetti concomitanti del sollevamento regionale, della tettonica distensiva e delle variazioni climatiche ed eustatiche nonché dalla diversa risposta all'erosione del substrato litoide.

Le *Sabbie di Piagge* affioranti sul bordo nord-orientale della *Depressione del Salto* rappresentano i primi termini continentali dell'area la cui deposizione sarebbe avvenuta durante le fasi precoci della costruzione della catena (Messiniano superiore?-Pliocene inferiore?), quando le formazioni carbonatiche non erano state ancora messe a nudo dalla erosione o dalla tettonica (Centamore *et alii*, in stampa, a; Centamore & Nisio, 2002, 2003 a, b; Costa Pisani & Nisio, 2000).

Nelle aree più rilevate si riconoscono tracce di un antico paesaggio continentale, a bassa energia di rilievo, dalle forme morbide e dai dislivelli poco accentuati, che rappresenta la più antica evidenza di modellamento continentale dell'area (*Superficie sommitale Auct.*, Demangeot, 1965; Dramis, 1992; Coltorti & Pieruccini 1997, 2002; Centamore *et alii*, 2001, in stampa a, b; Centamore & Nisio, 2002; Bianchi Fasani *et alii*, 2001) (Fig. 15a).

Incassati nella *Superficie sommitale* e disposti in diversi ordini altimetrici si rinvengono lembi di altre superfici subpianeggianti (*superfici relitte*: Centamore *et alii*, in stampa a, b; Centamore & Nisio, 2002, 2003, a, b; *terrazzi orografici*: Bernini *et alii*, 1977; Bosi *et alii*, 1989, 1994; Ciccacci *et alii*, 1990). Tali elementi morfologici si sono formati verosimilmente per processi di erosione areale

PROGETTO CARG

in condizioni climatiche subaride (SUC, 1982; DRAMIS, 1992), durante distinte fasi del sollevamento regionale (Fig. 15a).

Nella *Depressione del Salto* è inoltre possibile individuare una antica superficie pedimentaria, morfologicamente correlabile con quelle presenti nella *Conca di Corvaro* e nell'adiacente *Piana del Fucino*.

Sulla *superficie relitta* altimetricamente più bassa (CENTAMORE *et alii*, 2001, in stampa a, b; CENTAMORE & NISIO, 2002, 2003 a, b; COSTA PISANI & NISIO, 2000) poggiano blocchi carbonatici dell'*Unità M.te Nuria* e depositi caotici messi in posto per gravità (MARIOTTI & CAPOTORTI, 1988) e, a luoghi, brecce carbonatiche (*Brecce di Poggio Poponesco*). Blocchi franati, depositi caotici e brecce carbonatiche analoghe a quelle sopra indicate si rinvengono anche intercalati nella porzione basale delle successioni del *Bacino di Rieti* e di quello di *Scoppito*; ciò farebbe ipotizzare un collegamento tra la *superficie relitta* sopra citata e le conche suddette (CENTAMORE *et alii*, 2001, BIANCHI FASANI *et alii*, 2001, in stampa).

La genesi di movimenti gravitativi così importanti, manifestatisi a scala regionale, potrebbe essere posta in relazione con le prime fasi della distensione tettonica pliocenica, che sarebbe stata responsabile della formazione di ripide scarpate tettoniche oltre che di una notevole attività sismica (Fig. 15b).

Un notevole ruolo morfogenetico è stato svolto nell'area dalla tettonica distensiva plio-pleistocenica, alla cui attività si deve l'attuale assetto del rilievo a blocchi sollevati e a depressioni tettoniche. La *Superficie sommitale* e le *superfici relitte* risultano dislocate più o meno vistosamente da faglie normali, in corrispondenza delle quali si sono formati versanti a faccette triangolari o trapezoidali, *scarplets* e deformazioni gravitative profonde. Anche l'evoluzione del reticolo idrografico è chiaramente controllata dall'attività dei vari sistemi di faglie, che a luoghi (La Rocchetta) hanno favorito l'approfondimento del reticolo secondo il meccanismo della *sovrimposizione* (*sensu* MELTON, 1959), mentre altre volte hanno contribuito alla formazione di gomiti e catture fluviali.

La porzione nord-occidentale del blocco di Monte Nuria è caratterizzata da settori ad andamento NE-SW, progressivamente ribassati verso NW, mentre tra Colle Impicciavera e Pendenza si osservano settori ribassati a SW. Tra il fianco sud-occidentale e quello nord-orientale del blocco l'assetto morfostrutturale è contraddistinto da una serie di *"horst"* e *"graben"* a direzione appenninica.

Il Gruppo dei Monti Reatini, nell'estrema porzione nord-occidentale del foglio costituisce un alto strutturale, disarticolato da una serie di faglie a direzione NW-SE e E-W in blocchi ribassati progressivamente verso SW, verso NE e verso la Piana di S. Vittorino.

L'estrema porzione occidentale è invece caratterizzata dalla presenza di due dorsali parallele a direzione circa N-S, corrispondenti a due anticlinali carbonatiche al fronte di altrettanti *thrusts*, bordate sul lato occidentale da faglie dirette e disarticolate (*en échelon* destro) da una serie di faglie a direzione E-W e NE-SW, ribassanti verso N e verso S.

Nelle dorsali di M.te la Torretta-Portella, dove affiora la successione di bacino

PROGETTO CARG

prossimale, l'erosione selettiva mette in evidenza gli orizzonti, di calcareniti e calciruditi in strati massicci, più resistenti rispetto a quelli costituiti da calcari e calcari marnosi in strati sottili.

Il comportamento morfoselettivo del substrato litoide è messo in luce nella *Depressione del Salto* dalla differenza di tessitura morfologica tra i settori con prevalenti depositi terrigeni e quelli carbonatici: le dorsali carbonatiche (Pescorocchiano, La Rocchetta, M.te Moro) emergono con morfologie piuttosto aspre dalle arenarie, in corrispondenza delle quali si è impostato un fitto reticolo di drenaggio, strettamente controllato dalla tettonica quaternaria, con valli strette e profonde, in cui confluiscono ad angolo retto numerose vallecole minori.

Così come aviene in tutto l'Appennino l'approfondimento delle valli fluviali è stato determinato dal sollevamento tettonico rapido e generalizzato che ha interessato la catena a partire dal Pleistocene inferiore (Dramis, 1993). Durante le fasi fredde pleistoceniche diffusi fenomeni di gelifrazione sui versanti calcarei, denudati della copertura vegetale, hanno contribuito ripetutamente alla produzione di ingenti quantità di detrito, che accumulandosi nei fondivalle e sovraccaricando i corsi d'acqua, causavano la genesi di estesi conoidi e ampi letti fluviali di tipo *braided*. I depositi così accumulati venivano successivamente incisi durante le fasi di miglioramento climatico post-glaciali. L'alternarsi di condizioni fredde e temperate nel corso del sollevamento ha dato così origine a più ordini di terrazzi alluvionali posti a quote diverse sul fondovalle (Fig. 10).

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

V - CENNI SUGLI SCHEMI BIOSTRATIGRAFICI E CRONOSTRATIGRAFICI ADOTTATI

(M. Chiocchini, P. Didaskalou, A. Mancinelli & M. Potetti)

La biostratigrafia delle unità affioranti è basata su vari gruppi di fossili caratteristici delle diverse facies riconosciute nell'area del foglio. I dati biostratigrafici riferiti ai foraminiferi bentonici, foraminiferi planctonici, alghe calcaree, calpionelle, calcisferulidi, rudiste etc. hanno permesso di utilizzare gli schemi zonali che sono riportati nelle figure 2, 3, 4, 5, 6, 7. Questi schemi, utilizzati anche per i Fogli dell'Abruzzo (359, 360, 368, 369) coprono l'intervallo Triassico superiore – Miocene e derivano da schemi precedentemente elaborati per l'area umbro – marchigiana e laziale – abruzzese opportunamente modificati. Le modifiche riguardano 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.

1. - 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 per le associazioni a macrofossili sono stati adottati gli schemi proposti da G. Sirna dell'Università di Roma "La Sapienza" per il CARG Abruzzo. 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* (1995).

Per l'uso qui richiesto è stato necessario estendere la biozonazione relativa alle *facies* di margine-di gradino ribassato o rampa (?)-di scarpata *s.l.* 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.

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 *s.l.* (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. Gli schemi utilizzati per quest'ultima *facies* sono stati applicati anche ai sedimenti di *facies* di gradino ribassato-rampa (?) che presentano caratteristiche simili alle *facies* della scarpata *s.l.*.

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

PROGETTO OMRG

la correlazione sia con gli schemi standard sia con altri schemi elaborati per lo stesso intervallo da diversi Autori (Caron 1985; Caron & Robaszynski 1995; Premoli Silva & Sliter 1994). 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" eds.* Rawson *et alii.* (1996).

2. - IL CENOZOICO

I sedimenti del Paleogene – Miocene sono stati studiati da M. Chiocchini, A. Micarelli, M. Potetti e P. Didaskalou dell'Università di Camerino.

Le biozone a macroforaminiferi, per l'intervallo Paleocene – Eocene (fig. 6) sono quelle che figurano nella *Shallow Bentic 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). Esse 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).

Le biozone a foraminiferi planctonici per il Paleogene (fig. 6) 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. 5, di correlare la *Shallow Bentic 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; Foresi *et alii*, 1998; Coccioni & Montanari *eds* (1997).

PROGETTO CARG

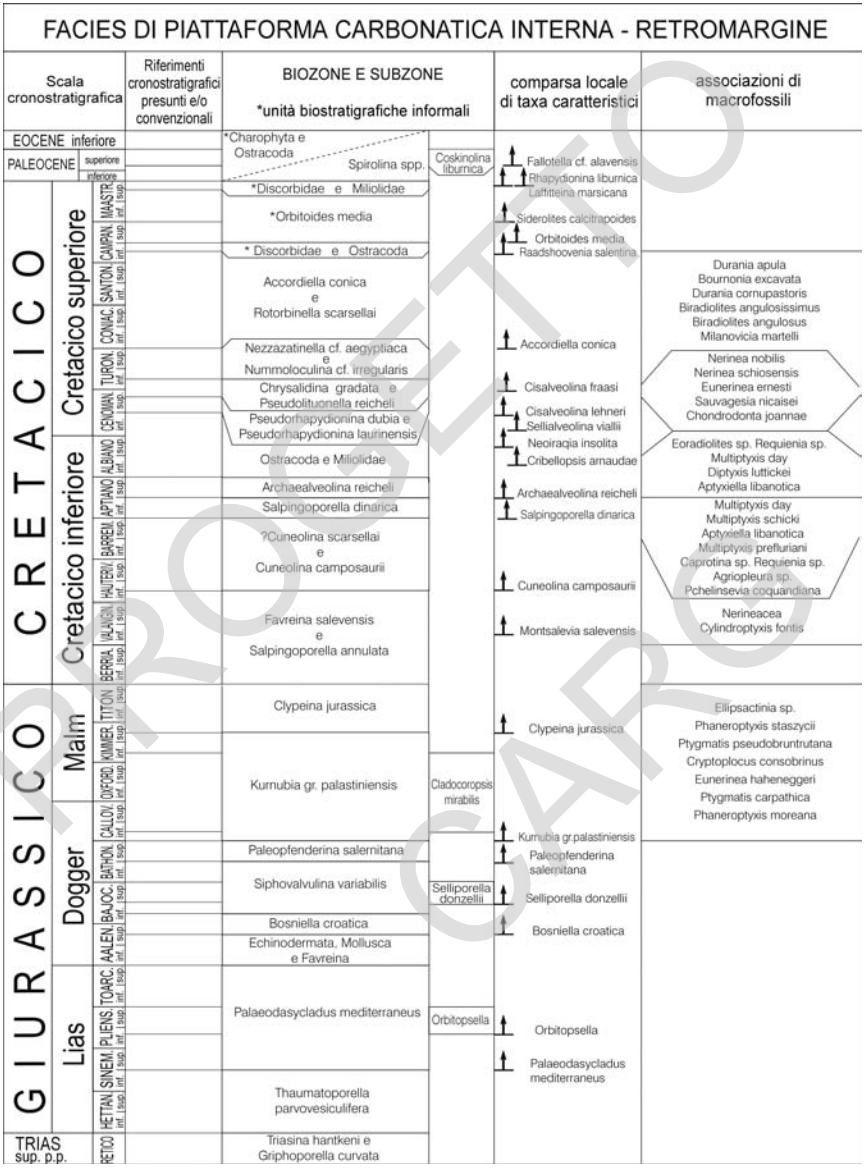

Fig. 2 - *Schema bio-stratigrafico delle facies mesozoiche di piattaforma carbonatica interna. Da* CHIOCCHINI & MANCINELLI, *(1977) e* CHIOCCHINI *et alii (1995) leggermente modificati; le macrofaune sono state identificate da G. Sirna.*

PROGETTO CARG

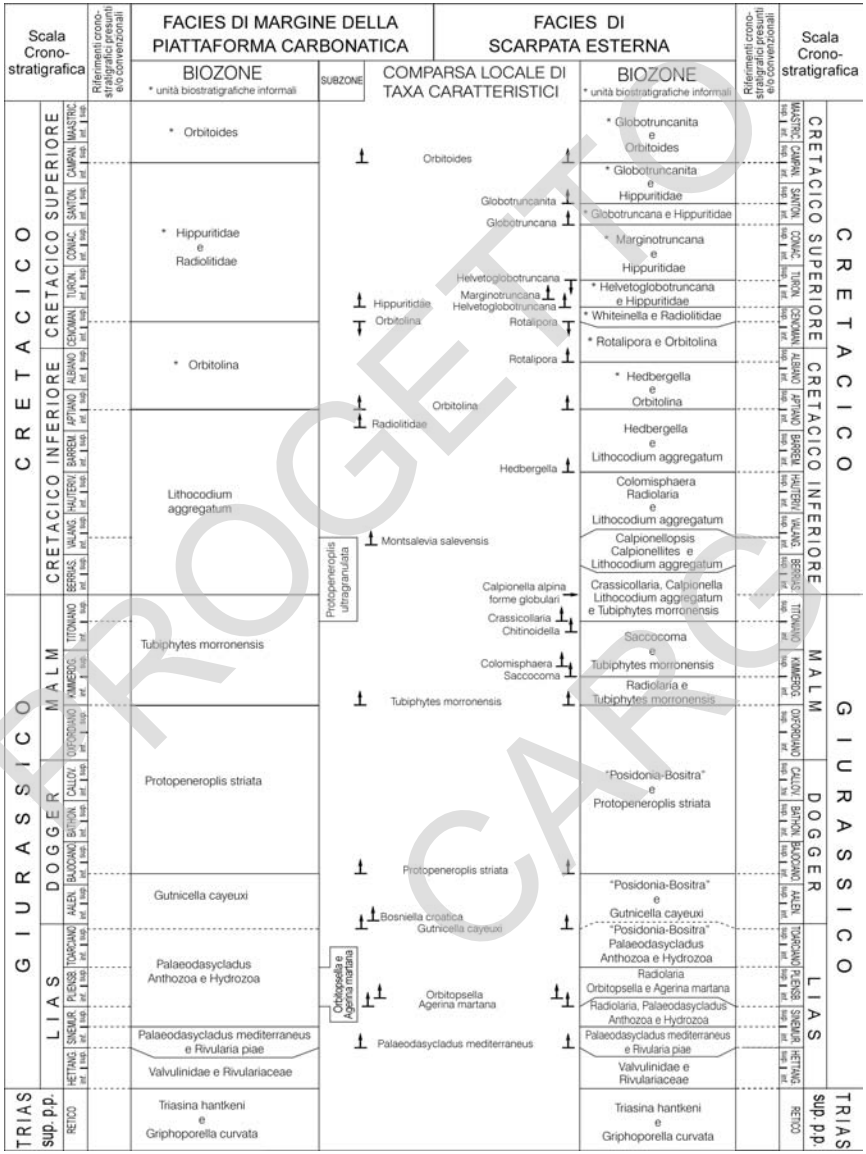

Fig. 3 - *Schema bio-stratigrafico delle facies mesozoiche di margine e di scarpata esterna. Da* CHIOCCHINI & MANCINELLI, *(1978) e* CHIOCCHINI *et alii (1995).*

PROGETTO CAFG

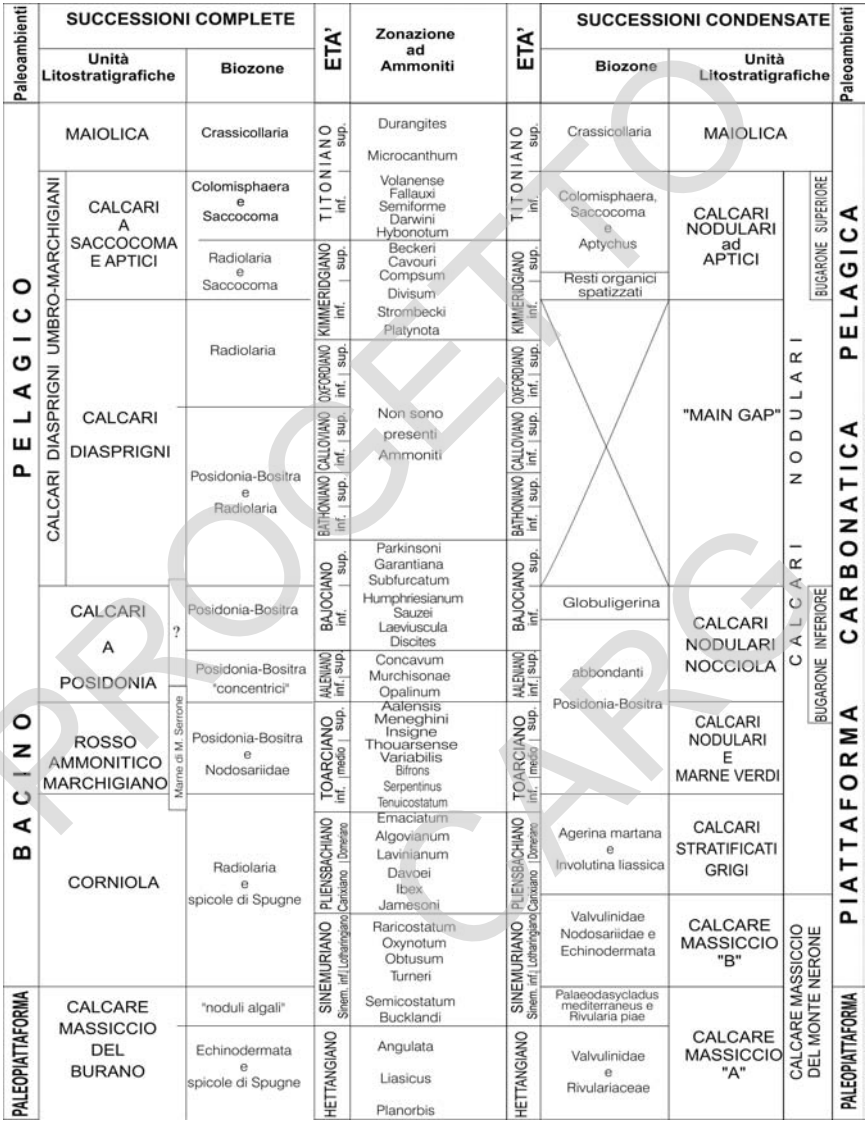

Fig. 4 - *Schema biostratigrafico delle facies pelagiche e pelagico detritiche del Giurassico. CENTAMORE et alii (1971); e CENTAMORE et alii (1986), modificato con l'introduzione della biozonazione standard delle Ammoniti ed in base ai più recenti studi di numerosi autori; anche la denominazione delle biozone è stata aggiornata.*

PROGETTO CARG

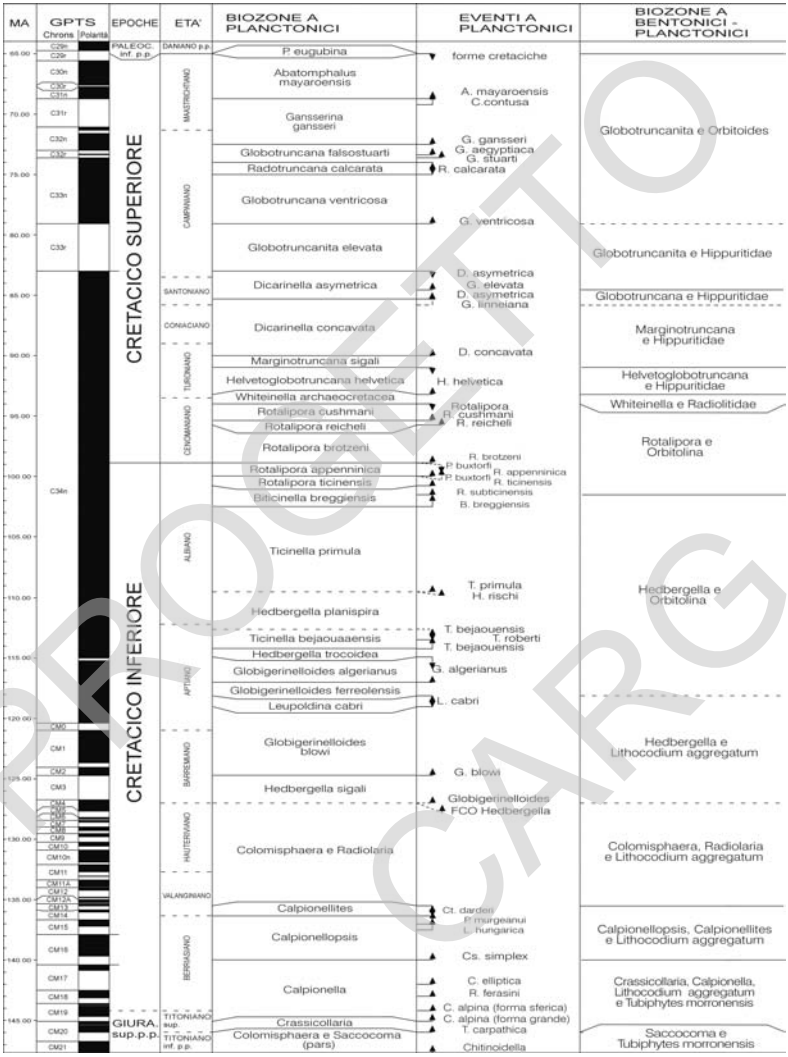

Fig. 5 - *Schema stratigrafico del Cretacico. Magnetostratigrafia (GPTS) da* GRADSTEIN *et al. (1994, 1995) e da* PREMOLI SILVA & SLITER *(1995). Cronostratigrafia da* RAWSON *et alii Eds, (1986); i limiti cronostratigrafici tratteggiati corrispondono a correlazioni indirette o a limiti in via di ridefinizione. Biozone a Calpionelle da* MICARELLI *et alii (1977) in parte modificati; Biozone a foraminiferi plantonici da* CENTAMORE & MICARELLI *(1991), in parte modificati; Biozone a foraminiferi bentonici/ plantonici da* CHIOCCHINI *et alii (1995). Il tratteggio in corrispondenza dei bioeventi corrisponde a dati biocronologici incerti.*

PROGETTO CARG

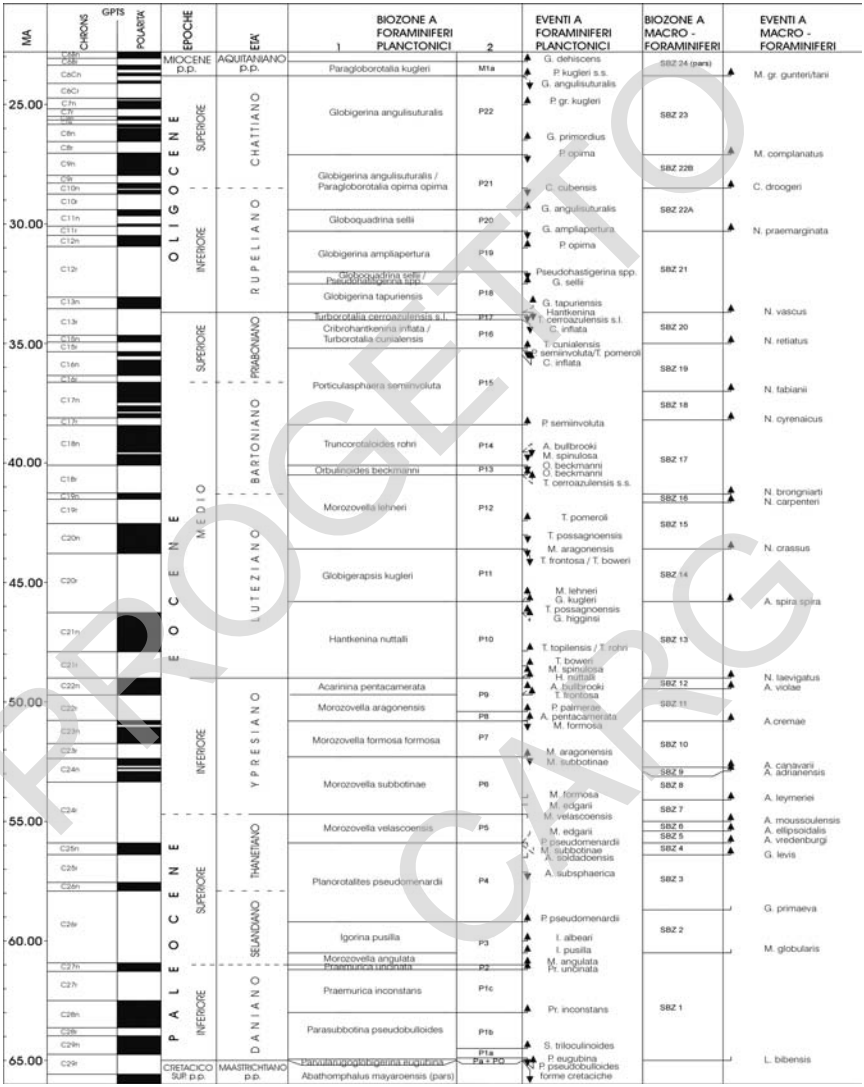

Fig. 6 - *Schema stratigrafico del Paleogene. Magnetostratigrafia (GPTS) da* CANDE & KENT *(1995). Biocronologia e cronostratigrafia (in parte modificata) da* BERGGREN *et alii (1995); i limiti cronostratigrafici tratteggiati corrispondono a correlazioni indirette o a limiti in via di ridefinizione. 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 biocronologici incerti.*

PROGETTO CARG

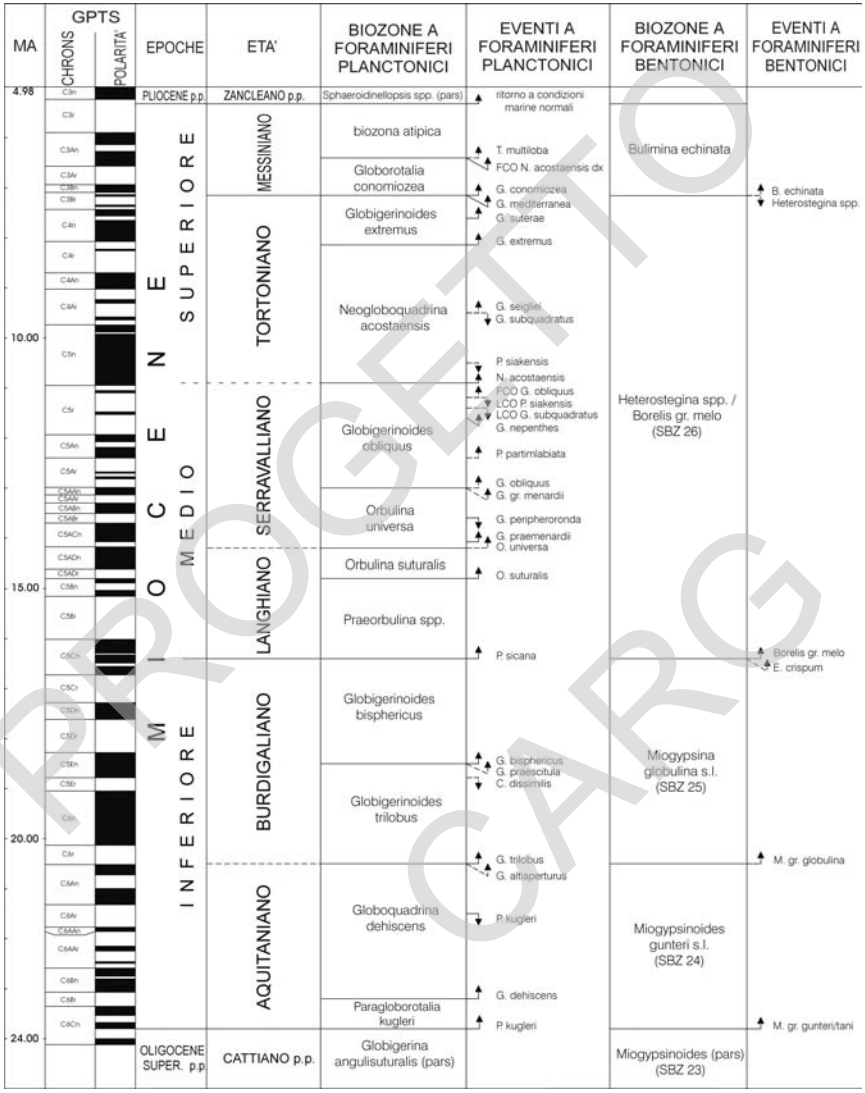

Fig. 7 - *Schema stratigrafico del Miocene. Magnetostratigrafia (GPTS) da* Cande & Kent *(1995). Biocronologia e cronostratigrafia da* Berggren *et al. (1995), da* Montanari *et aii. (eds.) (1997) e da* Sprovieri *et alii (1996). I limiti cronostratigrafici tratteggiati corrispondono a limiti in via di ri-definizione. Biozone a foraminiferi planctonici da* Micarelli & Potetti *(1985) in parte modificate; biozone a foraminiferi bentonici da* Cahuzac & Poignant *(1997) e da* Crescenti *et alii (1969). Il tratteggio in corrispondenza dei bioeventi corrisponde a dati biocronologici incerti.*

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

VI - STRATIGRAFIA DEL SUBSTRATO

(*Litostratigrafia*: A. Bollati, E. Centamore, F. Fumanti & S. Nisio; *Biostratigrafia*: M. Chiocchini, P. Didaskalou, A. Mancinelli, A. Micarelli & M. Potetti)

Il F° 358 "Pescorocchiano" è suddivisibile in quattro aree caratterizzate da successioni stratigrafiche che evidenziano o la persistenza, nel tempo, di determinati ambienti sedimentari oppure una loro similare evoluzione spazio-temporale. Tali aree sono, infatti, caratterizzate da:

Area A (A_1-A_2) litofacies meso-cenozoiche di scarpata s.l. – bacino

Area B) litofacies cenozoiche di rampa – scarpata prossimale (?)

Area C) litofacies mesozoiche di piattaforma carbonatica – margine con localizzati annegamenti cenomaniani, alle quali si sovrappongono litofacies cenozoiche di rampa carbonatica prossimale.

Area D) litofacies mesozoiche di piattaforma e margine di piattaforma con annegamenti 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.

Nonostante le successioni affioranti nelle quattro 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 seguire, per la descrizione delle unità cartografate, il classico schema delle note illustrative dei fogli prodotti dal SGN. Le unità litostratigrafiche sono, quindi, descritte secondo l'ordine cronologico iniziando dalla più antica affiorante e, secondo un ordinamento fisiografico, a partire dalle unità di piattaforma interna a quelle di margine, a quelle di rampa-scarpata prossimale, a quelle di bacino-scarpata s.l. sino ai depositi bacinali sinorogenetici e a quelli continentali quaternari.

PROGETTO CARG

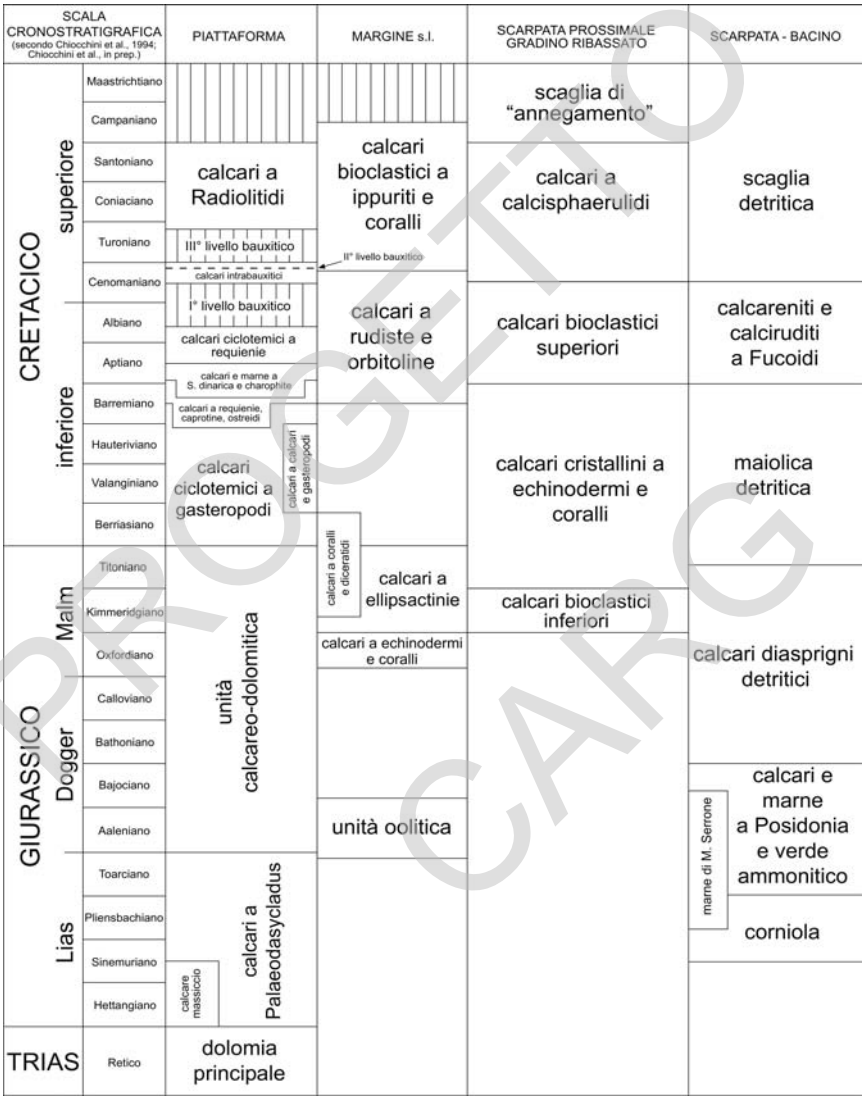

Fig. 8 - *Schema dei rapporti cronostratigrafici tra le unità litostratigrafiche mesozoiche affioranti nel F.° 358 Pescorocchiano.*

PROGETTO CARG

1. - DEPOSITI PRE-OROGENICI

1.1 - Successione mesozoica di paleopiattaforma carbonatica (Fig. 8)
(*Litostratigrafia*: A. Bollati & F. Fumanti; *Biostratigrafia*: M. Chiocchini, & A. Mancinelli)

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

La *dolomia principale* affiora con uno spessore massimo di 150 m circa, alla base del versante di Colle Bruciato (area D).

Le *litofacies* sono costituite prevalentemente da alternanze di *mudstones-wackestones* dolomitici nocciola e avana, e dolomie grigio-avana a grana fine, organizzate in cicli *shallowing-upward* a scala metrica con *facies* intertidali a stromatoliti e strutture da disseccamento. Sono frequenti gli episodi di esposizione subaerea con *teepes*, pisoidi, paleocarsismo e cementi meteorici vadosi. I depositi subtidali sono localmente rappresentati da *packstones* organogeni. L'ambiente deposizionale è di piattaforma carbonatica interna.

Nelle *litofacies* dolomitizzate sono talora presenti numerosi resti di megalodontidi, mentre in quelle più calcaree l'associazione micropaleontologica è costituita da *Triasina hantkeni* Majzon, *Auloconus permodiscoides* (Oberhauser), *Aulotortus sinosus* Weynschenk, *Griphoporella curvata* (Guembel). Tale associazione permette di attribuire l'unità in esame alla biozona a *Triasina hantkeni* e *Griphoporella curvata*.

RETICO

1.2. - Successione mesozoica di piattaforma carbonatica interna (subtidale e peritidale) (Fig. 8)
(*Litostratigrafia*: A. Bollati & F. Fumanti; *Biostratigrafia*: M. Chiocchini, & A. Mancinelli)

1.2.1. - *calcari a Palaeodasycladus* (**CPL**)

Affiorano diffusamente sul versante meridionale del M.te Nurietta e nel settore di Staffoli (area C), e sul versante sud-occidentale della dorsale di M.^{te} Calvo (area D).

Nel versante di Colle Bruciato (area D) la *dolomia principale* passa superiormente ai *calcari a Palaeodasycladus*. L'intensa dolomitizzazione non permette di individuare con precisione il passaggio tra le due unità. In questa zona i *calcari a Palaeodasycladus* sostituiscono il *calcare massiccio.* Lo spessore affiorante è di circa 400 m.

Nell'area la porzione inferiore dell'unità è costituita da prevalenti calcari micritici di colore nocciola scuro, ben stratificati in strati da medi a spessi, con

PROGETTO CARG

sporadiche intercalazioni di calcari oolitici, bioclastici e dolomitici. Caratteristica è la presenza di strati medi con gusci di ostreidi (*Lithiotis*) associati a strati sottili marnosi e carboniosi da verdastri a nerastri.

La parte mediana dell'unità è caratterizzata dalla presenza di prevalenti dolomie giallastre e calcari dolomitici con subordinate intercalazioni di calcari, a tessitura variabile da *packstones* a *mudstones*, talvolta con frequenti strutture da disseccamento.

I litotipi dolomitici scompaiono nella parte alta dell'unità che risulta costituita da prevalenti calcari micritici nocciola e, subordinatamente, da calcari marnosi verdastri e rossastri, a tratti fittamente laminati; frequenti sono le superfici di esposizione subaerea e i paleosuoli, da verdi a giallognoli.

L'ambiente di sedimentazione è, in generale, riferibile a subambienti di piattaforma carbonatica variabili da laguna interna a piana tidale, con frequenti periodi di emersione, anche prolungati.

La macrofauna è principalmente rappresentata da gasteropodi, echinodermi e ostreidi (*Lithiotis* sp.). L'associazione micropaleontologica, costituita da *(Valvulinidae) Rivularia* piae, *Amijiella amiji* (Henson), *Lituosepta recoarensis* Cati, *Orbitopsella praecursor* Guembel, *Palaeodasycladus mediterraneus* (Pia), permette di riferire l'unità alla biozona a *Valvulinidae* e *Rivulariaceae*, alla biozona a *Palaeodasicladus mediterraneus* e *Rivularia piae* e alla biozona a *Palaeodasycladus mediterraneus.*

HETTANGIANO - TOARCIANO

1.2.2. - *unità calcareo - dolomitica* (**UCD**)

L'unità affiora esclusivamente sul versante meridionale del M.te Nurietta e ad est di Petrella Salto (area C), con uno spessore di 400 m.

La sua parte basale è caratterizzata dalla presenza di prevalenti calcari oolitici, in strati medi a cui seguono calcari micritici, localmente dolomitizzati, in strati da medi a spessi, con sviluppo frequente di strutture da disseccamento e/o dissoluzione alla loro sommità. I litotipi dolomitici risultano più frequenti e localmente predominanti nella porzione mediana dell'unità, mentre nella parte superiore ricompaiono calcari oolitici e pisolitici (da grigi a nocciola) con intercalati orizzonti particolarmante ricchi in noduli algali (associati a più rari coralli e radioli di echinidi) e livelli di calcari dolomitizzati e dolomie.

In località Costa Carpineti i calcari oolitici e pisolitici di tetto sono sostituiti da calcari micritici da bianchi a grigi con intercalazioni dolomitiche.
Superiormente passano alle litofacies bioclastiche dei *calcari ad echinodermi e coralli* (**ECO**).

Il contenuto micropaleontologico è costituito da *Siphovalvulina variabilis* Septfontaine, *Bosniella croatica* (Gusic), *Selliporella donzellii* Sartoni & Crescenti, *Praekurnubia crusei* Redmond, *Salpingoporella annulata* Carozzi, e *Favreina* sp.. L'unità si estende dalla biozona a *Bosniella croatica* sino alla biozona a *Kurnubia* gr. *palastiniensis.*

AALENIANO – OXFORDIANO *p.p.*

PROGETTO CARG

1.2.3. - *calcari ciclotemici a gasteropodi* (**CCG**)

L'unità affiora estesamente nell'area C e comprende gran parte del Cretacico inferiore. Essa è costituita da prevalenti calcari fangostenuti, con intercalazioni biolitoclastiche, più frequenti nella parte media. La stratificazione è in strati da medi a spessi, localmente sottili. Le litofacies sono generalmente organizzate in cicli *shallowing-upward* a scala metrica. Tali cicli sono caratterizzati da sedimenti subtidali attribuibili ad ambienti di laguna da aperta (*grainstones-packstones* fini, *grainstones* bioclastici, *wackestones-packstones* ad oncoidi, alghe calcaree e foraminiferi bentonici) a ristretta (*mudstones* sterili o con faune bentoniche oligotipiche e poco sviluppate) a cui si sovrappongono facies alto-intertidali a *fenestrae* di varia tipologia (laminari, tubolari, irregolari *sensu* TUCKER & WRIGHT, 1990) e/o stromatoliti. Il tetto delle singole parasequenze è generalmente caratterizzato da più o meno pronunciate superfici di esposizione subaerea, talora evidenziate da cavità paleocarsiche con riempimenti policromi o da esili orizzonti argillo-marnosi.

A più livelli sono presenti intercalazioni, di spessore anche metrico e spesso canalizzate, di *wackestones-packstones* a nerineidi. Tali orizzonti risultano maggiomente concentrati nella parte mediana (versante meridionale di M.te Serra Secca), oppure superiore (S.S. 584, località Le Conche) dell'unità. Il limite superiore è stato posto in corrispondenza della comparsa dei primi orizzonti ad orbitolinidi generalmente accompagnati dal netto incremento della macrofauna che caratterizza l'unità dei "*calcari a requienie, caprotine ed ostreidi*" (**RCO**). Lo spessore massimo affiorante è di circa 700 metri.

L'associazione micropaleontologica è rappresentata da *Cuneolina camposaurii* SARTONI & CRESCENTI, *Cuneolina laurentii* SARTONI & CRESCENTI, ?*Cuneolina scarsellai* DE CASTRO, *Trocholina molesta* GORBATCHIK, *Trocholina alpina* (LEUPOLD), ?*Campanellula capuensis* DE CASTRO, *Montsalevia salevensis* (CHAROLLAIS, BRONNIMANN & ZANINETTI), *Salpingoporella biokovensis* SOKAC & VELIC, *Salpingoporella annulata* CAROZZI, *Lithocodium aggregatum* ELLIOTT, *Ortonella lemoineae* DRAGASTAN, *Rivularia lissaviensis* (BORNEMANN), *Mitcheldeania brinkmanni* DRAGASTAN & DUZBASTILAR, *Rivularia kurdistanensis* (ELLIOTT). Tale associazione permette di riferire l'unità all'intervallo cronostratigrafico che si estende dalla biozona a *Favreina salevensis* e *Salpingoporella annulata* alla biozona a ?*Cuneolina scarsellai* e *Cuneolina camposaurii p.p.*

BERRIASIANO *p.p.* - BARREMIANO *p.p.*

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

L'unità affiora nell'area C ed è costituita da calcari prevalentemente *floatstones* a molluschi immersi in matrice di *mudstones-wackestones* a cui si intercalano orizzonti, di variabile spessore, di *mudstones-wackestones* con foraminiferi bentonici, alghe e/o ostracodi. Il contenuto macrofaunistico è rappresentato da caprotine, caprine, requienidi ed ostreidi . In alcuni casi i gusci e/o i loro frammenti

PROGETTO CARG

appaiono circondati da un esile inviluppo micritico mentre in altri appaiono parzialmente o completamente dissolti con formazione di pseudomorfi riconoscibili solo per la diversa tonalità del sedimento (generalmente più scuro). A luoghi sono frequenti cavità biomoldiche spesso con riempimenti geopeti (*silt* vadosi alla base, mosaici calcitici che occludono totalmente o parzialmente i vuoti). Frequenti risultano anche le incrostazioni di probabile origine algale (*Bacinella irregularis*). Generalmente le comunità a caprotine e caprine caratterizzano la porzione basale e mediana dell'unità, mentre requienie ed ostreidi risultano più frequenti verso il tetto.

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.

In una successione ben esposta presente nel settore orientale dell'area rilevata (S.S. 584, località La Piletta) le principali litofacies sono rappresentate da:

a) *Floatstones* a caprotine, requienie e qualche caprina in matrice di *wackestones-packstones*;

b) *wackestones-packstones* con macrofossili interi (requienie, caprotine) a volte in posizione fisiologica;

c) *calcareniti-calciruditi* bioclastiche con frammenti di caprotine;

d) *mudstones-wackestones* con foraminiferi bentonici e peloidi.

La possibile attribuzione di tali facies ad ambienti subtidali lagunari prossimi al margine, soggetti ad un idrodinamismo variabile, è confermata dalla presenza, poche centinaia di metri a NW (area di Colle Raponaglia), di facies bioclastiche marginali con ricche faune a caprine e caprotine. Questa transizione, relativamente rapida (a meno di eventuali raccorciamenti attualmente mascherati dalla successiva tettonica distensiva) da ambienti lagunari ad ambienti marginali appare evidente anche nel limitrofo settore dei Monti d'Ocre (area di Valle Marina, area di Fonte Cerasitto-Mezzaspada – F° 359 "L'Aquila").

Localmente le litofacies dell'unità presentano, però, delle associazioni faunistiche poco sviluppate e non risultano, quindi, nettamente distinguibili dalle sottostanti. La tipica organizzazione in strati spessi e molto spessi permette, comunque, di individuare l'unità, il cui spessore si aggira sui 30-40 m.

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.Tali facies a caprotine e caprine (pre biozona a *Salpingoporella dinarica* Radoicic) rivestono una notevole importanza nella stratigrafia delle unità carbonatiche tetidee. Esse rappresentano infatti un bioevento riconosciuto nell'intero dominio periadriatico (Sartorio, 1989; Cestari & Sartorio, 1994), probabilmente legato alla trasgressione a scala globale dell'Aptiano basale (Sartorio, 1986; Fumanti, 1998).

Il contenuto micropaleontologico è costituito, tra le specie maggiormente significative, da: *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) sp., *Palorbitolina lenticularis*

PROGETTO CARG

(BLUMENBACH), *Acroporella radoicicae* PRATURLON, *Salpingoporella patruliusi* BUCUR, *Salpingoporella melitae* RADOICIC, *Salpingoporella dinarica* RADOICIC, *Hedstroemia moldavica* DRAGASTAN; esso 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 peculiari faune a rudiste.

BARREMIANO superiore - APTIANO inferiore *p.p.*

1.2.5. - *calcari e marne a Salpingoporella dinarica e charophite* (**CMS**)

L'unità è costituita da prevalenti calcari, *mudstones-wackestones* avana e nocciola, con intercalazioni di orizzonti centimetrici o decimetrici di argille e marne verdi. Al tetto dei litotipi calcarei sono presenti di frequente *mud-cracks*, *fenestrae* ed esili orizzonti arrossati. Le intercalazioni marnoso-argillose sono localmente caratterizzate dalla presenza di oogoni di charophite e piccoli gasteropodi. Abbondante, e caratteristica dell'unità, è la presenza di alghe dasicladacee (*Salpingoporella dinarica* RADOICIC).

Nel settore orientale dell'area C, alla base dell'unità, sono quasi ovunque presenti brecce eterometriche ed eterogenee con clasti di dimensioni da centimetriche a decimetriche, appartenenti ai litotipi delle successioni sottostanti. Gli spessori dei corpi brecciati sono difficilmente valutabili ma sembrano comunque essere compresi tra 2 e 15 metri. Buone esposizioni, ma in contesti fortemente tettonizzati, sono presenti a Valle Ruella, Fosso La Piletta, Carditola e lungo la sterrata che da Fonte dei Coppelli conduce a M.te Cava. Superiormente alle brecce sono presenti (M.te S.Rocco, versante settentrionale di M.te Ginepro) calcari scuri, fetidi, parzialmente dolomitizzati e sottilmente stratificati, contenenti faune oligotipiche ad ostracodi e rari resti di ittioliti. Tali facies hanno una potenza media di circa 10 metri e sono diffusamente presenti, assieme alle brecce basali, anche nelle limitrofe aree del M.te Velino (F° 368) e dei M.ti d'Ocre (F° 359), mentre risultano assenti nel settore settentrionale di Tornimparte. Lo spessore varia da 50 a circa 80 m.

Procedendo verso i margini della piattaforma le variazioni laterali dell'unità, nel suo insieme, sono rappresentate dalla scomparsa delle brecce basali probabilmente sostituite da orizzonti intensamente arrossati, localmente con piccole sacche bauxitiche, presenti a nord di Colle Raponaglia e dall'intercalazione di orizzonti biodetritici ad orbitoline e caprotine. Le *facies* micritiche riducono progressivamente il loro spessore fino ad azzerarsi all'interno dell'unità dei *calcari a rudiste ed orbitoline* (**RDO**). La *macrobiofacies* è generalmente scarsa nei settori interni dove è limitata ad alcuni orizzonti a gasteropodi (*Multiptyxis day* (BLAKENORN)) e requienidi, e si arricchisce verso i margini della piattaforma. La microfauna è caratterizzata da: *Praechrysalidina infracretacea* LUPERTO-SINNI, *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) *parva* DOUGLASS, *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH), ?*Earlandia brevis* ARNAUD-VANNEAU, aff. *Comaliammina* sp., ?*Valvulineria* sp.,

PROGETTO CARG

Miliolidae, *Salpingoporella dinarica* RADOICIC, *Garwoodia fluegeli* DRAGASTAN, *Atopochara trivolvis* PECK, oogoni di *Charophyta*. L'intervallo biostratigrafico corrisponde, quasi interamente, alla biozona a *Salpingoporella dinarica*.

APTIANO inferiore *p.p.*

1.2.6. - *calcari ciclotemici a requienie* (**CIR**)

L'unità affiora nell'area C ed è costituita da calcari, prevalentemente *mudstones-wackestones* bianchi, avana e nocciola, localmente dolomitizzati, ben stratificati in strati da medi a spessi, con rare intercalazioni di *packstones-grainstones* bioclastici ad orbitoline e di *grainstones-rudstones* ad orbitoline e frammenti di rudiste (caprotine, caprine e radiolitidi), presenti soprattutto verso la base dell'unità. Gli strati mostrano sovente un'organizzazione ciclica con facies inter-sopratidali rappresentate da stromatoliti, strutture da disseccamento e brecciole a clasti neri, direttamente sovrapposte alle facies subtidali fango o granulo sostenute. Fasi di esposizione subaerea più o meno prolungate sono testimoniate da paleocarsismo e/o esili e discontinui livelli argillosi verdi. Nella porzione medio-alta dell'unità, nel settore del M.te Nuria, compaiono *mudstones* da grigi a neri, bituminosi, fittamente stratificati, in eteropia laterale con *mudstones* ad ostracodi stratificati in strati da sottili a medi (10-30 cm). Alla sommità delle facies bituminose è localmente presente (strada Piscignola- Valle del Corno) un esile livello arrossato al di sopra del quale compaiono le litofacies a *Sellialveolina viallii* rappresentanti la base dei calcari intrabauxitici (**IBX**). Tale livello arrossato risulta, quindi paragonabile con l' orizzonte bauxitico che marca il tetto dell'unità *(1° orizzonte bauxitico*).

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* CHERCHI & SCHROEDER, *Paracoskinolina* sp.) (CHIOCCHINI *et alii*, 1989, 1994, in DAMIANI *et alii*, 1992). Anche il contenuto macropaleontologico risulta 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* (**CIR$_a$**) che rappresenta il limite superiore dell'unità. Il suo spessore è di circa 350 m.

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

APTIANO superiore – ALBIANO inferiore

PROGETTO CARTA

1.2.7. - *1° orizzonte bauxitico* (**CIR$_a$**)

Affiora esclusivamente nell'area C, dove marca il limite superiore dell'unità dei *calcari ciclotemici a requienie* (**CIR**). Esso è costituito da depositi bauxitici contenuti all'interno di depressioni paleocarsiche di profondità massima di 2-3 metri. Gli accumuli, tipicamente discontinui, sono collegati tra loro da un paleosuolo argilloso verde-giallognolo poggiante su di una superfice carsificata. Probabilmente a causa del loro limitato spessore i depositi bauxitici presenti nel foglio non furono soggetti a coltivazione mineraria. La loro precisa individuazione è sovente resa molto difficoltosa dalle presenza di una fitta copertura boschiva. Anche in queste situazioni, però, la comparsa dei peculiari litotipi dei sovrastanti *calcari intrabauxitici* (vedi oltre) permette di posizionare i limiti con un buon margine di approssimazione.

I corpi bauxitici 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 abruzzesi 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).

Gli spessori massimi delle unità in esame sono localizzati nei settori orientali dell'area (M.te S. Rocco, M.te Ginepro) e diminuiscono verso ovest. Il contatto con i calcari sovrastanti appare generalmente netto. L'importanza degli orizzonti bauxitici all'interno della storia evolutiva delle piattaforme carbonatiche cretaciche 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.

ALBIANO *p.p.* - CENOMANIANO *p.p.*

PROGETTO CARG

1.2.8. - *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 50 e gli 80 metri, che appare caratterizzato dalla presenza di numerose superfici di esposizione subaerea evidenziate da un diffuso paleocarsismo, a volte marcato da orizzonti fortemente arrossati, orizzonti argillosi con litoclasti anneriti e orizzonti dolomitizzati, cui corrispondono, con tutta probabilità, una serie di lacune stratigrafiche delle quali risultano documentabili paleontologicamente solo quelle di maggiore estensione. Le principali *litofacies* dell'unità sono rappresentate da: *mudstones* ad ostracodi e frammenti di charophite attribuibili ad ambienti marino-marginali; *mudstones-wackestones* a miliolidi ed ostracodi tipici di ambienti marini ristretti; *wackestones* con microfaune a foraminiferi bentonici ben sviluppate, gasteropodi e requienie caratteristici di ambienti subtidali più aperti.

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 discontinuo orizzonte bauxitico (*III orizzonte bauxitico*), di spessore da centimetrico a pluridecimetrico (M.te Torrecane) a cui corrisponde una lacuna di estensione regionale.

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* Hamaoui & Saint-Marc, *Cisalveolina lehneri* Reichel (alla base del *II 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*

1.2.9. - *2° e 3° orizzonte bauxitico* (**IBX**$_a$)

Al tetto dell'unità dei *calcari intrabauxitici* è presente un orizzonte di calcari arrossati e/o brecce in matrice rossa localmente con piccole sacche bauxitiche (*II orizzonte bauxitico Auctt.*) al di sopra del quale compaiono (M.te Ginepro – M.te Nuria) facies bioclastiche con *Sauvagesia nicaisei* e *Cisalveolina fraasi* per uno spessore massimo di circa 6-7 m. CENOMANIANO p.p.

Tra il biorizzonte a *C. fraasi* (Cenomaniano sommitale) ed i sovrastanti *calcari a radiolitidi* (probabile Turoniano sup.) è presente una più o meno pronunciata superficie di esposizione subaerea con sviluppo di cavità carsiche e talora con esili livelli bauxitici (*III orizzonte bauxitico*). TURONIANO p.p. A causa dell'esiguo spessore i due orizzonti non sono cartografabili separatamente; essi risultano marcatamente discontinui ma le lacune corrispondenti sembrano presenti in tutta l'area di piattaforma interna.

PROGETTO CARG

1.2.10. - *calcari a radiolitidi* (**RDT**)

Rappresentano gli ultimi termini cretacici della successione di piattaforma ed affiorano nell'area C, con uno spessore di circa 300 m. Essi sono troncati, a varie altezze stratigrafiche, dalle calcareniti mioceniche evidenziando l'andamento diacrono della trasgressione. In generale la porzione basale è caratterizzata dalle prevalenza di sequenze elementari di modesto spessore (30-60 cm) costituite da *facies* micritiche a scarso contenuto biogeno alle quali si sovrappongono orizzonti con laminiti criptalgali, *fenestrae* e cavità paleocarsiche. Superiormente aumentano gli spessori delle parasequenze e le *facies* esprimono una tendenza ad una maggior apertura (*mudstones-wackestones* di colore avana-nocciola, in strati da medi a spessi, con microfaune bentoniche), con l'intercalazione, a più livelli, di orizzonti particolarmente ricchi in rudiste.

L'ambiente di sedimentazione può essere riferito ad ambienti di laguna ristretta-piana tidale passanti, verso l'alto, ad ambienti di laguna a buona circolazione ed ossigenazione delle acque. L'associazione micropaleontologica, composta da *Moncharmontia apenninica* (De Castro), *Accordiella conica* Farinacci, *Nummoloculina* cf. *irregularis* Decrouez & Radoicic, *Rotorbinella scarsellai* Torre, *Aeolisaccus kotori* Radoicic, *Dicyclina schlumbergeri* Munier-Chalmas, *Heteroporella lepina* Praturlon, permette di riferire l'unità 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.* - SANTONIANO

1.3. - Successione mesozoica di margine della piattaforma carbonatica (Fig. 8)
(*Litostratigrafia*: F. Fumanti; *Biostratigrafia*: M. Chiocchini, P. Didaskalou, A. Mancinelli, A. Micarelli & M. Potetti)

1.3.1. - *unità oolitica* (**UOO**)

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

Questa unità è caratterizzata dalla presenza di Echinodermata, Anthozoa,

PROGETTO CARG

Hydrozoa, *Rivularia lissaviensis* (BORNEMANN), *Gutnicella cayeuxi* (LUCAS), *Bosniella croatica* (GUSIC), *Pseudocyclammina maynci* HOTTINGER che permettono di attribuirla alla biozona a *Gutnicella cayeuxi*.

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

1.3.2. - *calcareniti ad echinodermi e coralli* (**ECO**)

L'unità è costituita da prevalenti *calcareniti-calciruditi* biolitoclastiche con intercalazioni di *wackestones* e, raramente, da *mudstones*. I bioclasti sono rappresentati da abbondanti frammenti di echinodermi, antozoi e briozoi. 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. Inferiormente passano ai litotipi prevalentemente micritici di **UCD** mentre, verso l'alto, passano gradualmente a **CCD**.

L'unità è presente solo nell'area C, sul versante meridionale di M.te Nurietta con uno spessore di 150-200 m. L'associazione micropaleontologica, caratterizzata da *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK, *Nautiloculina oolithica* MOHLER, *Labyrinthina mirabilis* WEYNSCHENK, *Siphovalvulina variabilis* SEPTFONTAINE, permette di riferire l'unità alla parte superiore della biozona a *Protopeneroplis striata.*

OXFORDIANO.-KIMMERIDGIANO *p.p.*

1.3.3. - *calcari ad ellipsactinie* (**ELL**)

L' unità, dello spessore affiorante massimo di circa 100-150 m, è costituita da *rudstones* bioclastici bianchi in strati spessi o a giacitura indistinta, prevalenti nella parte basale, caratterizzati da una ricca fauna ad ellipsactinie (*Ellipsactinia caprense* CANAVARI, *Ellipsactinia ramosa* CANAVARI), 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 nell'area C, nel settore di Castiglione, dove passa verso l'alto alle litofacies prevalentemente micritiche di **CCG** e nell'area di M.te Calvo (area D).

I microfossili maggiormente significativi sono rappresentati da: *Protopeneroplis ultragranulata* (GORBATCHIK), *Mohlerina basiliensis* (MOHLER), *Labyrinthina mirabilis* WEYNSCHENK, *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK, *Tubiphytes morronensis* CRESCENTI. L'intervallo biostratigrafico corrisponde alla biozona a *Tubiphytes morronensis.*

KIMMERIDGIANO *p.p.* – TITONIANO *p.p.*

PROGETTO CARG

1.3.4. - *calcari a coralli e diceratidi* (**CCD**)

Affiorano nel settore di Castiglione (area D) e nel settore del M.te Nurietta (area C) in eteropia laterale con i *calcari ad ellipsactinie* (**ELL**). Essi sono costituiti da *grainstones-rudstones* ad elementi da ben selezionati e classati a dispersi caoticamente in una matrice granulo-sostenuta. La differenza rispetto ai *calcari ad ellipsactinie* è data dalla presenza, localmente molto abbondante, di coralli sia in frammenti sia in cespi di dimensioni decimetriche, e di diceratidi. L'unità passa superioremente a **CNE** (zona C, M.te Nurietta) e a **RDO** (zona D). Il loro spessore è variabile da 70 a 100 m.

La macrofauna è rappresentata da Echinodermata, Anthozoa, Briozoa, Diceratidae ed Hydrozoa (*Sphaeractinia* cf. *diceratina* STEINMANN, *Chaetetopsis limitata* (DENINGER), *Ellipsactinia sp.*, e da ammoniti (*Hybonoticeras* gr. *Beckeri* e *Spiroceratidi?*, PALLINI com. pers.) mentre il contenuto micropaleontologico è caratterizzato da *Protopeneroplis ultragranulata* (GORBATCHIK), *Pseudocyclammina lituus* YOKOYAMA, *Clypeina jurassica* FAVRE, *Campbeliella striata* (CAROZZI), *Lithocodium aggregatum* ELLIOT, *Tubiphytes morronensis* CRESCENTI.

Tale associazione permette di riferire l'unità, nel suo complesso, alla biozona a *Tubiphytes morronensis* e alla parte inferiore della biozona a *Lithocodium aggregatum*.

KIMMERIDGIANO *p.p.* – BARREMIANO inferiore

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

I *calcari a clasti neri e gasteropodi* affiorano esclusivamente nell'area C, sul versante meridionale del M.te Nurietta, dove rappresentano il termine di passaggio dalle facies marginali altogiurassiche alle facies lagunari-tidali del Cretacico inferiore. Lo spessore è di circa 30-50 m.

Sono costituiti da prevalenti *grainstones* bio-intraclastici con elementi generalmente ben selezionati e da *floatstones* a gasteropodi, con locali intercalazioni di livelli di *wackestones* e, a più livelli, di *grainstones* a clasti anneriti, in strati da sottili a medi, solo a luoghi spessi. Il colore è tipicamente grigiastro. All'interno dell'unità sono presenti diverse superfici di esposizione subaerea contrassegnate da un moderato paleocarsismo e da orizzonti micritici più o meno completamente anneriti. Frequente e diffusa ricristallizzazione.

Contengono resti di echinodermi, alghe calcaree, gasteropodi, diceratidi, ellipsactinie e coralli, *Trocholina alpina* (LEUPOLD), *Trocholina* cf. *involuta* MANTSUROVA e *Salpingoporella annulata* CAROZZI.

Biozona a *Lithocodium aggregatum* (parte inferiore)

BERRIASIANO *p.p. (?)*

PROGETTO CARG

1.3.6. - *calcari a rudiste e orbitoline* (**RDO**)

L'unità affiora nell'area C ed in limitati lembi nell'area D, con spessori fino a 180 m, ed è costituita da prevalenti *grainstones* biointraclastici, 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 livelli, 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 livelli di *grainstones* con ricca fauna ad orbitoline e frammenti di bivalvi e coralli; localmente sono presenti *grainstones* oolitici.

Per la loro notevole similitudine sedimentologica, per la discontinuità degli affioramenti, e soprattutto per le loro condizioni d'affioramento, tutte le *litofacies* barremiano-cenomaniane riferibili ad ambienti marginali 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.

L'associazione micropaleontologica è caratterizzata 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. Tale associazione permette di riferire l'unità alla parte superiore della biozona a *Lithocodium aggregatum* e alla biozona a *Orbitolina*.

BARREMIANO superiore – CENOMANIANO p.p.

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

Affiorano unicamente nell'area D, estesamente a M.te La Serra e limitatamente ad un piccolo affioramento nei pressi di Castiglione. Le *litofacies* sono costituite da *grainstones-rudstones* bianchi cristallini, bio-litoclastici con abbondanti frammenti di rudiste. Tali *facies* rappresentano i termini eteropici della porzione superiore di **IBX** e dell'unità **RDT**. Lo spessore affiorante è di circa 200 metri. 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, *Nummoloculina* sp., *Nezzazatinella* sp., *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI), *Aeolisaccus kotori* (RADOICIC). La macro e la microfauna presenti permettono di riferire l'unità alla parte media e medio superiore della biozona a *Orbitolina* e alla biozona a *Hippuritidae* e *Radiolitidae*.

CENOMANIANO *p.p.*- SANTONIANO *p.p.*

PROGETTO CARG

1.4. - Successione mesozoica di gradino ribassato-rampa-scarpata *s.l.* (Fig. 8).

(*Litostratigrafia*: R. Di Stefano, F. Fumanti & S. Nisio; *Biostratigrafia*: M. Chiocchini, P. Didaskalou, A. Mancinelli, A. Micarelli & M. Potetti)

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

I *calcari bioclastici "inferiori"* affiorano nell'area di M.te Calvo (area D) e sono in parziale eteropia con i *calcari a ellipsactinie* (**ELL**).

La formazione è composta da diverse *litofacies*. Predominano i calcari biodetritici costituiti da *grainstones*, *packstones* e *wackestones* a granulometria variabile, in strati medi, con intercalazioni di orizzonti, di spessore variabile nell'ordine del metro, di brecce sedimentarie (con clasti di diametro dell'ordine del dm), presenti soprattutto nella parte bassa della successione; estremamente subordinati sono livelli di calcari micritici nocciola, che tendono ad aumentare verso l'alto. Lo spessore totale è di circa 300 m.

Il contenuto paleontologico di questa unità è costituito da resti di Echinodermata, Bryozoa, Hidrozoa, *Aptychus* s.p., e Radiolaria, *Globochaete alpina* Lombard, *Stomiosphaera moluccana* Wanner, *Saccocoma* sp, *Tubiphytes morronensis* Crescenti, *Nodosaridae*, *Lenticulina* sp.

Pertanto l'unità si sarebbe deposta nell'intervallo compreso tra la biozona a *Radiolaria* e *Tubiphytes morronensis* e la biozona a *Saccocoma* e *Tubiphytes morronensis.*

KIMMERIDGIANO – TITONIANO inferiore.

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

Affiorano sul versante orientale di M.te Calvo (area D).

L'unità è costituita da prevalenti *grainstones-rudstones* bioclastici ed oolitici spesso fortemente ricristallizzati; localmente possono assumere aspetto saccaroide in strati da medio a spessi, a luoghi con giacitura indistinta, con intercalazioni di *mudstones-wackestones* a calpionelle. Contengono frammenti di echinodermi, coralli, briozoi, *Ellipsactinidae*. Spessore 150 m.

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 ultragranulata* (Gorbatchik), *Lithocodium aggregatum* Elliott, *Colomisphaera carpathica* (Borza), *Crassicollaria intermedia* (Durand-Delga), *Calpionella alpina* Lorenz, *Calpionella elliptica* Cadish, *Calpionellopsis simplex* (Colom), *Calpionellopsis 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* e a parte della biozona a *Hedbergella* e *Lithocodium aggregatum*.

TITONIANO superiore-APTIANO *p.p.*

PROGETTO CARG

1.4.3. - *calcari bioclastici "superiori"* **(BLS)**

I *calcari bioclastici "superiori"* affiorano a M.te Calvo (area D) al tetto dei *calcari cristallini ad echinodermi e coralli* (**ECC**); essi sono eteropici delle *calcareniti e calciruditi a fucoidi* (**CCF**) e di parte della *scaglia detritica* (**SCZ**) (Area A_2).

Sono costituiti da livelli biodetritici a granulometria fine, in strati sottili, con rare intercalazioni di calcari biodetritici di spessore dell'ordine di 5-6 m e di calciruditi e brecce che abbondano nell'area di M.te Calvo, e di sottili livelli di calcari micritici. Il biodetrito è costituito da abbondanti frammenti di rudiste (radiolitidi, caprotine, caprine, tra cui *Ictyosarcolites s.p.*), orbitoline, idrozoi, echinodermi. Gli strati sono da medi a spessi, talora a geometria lenticolare, o a stratificazione indistinta.

Lo spessore massimo affiorante è di circa 70 m.

Sono presenti resti di Echinodermata, Bryozoa, Anthozoa, Radiolitidae, Gastropoda, *Aptychus* sp. I microfossili sono rappresentati da *Orbitolina* (*Conicorbitolina*) *conica* (D'ARCHIAC), *Paleodictyoconus* cf. *arabicus* (HENSON), *Lithocodium aggregatum* ELLIOTT, *Hedbergella delrioensis* (CARSEY), *Globigerinelloides algerianus* CUSHMAN & TENDAM, *Ticinella bejaouaensis* SIGAL, *Ticinella primula* LUTERBACHER, *Biticinella breggiensis* (GANDOLFI), *Rotalipora ticinensis* (GANDOLFI), *Rotalipora appenninica* RENZ, *Rotalipora greenhornensis* (MORROW), *Praeglobotruncana gibba* KLAUS, *Dicarinella algeriana* (CARON), *Rotalipora cushmani* (MORROW). Pertanto l'unità descritta si estende dalla parte superiore della biozona a *Hedebergella* e *Lithocodium aggregatum* alla biozona a *Rotalipora* e *Orbitolina.*

APTIANO *p.p.*-CENOMANIANO

1.4.4. - *calcari a calcisphaerulidi* **(SPH)**

L'unità affiora esclusivamente nel settore settentrionale di M.te La Serra-M.te La Rocca (area D) dove è costituita da *calciruditi-calcareniti* 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 brecce e di *mudstones* a foraminiferi planctonici. Rappresentano i termini eteropici alla porzione cretacica 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 (**CFR_2**).

Tra le globotruncane sono state riconosciute *Marginotruncana* gr. *pseudolinneiana e Marginotruncana* gr. *coronata* (MATTEUCCI 1992). La microfacies è caratterizzata dalla straordinaria abbondanza di Calcisphaerulidi, che talora costituiscono l'intera parte litoide. L'associazione è costituita da: *Pithonella ovalis* (KAUFMANN), *Pithonella perlonga* ANDRI (rara), *Pithonella sphaerica* (KAUFMANN), *Calcisphaerula innominata* BONET (rara) *e Bonetocardiella conoidea* (BONET) (rara, e presente solo nei livelli più bassi). Spessore fino a 280 m.

L'unità si estende dalla biozona a *Marginotruncana* ed *Hippuritidae* alla biozona a *Globotruncanita* ed *Orbitoides*.

TURONIANO *p.p.*-CAMPANIANO *p.p.*

PROGETTO CARG

1.5. - Successione cenozoica di rampa-piattaforma aperta (Fig. 9).
(*Litostratigrafia*: F. Fumanti & S. Nisio; *Biostratigrafia*: P. Didaskalou, A. Micarelli & M. Potetti)

1.5.1. - *calcareniti a macroforaminiferi* **(CFR)**

L'unità affiora all'interno dell'*Unità M.te Nuria* (area C) con spessori e caratteri litologici piuttosto variabili, e nella dorsale M.te La Rocca-Monte La Serra (area D).
I depositi di questa unità rappresentano una successione di rampa carbonatica, a luoghi assai condensata e lacunosa.
Il limite inferiore e quello superiore di **CFR** corrispondono, generalmente a importanti discontinuità riconoscibili alla scala regionale e rappresentate da lacune sedimentarie di diversa ampiezza a seconda dell'area esaminata. In corrispondenza di tali discontinuità sono localmente osservabili discordanze angolari tra questa unità e quelle incassanti. All'interno dell'unità stessa sono presenti lacune sedimentarie.
In questa successione sono stati distinti tre membri: *calcareniti a nummuliti e discocycline* (**CFR_1**); *calcareniti a miogypsine e lepidocycline* (**CFR_2**); *successione condensata* (**CFR_3**).

calcareniti a nummuliti e discocycline (**CFR_1**). Il membro in esame affiora all'interno dell'*Unità M.te Nuria* (area C) e nella dorsale M.te La Rocca-M.te La Serra (area D).
Alla sua base compaiono talora calcari micritici non sempre cartografabili (*scaglia di annegamento*) verdolini o rosati, ricchi in foraminiferi planctonici del Cretacico superiore e termini paleocenici contenenti coralli coloniali, alghe corallinacee e piccoli litotamni (calcari a *Pseudolithotamnium album Auct.*). Al di sopra di questi la successione è costituita da un orizzonte metrico basale di *grainstones-rudstones* bioclastici bianchi, massivi, con abbondanti nummuliti. Questi litotipi non sono continui lateralmente e si assottigliano, fino a scomparire assumendo una geometria lenticolare. Superiormente è presente un orizzonte di alcuni metri di calcareniti marnose avana e di calcareniti fini avana alternate a *rudstones-grainstones* con nummuliti e discocycline.

A luoghi l'Eocene basale è rappresentato da *grainstones* ad alveoline e miliolidi, passanti superiormente ai calcari a nummuliti dell'Eocene medio o direttamente sottostanti alle *calcareniti a punti rossi* (**CBZ_3**) del Miocene medio.

A M.te La Serra (Tornimparte) la base dell'unità è rappresentata da uno strato, attribuito all'Eocene medio (Matteucci 1992), di circa 50 cm di micrite emipelagica con *Alveolina* sp. e *Gyroidinella* sp., al cui tetto è presente un sottile *hardground* glauconitizzato. Il passaggio all'Oligocene è individuato da una seconda superficie glauconitizzata su cui poggiano 10 cm di emipelagiti a grandi globigerinidi. Nella dorsale di M.te La Rocca- M.te La Serra al tetto di tale membro è presente un orizzonte conglomeratico a matrice glauconitica e

PROGETTO CARG

con vistose plaghe di colore verde o bruno. Esso è costituito da litoclasti delle sottostanti calcareniti.

Il contenuto organogeno è dato da ostreidi, echinidi, coralli, *Eulepidina* sp., *Operculina* sp., *Heterostegina* sp., *Amphistegina* sp. e alghe corallinacee (Matteucci 1992).

Nel settore orientale (Collefracido-Genzano) il membro in esame è costituito da due litofacies principali che si alternano irregolarmente:

- *packstones-grainstones* nocciola con foraminiferi planctonici, discocycline e nummuliti generalmente di piccole dimensioni

- *calcareniti-calciruditi* ricche di *Nummulites* sp., *Discocyclina* sp. e *Alveolina* sp. rimaneggiate e anche di grandi dimensioni, generalmente disposte caoticamente ma, in alcuni casi, orientate parallelamente alla stratificazione. Alla Cava di Genzano sono presenti *pebbly mudstones* a clasti arrotondati di dimensioni centimetriche deformati e compenetrati per fenomeni di pressione-soluzione.

I fossili riconosciuti, *Morozovella angulata* (White), *Morozovella velascoensis* (Cushman), *Igorina pusilla* (Bolli), *Morozovella* gr. *aragonensis* (Nuttall), *Morozovella* gr. *formosa* (Bolli), *Nummulites* gr. *maximus* (D'archiac), *Morozovella* gr. *lehneri* (Cushman & Jarvis), *Nummulites fabianii* Prever, *Nummulites* cf. *retiatus* Roveda, *Turborotalia* gr. *cerroazulensis* (Cole), *Ethelia alba* (*Pseudolithotamnium album Auct.*) (Pfender), permettono di individuare un'intervallo biostratigrafico compreso tra le biozone SBZ2 e SBZ21 *p.p.*, correlabili con le biozone a Foraminiferi P1a-P17.

PALEOCENE-RUPELIANO *p.p.*.

Quando alla base sono presenti i livelli micritici della *scaglia di annegamento*, in cui si riconoscono, *Contusotruncana contusa* (Cushman), *Globotruncanita stuarti* (De Lapparent), l'intervallo biostratigrafico comprende anche la zona a *Globotruncanita* ed *Orbitoides sp.*.

MAASTRICHTIANO *p.p.* - RUPELIANO *p.p.*.

*calcareniti a miogypsine e lepidocycline (***CFR**$_2$*)*. Questo membro presenta una forte variabilità sia nelle litofacies che negli spessori. Nell'area C, nei settori in cui compaiono le litofacies di annegamento, affiora con uno spessore di poche decine di metri, con vistosi *pinchouts* verso l'interno dei blocchi. In tali settori l'unità è costituita da prevalenti grainstones bioclastici da grigiastri ad avana chiari con macroforaminiferi bentonici (lepidocycline, miogypsine, amphistegine), echinodermi, briozoi, frammenti di litotamni, localmente alternati ad orizzonti calciruditici. La stratificazione è sempre ben evidente con strati da medi a spessi e fratturazione a losanga. Sovente i bioclasti appaiono orientati parallelamente alla stratificazione.

Nel settore di M.te La Rocca-M.te La Serra (Tornimparte – area D) esso è costituito da calcareniti molto ricche in lepidocycline, a cui si intercalano calcari marnosi e marne che diventano prevalenti verso la sommità, fino a sfumare alle sovrastanti *calcareniti spongolitiche*. Anche lo spessore degli strati aumenta verso l'alto, andando da 0,5 fino a circa 1,5 m. Lepidocyclinidi, corallinacee, echinidi e rare *Miliolidae* sono presenti in tutta l'unità, a costituire la frazione

PROGETTO GARC

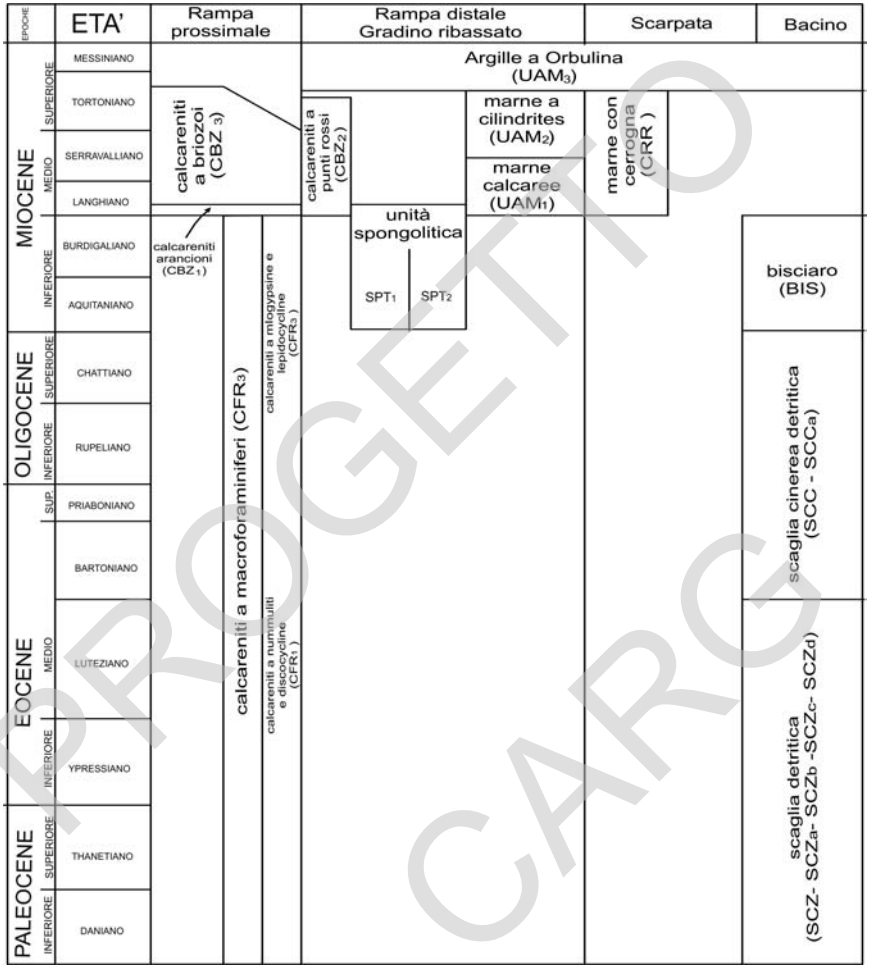

Fig. 9 - Schema dei rapporti cronostratigrafici tra le unità litostratigrafiche terziarie affioranti nel F.° 358 Pescorocchiano.

organogena; ad essi, nella porzione superiore, si associano *Miogypsina* sp., *Amphistegina* sp., *Heterostegina* sp., nonchè sporadiche spicole di spugne. Al tetto dell'unità si osserva un rapido sviluppo di silicospongie in concomitanza con il ridursi delle miogypsine.

Lo spessore raggiunge un massimo di 75 metri che si riduce procedendo verso sud, dove (M.te La Piaggia) non supera i 25 metri.

Nel settore di Colle Munito (area D) il contenuto marnoso scompare quasi del tutto e l'unità risulta costituita da calcareniti fini, nocciola, in strati da

PROGETTO CARG

sottili a medi alternate a calcareniti più grossolane ricche in macroforaminiferi (*Lepidocyclina* sp., *Amphistegina* sp., *Heterostegina* sp.). Localmente (estremità nordoccidentale della dorsale di Colle Ripa, base di Colle Munito) sono presenti corpi, ad andamento lenticolare, costituiti quasi esclusivamente da lepidocycline di notevoli dimensioni, con gusci isorientati e con scarsa matrice verdognola.

Limitatamente all'area di M.te La Rocca, alla base del membro (**CFR$_2$**) sono presenti calcari e calcari marnosi variegati, contenenti intercalazioni bioclastiche con lepidocyclinidi e piccoli litoclasti; lo spessore degli strati varia da 0,5 a 1 m. Il contenuto organogeno è rappresentato, oltre che dalle lepidocycline, da pectinidi, echinidi, briozoi ed ostreidi, e da microforaminiferi bentonici. Frequenti risultano anche le tracce fossili attribuibili agli icnogeneri *Zoophycos* e *Thalassinoides* (MATTEUCCI, 1992). Verso la sommità del membro compaiono due livelli di brecce poligeniche glauconitiche ricche in corallinacee (**CFR$_{2a}$**). Il livello inferiore è costituito da clasti subarrotondati, prevalentemente di calcari neritici ad *Eulepidina* sp., con diametro fino a 15 cm.; quello superiore individua il tetto dell'unità. Nelle calcareniti affioranti alla cava di M.te La Rocca è presente una diffusa impregnazione di ossidi di Mn, che obliterano più o meno parzialmente i gusci dei macroforaminiferi; per questa mineralizzazione,che avviene lungo una minuta rete di microfratture,viene suggerita (COZZUPOLI & MACIOCE , 1992) un'origine epitermale piuttosto che sedimentaria.

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 l'unità in esame all'intevallo che si estende dalla biozona SBZ21 *p.p.* alla biozona SBZ25 *p.p.*

RUPELIANO *p.p.* - BURDIGALIANO *p.p.*

successione condensata (**CFR$_3$**). Questa successione affiora nell'area C e D ed è costituita da litotipi della *scaglia di annegamento,* delle *calcareniti a nummuliti* (**CFR$_1$**) e delle *calcareniti a miogypsine e lepidocycline* (**CFR$_2$**) non cartografabili individualmente per l'esiguo spessore. Tale successione è costituita in prevalenza da calcari marnosi e marne, spesso con glauconite ed ossidi di Fe/Mn, con orizzonti condensati (*hard-ground*) e lacune a più livelli stratigrafici. Subordinatamente sono presenti calcari, calcareniti, calciruditi, brecce mono e poligeniche e localmente orizzonti a *pebbly mudstones*. Le facies detritiche sono più frequenti verso la base dell'unità.

Poco a nord di Pendenza tale unità è costituita da brecce eterometriche, con clasti di depositi cretacici di piattaforma carbonatica immersi in matrice micri-

PROGETTO CARG

tica verdastra, con nummuliti; esse poggiano in discordanza sui termini medio cretacici di piattaforma.

Negli affioramenti delle Grotte di S. Filippa, di Casale Valentini e Fonte La Moscara è possibile distinguere a scale grandi (1:10000; 1:25000) i depositi di **CFR_1** e **CFR_2,** ma a scale più piccole per il loro esiguo spessore tali termini sono stati unificati in **CFR_3**.

Localmente (Casale Giomici) i *mudstones* a planctonici costituiscono il riempimento di fratture nei termini sottostanti.

Nell'area a nord di M.te Morrone prevalgono brecce costituite da clasti carbonatici di piattaforma eterometrici (fino a decimetrici) in matrice rossastra a planctonici (sterrata di Colle Campanino). Sono presenti rari orizzonti micritici e noduli di selce.

Lungo la strada per Campo Felice, sul versante Case Cordeschi-Piletta (area C) sono presenti i filoni sedimentari incassati nei depositi cretacici riempiti di materiali micritici paleogenici.

Essi sono legati all'attivazione di faglie, con conseguente apertura di fratture beanti nelle aree periferiche dei blocchi carbonatici.

Lo spessore delle singole litofacies è estremamente variabile così come quello dell'unità nel suo insieme. Negli affioramenti più meridionali come a Collicelli e Piano del Monte **CFR_3** è limitata a sacche dello spessore di qualche metro. Gli spessori aumentano procedendo verso nord; passando da 10-20 m (intorno a Rocca di Fondi) ai 20-30 m di Colle Serrone mentre diminuiscono sia verso ovest (dove affiora per uno spessore di 6 o 7 m lungo Rio Fossato Pigone) che verso Est dove tale successione diminuisce progressivamente fino a sparire del tutto (zona a sud di Colle Serrone).

Il contenuto paleontologico è lo stesso individuato in **SCZ_d**, **CFR_1** e **CFR_2** alla cui descrizione si rimanda. Pertanto sulla base di tali dati e su quelli bibliografici esistenti (CAPOTORTI, 1993; CAPOTORTI *et alii*, 1995) l'unità può essere attribuita all'intervallo CRETACICO superiore *p.p.*-MIOCENE inferiore.

1.5.2 - *unità spongolitica* (**SPT**)

L'apporto di materiale organogeno siliceo diviene importante nell'intervallo cronologico Aquitaniano-Langhiano. I depositi spongolitici caratterizzano la sedimentazione di rampa carbonatica sul bordo occidentale del *dominio laziale-abruzzese*; antistante il bacino pelagico umbro-marchigiano, dove contemporaneamente si depositava il *Bisciaro*, contenente vulcanoclastiti riodacitiche.

L'*unità spongolitica* presenta al suo interno numerose variazioni litologiche e in essa sono stati distinti due membri: *membro Guadagnolo* (**SPT_1**) e *membro Tornimparte* (**SPT_2**). I membri in questione sono a loro volta caratterizzati da diverse associazioni litologiche.

PROGETTO CARG

membro Guadagnolo (**SPT_1**). Affiora nella dorsale M.te Filone-M.te Navegna-M.te S.Angelo, al margine occidentale del Foglio (area B). In essa sono state distinte due associazioni.

associazione marnosa **(SPT_{1b}).** E' formata da marne e marne calcaree con intercalazioni di orizzonti calcarei non cartografabili per il loro limitato spessore. Nella zona di Colle Ettore–M.te Valli la porzione basale del membro è costituita da calcareniti fini avana e giallastre, in strati medi e spessi, che passano superiormente a marne calcaree grigio-nerastre a luoghi fortemente bituminose, alle quali si intercalano marne e subordinatamente marne argillose in rapporto crescente sino al tetto del membro. La microfauna è costituita da radiolari e spicole di spugna, mentre la macrofauna da tracce di organismi bioturbatori. Nella zona di Monte Filone, invece, la parte inferiore del membro è caratterizzata da marne giallastre e grigiastre con una abbondante frazione detritica grossolana affiorante in rapporti fortemente variabili da zona a zona. Sulle parti esposte degli strati sono ben visibili abbondanti accumuli di spicole di spugne, associate a frammenti di briozoi, bivalvi, echinidi e foraminiferi planctonici e bentonici, soprattutto nella porzione inferiore e media. Superiormente il contenuto detritico, sia organico che inorganico, tende a diminuire ed i depositi diventano più schiettamente marnosi, talora bituminosi, di colore grigio-verdastro. Il tetto del membro è stato posto in corrispondenza della comparsa di un orizzonte calcarenitico affiorante in maniera piuttosto continua in tutta l'area rilevata. A Colle Ettore lo spessore massimo in affioramento è di circa 200 m.

L'ambiente di sedimentazione è quello di rampa distale.

associazione calcarenitica superiore **(SPT_{1c})**. La porzione inferiore di tale associazione è caratterizzata da litotipi prevalentemente calcarenitici. Nella zona di Colle Ettore-M.te Valli affiorano *packstones* di colore grigio chiaro in strati spessi a luoghi bituminosi, localmente ricchi in silicosponge talora in buono stato di conservazione (S. Maria Pagaret). Oltre che frammenti di spugne sono stati rinvenuti frammenti di pectinidi, ditrupe e lamellibranchi. Seguono in successione marne giallastre e livelli calcarenitici grossolani nocciola scuro, con frequenti punti rossi e spalmature marnose giallastre. Il rapporto marne/calcari è fortemente variabile da zona a zona, probabilmente a causa della scarsa continuità laterale dei corpi detritici. Nella zona di Monte Filone-Monte Navegna, invece, l'orizzonte calcarenitico basale è costituito da *grainstones* e subordinati *packstones* di colore nocciola in strati da medi a spessi (Mirandella). Le caratteristiche tessiturali sono del tutto analoghe a quelle delle *calcareniti a punti rossi* (**CBZ_2**); differiscono da queste per un contenuto bioclastico particolarmente abbondante e per la presenza di silicosponge al passaggio con il membro sottostante. Al di sopra dell'orizzonte appena descritto affiorano *packstones* nocciola scuro con rari punti rossi. I frequenti livelletti marnosi giallastri, sia inter che intrastrato, conferiscono a questi litotipi un aspetto tipicamente anastomizzato. In

PROGETTO CARTA

affioramento si riconoscomo tracce di limivori laddove il contenuto marnoso si fa preponderante. Spessore variabile tra i 230 m (Colle Ettore) ed i 350 m circa (Monte Navegna).

L'ambiente di sedimentazione di questa associazione è quello di una rampa più prossimale.

L'associazione micropaleontologica, caratterizzata da Radiolaria, *Globoquadrina dehiscens* (CHAPMAN, PARR & COLLINS), *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Globigerinoides bisphericus* TODD, *Paragloborotalia kugleri* (BOLLI), *Praeorbulina* spp., permette di riferire l'unità all'intervallo che si estende dalla biozona a *Paragloborotalia kugleri* alla biozona a *Praeorbulina* spp.

AQUITANIANO-LANGHIANO inferiore

membro Tornimparte (**SPT_2**). Il membro è ben esposto, nell'Area D, lungo tutto il fianco orientale dell'allineamento M.te La Rocca-M.te La Serra, da Valle Acquoli fino al Fosso Acquacorri. All'interno dell' unità è possibile operare una suddivisione in quattro associazioni (distintamente cartografati) che sono, dal basso verso l'alto: *associazione calcarea, associazione marnosa, associazione calcareo-marnosa, associazione calcarenitica con selce.*

associazione calcarea **(SPT_{2a}).** E' costituita da calcareniti leggermente marnose, a laminazione piano-parallela, di colore grigio o avana, in strati di 2-3 metri separati da livelli più marnosi di spessore centimetrico. La parte superiore dei banchi, tranne quelli basali, può presentare una bioturbazione a *Planolites.*

Il contenuto organogeno è rappresentato principalmente da organismi silicei: spicole, biosomi e bioclasti di silicospongie e radiolari. Subordinatamente sono presenti bioclasti di organismi a guscio carbonatico: foraminiferi (*Globigerina* sp., *Globorotalia* sp.), ostracodi, echinidi, briozoi; *Miogypsina* sp. solo alla base. Il materiale bioclastico siliceo è organizzato in livelli sottili messi in rilievo dall'erosione selettiva, ed in alcuni strati si nota una leggera tendenza alla gradazione. Lo spessore della litofacies può raggiungere i 60 m.

associazione marnosa **(SPT_{2b}).** L'associazione intermedia del membro consiste di marne e marne calcaree fissili, a cui si intercalano rari strati calcarenitici di spessore metrico, di colore avana, a laminazione piano-parallela.

L'associazione faunistica comprende, analogamente all'associazione calcarea, spicole e biosomi di silicospongie (con una densità però nettamente minore), nonchè echinidi in frammenti e foraminiferi con gusci ricristallizzati.

Lo spessore totale si aggira sui 90 m.

associazione calcareo-marnosa(calcareniti spongolitiche) **(SPT_{2c}).** E' costituita da un'alternanza di calcareniti e marne in rapporto 1:1; lo spessore degli strati tende ad aumentare verso il tetto variando tra 0,5 e 2 m. Molto evidente è la laminazione piano-parallela, che nelle calcareniti è accompagnata da un accenno di gradazione e da una leggera bioturbazione.

PROGETTO CARG

L'erosione selettiva conferisce all'associazione una peculiare morfologia che ne facilita l'individuazione sul terreno (come ad esempio in località Scrimone).

Anche in questo caso il contenuto bioclastico delle calcareniti è rappresentato, oltre che da silicospongie e radiolari, da briozoi, echinidi, balanidi, ittiodontoliti, *Amphistegina* sp., textularidi e foraminiferi planctonici. Nelle marne invece si ritrovano quasi esclusivamente spicole di spugne, frammenti di briozoi e radioli di echinidi. Nella parte alta dell'associazione compaiono orizzonti calcarei bioclastici, spessi circa 1 metro e delimitati a tetto ed a letto da superfici articolate; il contenuto organogeno è rappresentato prevalentemente da briozoi celleporidi, nonchè da pectinidi ed ostreidi.

Lo spessore totale dell'associazione può raggiungere 130 m.

associazione calcarenitica con selce (**SPT_{2d}**). Unicamente lungo la dorsale di M.te La Rocca-M.te La Piaggia (Tornimparte-area D) alle *calcareniti spongolitiche* (**SPT_{2c}**) fanno seguito calcareniti selcifere in strati spessi, di colore biancastro o grigio-bruno, con una tipica fessurazione a losanga (**SPT_{2d}**). Soprattutto nella porzione medio-bassa di tale associazione si osservano abbondanti liste in selce bruna, che conferiscono alle calcareniti una spiccata fissilità. Il contenuto organogeno è costituito da silicospongie, sia come spicole disseminate che come biosomi concentrati in esili orizzonti (ben evidenziati dall'erosione selettiva), da radiolari, nonché da organismi a scheletro carbonatico (briozoi, echinidi). Caratteristici della parte inferiore dell'associazione sono inoltre orizzonti calcarei finemente bioclastici, analoghi a quelli già osservati verso la sommità delle *calcareniti spongolitiche* (**SPT_{2c}**); questi strati spessi intorno a 1-2 m, contengono litoclasti di brecce a matrice arrossata, costituite per la maggior parte da selce bianca. In prossimità del tetto la componente marnosa, fin qui sempre scarsa, mostra un rapido incremento e l'unità sfuma in pochi metri alla *unità argilloso-marnosa*.

L'associazione in questione ha uno spessore massimo di circa 300 m. Procedendo verso sud tale spessore decresce e si attesta intorno ai 180 metri nell'area di La Piaggia.

Verso est il *membro* **SPT_2** perde la suddetta suddivisione e passa a calcareniti fini, localmente ricche in noduli di selce (Colle Miruci) e piccole spugne (Colle Ripa), con sottili intercalazioni di marne calcaree e marne, a volte scure e fetide, con abbondanti spicole di spugna, e calcareniti fini nere. A più altezze stratigrafiche sono presenti orizzonti di *rudstones* bioclastici di modesto spessore.

La presenza, tra i microfossili planctonici, di *Globoquadrina dehiscens* (Chapman, Parr & Collins), *Globigerinoides altiaperturus* Bolli, *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Globigerinoides bisphericus* Todd, *Praeorbulina* sp. e *Orbulina suturalis* Bronnimann, permette di attribuire l'unità in esame all'intervallo che si estende dalla biozona a *Globigerinoides trilobus* alla biozona a *Orbulina suturalis*, equivalente all'intervallo compreso tra le biozone SBZ25 e SBZ26.

BURDIGALIANO *p.p.* – LANGHIANO

PROGETTO CARG

1.5.3. - *calcari a briozoi e lithotamni* (**CBZ**)

L'unità in esame si è depositata nel Miocene inferiore-medio in un ambiente variabile da piattaforma aperta, a clima temperato con facies tipo *foramol*, a rampa da prossimale a distale. Per questa ragione essa è caratterizzata da una notevole variabilità, sia in senso laterale che verticale, delle litofacies e degli spessori.

I *calcari a briozoi e lithotamni* affiorano diffusamente all'interno del foglio in esame, ad esclusione delle aree A_1, A_2 e D.

Generalmente i depositi di tale unità poggiano in discordanza, dopo l'estesa *lacuna paleogenica*, su vari termini della successione cretacica; solo nell'area B (*Unità M.te Navegna*) essi seguono in continuità stratigrafica i sottostanti depositi dell'*unità spongolitica*, mentre nell'area C (settore M.te Nuria) poggiano in discordanza anche sui termini paleogenici di **CFR**.

Nell'unità in esame sono stati distinti tre membri: *calcareniti arancioni* (**CBZ_1**); *calcareniti a punti rossi* (**CBZ_2**); *calcareniti a briozoi* (**CBZ_3**).

calcareniti arancioni (**CBZ_1**). Il membro in esame è costituito da calcareniti fini, a luoghi ricche in briozoi e pectinidi, frattura concoide e tonalità da grigio-verdognole a rosato-arancioni per la diffusa presenza di glauconite, abbondante soprattutto verso la base. I calcari cretacici sottostanti appaiono, generalmente, 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 tale membro appare, alla scala dell'affioramento, paraconcordante con il substrato cretacico; a scala più grande invece è evidente una discordanza, sia pur di pochi gradi, tra le calcareniti e le unità cretaciche di età diversa. Lo spessore dell'unità è dell'ordine di poche decine di metri.

L'associazione micropaleontologica è caratterizzata dalla presenza di *Praeorbulina* sp., *Orbulina suturalis* BRONNIMANN, Melobesidae, *Amphistegina* sp., che permettono di attribuire l'unità alla biozona SBZ 26 *p.p.* equivalente all'intervallo che comprende le biozone a *Praeorbulina* spp. e a *Orbulina suturalis*.

LANGHIANO *p.p.*

calcareniti a punti rossi (**CBZ_2**). Affiorano diffusamente in diverse aree del Foglio, con rapporti assai variabili con le altre formazioni: nella dorsale M.te Filone-M.te Navegna (Area B) poggiano sulla unità spongolitica (**SPT**) e per un tratto passano superiormente alle calcareniti a briozoi (**CBZ_3**), per poi sostituirle del tutto nel resto dell'Unita M.te Navegna.

Nella depressione del Salto (Area C) sono eteropiche delle *calcareniti a briozoi* (**CBZ_3**). Nella dorsale di M.te Nuria (area C) poggiano in discordanza sia sui termini cretacici sia su quelli della *successione di annegamento* paleogenica.

Sono rappresentate da *grainstones* con intercalazioni di *rudstones* e, a tratti, *wackestones* in strati medi e spessi. Gli elementi costituenti sono rappresentati da clasti e intraclasti da poco a moderatamente classati. I bioclasti, talora prevalen-

PROGETTO CARG

ti, sono costituiti da pecten, briozoi, amphistegine, heterostegine, ditrupe e rari litotamni. Alla base, sono frequenti livelli calcareo-marnosi e marnoso-calcarei che tendono a scomparire verso la parte alta della formazione, costituita quasi esclusivamente dai termini calcarei. A diverse altezze sono presenti livelli a *wackestones* con planctonici (globigerinidi). Alla base della formazione è presente un livello caratteristico costituito da calcari marnosi grigiastri o marroni grigiastri con abbondante glauconite; da calcareniti bruno-aranciate ricche di punti limonitici o ancora di *grainstones* bioclastici ricchissimi di amphistegine talora limonitizzate. Il colore è marrone con tipici punti rossi, per la presenza di ossidi ed idrossidi di ferro, uniformemente distribuiti su tutta la formazione. Alla base il colore diventa marrone grigiastro con punti verdastri (glauconite).

Lo spessore di tale membro è assai variabile, da poche decine di metri a 150-250 m.

L'ambiente di sedimentazione è stato assimilato ad una rampa carbonatica.

Il contenuto fossilifero è costituito da frequenti briozoi, frammenti di litotamni, echinidi, bivalvi e frammenti di policheti tubicoli (*Ditrupa*); foraminiferi bentonici (*Amphistegina* sp., *Sphaerogypsina globulus* (Reuss), *Elphidium crispum* (Linnè), *Heterostegina* sp., foraminiferi planctonici (*Orbulina universa* D'orbigny, *Orbulina suturalis* Brönnimann, *Globoquadrina* cf. *dehiscens* (Chapman, Parr & Collins), *Globigerinoides* gr. *trilobus*, *Globigerinoides* gr. *obliquus*, *Globorotalia premenardii* Cushman & Stainford e *Globigerinoides bisphaeericus* Todd). Essi sono indicativi della biozona SBZ26 *p.p.*

LANGHIANO *p.p.*-SERRAVALLIANO *p.p.*

calcareniti a briozoi (**CBZ$_3$**). Questo membro affiora diffusamente all'interno del foglio, con rapporti assai variabili da zona a zona con le altre unità carbonatiche mioceniche.

Nella dorsale M.te Filone-M.te Navegna (area B) il limite inferiore è rappresentato dalle *calcareniti a punti rossi* (**CBZ$_2$**), dalle quali viene completamente sostituito andando verso N e NE. Nell'area di Pescorocchiano (area C) passa inferiormente alle *calcareniti arancioni* (**CBZ$_1$**) e superiormente all'*unità argilloso-marnosa* (**UAM**), mentre nella dorsale di La Rocchetta (area C), al passaggio con le *argille a Orbulina* (**UAM$_3$**) è presente un *hardground* glauconitico-fosfatico. Nelle aree sud-occidentali (rilievi di M.te S. Rocco-Montagna della Duchessa – area C) poggia sulle *calcareniti arancioni* (**CBZ$_2$**).

Questo membro è costituito da calcareniti-calciruditi di colore avana, marrone e grigio-biancastro, in strati metrici, con abbondanti briozoi, amphistegine e frammenti di alghe melobesie (litotamni). Localmente sono presenti calcareniti più fini, ben classate e selezionate, a frattura concoide, in strati da medi a spessi, senza apparenti strutture sedimentarie.

Lo spessore dell'unità varia da pochi metri a 50-70 m.

L'ambiente è generalmente riferibile ad una rampa carbonatica.

Le microfaune sono rappresentate da foraminiferi bentonici (*Amphistegina* sp., *Heterostegina* cf. *complanata* Meneghini, *Miogypsina* sp., *Miolepidocyclina*

PROGETTO CARG

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 dell'intervallo compreso tra la biozona a *Praeorbulina* spp. e la biozona a *Globigerinoides obliquus* corrispondente alla biozona SBZ 26 *p.p.*

LANGHIANO *p.p.*-SERRAVALLIANO

1.5.4. - *unità argilloso-marnosa* (**UAM**)

L'unità in esame affiora nelle Aree B, C, D e poggia sia sulle *calcareniti a punti rossi* (**CBZ$_2$**) che sulle *calcareniti a briozoi* (**CBZ$_3$**). In essa sono stati distinti tre membri.

- *marne calcaree* **(UAM$_1$),** il membro basale, è costituito da calcareniti e calciruditi ad elementi clastici e subordinatamente bioclastici, di colore marrone e verdastro, in strati medi, con intercalazioni marnose sottili. La componente bioclastica è rappresentata da heterostegine, a luoghi abbondanti ed isorientate, amphistegine e ditrupe; queste ultime sono presenti soprattutto nella parte bassa dell'unità. Alla base, sono presenti marne verdastre e grigiastre con abbondante glauconite, in strati da sottili a molto sottili e, localmente, *packstones* con glauconite, mentre verso la parte alta si hanno frequenti intercalazioni di calcari marnosi con spicole di spugna e tracce di *Cylindrites*.

- *marne a Cylindrites* **(UAM$_2$),** il membro intermedio, è caratterizzato dalla alternanza di marne calcaree, marne e subordinate calcareniti. La stratificazione è in strati da sottili a medi. Le frazioni marnose risultano generalmente più o meno intensamente bioturbate da icnofaune a *Chondrites, Zoophycos, Thalassinoides* (Carboni *et al.*, 1992).

Verso il tetto la frazione carbonatica va annullandosi, e l'unità sfuma in qualche metro alle soprastanti *argille ad Orbulina* (**UAM$_3$**). Gli strati marnosi presentano una laminazione piano-parallela assai evidente, mentre nelle calcareniti essa è meno sviluppata, soprattutto nella parte inferiore dell'unità. La macrofauna è data da coralli individuali e rari octocoralli (settore di Tornimparte – area D), ostreidi, pectinidi, echinidi e gasteropodi.

Lo spessore dei primi due membri varia da pochi metri a circa 180 m nel settore di Tornimparte.

L'ambiente di formazione di tali membri è riferibile ad una rampa sempre più distale.

Tra i microfossili sono presenti *Globigerinoides extremus* Bolli, *Globigerinoides* gr. *trilobus* (Reuss), *Neogloboquadrina acostaensis* (Blow), *Globoquadrina* sp. e *Amphistegina* sp., *Orbulina universa* D'orbigny, *Globigerina* sp., *Globorotalia* gr. *menardii*.

PROGETTO CARG

I due membri risultano pertanto riferibili all'intervallo compreso tra la biozona a a *Orbulina universa* e quella a *Globigerinoides extremus*, correlabile con la biozona *SBZ26 p.p.*

SERRAVALLIANO *p.p.* – TORTONIANO *p.p.*

- *argille a Orbulina* (**UAM$_3$**). Affiorano ovunque alla base dei depositi silicoclastici dell'unità **UAP** e del membro preevaporitico della *Formazione della Laga* (**LAG$_1$**). Talora (dintorni di M.te Morrone-Colle Campanino) le *argille a Orbulina* poggiano direttamente sui calcari cretacici di piattaforma, con una superficie di contatto arrossata e debolmente carsificata.

Il membro in esame è costituito da marne, marne argillose ed argille grigio-brune, sottilmente stratificate ricche di foraminiferi planctonici. L'elevata erodibilità dell'unità origina spianate più o meno ampie, facilmente riconoscibili morfologicamente, ma che non permettono un'osservazione di dettaglio delle caratteristiche sedimentologiche e dell'organizzazione delle *facies*. La base dell'unità è localmente caratterizzata dalla presenza di un *hard-ground* mineralizzato a glauconite e fosfati di spessore centimetrico.

Lo spessore è variabile tra 10 e 40 metri.

Il membro contiene una ricca microfauna a foraminiferi planctonici le cui forme più significative sono: *Globigerinoides extremus* Bolli, *Globorotalia conomiozea* Kennett, *Globorotalia* gr. *menardii*, *Neogloboquadrina acostaensis* (Blow). Esse sono indicative dell'intervallo che si estende dalla biozona a *Neogloboquadrina acostaensis* alla biozona a *Globorotalia conomiozea*.

TORTONIANO *p.p.* – MESSINIANO inferiore *p.p.*

1.6. - Successione di Bacino

(Litostratigrafia: S. Nisio*; Biostratigrafia:* P. Didaskalou, A. Micarelli & M. Potetti)

1.6.1. - *corniola* **(COI)**

L'unità affiora alla base del versante de La Rocca (S. Marco – area A$_2$) nell'area nord-orientale del foglio e nell'estremo lembo nord-occidentale (M.ti Reatini – area A$_1$). Sia alla base della dorsale de La Rocca che nei M.ti Reatini le *litofacies* sono rappresentate da calcari dolomitici e dolomie in strati da medi a spessi con liste e noduli di selce nera. Nell'area dei Monti Reatini la formazione è notevolmente tettonizzata e dolomitizzata. Seguono *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. Localmente le *facies* micritiche sono parzialmente sostituite da *grainstones-rudstones* biolitoclastici in strati da spessi

PROGETTO CARG

a molto spessi.

Lo spessore affiorante dell'unità varia da circa 400-500 m (M.ti Reatini) a circa 250 m (S. Marco).

Il contenuto fossilifero è costituito, nelle micriti, da *Agerina martana* 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 *Radiolaria*, *Orbitopsella* e *Agerina martana*.

SINEMURIANO superiore – TOARCIANO *p.p.*

1.6.2. - *Marne di Monte Serrone* **(RSN)**

Affiorano in limitati lembi soltanto nell'estremo settore nord-occidentale del Foglio (M.ti Reatini – area A_1) al di sopra della *corniola*.

L'unità in esame è costituita dall'alternanza in strati da medi a spessi di calcareniti grigiastre, di calcari e calcari marnosi, di marne, marne calcaree e marne argillose con rare intercalazioni di marne nodulari.

Queste litofacies si alternano tra loro in maniera variabile da zona a zona.

L'unità sostituisce la parte alta della *corniola* e nelle aree circostanti anche il *rosso ammonitico* e gran parte dei *calcari a Posidonia*. Essa si sarebbe deposta nelle parti più profonde delle depressioni, talora isolate, in condizioni anossiche.

Lo spessore dell'unità affiorante nell'area in esame è di qualche decina di metri, mentre al di fuori dell'area studiata, dove affiora anche la porzione superiore, esso è maggiore.

Il contenuto organico è rappresentato da spicole di spugne, *Bositra* sp. rare ammoniti, echinodermi, radiolari, ostracodi, *Globochaete alpina* LOMBARD, rare *Nodosariidae;* allo stato bioclastico sono presenti alghe calcaree, *Valvulinidae*, *Glomospira* sp., *Agerina martana* FARINACCI.

L'età della formazione affiorante nell'area in esame si estende dalla parte alta del PLIENSBANCHIANO al TOARCIANO, ma nelle zone limitrofe potrebbe raggiungere il BAJOCIANO INFERIORE.

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

La formazione del *verde ammonitico – calcari e marne a Posidonia* affiora in continuità con la *corniola* nel settore settentrionale del foglio (dintorni di S. Marco; area A_2).

E' costituita dall'alternanza di *wackstones* e *packstones* nodulari nocciola e rossastri con selce, di marne e marne calcaree in strati da sottili a medi, con brachiopodi, e di *grainstones*, a luoghi oolitici, in strati medi e spessi. La litofacies

PROGETTO CARG

marnosa è prevalente nella porzione intermedia della formazione.

Lo spessore dell'unità in esame varia tra i 30 e i 40 m.

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

L'associazione citata permette il riferimento di questa unità alla *biozona a "Posidonia-Bositra"* e *Palaeodasycladus*, *Anthozoa* e *Idrozoa* ed alla parte inferiore-media della *biozona a "Posidonia-Bositra"* e *Protopeneroplis striata*.

TOARCIANO superiore *p.p.*- BAJOCIANO *p.p.*.

1.6.4. - *calcari diasprigni detritici* (**CDI**)

Affiorano nella dorsale di S. Marco (area A_2) e sono caratterizzati da *facies* prevalentemente biodetritiche costituite 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.

Nel complesso l'unità presenta uno spessore massimo di circa 70-80 m.

I macrofossili sono rappresentati da resti di Echinodermata, Porifera (spicole), Bryozoa, *"Posidonia-Bositra"*, *Apthychus* sp., *Saccocoma* sp. La microfauna è costituita da *Salpingoporella pygmea* (GUEMBEL), *Neotrocholina infragranulata* (NOTH), *Labyrinthina mirabilis* MOHLER, *Protopeneroplis 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 biozona a *Posidonia-Bositra* e *Protopeneroplis striata* e alla biozona *a Saccocoma* e *Tubiphytes morronensis.*

BAJOCIANO *p.p.*-TITONIANO inferiore

1.6.5. - *maiolica detritica* **(MAD)**

L'unità affiora nella parte settentrionale del Foglio nei pressi di S. Marco e a Colle Caliglia (area A_2). Inferiormente passa ai *calcari diasprigni detritici* (**CDI**), mentre il limite superiore è costituito dalle *calcareniti e calciruditi a fucoidi* (**CCF**).

L'unità è formata da prevalenti *mudstones* biancastri e grigi, in strati sottili e medi, con selce nera, in liste e noduli, con intercalazioni di orizzonti microdetritici. Localmente sono presenti, a più altezze stratigrafiche, corpi, sovente a geometria lenticolare, potenti qualche decina di metri, di *calcareniti-calciruditi* cristalline (**MAD_a**) a frammenti di antozoi ed idrozoi.

Lo spessore della formazione è di circa 300 m.

PROGETTO CARG

Il contenuto paleontologico è dato da: Radiolaria, spicole di Porifera, *Saccocoma* sp., *Colomisphaera carpathica* (BORZA), *Crassicollaria intermedia* (DURAND-DELGA), *Calpionella alpina* LORENZ, *Calpionella elliptica* CADISH, *Calpionellopsis simplex* (COLOM), *Calpionellopsis oblonga* (CADISH), *Calpionellites darderi* (COLOM), *Globigerinelloides blowi* (BOLLI) e, nel biodetrito, *Tubiphytes morronensis* CRESCENTI, *Protopeneroplis ultragranulata* (GORBACHIK), *Clypeina jurassica* FAVRE, *Lithocodium aggregatum* ELLIOT. 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 – APTIANO *p.p.*

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

L'unità affiora ai piedi del versante di M.te La Torretta, nella cava di Pozza e a Colle Caliglia nell'estrema parte nord-occidentale del foglio (area A_2).

Essa è costituita da tre membri caratterizzati da associazioni di *litofacies* prevalentemente bioclastiche.

membro inferiore (**CCF_1**). Rappresenta l'intervallo detritico di base dell'unità ed è costituito da *calciruditi* e *calcareniti* bioclastiche, bianche, spesso di aspetto cristallino, in strati da medi a spessi e da brecce ad elementi eterometrici, da poco a mediamente elaborati, spesso con contatti suturati. Le brecce 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 (**CCF_2**). È tipicamente costituito da alternanze di *calcareniti-calciruditi* biolitoclastiche 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. Tale membro appare estremamente ridotto in spessore.

membro superiore (**CCF_3**). È costituito da prevalenti *calcareniti-calciruditi* bioclastiche, in strati da medi a spessi, e da corpi di brecce a geometria lenticolare e base erosiva. Gli elementi delle brecce 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. 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 80 metri.

PROGETTO CARG

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), *Globigerinelloides ferreolensis* MOULLADE, G. *algerianus* CUSHMAN & TEN DAM, *Ticinella bejaouaensis* SIGAL, *T. primula* LUTERBACHER, *Biticinella breggiensis* GANDOLFI, *Rotalipora ticinensis* (GANDOLFI), *Rotalipora. appenninica* (RENZ) e *Rotalipora 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 *p.p.*-CENOMANIANO *p.p.*

1.6.7. - *scaglia detritica* **(SCZ)**

La *scaglia detritica* affiora nel settore nord-occidentale (M.ti Reatini – area A_1) e in quella nord-occidentale del Foglio (M.te Soffiavento – M.te La Torretta – area A_2) e a Colle Fracido (area D).

Nell'ambito della formazione in esame sono state distinte diverse associazioni di *litofacies* che presentano al loro interno caratteri omogenei e che si rinvengono, a diversi livelli stratigrafici della formazione, in distinti orizzonti.

Nel settore nord-occidentale l'unità è notevolmente tettonizzata e perciò non è stato possibile fare delle distinzioni. Qui è costituita prevalentemente dalla associazione $\mathbf{SCZ_b}$, costituita da calcareniti-calciruditi, localmente laminate in strati sottili e medi e da *grainstones-rudstones* in strati spessi, con geometria lenticolare, cristallizzati, con selce in liste e noduli.

Nell'area di M.te Soffiavento- M.te La Torretta (area A_2), la *scaglia detritica*, che poggia sulle *calcareniti e calciruditi a fucoidi*, raggiunge uno spessore di circa 500 m, ed è costituita da alternanze di calcareniti di colore bianco, a granulometria medio-fine (*packstones* e *wackestones)* in strati medi, calcari marnosi bianchi, in strati medi con laminazioni e calcari micritici con selce in liste, noduli e livelli, con foraminiferi planctonici ($\mathbf{SCZ_b}$) alle quali sono intercalati orizzonti di spessore variabile tra i 15 e i 25 m di calciruditi e calcareniti a geometria lenticolare con frammenti di rudiste e orbitoline ($\mathbf{SCZ_a}$). Nella parte inferiore è presente un orizzonte calciruditico-calcarenitico ($\mathbf{SCZ_c}$) costituito dall'alternanza di calcareniti-calciruditi bioclastiche biancastre cristallini in strati spessi, sovente con geometria lenticolare, con brecce. La granulometria è grossolana, anche se estremamente variabile nelle diverse zone di affioramento. La macrofauna di questo orizzonte è costituita da abbondanti resti di radiolitidi, più raramente da hippuritidi, coralli ed echinodermi. Lo spessore massimo è valutabile attorno ai 70-80 m.

Nella parte alta, al passaggio con la *scaglia cinerea detritica*, è presente un

PROGETTO CARG

orizzonte calciruditico-calcarenitico geometria lenticolare, con clasti eterometrici di notevoli dimensioni.

In alcune aree del dominio carbonatico (area C), alla base di successioni di rampa carbonatica condensate e lacunose, si rinvengono lembi di calcari micritici verdolini con foraminiferi plantonici, *(scaglia di annegamento Auct.*) non cartografabili.

Il contenuto paleontologico dell'unità, nel suo complesso, è costituito da Echinodermata, Hippuritacea, Anthozoa, Bryozoa, spicole di Porifera, Rotaliidae, *Siderolites calcitropoides* LAMARK, *Orbitoides* gr. *media*, *Lepidorbitoides* gr. *minor*, *Solcoperculina* sp., *Miscellanea* sp., *Assilina* sp., Alveolinidae, Nummulitidae, Discocyclinidae, *Ethelia alba* (*Pseudolithotamnium album Auct.*) PFENDER, Melobesidae, *Rotolipora cushmani* (MORROW), *Helvetoglobotruncana helvetica* (BOLLI), *Marginotruncana* spp., *Dicarinella concavata* (BROTZEN), *Globotruncanita elevata* (BROTZEN), *Globotruncanita ventricosa* WHITE, *Globotruncanita stuarti* (DE LAPPARENT), *Contusotruncana contusa* (CUSHMAN), *Abatomphalus* sp., *Parasubbotina pseudobulloides* (PLUMMER), *Morozovella angulata* (WHITE), *Planorotalites pseudomenardii* (BOLLI), *Morozovella aragonensis* (NUTTALL), *Acarinina topilensis* (CUSHMAN), *Morozovella spinulosa* (CUSHMAN).

L'associazione sopra descritta permette di attribuire l'unità all'intervallo biostratigrafico che si estende dalla parte superiore della biozona a *Rotalipora* e *Orbitolina* fino alla biozona SBZ13 e quindi una età CENOMANIANO p.p.-LUTEZIANO *p.p.*.

1.6.8. - *scaglia cinerea detritica* **(CDZ)**

Affiora nel settore nord-occidentale (M.ti Reatini – area A_1) e in quello nord-orientale (M.te Soffiavento, M.te La Torretta – area A_2) del foglio.

E' 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

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.

Nell'area dei M.ti Reatini i livelli calcareo-detritici sono molto abbondanti. L'intensa tettonizzazione (in pratica l'affioramento rappresenta un'importante *shear zone*) ha reso però impossibile una distinzione dei vari livelli. Nelle aree di M.te Soffiavento-M.te La Torretta nell'unità in esame si rinvengono intercalati a varie altezze, orizzonti calcarenitico-calciruditici **(CDZa)**, che poi sono prevalenti nella finestra tettonica di Vigliano e sul versante orientale di M.te S. Angelo. Nell'area D (M.te Calvo) sono presenti limitati lembi di **CDZ** che evidenziano

PROGETTO CARG

l'annegamento del settore. Spessore 250 m.

I microfossili maggiormente significativi sono rappresentati da: *Acarinina bullbrooki* (SUBBOTINA), *Catapsydrax* spp., *Globigerapsis* spp., *Globoquadrina sellii* BORSETTI, *Morozovella spinulosa* (CUSHMAN), *Paragloborotalia* gr. *opima*, *Truncorotaloides topilensis* (CUSHMAN), *Turborotalia* gr. *cerroazulensis*, *Nummulites* sp., *Miogypsinoides* sp., *Heterostegina* sp..

(biozone SBZ13p.p.- SBZ24).

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

1.6.9. - *bisciaro* **(BIS)**

Affiora nell'area A_2 nei dintorni di Scoppito ed è compreso tra la *scaglia cinerea detritica* (**CDZ**) a letto e le *marne con cerrogna* a tetto (**CRR**).
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, alternati a marne e marne argillose sottilmente stratificate e a calcareniti/calciruditi aranciate particolarmente ricche in glauconite e con frequenti tracce fossili. Spessore massimo 40 m.

Il contenuto paleontologico è costituito da *Globoquadrina dehiscens* (CHAPMAN, PARR & COLLINS), *Catapsydrax dissimilis* (CUSHMAN & BERMUDEZ), *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Globigerinoides bisphericus* TODD. Dalla biozona a *Globoquadrina dehiscens* alla biozona a *Globigerinoides bisphericus* (biozone SBZ24*p.p.*-SBZ26 *p.p.*).

AQUITANIANO *p.p.* –BURDIGALIANO

1.6.10. - *marne con cerrogna* **(CRR)**

Affiorano al tetto del *bisciaro* (**BIS**) nella zona di Scoppito (area A_2).

L'unità è costituita da alternanze tra marne calcaree grigie e grigio-avana e marne/marne 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. Lo spessore affiorante è di circa 200 m.

Il contenuto fossilifero di questa unità è costituito da *Praeorbulina* sp. *Orbulina suturalis* BRONNIMANN, *Orbulina universa* (D'ORBIGNY), *Globigerinoides obliquus obliquus* BOLLI, *Globigerinoides extremus* BOLLI & BERMUDEZ, *Globorotalia* gr. *menardii*, *Neogloboquadrina acostaensis* (BLOW). Dalla biozona a *Praeorbulina* spp. alla biozona a *Globigerinoides extremus*, (biozona SBZ26 *p.p.*)

LANGHIANO - TORTONIANO *p.p.*

PROGETTO CARG

2. - DEPOSITI SINOROGENICI

(*Litostratigrafia*: S. Nisio; *Biostratigrafia*: P. Didaskalou, A. Micarelli & M. Potetti)

2.1. - Complesso torbiditico alto-miocenico laziale-abruzzese *Auct.* pars (**UAP**)

Questa formazione rappresenta il deposito sinorogenico del settore del *dominio laziale-abruzzese* ricadente nell'area in esame. Essa affiora estesamente nella depressione del Salto, in Val Malito, nei dintorni di Tornimparte-Lucoli, e in sporadici lembi all'interno delle dorsali carbonatiche e al letto dei *klippen* di Ara dei Sorci e di Castello Reale. Il limite inferiore dell'unità è costituito dalle *argille a Orbulina* (**UAM$_3$**).

Nel complesso in esame sono state distinte diverse associazioni di facies i cui rapporti spazio temporali sono estremamente variabili, poiché strettamente legati all'evoluzione della paleogeografia della avanfossa; tali associazioni sono le seguenti: *associazione arenacea; associazione arenaceo-pelitica; associazione pelitico-arenacea; associazione caotica con olistostromi.*

associazione arenacea (U**AP$_a$**). E' costituita da arenarie giallastre, quarzoso-feldspatiche, a granulometria media o grossolana, in strati spessi, molto spessi o massicci, frequentemente amalgamati con sferoidi diagenetici (cogoli), generalmente privi di strutture interne, ad eccezione di rari casi con laminazioni convolute al tetto degli strati. Le intercalazioni pelitiche sono molto rare e sottili; il rapporto sabbia/argilla è molto maggiore di uno. Frequente è la presenza di contro impronte da corrente tipo *flute casts* o *groove cas*ts. Facies A_1 prevalente e subordinatamente A_2,C_1, C_2, D_2.(Facies secondo Mutti & Ricci Lucchi, 1972).

Nell'area compresa tra Pescorocchiano, Marcetelli e Rigatti, dove tale associazione raggiunge i massimi spessori, si osservano orizzonti amalgamati in facie A_1, spessi anche 20-30 metri. Sul lato orientale del Lago del Salto questi orizzonti sono quasi del tutto assenti.

Nell'area compresa tra Pagliara, Castagnetta e Castel Menardo l'*associazione arenacea* è costituita in prevalenza da arenarie laminate, in facies B prevalenti, in strati spessi, separate da sottili livelli pelitici.

associazione arenaceo-pelitica **(UAP$_b$).** Questa associazione è costituita da alternanze di arenarie quarzoso-feldspatiche giallastre, in strati da medi a spessi, e di marne e marne siltose, in strati sottili e medi; il rapporto sabbia/argilla è uguale a uno, talora anche maggiore di uno.

Le facies C_1 sono prevalenti, subordinatamente A_1, C_2, D_2.

L'associazione in esame è in genere intercalata a più altezze stratigrafiche nell'*associazione arenace*a in orizzonti che a luoghi superano i 40-50 metri. Nell'area circostante S. Agapito essa è intercalata nell'*associazione pelitico-arenacea*, in orizzonti di notevole spessore.

PROGETTO CARG

associazione pelitico-arenacea **(UAP$_c$)**. Gli affioramenti di questa associazione sono molto limitati; essa si rinviene quasi esclusivamente nell'area compresa tra S. Agapito e Ponte delle Pezze, e, alla base dell'unità nei dintorni di Tornimparte.

Tale associazione è costituita da marne, marne siltose, siltiti, in strati sottili e medi con intercalazioni di arenarie giallastre, in strati sottili o medi, in facies D_2; il rapporto sabbia/argilla è molto minore di uno.

associazione caotica con olistostromi **(UAP$_d$)**. L'associazione in questione è composta da ammassi caotici eterometrici di clasti carbonatici appartenenti alla successione dell'*Unità di M.te Navegna*, immersi in una matrice pelitica o pelitico-arenacea.

Gli olistoliti presentano talora dimensioni notevoli, come quello di La Cimata nei dintorni di Marcetelli, o come quelli affioranti nell'orizzonte di M.te S. Vittorino.

Questa associazione affiora, intercalata in più livelli nell'*associazione arenacea*, esclusivamente nell'area compresa tra Campolano, Varco Sabino e tra Monte S. Angelo e Capradosso. Nell'area compresa tra Casali Cianetti e S. Maria delle Macchie gli olistoliti sono prevalentemente arenacei.

Le variazioni di facies e di spessore all'interno dell'unità torbiditica in questione sono notevoli: nell'area compresa tra Marcetelli, Rigatti e Varco Sabino, già citata in precedenza per la notevole quantità di livelli caotici intercalati nell'unità in esame, si misurano gli spessori maggiori (oltre 1000 m) e l'*associazione arenacea* è rappresentata quasi esclusivamente da orizzonti, dello spessore di 25-40 m, di strati massicci amalgamati a granulometria grossolana con frequenti allineamenti di cogoli.

Nel settore orientale del Lago del Salto, dove non affiorano le facies caotiche, si nota una progressiva riduzione dello spessore totale della formazione nonché di quello degli orizzonti arenacei in facies A_1, in cui sono quasi del tutto assenti le facies amalgamate, e della granulometria, mentre aumentano di spessore e di frequenza gli orizzonti dell'*associazione arenaceo-pelitica.*

L'*associazione pelitico-arenacea* è poco sviluppata nella Valle del Salto, dove affiora solamente nell'area compresa tra S. Agapito e Ponte delle Pezze, mentre è presente alla base dell'unità nei pressi di S. Nicola (Tornimparte) e di Colleviati (Torre di Taglio), dove il passaggio tra *argille a Orbulina* (**UAM$_3$**) e torbiditi è graduale. Nell'area compresa tra Castagnetta e Pagliara, l'unità presenta spessori moderati ed è caratterizzata da un'*associazione arenacea* con prevalenti facies B_1 e intercalazioni pelitico-arenacee; il passaggio con le sottostanti *argille a Orbulina* (**UAM$_3$**) in questa zona è graduale.

La geometria dei depositi silicoclastici e i rapporti spazio-temporali delle facies torbiditiche mettono in evidenza il notevole controllo esercitato dalla tettonica sinsedimentaria sull'evoluzione della paleogeografia e sullo sviluppo degli apparati sedimentari.

PROGETTO CARG

La presenza di notevoli accumuli olistostromici, sia nell'area studiata sia nella vicina Valle del Velino, nei dintorni di Colle Rinaldo (CENTAMORE *et alii*, in stampa), è chiaramente collegata con l'attività di faglie che bordavano le dorsali più rilevate, in continua evoluzione (M.te Filone-M.te Navegna; M.te Nuria).

Le torbiditi colmavano le depressioni con evidenti appoggi in *onlap* sulle aree più ribassate, come è evidente ad esempio tra Pescorocchiano e la dorsale della Rocchetta. Su questa ultima si depositavano, con una notevole diacronia le facies più fini e distali. In alcune aree più rialzate, dintorni di Rocca di Fondi, Colle Campanino, si rinvengono solo pochi lembi di peliti siltose che poggiano su un *hardground* fosfatico.

Per quanto riguarda lo studio delle paleocorrenti sono stati individuati *flute casts* che indicano direzioni di scorrimento da N20°-35°W e *groove casts* con la stessa direzione; nei dintorni di Rigatti e di Marcetelli sono state misurate in strati arenacei con inclusi olistostromici direzioni di scorrimento da W oWSW.

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

2.1.2. - *formazione della Laga-membro pre-evaporitico* (**LAG$_1$**)

Il membro pre-evaporitico della *Formazione della Laga Auct.* (CENTAMORE *et alii*, 1992), affiora solamente in una piccola area nei pressi di Vallinsù-Cave (Area A$_2$). Il limite inferiore è costituito dalle *argille a Orbulina* (**UAM$_3$**). Tale formazione rappresenta il deposito sinorogenico dell'area A$_2$, come riportato nella legenda del foglio.

Si tratta di una successione torbiditica con prevalenza delle *facies* arenacee.

L´associazione arenacea (**LAG$_{1b}$**) è costituita da torbiditi in strati medi e spessi con rapporto arenaria/pelite molto maggiore di uno od indefinito. Gli strati presentano geometrie irregolari con brusche chiusure laterali, facies A1, B1, anche su brevi distanze e contatti basali erosivi. L´arenaria, da grossolana a media, è poco selezionata con i granuli di maggiori dimensioni dispersi nel resto del sedimento, o concentrati in nuvole discontinue; la gradazione è generalmente assente od appena apprezzabile. Gli strati più frequenti sono quelli massivi, senza strutture, saldati a formare dei corpi omogenei di qualche metro di spessore, in cui è possibile individuare allineamenti di inclusi pelitici e bande fortemente ricementate che si alternano a fasce più friabili. In altri casi al tetto dello strato è presente un ridottissimo intervallo laminato Tc e quindi un livello pelitico centimetrico; quest´ultimo può mancare per erosione da parte dell'evento successivo, che si viene così a saldare con il precedente.

PROGETTO CARG

Lo spessore totale di **LAG_{1b}** si aggira intorno ai 60-100 metri.

Il membro è riferibile, per la presenza di *Globigerina* gr. *bulloides* D'ORBIGNY, *Turborotalita quinqueloba* (NATLAND), *Turborotalita multilobla* (ROMEO), *Paragloborotalia* aff. *mayeri* (CUSHMAN & ELLISOR), alla biozona atipica *p.p. pars.*

MESSINIANO inferiore

PROGETTO CARG

VII. - STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI CONTINENTALI

(E. Centamore, F. Dramis & S. Nisio)

1. - INTRODUZIONE

In questa nota saranno descritte separatamente le successioni continentali affioranti in due distinti sistemi di depressioni, uno appartenente al sistema a decorso adriatico, la *Conca di Scoppito – Valle del Corno*, l'altro a decorso tirrenico, la *Conca di S. Vittorino – Depressione del Salto,* che potrebbero avere avuto una diversa evoluzione, anche se tra le due successioni sono evidenti numerosi elementi di correlazione (fig. 10).

Nelle depressioni in esame affiorano diffusamente sedimenti continentali depostisi in ambienti diversi e appartenenti a successioni sedimentarie di età compresa in genere tra il Pleistocene inferiore e l'Olocene; non mancano comunque depositi ascrivibili ad un Messiniano superiore? – Pliocene inferiore? e ad un Pliocene superiore.

Per mantenere una certa omogeneità con i recenti lavori del CARG Abruzzo, per le successioni continentali affioranti nella *Conca di Scoppito – Valle del Corno* è stata adottata per i depositi più recenti la stessa suddivisione stratigrafica riconosciuta nell'attiguo Foglio 359 "L'Aquila", mentre per quelli più antichi, che nel Foglio 359 "L'Aquila" erano stati raggruppati in un unico supersintema (*supersintema di Aielli-Pescina,* **AP**), è stato possibile, sulla base di evidenze sul terreno, distinguere tre diversi sintemi: *sintema di Colle Cantaro-Cave; sintema di Madonna della Strada; sintema del Fosso di Genzano*.

I depositi affioranti nella *Conca di S. Vittorino-Depressione del Salto*, in accordo con gli adiacenti fogli del CARG LAZIO-UMBRIA, sono stati invece raggruppati in due supersintemi: *Supersintema del Bacino Tiberino (Villafranchiano)* e *Supersintema della Conca di Rieti* (Pleistocene medio-superiore).

PROGETTO CARG

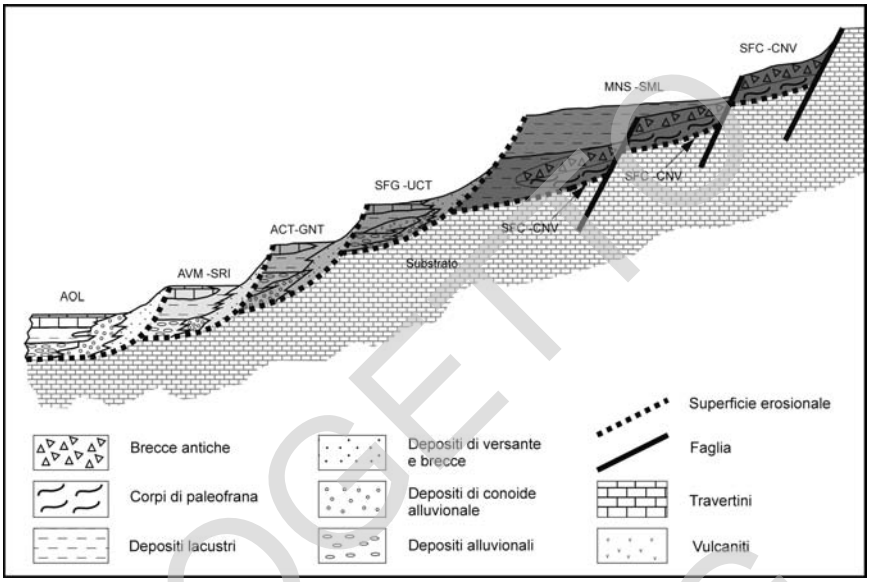

Fig. 10 *Schema dei rapporti stratigrafici tra i depositi continentali* - **AOL** *Depositi recenti ed attuali (**Olocene**);* **AVM-SRI** *- sintema di Valle Maielama-sintema di Rieti (**Pleistocene superiore**);* **ACT-GNT** *- sintema di Catignano - sintema di Casale Giannantoni (**Pleistocene medio finale**);* **SFG-UCT** *sintema del Fosso di Genzano-sintema di Cittaducale-Canetra (**Pleistocene medio iniziale**);* **SMV-MNS** *- sintema di Madonna della Strada - sintema di Monteleone Sabino (Villafranchiano superiore= **Pleistocene inferiore p.p.**);* **SFC-CNV** *Sintema del Fosso Canalicchio - Sintema di Colle Cantaro Cave (Villafranchiano inferior=Pliocene superiore p.p.- **Pleistocene inferiore p.p.**).*

1.1. - Conca di Scoppito-Valle del Corno

La *Conca di Scoppito* costituisce il settore settentrionale di una più ampia depressione tettonica meglio conosciuta come *Conca Aquilana* o *Conca de L'Aquila-Scoppito*; la *Valle del Corno* invece rappresenta una depressione allungata in direzione appenninica che sbocca sull'estremo angolo nord-occidentale della *Conca di Scoppito*.

1.1.1. - *sintema di Colle Cantaro-Cave* **(CNV)**

I depositi di questo sintema sono correlabili con il *Complesso di Colle Cantaro Auct.*, con gli *strati di Concerviano* (Bosi, 1989), con il *Complesso argilloso-sabbioso-ghiaioso* e con il *Complesso ghiaioso-argilloso-sabbioso* (Ge. mi.na., 1963) e con le *Brecce di Poggio Macchione Auct.;* essi sono equivalenti ai depositi basali del *supersintema di Aielli-Pescina* (Carg Abruzzo) e a quelli del *sintema di Fosso Canalicchio* del *supersintema del bacino Tiberino*.

PROGETTO CARG

Appartengono allo stesso sintema le brecce cementate, equivalenti alle *Brecce di Poggio Macchione* (CARG Abruzzo), affioranti a S. Marco, a Colle Piano e in limitati lembi a Colle S. Agostino (M. Calvo) e a Castello di Rocca di Corno, i depositi caotici da *debris flow* di Cave-Vallinsù e i depositi sabbioso-argilloso-conglomeratici affioranti tra Colle Cantaro, S. Maria e S. Dorotea.

Questi ultimi corrispondono al *Complesso argilloso-sabbioso-ghiaioso* e al *Complesso ghiaioso-argilloso-sabbioso* di GE.MI.NA. (1963) che sono stati rinvenuti nelle perforazioni effettuate al di sotto del *Complesso lignitifero di Madonna della Strada*. Tali depositi sono costituiti da ghiaie con intercalazioni sabbiose, più frequenti verso il basso; verso l'alto le ghiaie sono più grossolane, ad elementi calcarei ed arenacei talora a stratificazione incrociata.

Nei dintorni di S. Maria, alla base delle ghiaie, sono intercalati depositi caotici di *debris flow*. Nei pressi della spianata di Cave-Vallinsù i depositi caotici si interdigitano con depositi di conoide alluvionale prossimale, caratterizzati da clasti calcarei ed arenacei eterometrici anche di notevoli dimensioni. Nei pressi di Vallinsù sono presenti, all'interno dell'unità in esame, brecce carbonatiche ben cementate equivalenti *alle Brecce di Poggio Macchione*.

Il limite superiore del sintema è contrassegnato da un paleosuolo dello spessore di 1-3 m.

Poiché alla base del soprastante *sintema* **SMV** sono stati rinvenuti resti fossili la cui associazione è indicativa di un Villafranchiano superiore, l'unità in questione può essere riferita ad un VILLAFRANCHIANO INFERIORE.

1.1.2. - *sintema di Madonna della Strada* **(SMV)**

I depositi di tale sintema, costituiti principalmente da argille, argille sabbiose con lenti ed intercalazioni sabbiose in cui sono presenti vari orizzonti di lignite e superiormente di depositi vulcanoclastici, corrispondono al *complesso argilloso-sabbioso-lignitifero* (GE.MI.NA., 1963) e al *Complesso di Madonna della Strada Auct.*. Essi giacciono in discordanza su quelli del *sintema di Colle Cantaro-Cave* dai quali sono separati da un paleosuolo dello spessore di 1-3 m.

Essi sono equivalenti ai depositi della parte intermedia del s*upersintema di Aielli-Pescina* e ai depositi del *Sistema di Monteleone Sabino.*

Nelle argille sono stati rinvenuti ostracodi e molluschi di acqua dolce non particolarmente indicativi. Il tetto del sintema è contrassegnato da una superficie d'erosione sulla quale a luoghi è presente un paleosuolo arrossato.

Al letto invece, nella ex Fornace Santarelli, a Madonna della Strada (Conca di Scoppito-Valle del Corno), è stato rinvenuto uno scheletro di *Elephas meridionalis* (NESTI) (MACCAGNO, 1962), successivamente attribuito ad *Mammuthus meridionalis vestinus*, (ESU *et alii*, 1991), insieme a resti di *Hippopotamus antiquus.* Questa associazione sarebbe caratteristica dell'*Unità di Farneta* (AZZAROLI, 1977), riferita al PLEISTOCENE INFERIORE, senza escludere l'estensione di tali depositi alla parte alta del Pliocene superiore (Gelasiano) (VILLAFRANCHIANO SUPERIORE).

PROGETTO CARG

1.1.3. - *sintema del Fosso di Genzano* **(SFG)**

I depositi di questo sintema corrispondono alle *Ghiaie di Civitatomassa* (Bosi & Messina, 1991), al *Complesso del Fosso di Genzano Auct.* e ai depositi della parte superiore del *supersintema di Aielli-Pescina*. Essi giacciono direttamente sul substrato o al di sopra dei depositi delle unità più antiche e sono costituiti alla base da alluvioni ghiaiose, a luoghi cementate che passano verso l'alto a sedimenti sabbiosi con intercalazioni argilloso-limose contenenti resti di vertebrati tra cui si riconoscono *Megaceroides verticornis*, *Megaloceros cf. M. savini*, *Stephanorhinus* sp., *Eliphantidae* gen. spec. Indef. (? *Elephas (Palaeloxodon) antiquus*) la cui associazione è indicativa di un Pleistocene medio inferiore (Palombo, com. pers.). Ne fanno parte le *Ghiaie di Civitatomassa*, quelle affioranti allo sbocco del Fosso dell'Imprendadora e i lembi di conoidi alluvionali coalescenti della Valle del Corno, incassati nelle brecce del s*intema di Colle Cantaro-Cave* (*Brecce di S. Agostino*) e ricoperti in gran parte da conoidi più recenti. Essi sono notevolmente incisi dall'erosione e dislocati dalla tettonica quaternaria. Alla loro base affiorano i depositi vulcanici, dello spessore di alcune decine di metri, ben esposti in uno spaccato artificiale all'inizio dell'abitato di Sella di Corno (**SFG$_1$**), Gaeta *et alii*, in questa nota), e, anche se molto alterati, in tagli freschi nei pressi della stazione di Vigliano e dei Terreni rossi.

Nei dintorni di S. Maria (Castello di Corno) affiorano lembi di brecce cementate, eteropiche dei depositi di conoide, che sembrano appartenere al *sintema del Fosso di Genzano.* Esse passano a depositi di conoide, costituiti da ghiaie angolose o subarrotondate, granulosostenute, a luoghi cementate, talora in matrice sabbiosa, ben stratificate e con intercalazioni di depositi vulcanoclastici. L'unità è delimitata al tetto da una importante fase di erosione; la sua età è riferibile alla parte inferiore del PLEISTOCENE MEDIO.

1.1.3.1. - Vulcanoclastiti della Valle del Corno **(SFG$_1$)**
(M. Gaeta, D. M. Palladino, D. B. Karner & P. R. Renne)

La successione, affiorante per uno spessore di 6-7 m, comprende diversi orizzonti vulcanoclastici di spessore da centimetrico a decimetrico e granulometria cineritica, più o meno argillificati o talora pedogenizzati, contenenti abbondanti cristalli di biotite, con dimensioni anche di mezzo centimetro, clinopirosseno e scarso sanidino. Tali orizzonti spesso chiudono a lente alla scala dell'affioramento.

Nella parte alta della successione, a tetto di un paleosuolo bruno scuro spesso fino a 50 cm, impostatosi su cineriti, si rinviene un livello di pomici di colore giallo-aranciato, che drappeggia le ondulazioni della topografia preesistente, mantenendo uno spessore costante di 18-20 cm alla scala dell'affioramento. Tale livello si presenta clasto sostenuto, relativamente ben classato, debolmente coerente. Le pomici sono generalmente millimetriche (dimensioni massime di poco inferiori a 1 cm) e mostrano spigoli vivi. Sono inoltre presenti cristalli submillimetrici di sanidino, clinopirosseno e biotite e

PROGETTO CARG

inclusi litici lavici submillimetrici. L'analisi granulometrica mostra una distribuzione tipicamente unimodale, con moda nella classe >0,500 mm, Md_{ϕ}=0,9 e moderato grado di classazione (σ_{ϕ}=1,9). L'analisi dei componenti rivela un picco significativo nel contenuto di cristalli di sanidino e di frammenti litici nella suddetta classe modale.

I caratteri summenzionati indicano che la piroclastite è in giacitura primaria e che la sua messa in posto è avvenuta per caduta dalla zona di espansione laterale di una colonna eruttiva sostenuta di tipo Pliniano, in un'area relativamente distale dal centro di emissione. La gradazione, inversa nei 3/4 inferiori e diretta nella porzione superiore, registra un innalzamento e successivo abbassamento della colonna eruttiva. A tetto, un livello cineritico fine dello spessore di 3 cm rappresenta la caduta finale del materiale fine in sospensione nell'atmosfera. Segue un orizzonte dello spessore variabile da 20 a 60 cm, a matrice cineritica di colore avana, contenente pomici millimetriche puttosto arrotondate, probabilmente derivanti dal rimaneggiamento del livello sottostante. Superiormente questo orizzonte si mostra pedogenizzato.

L'analisi chimica (XRF) degli elementi maggiori ha evidenziato un'alterazione post-deposizionale delle pomici del livello da caduta, che ne ha modificato la composizione chimica originaria. In particolare, il rapporto Al_2O_3/SiO_2 (=0.75), il contenuto in alcali (K_2O+Na_2O<1%) e il contenuto in volatili (L.O.I.=4%) indicano che il deposito ha subito un debole processo di laterizzazione. Il fattore di arricchimento del Al_2O_3 calcolato rispetto alla composizione di pomici o scorie dei depositi da caduta dei distretti vulcanici quaternari più vicini all'area di affioramento (Sabatini e Colli Albani) è risultato indifferentemente intorno a 1,8. Tuttavia, i fattori di arricchimento del FeOtot e i contenuti in CaO sembrano escludere una provenienza dal *Distretto Vulcanico dei Colli Albani*, in accordo con la significativa presenza di cristalli di sanidino, fase quest'ultima normalmente non riscontrata nelle piroclastiti dei Colli Albani e, viceversa, tipica degli orizzonti di pomici di tipo Pliniano del *Distretto Vulcanico Sabatino*.

L'età di tali depositi, determinata con il metodo $^{39}Ar/^{40}Ar$, è risultata di 520±5Ka. Anche quest'ultimo dato è a favore di una provenienza dal *Distretto Sabatino*, e le vulcaniti sopra indicate potrebbero essere correlate con i depositi più antichi del distretto citato e secondo (Karner & Marra, in stampa) con il *Tufo giallo di Prima Porta*.

1.1.4. - *sintema di Catignano* **(ACT)**

Appartengono a questo sintema alcuni depositi alluvionali terrazzati incassati nei depositi precedenti, che affiorano in limitati lembi nei dintorni di Civitatomassa, di Podere S. Giovanni e C. Prosperi. Essi sono costituiti da ciottolami ben arrotondati in matrice sabbioso-siltosa. Sono attribuibili all'unità anche i conoidi profondamente incisi e dislocati della Valle del Corno, costituiti da ghiaie eterometriche e sabbie con clasti da spigolosi a subarrotondati, con lenti di materiale più grossolano. L'età è riferibile al PLEISTOCENE MEDIO FINALE.

PROGETTO CARG

1.1.5. - *sintema di Valle Majelama* **(AVM)**

Affiora assai estesamente nella *Conca di Scoppito* ed è rappresentato da estesi depositi alluvionali terrazzati, costituiti da ciottolami in abbondante matrice sabbioso-siltosa (Sturabotte, Sessa Scalo, Pratiglio Case Valentini) e da detriti stratificati a clasti angolosi diffusi sui versanti circostanti. Ne fanno parte anche i depositi fluvio-glaciali affioranti nella Conca di Corvaro (Giraudi, 1995).

Nella Valle del Corno, sul lato sud-occidentale, di fronte a Sella di Corno e a Castello di Corno, sono presenti conoidi alluvionali incassati nei depositi più antichi poco o per nulla reincisi. I depositi morenici affioranti nell'area di M.te S. Rocco sono correlabili con il sintema in esame, anche se non si esclude per alcuni di essi un attribuzione cronologica più recente.

L'età di questo sintema è riferibile al PLEISTOCENE SUPERIORE

1.2. - Conca di S. Vittorino – Depressione del Salto

1.2.1. - *sabbie di Piagge* **(PIG)**

Corrispondono alle *Sabbie di Piagge* della *Successione di Fiamignano* e alla *Formazione di Cerreta* (Bertini & Bosi, 1976) e rappresentano il più antico deposito continentale affiorante nell'area del Foglio Pescorocchiano.

Si tratta di sabbie fini, giallastre poco diagenizzate, in strati spessi o molto spessi, a luoghi laminate, con sottili livelli di frustoli carboniosi ed intercalazioni di limi e di argille limose grigiastre.

Alla base o intercalati nell'unità in esame si rinvengono orizzonti conglomeratici, spesso a geometria lenticolare. I clasti ben arrotondati, con diametro fino a 20-30 cm, sono a composizione arenacea e derivano dall'erosione delle torbiditi messiniane. Il contenuto organico, rinvenuto nei livelli argilloso-limosi, è costituito da frammenti di *Pisidium*, *Helicidae*, ostracodi, *Discus*, *Hygromia cyrictella.* Questa associazione è indicativa di un ambiente di tipo lacustre-palustre (Esu, com. pers.).

Per quanto riguarda l'età delle s*abbie di Piagge* il contenuto organogeno è poco indicativo; pertanto si può ipotizzare un riferimento cronologico soltanto per via indiretta. Tenuto conto infatti che tali depositi derivano esclusivamente dall'erosione delle torbiditi del Messiniano inferiore ed essendo gli stessi coinvolti nelle fasi compressive, il cui acme si sviluppa nel Pliocene inferiore, essi potrebbero essersi depositati nelle fasi precoci del corrugamento, ancora prima che le unità carbonatiche venissero esposte all'erosione, e perciò tra il MIOCENE SUPERIORE? ed il PLIOCENE INFERIORE BASALE? (Centamore *et alii*, 1999, 2000; Centamore & Nisio, 2002, 2003 a, b).

PROGETTO CARG

1.2.2. - *Supersintema del bacino Tiberino*

Nell'area in esame affiorano depositi di facies e tessitura diversa, corrispondenti sia ai depositi "*villafranchiani*" del Bacino di Rieti (in cui BARBERI & CAVINATO (1993) distinguono l'*Unità deposizionale inferiore*, eteropica dell'*Unità di Calcariola-Fosso Canalicchio*, e l'*Unità deposizionale superiore*), sia alle *Brecce di Poggio Poponesco*, agli *Strati di Offeio*, agli *Strati di Concerviano*, agli *Strati di Rocca Ranieri*, agli *Strati di S. Martino* e alla *Formazione di Fosso Canalicchio* di BERTINI & BOSI (1976) e BERTINI *et alii* (1986).

Tra questi depositi sono stati distinti due sintemi: il *sintema del Fosso Canalicchio* **(SFC)** *e il sintema di Monteleone Sabino* **(MNS)**: al primo sono stati attribuiti lembi di depositi di conoide alluvionale, corrispondenti a vari termini della *Formazione di Fosso Canalicchio* di BOSI *et alii* (1989), e alle *Brecce di Poggio Poponesco*, BERTINI & BOSI (1976); anche la messa in posto di movimenti gravitativi delle placche carbonatiche dell'*Unità M.te Nuria* (CAPOTORTI & MARIOTTI 1993; CENTAMORE *et alii* 1999, 2000, CENTAMORE & NISIO, 2003 a, b,) può essere correlata con quella dei depositi caotici (*Strati di Concerviano*, BOSI *et alii*, 1989) intercalati nella parte basale della successione poco al di fuori dell'area studiata.

Al secondo *sintema* appartengono invece i depositi sabbioso-conglomeratici affioranti, in discordanza sul substrato precontinentale, sulla dorsale di Calcariola e in vari lembi su quella di M.te S. Vittorino-Colle Sterparelli.

1.2.2.1. - sintema del Fosso Canalicchio **(SFC)**

I depositi di conoide alluvionale prossimale di **SFC** affiorano nell'area in esame nei limitati lembi di C. Antonietti, di Capradosso e del cimitero di S. Martino. Essi sono costituiti da ciottolame eterometrico con clasti calcarei ed arenacei, talora di notevoli dimensioni e con vario grado di arrotondamento, in matrice sabbioso-limosa e con giacitura caotica.

Le brecce carbonatiche, ben esposte a Poggio Poponesco, nei dintorni di Fiamignano, affiorano in lembi più o meno estesi ad Aia dei Sorci, Castiglione, grotte di S. Filippa, Castello Reale e all'interno delle dorsali carbonatiche a Menderecce, Fosso Cretone e sul versante opposto di M.te La Serra.

Esse sono costituite da brecce stratificate, con clasti spigolosi eterometrici, ad elementi carbonatici appartenenti all'*Unità M.te Nuria*, con struttura del sedimento tipo *open work*, con scarsa matrice calcareo-limosa biancastra.

La base delle brecce, ben esposta lungo l'incisione del Fosso Accettella, è caratterizzata da un orizzonte, dello spessore di alcune decine di metri, costituito da clasti calcarei ed arenacei, spesso di grandi dimensioni, ben cementati, con grado di arrotondamento variabile.

Questi ultimi depositi sono molto simili come *litofacies* a quelli segnalati a Capradosso e a S. Martino, che rappresentano localmente i depositi basali dell'unità; tale orizzonte potrebbe perciò rappresentare l'elemento di correlazio-

PROGETTO CARG

ne tra i paleoversanti e la piana alluvionale del Bacino di Rieti.

Per quanto riguarda l'età dei depositi del *Bacino di Rieti - Depressione del Salto* la mancanza di elementi biostratigrafici significativi rende particolarmente difficoltosa l'attribuzione cronologica.

Ma poiché alla base del soprastante *sintema di Monteleone Sabino* sono stati rinvenuti fossili indicativi di un Villafranchiano superiore l'unità in questione può essere riferita ad un generico VILLAFRANCHIANO INFERIORE.

1.2.2.2. - sintema di Monteleone Sabino **(MNS)**

E' costituito prevalentemente da depositi sabbioso-conglomeratici con intercalazioni marnoso-argillose e limoso-argillose. I conglomerati sono in genere *clast-supported* con stratificazione suborizzontale o incrociata a basso angolo, la matrice fangoso-calcarea è scarsa o del tutto assente. Le sabbie sono in genere laminate o presentano stratificazione incrociata. I livelli marnoso-argillosi sono spesso bioturbati e contengono ostracodi e gasteropodi polmonati, dulcicoli o terrestri.

L'ambiente di sedimentazione è probabilmente riferibile a quello di un *braid plain* (Barberi & Cavinato, 1993). *Il sintema di Monteleone Sabino* termina con una profonda fase di incisione fluviale.

Nella dorsale di Carcariola i depositi del sintema suturano le faglie che dislocano i depositi dell'unità precedente, basculati contro monte, e poggianti in *onlap* sul substrato. Questo dato mette in evidenza una fase erosionale che si è sviluppata prima della deposizione del *sintema di Monteleone Sabino,* livellando le irregolarità morfologiche generatesi per effetto della tettonica sinsedimentaria tra il Villafranchiano inferiore e quello superiore.

Alla base del sintema sono stati rinvenuti denti di *Equus stenonis* (Cavinato *et alii,* 1989) e una malacofauna a *Thedoxus (Neritea) groyanus* e *Melanopsis affinis* (Esu & Girotti, 1991) la cui associazione è indicativa di un Villafranchiano superiore. Secondo Mancini *et alii* (2002) i depositi del *sintema di Monteleone Sabino* sono eteropici di quelli marini della *Formazione del Chiani-Tevere,* la cui età su basi paleontologiche è datata al Pliocene superiore p.p. (Geliasiano) - Pleistocene inferiore p.p.. Per questa ragione il *sintema di Monteleone Sabino* può essere riferito ad un VILLAFRANCHIANO SUPERIORE (PLIOCENE SUPERIORE FINALE-PLEISTOCENE INFERIORE p.p.).

1.2.3. - *Supersintema della Conca di Rieti*

Appartengono a questo supersintema:

1.2.3.1. - sintema di Cittaducale **(UCT)**

Fanno parte di questo sintema, brecce di versante, depositi di conoide, alluvioni terrazzate (terrazzi del 1° ordine) e travertini.

Tali depositi affiorano, incassati in quelli più antichi, sulla destra del F. Velino a Canetra e S. Rocco, in un limitato lembo anche a sinistra, di fronte a Canetra,

PROGETTO CARG

e sul versante nord-orientale della Valle del Salto.

Le alluvioni terrazzate sono costituite da sedimenti ciottoloso-ghiaiosi e sabbiosi, eterometrici, con clasti ben arrotondati e con matrice sabbioso-siltosa ricca di minerali vulcanici.

Nella Valle del Velino tali depositi, dello spessore di 20-60 m, sono ricoperti da placche di travertino, spesse 20-30 m, che presentano sul bordo a valle del terrazzo strutture di cascata (CARRARA *et alii*, 1995).

Nel lato destro della Valle del Salto, si rinvengono lembi di conoidi alluvionali con ciottolami eterometrici e subarrotondati, in matrice sabbiosa, che passano lateralmente ad alluvioni terrazzate (dintorni di Offeio e di Colle Cantalupo); sono presenti inoltre detriti di versante a luoghi cementati.

L'età del sintema può essere riferita al PLEISTOCENE MEDIO p.p.

1.2.3.2. - sintema di Casale Giannantoni **(GNT)**

Questo sintema comprende depositi di versante, depositi di conoide alluvionale (da prossimali a distali), alluvioni terrazzate (terrazzi del 2° ordine) e travertini, affioranti prevalentemente sulla destra idrografica del F. Velino e sul lato nord-orientale della Valle del Salto, dove gli stessi sono particolarmente estesi.

Le alluvioni terrazzate sono costituite da depositi sabbioso-ghiaiosi, con clasti ben arrotondati; in destra del F. Velino esse sono ricoperte da placche di travertino dello spessore di alcuni metri.

Nei dintorni di Piedimozza e di Micciani sono presenti i resti, profondamente incisi dall'erosione, di due conoidi alluvionali costituiti di ciottolami eterometrici immersi in matrice sabbiosa. All'interno dell'unità si rinvengono depositi vulcanoclastici, spesso rimaneggiati ed alterati.

In base a considerazioni morfologiche e tenuto conto della datazione di materiali vulcanici presenti nel successivo e più recente sintema (CARRARA *et alii*, 1992; BRUNAMONTE *et alii*, 1992), l'età del sintema è riferibile al PLEISTOCENE MEDIO FINALE.

1.2.3.3. - sintema di Rieti **(SRI)**

Anche questo sintema è costituito da sedimenti di ambiente diverso, eteropici tra loro. Si tratta di brecce cementate, molto sviluppate sul lato nord-occidentale di Costa S. Erasmo-Colle Puzzella e ai piedi delle dorsali di Colle Tinello e di M.te La Serra-Colle Vischioso. Queste passano poi a depositi di conoide, da prossimale a distale, ben esposti nei dintorni di Borgo S. Pietro e costituiti da ghiaie, anche grossolane, in matrice sabbiosa. Tali depositi sono sostituiti verso valle da alluvioni terrazzate (terrazzi del 3° ordine) ciottoloso-sabbiosi.

Del sintema in esame fanno parte anche corpi di frana, particolarmente sviluppati sui versanti di Colle Ettore e di Poggio Poponesco, e depositi piroclastici,

PROGETTO CARG

spesso intensamente rimaneggiati.

In base a considerazioni morfologiche e alla datazione di materiali vulcanici presenti nell'unità (Carrara *et alii*, 1992; Brunamonte *et alii*, 1992) l'età del *sintema di Rieti* **(SRI)** è riferibile al PLEISTOCENE SUPERIORE.

1.3. - Depositi ubiquitari-depositi attuali e recenti **(OLO)**

Sono costituiti da depositi di versante (coperture detritiche e corpi di frana), da depositi alluvionali e palustri e da depositi vulcanici.

La Piana di S. Vittorino, che tra la fine del 1800 e l'inizio del 1900 è stata oggetto di drastici interventi antropici, con la deviazione e la canalizzazione di un tratto del F. Velino e del T. Peschiera, è colmata da ghiaie, sabbie e limi, con intercalazioni di depositi travertinosi.

Ai piedi dei versanti montuosi sono presenti ampie fasce detritiche, caratterizzate da materiale sciolto.

Le depressioni all'interno delle dorsali carbonatiche sono colmate da depositi eluvio-colluviali limoso-sabbiosi di ambiente palustre, a volte ricchi in materiale vulcanico rimaneggiato.

Frane recenti sono particolarmente sviluppate nelle aree di affioramento delle facies torbiditiche caotiche con olistostromi; esse sono frequenti anche in corrispondenza di antichi accumuli franosi che vengono così in parte riattivati.

OLOCENE-ATTUALE.

PROGETTO CARG

VIII - ASSETTO STRUTTURALE

1. - INTRODUZIONE

(S. Bigi, E. Centamore & P. Costa Pisani)

L'area compresa nel F° 358 "Pescorocchiano" fa parte della catena centro-appenninica, impostatasi durante la fase di strutturazione neogenica come un complesso edificio a pieghe e sovrascorrimenti (fig. 1).

Al suo interno sono state distinte, in base ai principali fronti di accavallamento, al diverso stile deformativo, alle successioni affioranti e ai domini paleogeografici di appartenenza, sei unità tettoniche che da W verso E sono: *Unità M.ti Reatini*; *Unità M.te Navegna*; *Unità Salto*; *Unità M.te Nuria-M.te S. Rocco*; *Unità M.te Calvo-M.te della Rocca*; *Unità M.te La Torretta* (figg. 11, fig. 12).

Tali unità sono separate tra loro da elementi tettonici principali, alcuni dei quali di importanza regionale, quali: il *sovrascorrimento dei M.ti Reatini*, che rappresenta un segmento del più importante elemento regionale che sovrappone le unità ad affinità umbro-marchigiana su quelle poste ad oriente, la *linea Ancona-Anzio*, che si è sviluppata all'interno della fascia deformativa della *master fault* liassica; la *linea Olevano-Antrodoco Auct.*; la *faglia Fiamignano-Micciani*; la *faglia Micigliano-Antrodoco-Valle del Corno*; il *sovrascorrimento Colle Saraceno-Riotorto-M.te Ruella*; il *sovrascorrimento di M.te Calvo*. Gli elementi strutturali localizzati nella porzione orientale e in quella occidentale del foglio hanno direzione media da NE-SW a NS, mentre gli elementi che ricadono nel settore centrale presentano direzione appenninica; tutti sono caratterizzati da vergenza orientale.

PROGETTO CARG

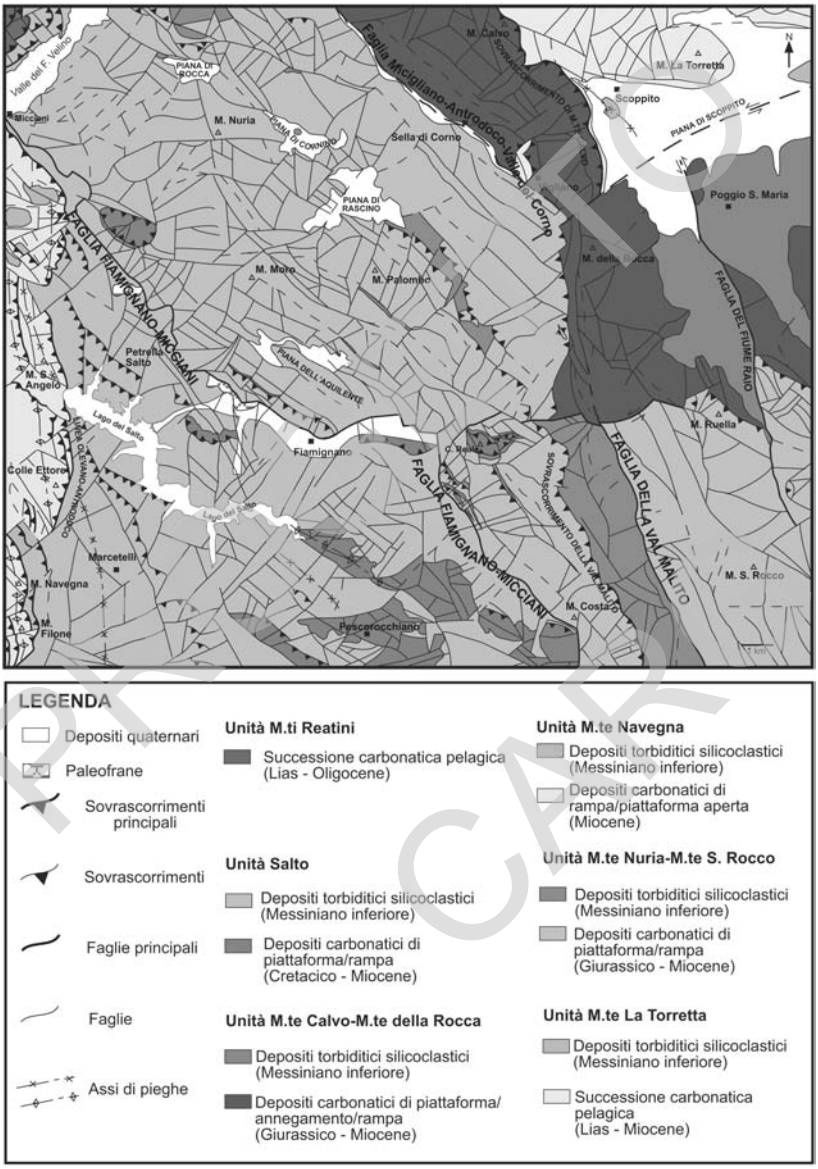

Fig. 11- *Schema strutturale del F° 358 Pescorocchiano.*

La strutturazione di questa porzione dell'Appennino centrale si è sviluppata tra il Messiniano inferiore e il Pliocene inferiore basale, quando il settore è stato dapprima coinvolto nel dominio di avanfossa, con la deposizione delle arenarie del *complesso torbiditico alto-miocenico laziale-abruzzese* (*sensu* Bellotti *et alii*, 1984; Bellotti, 1991), equivalenti alla *formazione argilloso-marnosa* di Cipollari & Cosentino (1992) e Cipollari *et alii* (1993) e successivamente nel dominio di catena, nelle cui fasi precoci si sono depositate le *sabbie di Piagge* (Centamore *et alii*, in stampa a; Centamore & Nisio, 2002, 2003 a, b).

I sovrascorrimenti si sono propagati sostanzialmente da W verso E, (fig. 12) generalmente in sequenza tipo *piggy back* (Butler, 1988), ma sono state anche riconosciute, da diversi Autori, chiare evidenze di sovrascorrimenti "fuori sequenza", come nel caso della *linea Olevano-Antrodoco Auct.*, che, sviluppatasi nel Messiniano superiore, si è riattivata nel Pliocene inferiore (Patacca *et alii*, 1990; Cipollari & Cosentino, 1992).

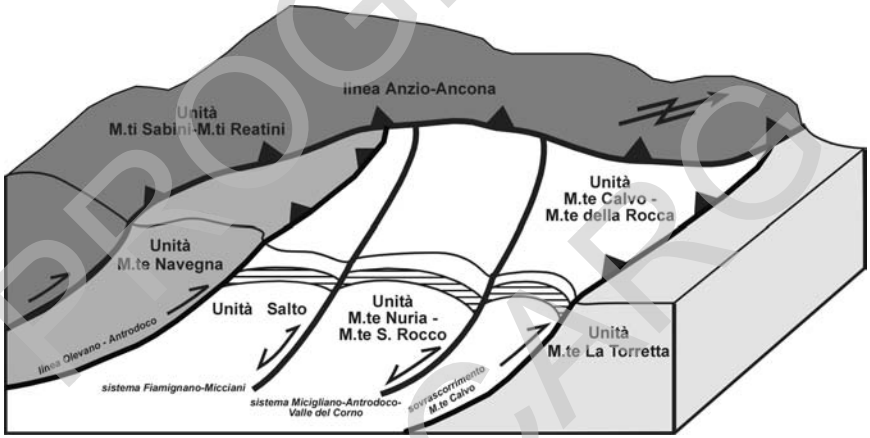

Fig. 12 *Schema dei rapporti intercorrenti tra le varie unità tettoniche del F.° Pescorocchiano*

L'assetto strutturale dell'area appare ulteriormente complicato dalla tettonica distensiva post-orogenica (Demangeot, 1965) che ha agito contemporaneamente al sollevamento generalizzato dell'Appennino centrale (Dramis, 1993), iniziato già nel Pliocene superiore e intensificatosi nel Pleistocene inferiore.

La distensione ha agito tramite faglie di neoformazione e la riattivazione di strutture preesistenti, con l'articolazione dell'area in blocchi a movimenti verticali differenziati e la conseguente formazione di conche e depressioni colmate dai depositi quaternari (Conca di S. Vittorino, Conca di Scoppito ecc. Centamore & Nisio, 2003 b; Centamore *et alii*, 2001, in stampa, a, b).

PROGETTO CARG

2. - TETTONICA SINSEDIMENTARIA PRE-OROGENICA
(E. Centamore)

Analizzando le relazioni spazio-temporali che intercorrono tra le varie unità litostratigrafiche affioranti nel F° 358 "Pescorocchiano", messe in luce dalle numerose eteropie di facies, dalle discordanze angolari, dalle lacune stratigrafiche, dai depositi di frana sottomarina, risalta in maniera evidente il condizionamento operato dalla tettonica sinsedimentaria sulla evoluzione degli ambienti deposizionali dal Trias al Neogene.

Risulta abbastanza difficile riconoscere gli elementi strutturali primari (piani di faglia, paleoscarpate ecc.) che si sono sviluppati durante le varie fasi dell'evoluzione, perché sono stati spesso del tutto obliterati o riutilizzati con cinematiche diverse durante le fasi che hanno condotto alla costruzione dell'edificio a pieghe e sovrascorrimenti.

Tuttavia le diverse unità tettoniche distinte nell'area in esame, legate principalmente alla strutturazione compressiva, presentano al loro interno caratteri stratigrafici e strutturali diversi tra loro in relazione agli effetti della tettonica sinsedimentaria precedente.

Una prima modifica della paleogeografia si sviluppa durante il Lias inferiore, quando, in relazione al *rifting tetideo*, si osserva la frammentazione dell'antica paleopiattaforma, con la conseguente differenziazione tra dominio pelagico (*dominio tosco-umbro-marchigiano*, area A_1), ambiente neritico (*dominio laziale-abruzzese*, aree B, C), in cui si impostano solchi intrapiattaforma a sedimentazione marginale o pelagica (Centamore *et alii*, 2002), ed una fascia di transizione (area A_2) (fig. 13a).

Nell'area in esame tale differenziazione si manifesta attraverso sistemi di dislocazione, attualmente a direzione NE-SW e NW-SE, con un andamento piuttosto articolato.

Al primo sistema appartiene un segmento della *linea Ancona-Anzio Auct.*, impostato sulla *master fault* liassica, e localizzato nell'estrema area nord-occidentale del foglio occupata dall'*Unità M.ti Reatini*. Un altro elemento a direzione NE-SW, che separa i due ambienti, si sviluppa lungo l'allineamento *Fosso dell'Imprendadora-Civitatomassa* e si collega più ad est ai lineamenti liassici già individuati nell'adiacente F°359 "L'Aquila", *Pettino-Aquila-Torrente Raiale* (fig. 11).

Nella Valle del Corno si individua, invece, una dislocazione a direzione NW-SE, corrispondente alla *faglia Micigliano-Antrodoco-Valle del Corno* (Capotorti *et alii*, 1995; Salvucci, 1995; Bigi *et alii*, 2000a), che separa il dominio di piattaforma, a SW, da quello pelagico, a NE, individuato dagli affioramenti della finestra tettonica della cava di Vigliano e dalla successione presente alla base del Pozzo Antrodoco1 (Martinis & Pieri, 1964) (fig. 11).

Nell'intervallo Giurassico-Cenomaniano le variazioni di facies riconosciute nelle successioni di piattaforma mettono in evidenza una relativa articolazione del dominio neritico, ma anche in questo caso non è possibile distinguere attualmente le dislocazioni che l'hanno prodotta. Tuttavia è possibile individuare,

PROGETTO CARG

tramite la distribuzione delle facies o la presenza di alcuni elementi caratteristici, (come ad esempio le brecce di collasso tettonico), i principali lineamenti lungo i quali si sviluppavano le differenziazioni paleogeografiche.

Tra queste strutture sembrano di particolare importanza il sistema NW-SE e NE-SW. Al primo è legata la differente evoluzione del blocco dell'*Unità Salto* rispetto a quello dell'*Unità M.te Nuria-M.te S. Rocco*, lungo la fascia di deformazione su cui si svilupperà la *faglia Fiamignano-Micciani (sistema Fiamignano-Micciani)*. Allo stesso sistema appartiene la dislocazione localizzata sul margine nord-orientale di M.te S.Rocco (Colle Ruella), evidenziata dalla presenza di depositi di brecce di collasso lungo tale allineamento. Al sistema NE-SW sono correlati gli elementi che articolano il blocco di M.te Calvo in cui si manifestano in brevi spazi brusche variazioni di facies, da piattaforma interna a margine e a scarpata, con la presenza di brecce di collasso da scarpate tettoniche.

Nell'intervallo Cretacico superiore-Miocene, il condizionamento della tettonica sinsedimentaria sull'evoluzione paleogeografica del dominio neritico si fa sempre più marcato e cominciano ad individuarsi alcune importanti strutture.

Nel dominio in esame si registrano movimenti verticali differenziati che favoriscono pronunciati inarcamenti della parte superficiale dei blocchi carbonatici. A tale fenomeno si accompagna la formazione di faglie distensive, per accomodamento gravitativo, all'estradosso dell'arco (Centamore *et alii* 2002, *cum biblio.*) (fig. 13a, c). Si osservano così emersioni dei settori interni e più ruotati dei blocchi, mentre i settori periferici, talora ruotati o basculati, annegano progressivamente in ambienti di rampa carbonatica (Centamore *et alii*, 2002). In particolare, tra il Cretacico superiore ed il Paleogene, le differenziazioni paleoambientali tra i blocchi dell'*Unità M.te Navegna, Unità Salto* e *Unità M.te Nuria-M.te S. Rocco* si fanno più evidenti, probabilmente per l'attività di sistemi di faglie normali, ovest-immergenti sulle cui fasce di deformazione si sarebbero impostate successivamente la *linea Olevano-Antrodoco* e la *faglia Fiamignano-Micciani*.

La fascia di deformazione più occidentale separava l'*Unità M.te Navegna*, dove si depositavano facies di scarpata prossimale o di rampa, dall'*Unità Salto*, di piattaforma interna in cui si manifestava l'estesa lacuna paleogenica (vedi Cap. III *Inquadramento geologico*) (fig. 13b, c).

Lungo la fascia di deformazione più orientale l'*Unità Salto* si svincolava dall'*Unità M.te Nuria-M.te S. Rocco*, che mostrava accentuati inarcamenti, evidenziati, nelle parti periferiche del blocco, dalla deposizione di facies di rampa paleogeniche, con vistose chiusure a *becco di flauto* (*pinch-out*) verso le parti interne più rialzate, caratterizzate da lacune diversamente estese nel tempo (fig. 13b, c).

La presenza di brecce eoceniche discordanti su un substrato del Cretacico inferiore p.p. (Pendenza-Colle Impicciavera) avvalora l'ipotesi di scarpate di faglia già attive in questo intervallo.

Anche la presenza di filoni sedimentari paleogenici nei pressi di Murri-Piletta, a nord del Vallone S.Onofrio (Bigi *et alii*, 1995 a) è legata agli effetti della tettonica distensiva che dislocava il margine meridionale dell'*Unità M.te*

PROGETTO CARG

Calvo-M.te della Rocca.

Ma è durante il Miocene che l'intensità del condizionamento della tettonica sinsedimentaria nell'evoluzione degli ambienti sedimentari raggiunge il suo acme, con l'ulteriore sviluppo dei processi di inarcamento, di fagliazione e di basculamento sopra descritti (fig. 13c).

L'appoggio dei depositi basali miocenici su diversi termini della successione cretacea dell'*Unità Salto* evidenzia l'ulteriore articolazione di questa unità prima della trasgressione miocenica. Nella dorsale della Rocchetta (Area C) i termini basali della successione carbonatica miocenica poggiano in discordanza su **CIR** mentre nella vicina dorsale di M.te Moro essi si sono depositati al di sopra di **RDT**; a Casale Giomici (M.te Nuria, Area C) i calcari miocenici giacciono in discordanza su un *hardground* impostato su **CIR**, mentre tra M.te Orsello e la strada per Campo Felice, al confine con il F° 359 "L'Aquila", essi sono discordanti su vari termini della successione cretacica.

Le variazioni di facies e di spessore riscontrate nei depositi miocenici della Valle del Salto, anche su brevi distanze, testimoniano il progressivo inarcamento e dislocamento di questo blocco; tale fenomeno si registra in modo analogo anche nell'attigua *Unità M.te Navegna* (schema correlazioni stratigrafiche del F. 358).

Quando l'intero settore esaminato viene coinvolto nel dominio di avanfossa si osserva un ulteriore incremento dei processi di inarcamento con lo sviluppo di faglie distensive da accomodamento, con la formazione di aree più depresse (*Unità Salto*) e di strutture più sollevate (*Unità M.te Navegna* e *Unità M.te Nuria-M.te S. Rocco*), delimitate da faglie bordiere. Dalle scarpate tettoniche provenivano olistostromi e megabrecce, mentre le torbiditi colmavano in *onlap* prima le depressioni e poi le parti più rilevate (fig. 13d).

In questo quadro assumono una notevole importanza la *faglia Fiamignano-Micciani* e la fascia di deformazione su cui si imposterà successivamente la *linea Olevano-Antrodoco*. Alla prima, cui si accompagna tutto il sistema di faglie che dislocano il versante sud-occidentale dell'*Unità M.te Nuria-M.te S. Rocco*, e alla *faglia del F. Velino*, a direzione NE-SW, è legato il sollevamento relativo di tale unità, fenomeno per altro convalidato dalla presenza di olistostromi carbonatici nelle arenarie del F. Velino, provenienti dal versante nord-occidentale di M.te Nuria-Collerinaldo (Centamore *et alii*, in stampa a; Centamore & Nisio, 2002).

Lo sviluppo della *faglia Fiamignano-Micciani* durante questa fase tettonica è evidenziato dall'appoggio in *onlap* delle torbiditi silicoclastiche sui diversi termini della successione carbonatica dell'*Unità M.te Nuria-M.te S. Rocco*, tramite una superficie di faglia, a tratti arrossata, brecciata ed incrostata di materiale siliceo (Bigi & Costa Pisani, 1999, 2002).

All'attività precoce della *linea Olevano-Antrodoco*, connessa ad un possibile sviluppo con processi di inversione tettonica in senso positivo lungo le precedenti fasce di deformazione normale che separavano l'*Unità M.te Navegna* dall'*Unità Salto*, sarebbero legati il piegamento incipiente della dorsale M.te Filone-M.te Navegna-M.te S. Angelo e la generazione di sistemi distensivi di extradosso, su entrambi i lati della struttura; dalle scarpata di faglia immergenti ad est si sarebbero

PROGETTO GRAFICO

staccati gli olistostromi presenti nella depressione del Salto. Nel Messiniano inferiore la struttura sopra citata rappresentava una dorsale intrabacinale che separava due settori più depressi della stessa avanfossa, a morfologia complessa, quello del Turano ad W e quello del Salto ad E (Cipollari & Cosentino, 1992; Centamore *et alii*, 2002; Bigi *et alii*, 2001). L'alto strutturale del gruppo M.te Nuria-M.te S. Rocco, già notevolmente inarcato durante le fasi precedenti, era bordato sui due lati, sudoccidentale e nord-orientale, da sistemi di faglie sintetiche e antitetiche, associate tra loro, che favorivano la formazione di una serie di "*graben*" progressivamente ribassati a gradinata verso SW e verso NE (fig. 13d).

3. - STRUTTURE COMPRESSIVE
(S. Bigi, E. Centamore & P. Costa Pisani)

Le sei unità distinte nell'area del F° 358 " Pescorocchiano", individuatesi nella fase compressiva neogenica, sono caratterizzate oltre che dai principali elementi che li delimitano al loro fronte, dalla presenza di sovrascorrimenti e retroscorrimenti minori, di pieghe e di zone di taglio visibili alla mesoscala.

Confrontando l'andamento dei vari fronti di accavallamento e la geometria delle strutture pre-orogeniche si nota un notevole condizionamento da parte di queste ultime, sia sullo sviluppo dei fronti stessi che sull'organizzazione geometrica del tetto dei sovrascorrimenti.

In genere dove nel tetto sono presenti i depositi di bacino o di scarpata i sovrascorrimenti mostrano una geometria arcuata, con direzione da NNW-SSE a NW-SE a N-S, con associate pieghe, talora raddrizzate o rovesciate, sovrascorrimenti minori e zone di taglio ben sviluppate. Dove invece al tetto si rinvengono depositi di piattaforma carbonatica, i sovrascorrimenti presentano direzione appenninica; ad essi si associano ampie anticlinali, articolate in una serie di monoclinali fagliate, dove si individuano strutture minori, a vergenza normale o retrovergenti, tutte caratterizzate da piani con scarsa deformazione e da mancanza di indizi di fenomeni di pressione e soluzione nelle zone di taglio associate.

3.1 - Unità M.ti Reatini

L'*Unità M.ti Reatini* (fig. 11) fa parte della più estesa *Unità M.ti Sibillini* (fig. 1) e rappresenta l'unità strutturalmente più elevata, localizzata nell'estrema porzione nord-occidentale del foglio; essa è caratterizzata da una successione pelagica di bacino prossimale (*Successione umbro-marchigiano-sabina Auct.*), estesa dal Lias medio (*corniola*) all'Oligocene (*scaglia cinerea detritica*).

L'unità in esame è delimitata da un sovrascorrimento che la sovrappone rispettivamente all'*Unità M.te Navegna* (fig. 12) (più a sud, appena fuori dall'area studiata) e all'*Unità M.te Nuria-M.te S. Rocco*, verso NE (fig. 12). Questo costituisce un segmento della rampa laterale (transpressiva destra) che

PROGETTO CARG

prosegue verso nord al di fuori dell'area in esame. Entrambe le unità affioranti al letto del sovrascorrimento sono caratterizzate da successioni appartenenti al dominio neritico laziale-abruzzese, di margine esterno o di rampa l'*Unità M.te Navegna*, di piattaforma interna l'*Unità M.te Nuria-M.te S. Rocco* (vedi Cap.III *Inquadramento geologico*) (fig. 12).

Il sovrascorrimento (la *linea Ancona-Anzio Auct.;* fig. 1) si è impostato in corrispondenza della fascia di deformazione della *master fault* liassica, che nel Lias ha separato il *bacino pelagico umbro-marchigiano-sabino* dalla *piattaforma carbonatica laziale-abruzzese* (fig. 14a).

Il piano di accavallamento immerge mediamente verso NNW ed è dislocato da un sistema di faglie a direzione NW-SE, responsabile della dislocazione del fronte e associate alla traslazione (faglie di trasferimento), che mostra direzioni di movimento da orizzontali ad oblique, sia destre che sinistre.

All'interno del tetto dei sovrascorrimenti si è sviluppato un piano minore parallelo all'elemento principale, che permette la sovrapposizione di una blanda sinclinale di termini giurassici (nell'area in esame *Corniola-Marne di Monte Serrone*) ad una successione rovesciata (*scaglia detritica-scaglia cinerea detritica*). In particolare in corrispondenza dell'affioramento di *scaglia cinerea detritica* si è impostata una ampia zona di taglio (*shear zone*), caratterizzata da un clivaggio molto intenso.

I rapporti geometrici tra le pieghe e i piani di accavallamento riconosciuti all'interno dell'*Unità M.ti Reatini*, evidenziano per questa unità una modalità di deformazione del tipo *fault-propagation fold* (Mitra, 1990; Capotorti *et alii*, 1995).

3.2 - Unità M.te Navegna

L'*Unità M.te Navegna* (fig. 11) occupa l'estremo settore occidentale e sud-occidentale del Foglio, e comprende la dorsale M.te Filone-M.te Navegna-M.te Sant'Angelo.

Essa è caratterizzata da una successione paleogenico-miocenica di scarpata prossimale e/o di rampa carbonatica, che si depositava sul bordo occidentale del *dominio laziale-abruzzese* (fig. 13a, b, c) (vedi Cap.III *Inquadramento geologico*), chiusa poi al tetto dai depositi del *complesso torbiditico alto-miocenico laziale-abruzzese Auct. p.p.*, che segnano il passaggio di questo settore da un dominio di avanpaese ad uno di avanfossa.

L'*Unità M.te Navegna* è delimitata da un fronte di sovrascorrimento principale noto in letteratura come *linea Olevano-Antrodoco Auct.* (vedi Cap.2 *Tettonica sinsedimentaria pre-orogenica*). Esso è costituito dall'inviluppo di un sistema di sovrascorrimenti vicarianti, orientati circa N-S e immergenti verso W e caratterizzati al loro fronte da strette anticlinali vergenti verso E, lungo il quale si è realizzata la sovrapposizione dei termini della successione di rampa e di scarpata prossimale, al di sopra di termini della successione di piattaforma interna, appartenenti all'*Unità Salto* (fig. 12).

PROGETTO CARG

La continuità della struttura è ulteriormente interrotta da una serie di faglie di trascinamento destre, che svincolano il fronte principale progressivamente da sud verso nord, tanto che in prossimità di Micciani *l'Unità M.te Navegna* viene a contatto con *l'Unità M.$_{te}$ Nuria-M.$_{te}$ S. Rocco* (fig. 11).

Al suo interno essa è dislocata da sovrascorrimenti minori, ad ognuno dei quali è associata una piega frontale rovesciata con vergenza orientale.

L'*Unità M.te Navegna* è caratterizzata da una geometria tipo *fault-propagation fold* (Capotorti *et alii*, 1995).

Per quanto riguarda i rapporti tra la *linea Ancona-Anzio Auct.* e la *linea Olevano-Antrodoco Auct.* si tratta di due elementi strutturali diversi, con diversa evoluzione. Infatti la *linea Ancona-Anzio Auct.* corrisponde ad un sovrascorrimento impostato su una *master fault*, che ha separato sin dal Lias, quando si è attivata, il *dominio pelagico tosco-umbro-marchigiano* dal *dominio neritico laziale-abruzzese* (fig. 1).

Il *sovrascorrimento dei M.ti Reatini* rappresenta un segmento della rampa transpressiva a direzione circa NE, impostatasi durante la fase compressiva sulla fascia di deformazione della *master fault* liassica (Centamore *et alii*, 2002, *cum bibl.*).

La *linea Olevano-Antrodoco Auct.* (fig. 2) a direzione circa meridiana, si sarebbe impostata invece come sovrascorrimento per processi di inversione tettonica (fig. 14a) su sistemi di faglie dirette con immersione ad ovest, localizzati all'interno del settore occidentale della piattaforma carbonatica e sviluppatasi soltanto a partire dal Cretacico superiore (Centamore *et alii*, 2002).

3.3. - Unità Salto

L'*Unità Salto* fa parte *dell'Unità M.te Giano-Marsica* (fig. 1) e occupa il settore sud-orientale del Foglio "Pescorocchiano", in corrispondenza della media valle del fiume omonimo (fig. 11).

Essa è caratterizzata da una successione cretacica di piattaforma interna che passa superiormente, dopo un'ampia lacuna paleogenica, a depositi di rampa carbonatica miocenici. La successione è chiusa al tetto dalle arenarie del Messiniano inferiore, che costituiscono gran parte dell'unità, e infine dalle *sabbie di Piagge*, del Messiniano superiore(?)-Pliocene inferiore(?), di ambiente continentale.

L'*Unità Salto* è localizzata al letto dell'*Unità M.te Navegna* ad ovest, mentre a NE è delimitata dalla *faglia Fiamignano-Micciani*, di cui costituisce il tetto.

La *faglia Fiamignano-Micciani* borda il versante nord-orientale della media Valle del Salto, e rappresenta l'inviluppo di un insieme di strutture che affiorano dall'abitato di Micciani a NW, continuando nei pressi di Fiamignano ad est, e proseguono fino a M.te Costa a SE.

Questa struttura pone a contatto la successione di piattaforma dell'*Unità M.te Nuria-M.te S. Rocco* (Lias-Miocene) a NE, con la successione silicoclastica torbiditica dell'*Unità Salto* (Messiniano inferiore) a SW (fig. 12).

L'*Unità Salto* è caratterizzata al suo interno da una serie di dorsali carbonatiche,

PROGETTO CARG

tra cui spicca quella de La Rocchetta, organizzate in blande anticlinali a direzione NW-SE, bordate dai depositi terrigeni.

La porzione sud-occidentale della media Valle del Salto è caratterizzata da sovrascorrimenti minori associati a pieghe, ad asse appenninico e vergenza E e NE, con il fianco orientale talora rovesciato (Campolano, Tonnicoda), localizzati essenzialmente nelle arenarie, che a luoghi fanno emergere ed accavallare le porzioni carbonatiche della successione del Salto.

I sovrascorrimenti che affiorano al letto della *linea Olevano-Antrodoco*, sono legati all'accavallamento dell'*Unita` M.te Navegna* sull'*Unita` Salto*. Tali sovrascorrimenti si impostano all'interno della porzione basale delle arenarie messiniane, in cui si intercalano frequenti olistoliti di calcari miocenici; in prossimità della *linea Olevano-Antrodoco* si osservano deviazioni da NW-SE a N-S delle direttrici assiali.

Sovrascorrimenti di importanza minore affiorano anche nel settore centro-meridionale della Valle del Salto. Questi hanno una geometria arcuata e segmentata, con una direzione media da E-W a NW-SE, e realizzano il sovrascorrimento delle *calcareniti a briozoi* (**CBZ**$_3$) al di sopra delle arenarie messiniane (*sovrascorrimento di Pescorocchiano* e *sovrascorrimento di Castelmenardo*).

Sono state inoltre rilevate strutture retrovergenti, come quella di *Mareri*, dove i termini della successione carbonatica miocenica dell'*Unità Salto* sovrascorrono al di sopra delle *sabbie di Piagge* del Messiniano superiore(?)-Pliocene inferiore (?). La suddetta struttura e` stata interpretata in modo diverso dai vari Autori. Infatti, alcuni di essi (Mariotti & Capotorti, 1988; Capotorti & Mariotti, 1992; Capotorti, 1993), spiegano la struttura di *Mareri* come il prodotto di fenomeni di retroscivolamento gravitativo lungo una antica superficie di *thrust* (che gli stessi identificavano nella *faglia Fiamignano-Micciani*), attivatasi come sovrascorrimento nella fase compressiva; essi si sarebbero sviluppati in una più generale fase distensiva post-orogenica, collegata al sollevamento regionale dell'Appennino centrale e all'innesco dei primi eventi sismici. In questo contesto le *sabbie di Piagge* rappresenterebbero il deposito di colmamento di un bacino distensivo neogenico, o secondo Capotorti (1992) di *piggyback*, non coinvolto dalla tettonica compressiva.

Altri Autori (Bertini & Bosi, 1976; Bertini *et alii*, 1986; Bigi & Costa Pisani, 1999, 2002; Bigi *et alii*, 2000, 2001; Costa Pisani & Nisio, 2000; Centamore & Nisio 2003 a, b), hanno interpretato questa e le altre strutture minori retrovergenti (S. Lucia di Fiamignano), affioranti al tetto della *faglia Fiamignano-Micciani*, come retroscorrimenti impostatisi durante la compressione neogenica che ha strutturato la porzione di catena in questione. In tale contesto le *sabbie di Piagge*, rappresenterebbero un deposito tardo-orogenico, di bacino satellite (*piggy back basin*); in questo modo la fase compressiva inizierebbe con la deposizione di questa formazione, probabilmente nel Messiniano superiore, per terminare solo dopo la fine della loro deposizione, nel Pliocene inferiore basale, come testimoniato da questi eventi deformativi tardivi.

Il *sovrascorrimento di Mareri* prosegue lateralmente verso ovest nella zona

PROGETTO CARG

de Le Ripe, dove si osserva l'accavallamento delle arenarie messiniane al di sopra delle *sabbie di Piagge*.

Nella struttura retrovergente di Santa Lucia di Fiamignano invece, le *calcareniti a briozoi* (**CBZ$_3$**) si accavallano sulle arenarie messiniane.

I suddetti elementi, di estensione estremamente limitata, mostrano una geometria fortemente arcuata, a direzione media da E-W a NW-SE, con inclinazioni molto basse, ed immersioni verso i quadranti orientali; gli elementi cinematici sono compatibili con una vergenza orientata da NNE-SSW a NE-SW.

3.4. - Unità M.te Nuria-M.te S.Rocco

L'*Unita` M.te Nuria-M.te S. Rocco* (fig. 11) fa parte anche essa *dell'Unità M.te Giano-Marsica* (fig.1) e occupa il settore centrale del Foglio 358 "Pescorocchiano". Essa è costituita prevalentemente da una successione mesozoica di piattaforma interna, che verso NW e SE è sostituita da depositi di margine; seguono poi, nelle sue parti periferiche, depositi di rampa paleogenici, che evidenziano un progressivo annegamento del settore, e successivamente depositi di rampa distale del Miocene inferiore-medio. La successione è chiusa dalle arenarie messiniane che testimoniano il coinvolgimento del settore nel dominio di avanfossa.

La suddetta unità è delimitata: a SW dall'*Unità Salto,* tramite la *faglia Fiamignano-Micciani*, localizzata al tetto dell'unità in esame; a NW dal *sovrascorrimento dei M.ti Reatini*; a NE dalla *faglia Micigliano-Antrodoco-Valle del Corno*, (fig. 11) e dal *sovrascorrimento Colle Saraceno-Riotorto-M.te Ruella* nella porzione orientale.

Anche quest'ultimo sovrascorrimento rappresenta un elemento piuttosto complesso che, nel suo segmento settentrionale, da M.te della Rocca a Rio Torto, presenta direzione N-S e immersione ad W e costituisce probabilmente una rampa tramite la quale l'*Unità M.te Nuria-M.te S. Rocco*, di piattaforma interna, si accavalla sui termini di margine e di rampa distale mesozoico-paleogenico-miocenici dell'*Unità M.te Calvo-M.te della Rocca* (fig. 12). Tra Rio Torto e M.te Ruella il sovrascorrimento *dell'Unità M.te Nuria-M.te S. Rocco* viene dislocato verso E da un sistema di faglie di trasferimento sinistre a direzione circa E-W; esso riaffiora nuovamente alla base di M.te Ruella dove si accavalla sulle arenarie messiniane dell'unità più esterna (fig. 11).

Ancora più ad est questo contatto è poi ulteriormente dislocato da una faglia trascorrente sinistra N-S localizzata lungo il T. Raio e si ricollega al fronte di sovrascorrimento dell'*Unità M.te Cefalone* del Foglio 359 "L'Aquila".

Al suo interno l'*Unità M.te Nuria-M.te S. Rocco*, che nel suo insieme rappresenta un'ampia antiforme ad asse appenninico, è articolata da strutture minori. Il settore sud-occidentale è caratterizzato da una serie ripetuta di faglie distensive a basso angolo, immergenti a SW; al loro tetto sono presenti sovrascorrimenti a basso angolo e tra le due strutture sono interposti lembi di torbiditi messiniane (Colle del

PROGETTO CARG

Tinello, versante sud-occidentale di M.te Portella).

Il settore nord-orientale (dorsale M.te Nuria) invece è articolato da una serie di faglie dirette e retroscorrimenti, immergenti entrambi a NE; anche in questo settore, tra i suddetti elementi strutturali, affiorano spesso lembi di torbiditi (Piano di Piscignola).

Nella porzione centrale dell'unità in esame sono presenti altre strutture compressive caratterizzate da una certa continuità, come il *sovrascorrimento di M.te tra le Serre* e il *sovrascorrimento Piano di Rascino-Fonte dell'Ospedale-Valmalito*, a direzione NW-SE, i cui termini di piattaforma Cretacico-paleogenici e della successione di annegamento si accavallano sulle arenarie messiniane. La continuità del fronte in parola e quella degli affioramenti delle arenarie messiniane è interrotta dall'attività di due faglie di trascinamento: quella di Fonte dell'Ospedale a NW, e quella del Rio Torto a SE. Nel tratto compreso tra queste due strutture i depositi carbonatici affiorano sia al tetto che a letto del sovrascorrimento, obliterando le arenarie interposte. Nella zona tra Fonte dell'Ospedale e Piano di Rascino è presente un retroscorrimento con immersione a NE che sovrappone le facies di piattaforma interna del Cretacico alle arenarie messiniane. Questo particolare assetto strutturale potrebbe essere legato alla formazione di modesti "*semigraben*" all'estradosso dei blocchi arcuati come ipotizzato nel paragrafo " 2 *Tettonica sinsedimentaria*" (fig. 13, c, d). I sovrascorrimenti individuati sul versante sud-occidentale del blocco M.^{te} Nuria-M.^{te} S. Rocco e i retroscorrimenti sul versante nord-orientale dello stesso blocco sarebbero legati alla rotazione passiva delle faglie antitetiche dei "semigraben" sopra citati. A luoghi, lungo l'affioramento di tali elementi strutturali sono ancora conservati piccoli tratti con i loro caratteri originari di faglie normali. Altre volte, invece, tali elementi sono stati ruotati e traslati con movimenti di modesta entità, come nel caso del blocco di Castelmenardo-M.^{te} S. Mauro, la cui traslazione ha suturato la depressione di Pagliara-Alzano, colmata dalle torbiditi, fino a toccare la *faglia Fiamignano-Micciani*.

Nel settore sud-occidentale dell'*Unità M.te Nuria-M.te S. Rocco* sono infine evidenti alcune strutture complesse (M.te Ara de' Sorci, Cerretino, Castello Reale) (fig. 11), che da alcuni Autori (Bigi *et alii*, 2000, Centamore & Nisio, 2002) sono interpretati come *klippen*, mentre altri Autori (Capotorti & Mariotti, 1992) considerano i blocchi in esame strutture retroscivolate per gravità.

Il tetto dei suddetti sovrascorrimenti e` costituito da termini della successione dell'*Unita` Salto* (*calcari a radiolitidi – calcareniti arancioni*); il letto e` invece costituito dalle arenarie messiniane (ivi affioranti con spessori ridotti e facies distali rispetto a quelle dell'*Unita` Salto* stessa), che poggiano a loro volta, tramite una superficie tettonica a tratti arrossata, brecciata e incrostata di materiale siliceo, sui termini giurassici (*unita` calcareo-dolomitica*, Cerretino e M.te Ara dei Sorci) o sui termini cretacei (*calcari ciclotemici a requienie*, Castello Reale) dell'*Unita` M.te Nuria-M.te S. Rocco*. Tale superficie rappresenta un elemento distensivo *pre-thrusting*, appartenente al *sistema Fiamignano-Micciani*, sul quale poggiano in *onlap* le torbiditi; esso è stato riattivato in senso inverso durante la fase compressiva.

PROGETTO CARG

La deformazione dell'*Unità M.te Nuria-M.te S. Rocco* è essenzialmente fragile, con assenza di zone di taglio organizzate e di fenomeni di pressione e soluzione, anche in corrispondenza delle strutture principali. Lo stile strutturale è del tipo *fault-bend folding* (*sensu* SUPPE, 1983).

3.4.1. - *La faglia Fiamignano-Micciani*
(S. Bigi & P. Costa Pisani)

La *faglia Fiamignano-Micciani* (fig. 11) rappresenta uno degli elementi strutturali più importanti e più complessi del F° 358 "Pescorocchiano", in quanto ha indubbiamente controllato l'evoluzione dell'area sin dal momento della sua impostazione. Essa è stata a lungo e ripetutamente studiata da alcuni Autori, che ne hanno proposto nel tempo diverse interpretazioni (BOSI, 1975; BERTINI *et alii*, 1986; MARIOTTI & CAPOTORTI, 1988; BOSI *et alii*, 1989; CAPOTORTI & MARIOTTI, 1992; FACCENNA *et alii*, 1993; CIOTOLI *et alii*, 2001; BIGI & COSTA PISANI, 1999, 2002; CENTAMORE & NISIO, 2002, 2003 a, b; CENTAMORE *et alii*, in stampa a; BIGI *et alii*, 2000; 2001; COSTA PISANI & NISIO, 2000).

La struttura in parola si estende per diversi chilometri con una caratteristica geometria irregolare, con una direzione media NW-SE nel tratto compreso tra Micciani e Fiamignano, e una direzione media circa NNW-SSE nel tratto compreso tra Fiamignano e M.te Costa. I due segmenti sono collegati da una faglia di trasferimento ad andamento NE-SW e a cinematica obliqua sinistra.

Il piano cambia polarità di frequente lungo la sua direzione, con inclinazione media compresa tra i 40° e i 45° per i tratti immergenti verso i quadranti meridionali e occidentali (S, SW e W), ed un'inclinazione media compresa tra i 65° e gli 80° nei tratti immergenti verso i quadranti settentrionali e orientali (N, NE ed E). L'angolo tra il piano di faglia e la stratificazione (*footwall-hanging wall angle cut off*), è sempre maggiore di 90°.

Attualmente la *faglia Fiamignano-Micciani* mostra un evidente rigetto normale che si aggira sulle diverse centinaia di metri (600-1000 metri), e in genere lungo la sua estensione si ritrovano a contatto le arenarie messiniane dell'*Unità Salto*, al tetto, con la successione carbonatica mesocenozoica dell'*Unità M.te Nuria-M.te S. Rocco* al letto.

Le due suddette unità mostrano già a partire dall'intervallo Cretacico-Paleogene variazioni di facies e di spessore determinatesi lungo una fascia di deformazione parallela alla faglia in parola (vedi Cap.III *Inquadramento geologico*) (fig. 13b, c). Queste differenziazioni culminano nel Miocene, sia durante la deposizione dei termini carbonatici, sia durante la deposizione delle arenarie messiniane che presentano facies e spessori diversi tra le successioni dell'*Unità M.te Nuria-Mte S. Rocco* e quelle dell'*Unità Salto* (vedi Cap.VI *Stratigrafia*) (fig. 13d).

Per questi motivi, alcuni Autori hanno proposto per la *faglia Fiamignano-Micciani* un'età di formazione non più recente del Miocene inferiore-medio, con

PROGETTO CARG

caratteri distensivi, durante le fasi pre-orogeniche (Bigi & Costa Pisani, 1999, 2002; Bigi *et alii*, 2000, 2001; Costa Pisani & Nisio, 2000).

Altri Autori hanno suggerito per la stessa struttura un'attività polifasica, con cinematica inversa durante la fase compressiva, e trascorrente o trastensiva sinistra durante le fasi distensive pleistoceniche (Mariotti & Capotorti, 1988; Capotorti & Mariotti, 1992; Bosi *et alii*, 1994). Faccenna *et alii* (1993) e Capotorti *et alii* (1995) ipotizzano anche la presenza di "strutture a fiore" alla mesoscala, collegate alla suddetta fase trascorrente.

Centamore & Nisio (2002) e Centamore *et alii* (2002, in stampa, a) individuano nel sistema Fiamignano-Micciani una attività polifasica, con caratteri distensivi nelle fasi pre-compressive (fig. 13a, b, c, d), con caratteri inversi durante la fase compressiva, tramite processi di inversione tettonica (fig. 14a), e con caratteri distensivi durante la fase estensionale, con nuovi processi di inversione tettonica (fig. 14b).

Altri ancora considerano invece la *faglia Fiamignano-Micciani* come di recente formazione e tutt'ora attiva (Bosi, 1976; Bertini & Bosi, 1978; Bosi *et alii*, 1989; Guerrieri *et alii*, 2000; Morewood & Roberts, 2000), ricollegando ad essa parte della sismicità attuale dell'area.

Lungo tutta l'estensione della *faglia Fiamignano-Micciani* è stata riconosciuta una serie di strutture minori rappresentate da sovrascorrimenti e retroscorrimenti sia all'interno dell'*Unità M.te Nuria-M.te S. Rocco* (letto), sia dell'*Unità Salto* (tetto). Bigi & Costa Pisani (1999, 2002) e Bigi *et alii*, (2001) hanno interpretato le suddette deformazioni affioranti a cavallo della *faglia Fiamignano-Micciani* come il risultato di fenomeni di *buttressing* (*sensu* Welbon, 1988; Butler, 1989) sviluppatisi in corrispondenza del piano di faglia stesso durante la fase compressiva neogenica, con la conseguente impostazione di sistemi coniugati di taglio puro inversi (sovrascorrimenti e retroscorrimenti), con direzione parallela a quella della faglia stessa.

Lungo il tratto a direzione appenninica della *faglia Fiamignano-Micciani*, al tetto di quest'ultima, si rinvengono lembi della successione carbonatica di piattaforma e di annegamento dell'*Unità M.te Nuria* (M.te Cappellone, Rocca di Beatrice Cenci, S. Vittoria, Grotte di S. Filippa) o appartenenti al *klippen* di Ara de' Sorci (Staffoli). Questi poggiano su una superficie erosionale formatasi nel Pliocene sommitale e sarebbero stati messi in posto per gravità in relazione all'azione concomitante di un brusco incremento del sollevamento regionale, del primo intenso impulso della fase estensionale che avrebbe favorito una riattivazione della *faglia Fiamignano-Micciani* e l'innesco di eventi sismici di notevole entità (Bianchi Fasani *et alii*, 2001; Centamore *et alii*, 2001 in stampa a; Centamore & Nisio, 2002) (fig. 15).

Per Mariotti & Capotorti (1988) e Capotorti & Mariotti (1992), la messa in posto di tali lembi sarebbe avvenuta per retroscivolamento gravitativi, riutilizzando i vari tratti *ramp-flat-ramp* in cui si era articolata la *faglia Fiamignano-Micciani* durante la compressione.

L'analisi mesostrutturale condotta lungo l'intero piano in affioramento ha

PROGETTO CARG

evidenziato i seguenti caratteri principali:

- Indizi cinematici essenzialmente di tipo *dip slip* lungo il segmento NW-SE, e da *oblique* a *strike slip* sinistri lungo il segmento a direzione NNW-SSE.

- Sistemi di taglio puro, trascorrenti, obliqui e inversi, che dislocano il piano di faglia principale lungo tutta la sua estensione, compatibili con i campi di *stress* compressivi (σ1=NE-SW), legati alla strutturazione neogenica dell'Appennino.

- Sviluppo di pieghe nel tetto e nel letto della faglia, con assi generalmente paralleli (NW-SE), ma in qualche caso ortogonali, al piano di faglia stesso (NE-SW).

- Nei segmenti dove il piano presenta bassa inclinazione, si osservano fenomeni di taglio interstrato (*flexural slip*), con direzione di movimento compatibile con i campi di *stress* compressivi responsabili della strutturazione della catena (σ1= NE-SW). Lungo queste fasce il piano risulta dislocato e piegato secondo la direzione dell'immersione, con rigetto crescente verso l'alto topografico. Il risultato è una morfologia a "gradini" del piano stesso, su cui poggiano dal basso verso l'alto i termini terrigeni della successione miocenica, rispettivamente le *argille a Orbulina* (**UAM$_3$)** e le arenarie messiniane (Bigi & Costa Pisani, 1999, 2002).

- Lungo tutta la sua estensione la superficie del piano di faglia si presenta brecciata, incrostata di materiale siliceo e con frequenti patine di ossidazione rossastre.

3.5. - Unità M.te Calvo-M.te della Rocca

L'*Unità M.te Calvo-M.te della Rocca* (fig. 11) occupa il settore nord-orientale del foglio e fa parte di un'unità che si estende ancora più a NW, fuori dell'area esaminata, e nota in letteratura come *Unità M.te Giano-M.te Gabbia* (Bigi *et alii*, 1992; Capotorti *et alii*, 1992; Capotorti *et alii*, 1995; Salvucci, 1995). Tali unità fanno parte della più estesa *Unità M.te Giano-Marsica.*

Essa rappresenta l'estremo settore nord-orientale del *dominio neritico laziale-abruzzese* (fig. 1).

In queste note tale unità viene considerata come un unico elemento strutturale. Infatti il suo assetto particolarmente complesso spesso non ha permesso di poter ricostruire i rapporti originali che intercorrevano tra le varie formazioni appartenenti ad essa, depositatesi in ambienti diversi, ma attualmente posti a contatto.

Sulla dorsale di M.te Calvo depositi di margine e di piattaforma interna giurassico-cretacei sono accostati ai termini di gradino ribassato-rampa(?) in progressivo annegamento. Questi ultimi sono poi bruscamente accostati, tramite la faglia a direzione NE-SW del Fosso dell'Impredadora-Civitatomassa, che svolge una funzione di svincolo sinistro, ai depositi di margine esterno e di rampa della dorsale di M.te S. Rocco (*Unità M.te Nuria-M.te S. Rocco*).

In prossimità del letto della struttura di M.te Ruella, il versante di Macchiole è caratterizzato da facies di piattaforma che passano verso nord (Colle Raponaglia) a facies di margine e a Colle Genzano a facies di scarpata prossimale e poi di

PROGETTO CARG

rampa cretacico-paleogeniche.

Il fronte dell'*Unità M.te Calvo-M.te della Rocca* si segue da M.te Calvo a M.te S. Angelo (fig. 11); esso presenta direzione NW-SE, immersione a SW, con inclinazione di pochi gradi, e determina l'accavallamento dei depositi di piattaforma, di margine, rampa e scarpata esterna della piattaforma laziale-abruzzese sui depositi pelagici della fascia di transizione. Questi ultimi affiorano in finestra tettonica nei pressi dell'abitato di Vigliano e della Stazione di Vigliano.

Nel suo settore settentrionale, lungo il fronte di accavallamento dell'unità in parola, è stata rilevata una importante zona di taglio, con fenomeni di pressione e soluzione, sviluppati nelle formazioni della *scaglia detritica* e della *scaglia cinerea detritica* con direzioni di trasporto tettonico verso NE.

Il sovrascorrimento è dislocato poi dalla faglia di trasferimento sinistra di Fosso Impredadora-Civitatomassa e riaffiora, dopo alcuni chilometri al di sotto della copertura quaternaria, tra Preturo e Casale Signorini e prosegue poi più ad E nell'attiguo F° 359 "L'Aquila".

3.5.1. - *La faglia Micigliano-Antrodoco-Valle del Corno*

La *faglia Micigliano-Antrodoco-Valle del Corno* (fig. 11) rappresenta un importante elemento tettonico ad andamento NW-SE del settore compreso tra Micigliano-Antrodoco e la Conca Aquilana, la cui evoluzione strutturale risulta molto complessa.

Il settore in esame è caratterizzato sul fianco nord-orientale da un'ampia fascia cataclastica che ha reso particolarmente difficile il riconoscimento delle unità affioranti e la loro attribuzione cronologica.

Lungo tale fascia si individuano alcuni specchi di faglia a luoghi immergenti a NE e a luoghi a SW.

All'estremità del settore sono stati riconosciuti sia in affioramento, nei pressi di Vigliano, che alla base del Pozzo Antrodoco 1 (Martinis & Pieri, 1964), depositi pelagici (rispettivamente del Giurassico, **VAP**, e del Cretacico inferiore, *maiolica detritica* ?).

Attualmente lungo la Valle del Corno i termini dell'*Unità M.te Calvo-M.te della Rocca* si accavallano verso SW sui termini dell'*Unità M.te Nuria-M.te S. Rocco*. Per questa ragione Bigi *et alii*, (1995) e Salvucci (1995) interpretano tale contatto come un retroscorrimento dell'*Unità M.te Calvo-M.te della Rocca* sulla più interna *Unità M.te Nuria-M.te S. Rocco.*

Anche altri Autori che hanno rilevato variazioni di polarità lungo la direzione della faglia hanno ipotizzato che si tratti in realtà di due elementi strutturali di natura diversa (faglia diretta nei tratti immergenti a SW, faglia inversa nei tratti immergenti a NE) che insistono sulla stessa fascia di deformazione, e che potrebbero celare una natura trascorrente di questo elemento (Capotorti *et alii*, 1995).

Sulla base di questi dati si possono formulare due ipotesi, di cui la prima riprende in gran parte quella proposta da Parotto e Praturlon (1975), secondo

PROGETTO CARG

cui la *faglia Micigliano-Antrodoco-Valle del Corno* avrebbe dislocato, durante la fase distensiva, l'estremo settore nord-orientale del *dominio laziale-abruzzese* ampliamente sovrascorso sul *dominio pelagico umbro-marchigiano-abruzzese*. Considerando tale ipotesi l'*Unità M.te Calvo-M.te della Rocca*, che rappresenta l'elemento più esterno del *dominio laziale-abruzzese*, sarebbe ampiamente sovrascorsa sul dominio pelagico, mentre si sarebbe accavallata per retroscorrimento lungo la *linea Micigliano-Antrodoco-Valle del Corno* sulla più interna *Unità M.te Nuria-M.te S. Rocco*, sovrascorsa anche essa sul dominio pelagico.

L'ampia fascia cataclastica che caratterizza il versante sud-occidentale della dorsale di M.te Calvo sarebbe legata invece all'attività recente di una faglia diretta, immergente a SW, che avrebbe ribassato in questa direzione il settore sud-occidentale (*Unità M.te Nuria-M.te S. Rocco*).

Il profilo geologico allegato al foglio è stato impostato sulla base di questa ipotesi (Parotto & Praturlon, 1975), che per altro allo stato attuale delle conoscenze è quella ritenuta valida da molti Autori.

In questo caso si può ipotizzare per la *faglia Micigliano-Antrodoco-Valle del Corno* un'attività sinsedimentaria, che avrebbe separato già dal Giurassico i due settori carbonatici.

Analizzando i dati raccolti in zone limitrofe fuori dell'area studiata (settore Micigliano-Vallemare; settore M.te Calvo-M.te Gabbia; settore Castel S. Angelo-Colle del Melo) è però possibile ipotizzare una diversa evoluzione dell'area, schematizzata nella figura 13.

L'*Unità M.te Giano-M.te Calvo-M.te Gabbia*, caratterizzata da depositi mesozoici di piattaforma e di margine e superiormente da depositi di annegamento paleogenici, è sovrascorsa tramite il *sovrascorrimento M.te Giano-M.te Gabbia* (Bigi *et alii*, 1992; Capotorti *et alii*, 1992, 1995) sul settore Micigliano-Vallemare, (fig. 1). In questa zona si sono depositati, dal Giurassico al Cenomaniano, termini di margine e di rampa carbonatica (Bigi *et alii*, 1992; Capotorti *et alii*, 1992). Successivamente tale settore è annegato, entrando così a far parte del dominio pelagico, tramite due faglie distensive a direzione N20°E e NW-SE, che bordano il settore Micigliano-Vallemare (fuori carta). Su questi elementi si è depositata in *onlap* la successione *scaglia rossa pars*, *scaglia cinerea*, *bisciaro*, *marne con cerrogna*, *argille a Orbulina*, *Formazione della Laga* (Bigi *et alii*, 1992).

Questi elementi evidenziano che il blocco M.te Giano-M.te Calvo-M. te Gabbia e il blocco Micigliano-Vallemare hanno rappresentato fino al Cenomaniano (e anche oltre nelle sue parti più interne) un settore di piattaforma, mentre i depositi pelagici affioranti nella Valle del Corno e rinvenuti alla base del Pozzo Antrodoco 1 sono giurassici o del Cretacico basale.

Sulla base di questi dati si può ipotizzare la formazione di un *solco intrapiattaforma* pelagico che ha separato già dal Giurassico il settore carbonatico M.te Nuria-M.te S. Rocco a SW, dal settore carbonatico M.te Giano-Micigliano-Vallemare a NE (fig. 13a, b, c).

Durante la fase compressiva tale solco sarebbe stato poi completamente obliterato dal retroscorrimento dell'intero blocco M.te Giano-M.te Gabbia-

PROGETTO CARG

Micigliano-Vallemare (fig. 14a). Questo dato può essere avvalorato dal brusco accostamento tra la successione bacinale di Micigliano e quella del blocco Castel S. Angelo-Colle del Melo, di pertinenza del dominio carbonatico, lungo l'allineamento Fosso Chiuse Vecchie-Antrodoco appena fuori carta.

Comunque questa seconda ipotesi deve essere verificata con ulteriori dati.

3.6. - Unità M.te la Torretta

L'*Unità M.te la Torretta*, (fig. 11) costituita da una successione di bacino prossimale, è localizzata nell'estremo settore nord-orientale del foglio e fa parte della più estesa *Unità Gran Sasso-M.te Genzana* (fig. 1). Essa giace a letto del *sovrascorrimento di M.te Calvo*, e affiora anche al di sotto dell'*Unità M.te Calvo-M.te della Rocca* in finestra tettonica presso Vigliano.

A SE della *faglia Fosso Imprendadora-Civitatomassa* il fronte del sovrascorrimento, di cui l'unità in esame rappresenta il letto, è localizzato a NE di Casale Signorini.

L'*Unità M.te la Torretta* rappresenta perciò l'elemento strutturale inferiore dell'edificio a sovrascorrimenti presente nel F° 358 "Pescorocchiano" (fig. 11).

Al suo interno l'unità in esame è articolata in una serie di pieghe ad assi appenninici, che definiscono anche in questo caso uno stile strutturale del tipo *fault-propagation fold* (*sensu* Mitra, 1990).

Riguardo alle faglie distensive con immersione ad est, formatesi durante le fasi pre-compressive, durante i processi di inarcamento, la maggior parte di esse risulta ruotata e traslata durante le fasi compressive. Questo è evidente nelle faglie antitetiche dei *semigraben* presenti sul fianco sudorientale della dorsale M.te Nuria-M.te S. Rocco. Lungo la direzione delle faglie sono a tratti conservate le giaciture originarie. Anche nell'elemento strutturale che borda il lato orientale della dorsale M.te Moro-M.te S. Mauro si osservano variazioni dell'immersione lungo tutta l'estensione della faglia: immersioni a SW, con caratteri di faglia inversa tra Castagnetta e Torre di Taglio; subverticale o immergente verso NE sul bordo nord orientale di M.te Moro; nel blocco di Castelmenardo-M.te S. Mauro, la faglia è completamente ruotata e traslata fino a toccare la *faglia Fiamignano-Micciani* e il blocco traslato sutura la depressione colmata dalle torbiditi. Situazioni analoghe si osservano anche nelle depressioni di C. Ospedale-Piano di Rascino.

4. - TETTONICA DISTENSIVA E NEOTETTONICA
(P. Costa Pisani & S. Nisio)

L'area compresa nel F° 358 "Pescorocchiano" fa parte di uno dei settori dell'Appennino Centrale in cui si sono maggiormente sviluppati, tra la fine del Pliocene superiore e il Pleistocene, quei processi di tettonica estensionale associati al sollevamento regionale, che hanno disarticolato il preesistente

PROGETTO CARG

edificio a pieghe e sovrascorrimenti ed hanno favorito l'impostazione dell'attuale assetto morfostrutturale con blocchi a sollevamento differenziato separati da conche e depressioni tettoniche.

Agli effetti della tettonica estensionale è inoltre legata la notevole sismicità dell'area, evidenziata sia dai terremoti storici e recenti che dagli indizi di paleosismicità riscontrati da vari Autori, anche in depositi olocenici (MICHETTI *et alii*, 1994).

La *Conca di Scoppito* e la *Depressione del Salto*, che rappresentano le maggiori depressioni tettoniche dell'area, costituiscono il prolungamento settentrionale di alcuni importanti sistemi di conche intermontane, rispettivamente: la *Conca Aquilana* e il sistema *alta valle del Sangro-Fucino*.

La *Conca di S. Vittorino*, dalla caratteristica forma triangolare, è localizzata nella cosiddetta "*zona d'incontro*" tra *il dominio pelagico umbro-marchigiano-sabino e il dominio neritico laziale-abruzzese*.

L'attività delle faglie distensive quaternarie, di età riferibile anche al Pleistocene superiore e all'Olocene (MICHETTI *et alii*, 1994), è evidenziata oltre che dalle dislocazioni di depositi continentali, della *superficie sommitale Auct.* e dei lembi di *superfici relitte*, da una serie di indizi morfologici quali faccette triangolari o trapezoidali, *scarplets*, trincee e deformazioni gravitative profonde, gomiti e catture fluviali. Anche i meccanismi focali dei terremoti ricorrenti nell'area sono comparabili con i meccanismi estensionali di tali faglie.

Molti degli elementi distensivi sono di neoformazione, ma in molti casi si tratta di dislocazioni formatesi in fasi precedenti e riattivate in senso normale o transtensivo, talora con evidenti fenomeni di inversione tettonica (NJMAN, 1971; CALAMITA *et alii*, 1992; CAPOTORTI & MARIOTTI, 1992; PIZZI, 1992; BIGI *et alii*, 1994, 1995; BOSI *et alii*, 1994).

L'assetto morfostrutturale dell'area studiata, a blocchi rialzati e depressioni, è stato strettamente condizionato dall'attività di diversi sistemi di dislocazioni che si sono sviluppati con caratteri diversi nelle varie zone, in relazione al controllo esercitato dalle strutture preesistenti.

Le singole unità morfostrutturali sono caratterizzate da alcuni principali sistemi di faglie, che da ovest verso est sono:

-sistema di faglie dei M.ti Reatini - Conca di S. Vittorino-M.te Serra Secca;

-sistema di faglie della dorsale M.te Filone-M.te S. Angelo;

-sistema di faglie M.te Nuria-M.te Fratta-M.te S. Rocco e della Conca di Corvaro;

-sistema di faglie delle dorsali M.te Calvo-M.te La Torretta e della Valle del Corno;

-sistema di faglie della Conca di Scoppito.

Il settore M.ti Reatini-Conca di S. Vittorino-M.te Serrasecca è caratterizzato da un sistema di faglie, a direzione NW-SE, che dislocano le preesistenti strutture compressive, le *superfici relitte* e i depositi continentali del Pleistocene inferiore-medio. Tra Piedimozza e Canetra è localizzata una faglia che ribassa il blocco di Colle della Croce verso SW con un notevole rigetto, dislocando anche i depositi alluvionali del I° ordine. La struttura di Colle Croce è interessata poi da faglie

PROGETTO CARG

dello stesso sistema con ribassamenti verso NE e verso SW.

Il settore in esame è ulteriormente smembrato da faglie a direzione NE-SW ed E-W, con progressivi ribassamenti verso il centro della Conca e verso S.

L'attività recente di queste dislocazioni è evidenziata, oltre che dalla genesi di deformazioni gravitative profonde, anche dalla presenza di risalita di fluidi mineralizzati e gas del suolo, di fenomeni di crollo e da allineamenti di doline e *sinkholes* (Faccenna *et alii*, 1993; Ciotoli *et alii*, 2001; Centamore *et alii*, in stampa a, b, c, d; Centamore & Nisio, 2002).

La dorsale di M.te Filone-M.te S. Angelo è invece caratterizzata principalmente da sistemi di faglie a direzione NNE-SSW ed E-W, raramente WNW-ESE. Tali sistemi dislocano i depositi della successione del *Bacino di Rieti* e sono responsabili della formazione di gomiti e catture fluviali e dell'innesco di deformazioni gravitative profonde.

Nella *Depressione del Salto* l'elemento principale è costituito dalla *faglia Fiamignano-Micciani*, alla cui attività recente sono legate le dislocazioni delle superfici relitte e dei depositi continentali localizzati sul versante sud-occidentale del blocco carbonatico di M.te Nuria, i basculamenti e le trincee di deformazioni gravitative profonde delle *Brecce di Poggio Poponesco Auct.*, nei dintorni di Fiamignano. Allo stesso sistema appartengono le faglie impostate sui fianchi dell'anticlinale de La Rocchetta, dove dislocano i terrazzi del Pleistocene medio e superiore.

Sulle faglie appartenenti a questo sistema, attivatosi più volte durante il Pleistocene, si riconoscono, in una fase intermedia, elementi cinematici indicatori di movimenti transtensivi, cui è legata la formazione della Conca di S. Vittorino (Centamore & Nisio, 2003 a, b; Centamore *et alii*, in stampa a, b); ad esse segue una fase ultima con cinematiche *dip-slip* (Faccenna *et alii*, 1993; Bosi *et alii*, 1994; Centamore & Nisio, 2002; Centamore *et alii*, in stampa a).

La *Depressione del Salto* è suddivisa poi in una serie di blocchi minori da altri sistemi di faglie, principalmente a direzione NE-SW, e in misura minore, a direzione E-W e N-S, spesso impostate su dislocazioni più antiche.

Nel blocco carbonatico di M.te Nuria-M.te S. Rocco una faglia con attività pleistocenica, particolarmente significativa, è localizzata sull'allineamento Fosso Palombara-Piano di Rascino a direzione NE-SW. Questa ribassa a SE, con notevole rigetto, il settore Aquilente-Rascino, dislocando i resti del primo paesaggio continentale; l'attività di tale faglia è confermata da evidenze morfologiche, quali faccette triangolari presenti sul versante sud-orientale di M.te Trascinelli.

All'interno del blocco in questione si osservano una serie di dorsali ad andamento appenninico separate da alcune depressioni; tali strutture sono dislocate tramite faglie appenniniche normali a formare una serie di *horst* e *graben* minori, smembrati a loro volta da faglie anti-appenniniche o meridiane che dislocano la *Superficie sommitale*, le *superfici relitte*, e i depositi continentali.

La *Conca di Corvaro*, caratterizzata da notevole sismicità storica, è delimitata al suo margine orientale da una faglia a direzione NW-SE, che costituisce il

PROGETTO CARG

prolungamento della *faglia Velino-Magnola* e che prosegue in Valmalito ed è caratterizzata da faccette triangolari; sono inoltre presenti dislocazioni ad andamento E-W ribassanti a S.

Nell'area compresa tra la Valle del Corno e la dorsale di M.te Calvo i motivi distensivi principali sono rappresentati da faglie NW-SE, che determinano la formazione di blocchi ribassati a SE, e da una faglia principale, ubicata lungo la valle, che disloca i conoidi alluvionali ivi presenti.

Nella *Conca di Scoppito*, che costituisce la continuazione nord-occidentale della *Conca Aquilana*, gli elementi strutturali più importanti, caratterizzati da rigetti di notevole entità, da faccette triangolari e dislocazioni di depositi continentali, sono: la faglia a direzione E-W tra S. Vittorino e S. Marco, che rappresenta la prosecuzione della faglia di Pettino, e quella E-W ubicata ai piedi del versante meridionale di M.te Torretta. La conca è delimitata ad W dalla faglia, a direzione N20°W, di Cave-Vallinsù, che disloca i depositi basali della successione continentale aquilana, e a SE della faglia a direzione NE-SW, Colle Pratillo-Civitatomassa, impostata su un antico elemento strutturale. Altre faglie a direzione N-S e NE-SW dislocano paleosuperfici e depositi continentali nel settore Tornimparte-Preturo.

I suddetti sistemi estensionali mostrano alcune caratteristiche ricorrenti in tutta l'area in esame: una elevata dispersione azimutale delle strutture (nell'ordine NW-SE, NE-SW, N-S, E-W); una diversa componente orizzontale del rigetto (minima lungo i sistemi appenninici e massima sugli altri); un'attività polifasica (principalmente dei sistemi appenninici e antiappenninici). Questi fenomeni, legati principalmente alle diverse fasi di inversione tettonica e al sollevamento che hanno interessato tutto l'Appennino Centrale, rendono difficile la determinazione certa dei rapporti cronologici tra i diversi sistemi distensivi quaternari riconosciuti.

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

IX. - EVOLUZIONE TETTONICO-SEDIMENTARIA DELL'AREA

(E. Centamore & F. Dramis)

Dall'esame degli elementi emersi attraverso l'individuazione dei rapporti latero-verticali tra le diverse litofacies appartenenti alle successioni affioranti e attraverso il riconoscimento degli elementi strutturali, delle loro geometrie, delle loro cinematiche e della scansione temporale delle fasi tettoniche è possibile ricostruire l'evoluzione tettonico-sedimentaria dell'area in esame e valutare il controllo esercitato sulla evoluzione stessa dall'interazione tra i vari fattori.

Nel Trias l'area studiata è caratterizzata da un generale ambiente di piattaforma carbonatica (*paleopiattaforma Auct.*), in cui si osservano differenziazioni degli ambienti sedimentari legati più che a una paleogeografia ereditata dall'orogenesi ercinica, ad una incipiente tettonica sinsedimentaria che evidenzia l'inizio del *rifting* mesogeo.

Nel settore settentrionale si osserva la deposizione, in ambiente di laguna della *Dolomia principale* (*Dolomia di Antrodoco Auct.*) , mentre più a NW dell'attuale *linea Ancona-Anzio* si depositavano, in ambiente di *sabkha*, le *anidridi di Burano*, che costituiscono la base della successione pelagica umbro-marchigiana.

La fascia di separazione tra i due ambienti sedimentari coincide all'incirca con l'allineamento *Anzio-Ancona* (fig. 1) lungo il quale si imposterà successivamente l'importante *master fault* liassica.

Queste differenziazioni paleogeografiche si mantengono anche tra il Trias superiore e il Lias inferiore: al di sopra delle *anidriti di Burano* si sviluppa un sistema di lagune interne, *barrier islands*, aree marginali e di rampa, in cui si deposita il *calcare massiccio s.l.*, mentre nel settore meridionale si osserva la deposizione dei *calcari a Palaeodasycladus* in un ampio ambiente di laguna.

Nel Lias medio la paleogeografia dell'intero settore subisce una notevole e sostanziale modifica in seguito all'instaurarsi di una intensa fase distensiva, legata all'apertura della Tetide. Nella crosta continentale, appartenente al margine

PROGETTO CARG

passivo africano, si realizza un assottigliamento crostale tramite faglie listriche normali, parallele al margine stesso e che talora dislocano anche il basamento, associate a faglie trasversali od oblique a carattere trastensivo.

L'antica *paleopiattaforma* viene frammentanta in una serie di blocchi a subsidenza differenziata, che costituiranno l'impalcatura principale dell'edificio appenninico; si formano così distinti domini paleogeografici, caratterizzati ciascuno da una propria evoluzione geologica.

In questa fase si attiva l'importante *master fault* liassica, lungo l'allineamento su cui si imposterà la *linea Ancona-Anzio Auct.*. Questa faglia separa il *dominio tosco-umbro-marchigiano*, a NW, articolato in una serie di *semigraben* a subsidenza differenziata, che va annegando in un ambiente pelagico più profondo, dal *dominio laziale-abruzzese*, in cui continua la deposizione di ambiente neritico, poiché la subsidenza è compensata dalla sedimentazione (fig. 13a). Anche quest'ultimo dominio è frammentato in grandi blocchi, separati da *solchi di intrapiattaforma*, alcuni dei quali già impostatisi in precedenza, ad andamento parallelo o trasversale al margine continentale (CENTAMORE *et alii*, 2002).

Nell'area in esame gli effetti di tale tettonica sono abbastanza evidenti, anche se non è possibile individuare quegli elementi strutturali originatisi durante tale fase, perché obliterati o riutilizzati più volte nelle fasi tettoniche successive (fig. 13a).

Oltre al *sovrascorrimento dei M.ti Reatini*, impostato sulla fascia di deformazione della *linea Ancona-Anzio*, ad andamento NNE-SSW, (di cui affiora un segmento nell'estremo settore nord-occidentale del foglio in esame, in corrispondenza degli affioramenti giurassici dei Monti Reatini), si individuano altre importanti linee in cui si osserva la separazione tra ambienti pelagici e ambienti neritici. La *linea della Valle del Corno*, che rappresenta il prolungamento della *linea Micigliano-Antrodoco Auct.*, ad andamento NW-SE, delimita probabilmente un *solco intrapiattaforma* (fig. 13a) ed un sistema articolato in segmenti a direzione NE-SW ed E-W. Tale sistema congiunge l'estremità meridionale della *linea della Valle del Corno* e Preturo, dove tramite un segmento a direzione E-W, si ricongiunge all'altra articolata dislocazione individuata nell'attiguo F° 359 "L'Aquila", *M.te Pettino- L'Aquila-T. Raiale.*

I settori a settentrione di questo complesso elemento strutturale già dal Sinemuriano vengono inglobati nel dominio pelagico, mentre nei settori meridionali continua la sedimentazione neritica.

Nei settori settentrionali si osservano notevoli volumi di sedimenti carbonatici neritici intercalati ai depositi pelagici; essi costituiscono la principale caratteristica delle litofacies depostesi nelle aree di bacino prossimale o di scarpata distale e rappresentano le cosidette *facies di transizione Auct.*. Nel Giurassico si osserva una continua evoluzione delle fasi distensive che provocano ulteriori frammentazioni degli alti strutturali pelagici e dei blocchi della piattaforma, con conseguente allargamento delle fascie marginali o di scarpata in questi ultimi settori.

Anche in questo caso non si riconoscono gli originari elementi strutturali formatisi durante questa fase. Ma la presenza di brecce di collasso tettonico intercalate a facies marginali, affioranti al di sopra dei depositi di laguna in una fascia

PROGETTO CARG

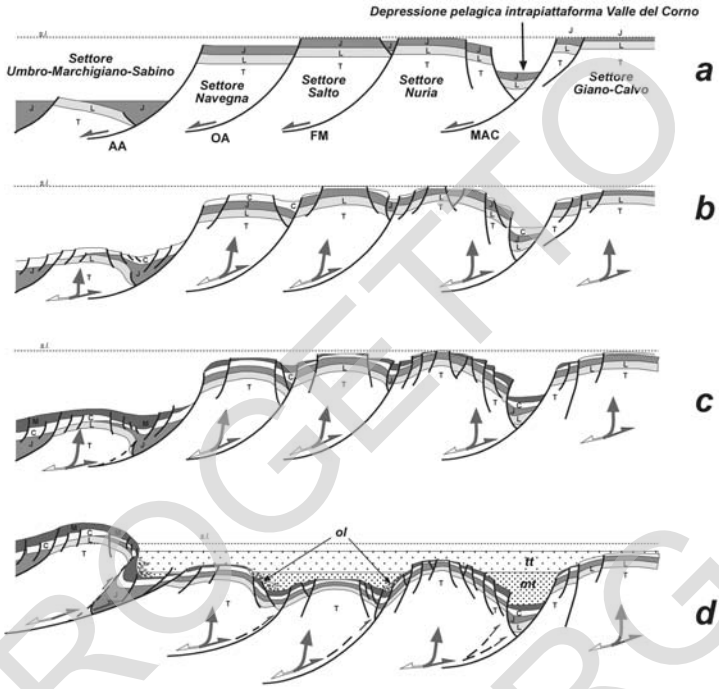

Fig. 13 - *Schema interpretativo dell'evoluzione tettonico-sedimentaria dell'area studiata dal Trias al Messiniano inferiore.*

a) *Stadio sin-rift Triassico-Giurassico: sviluppo di una fase estensionale, legata all'apertura della Tetide, tramite una serie di faglie listriche normali immergenti ad ovest. Annegamento del settore Umbro-Marchigiano-Sabino in un dominio pelagico - frammentazione del dominio neritico Laziale-Abruzzese in cui si aprono solchi pelagici di intrapiattaforma. Faglie listriche giurassiche:* **AA** *Anzio-Ancona;* **OA** *Olevano-Antrodoco;* **FM** *Fiamignano-Micciani;* **MAC** *Micigliano-Antrodoco-Valle del Corno.*

b) *Stadio post-rift Cretaceo-Paleogenico. Nella parte inferiore della copertura sedimentaria si osserva lo sviluppo di marcati inarcamenti e di faglie normali d'accomodamento insieme a basculamenti e rotazioni dei settori esterni dei blocchi. Questi fenomeni sono legati, all'inizio dei processi di inversione tettonica positivi lungo i livelli inferiori delle precedenti faglie listriche normali immergenti ad ovest.*

c) *Stadio post-rift del Miocene inferiore-medio. Nel dominio neritico si osserva un incremento dei processi di inversione tettonica, degli inarcamenti e dello sviluppo di faglie estensionali nella parte superiore della copertura sedimentaria, mentre il settore Umbro-Marchigiano-Sabino è inglobato nel dominio di avanfossa.*

d) *Stadio post-rift del Messiniano inferiore. In questo intervallo il dominio Umbro-Marchigiano-Sabino è coinvolto nella strutturazione dell'edificio a pieghe e sovrascorrimenti. Il settore neritico viene flessurato ed è inglobato nel dominio di avanfossa. Quest'ultima presenta una complessa fisiografia, caratterizzata da una serie di dorsali e depressioni, dove continuano a svilupparsi i processi di inversione tettonica delle faglie distensive. L'avanfossa è colmata in on-lap dalle torbiditi arenacee basali (**mt**) con intercalazioni di olistostromi (**ol**) franati dalle scarpate tettoniche e superiormente da torbiditi pelitico-arenacee sottilmente stratificate (**tt**).*

PROGETTO CARG

ad andamento NW-SE al bordo sudoccidentale della dorsale M.te Nuria-M.te La Costa, potrebbe essere messa in relazione all'attività di una faglia impostata al bordo del settore citato favorendo lo sviluppo lungo il bordo del blocco rimasto isolato di facies marginali e la produzione di brecce tettoniche (fig. 13b).

Il Cretacico inferiore è caratterizzato da un breve intervallo temporale in cui, dopo il termine della fase distensiva giurassica, si stabilisce una relativa quiete tettonica; il controllo sull'evoluzione degli ambienti sedimentari della piattaforma carbonatica è legato quasi esclusivamente alle variazioni eustatiche e alla produzione biologica.

Dal Cretaceo superiore al Paleogene, in seguito alle mutate condizioni geodinamiche, connesse prima alla *fase di convergenza oceanica,* con la conseguente chiusura del *bacino ligure-piemontese,* e successivamente con la *fase collisionale* tra Africa ed Europa e l'inizio dell'*orogenesi appenninica,* le variazioni della paleogeografia nel settore esaminato si fanno sempre più marcate, prevalentemente per gli effetti di una intensa tettonica sinsedimentaria che presenta caratteristiche diverse da quelle del Giurassico.

All'interno del dominio di piattaforma carbonatica, già frammentata in precedenza, cominciano ad individuarsi altri blocchi, caratterizzati da distinte evoluzioni paleogeografiche; essi sono svincolati tra loro da dislocazioni che in genere riattivano elementi preesistenti o in parte già delineati.

Nei settori più interni dei blocchi si osservano lacune sedimentarie variamente estese nel tempo e, a luoghi, orizzonti bauxitici, in relazione all'emersione dei settori stessi per periodi più o meno lunghi.

Nelle zone periferiche dei blocchi in questione si depositano in discordanza sui termini più antichi successioni di rampa carbonatica, condensate o lacunose, del Cretaceo superiore-Paleogene, caratterizzate da vistosi *pinchouts* verso la parte più interna dei blocchi e, a luoghi, dalla presenza di brecce di origine tettonica; tali depositi evidenziano gli effetti di un lento annegamento di tali aree.

Ai bordi dei blocchi si osservano, inoltre, basculamenti e rotazioni di porzioni dei blocchi stessi, formazione di filoni sedimentari, allargamento delle fasce marginali o di scarpata, le cui successioni sono caratterizzate anche esse da discordanze angolari, *pinchouts* verso le parti più rialzate e presenza di olistostromi e megabrecce ai piedi delle scarpate tettoniche (Centamore *et alii*, 2002).

Tutti i fenomeni sopra descritti sono legati all'attività dei movimenti verticali differenziati tra i vari blocchi, a cui si accompagnano faglie dirette, spesso impostate su più antiche linee, e inarcamenti dei blocchi, che favoriscono così l'emersione delle aree innalzate e l'annegamento di quelle più periferiche, nonché lo sbloccamento per faglia e il basculamento di alcuni di questi ultimi settori (fig. 13b).

Nell'area in esame le più importanti dislocazioni che favoriscono l'ulteriore frammentazione della piattaforma sono senza dubbio quelle impostate sulle fasce di deformazione su cui si svilupperanno poi la *linea Olevano-Antrodoco* e la *faglia Fiamignano-Micciani;* esse separano tre settori a diversa evoluzione paleogeografica e strutturale, corrispondenti in pratica all'*Unità M.te Navegna, Unità Salto* e *Unità M.te Nuria-M.te S. Rocco* (fig. 13b, c).

Nel primo settore, più occidentale, si sviluppa dal Cretaceo al Paleogene un

PROGETTO CARG

ambiente variabile da margine a rampa o scarpata prossimale.

Nel settore intermedio, corrispondente all'*Unità Salto*, in cui durante il Cretaceo perdurava un ambiente di piattaforma interna, si manifesta l'estesa *lacuna paleogenica*. Ma già in precedenza tale settore era piuttosto articolato per gli effetti della tettonica sinsedimentaria: nella zona centrale (La Rocchetta) mancano del tutto i termini del Cretaceo medio-superiore, mentre nel resto dell'area gli orizzonti bauxitici sono poco sviluppati, come evidenziato sullo schema delle correlazioni tra le unità affioranti (vedere carta geologica).

Il settore più orientale, in cui si svilupperà l'*Unità M.te Nuria-M.te S. Rocco*, è caratterizzato nelle sue porzioni periferiche dalla presenza di successioni condensate e lacunose di annegamento del Cretaceo superiore-Paleogene, con vistosi *pinchouts* e discordanze verso le aree più interne e più rilevate, dove invece si manifesta la *lacuna paleogenica*.

Gli effetti della tettonica sinsedimentaria del Cretaceo superiore-Paleogene sulla evoluzione paleogeografica sono evidenti anche in altri settori dell'area studiata.

I filoni sedimentari, riempiti di materiali paleogenici, presenti sul versante di C. Cordeschi-Piletta, lungo la strada per Campo Felice, sono legati alle pulsazioni della tettonica paleogenica che coinvolgeva il margine della piattaforma nel settore Monte Velino- Monte S. Rocco.

Le discordanze angolari, i *pinchouts* e le lacune sedimentarie, particolarmente sviluppate nella successione del Cretaceo superiore-Paleogene affiorante sul versante meridionale di Monte La Serra, indicano frequenti basculamenti di tale settore durante questo intervallo di tempo.

Durante il Miocene inferiore-medio l'articolazione dell'intera regione si intensifica in seguito all'accentuazione dei movimenti verticali differenziati, degli inarcamenti e basculamenti; il quadro paleogeografico subisce continue variazioni, messe in evidenza dai complessi rapporti latero-verticali tra le litofacies di questo intervallo temporale.

La trasgressione miocenica si manifesta con un evidente diacronia dai margini verso l'interno dei blocchi; i depositi miocenici basali poggiano generalmente con discordanze anche notevoli sui diversi termini delle successioni mesozoiche-paleogeniche, su una paleogeografia ereditata e continuamente rimodellata dalle fasi tettoniche cretaceo-paleogeniche.

Nelle aree più interne e rialzate dei blocchi, si depositano, in un ambiente di piattaforma aperta temperato, con *facies foramol*, successioni di spessore relativamente contenuto, spesso condensate e lacunose, mentre in quelle più periferiche si osservano successioni più spesse e continue, di ambiente variabile da rampa prossimale a distale.

Il confronto tra le diverse successioni affioranti nell'area in esame mette in evidenza l'articolazione della paleogeografia e il controllo effettuato su di queste dalla tettonica sinsedimentaria, talora associato a quello più, modesto, delle variazioni eustatiche.

L'estremo settore occidentale del *dominio laziale-abruzzese*, rappresentato nell'area in esame dall'*Unità M.te Navegna*, costituiva un gradino ribassato

PROGETTO CARG

per l'attività della fascia di deformazione su cui si sarebbe sviluppata la *linea Olevano-Antrodoco Auct.*, che la svincolava dal settore più orientale (fig. 13c).

L'abbondanza di spicole di spugna e di radiolari nei depositi della *unità spongolitica* riflette lo stretto collegamento tra il settore esaminato e l'antistante *bacino umbro-marchigiano-sabino*, caratterizzato anche esso dallo sviluppo di organismi silicei, per gli effetti di manifestazioni di un vulcanismo riodacitico evidenziato dalla presenza di livelli vulcanoclastici nel *bisciaro*.

Successivamente gli effetti di un nuovo progressivo inarcamento del settore esaminato, per la ripresa di movimenti verticali, sono rimarcati dalle variazioni di facies delle successioni carbonatiche di quest'area. Nella dorsale M.te Filone-M. te Navegna, più sollevata, si depositano, con spessori ridotti, le *calcareniti a briozoi*, di ambiente di piattaforma aperta o di rampa prossimale, mentre nelle zone periferiche ribassate, esse vengono sostituite dalle *calcareniti a punti rossi*, di rampa più distale, che diventano sempre più spesse verso le aree più distanti.

Nella depressione del Salto e sulla dorsale M.te S. Rocco-Montagna della Duchessa, le continue variazioni della paleogeografia sono ancora evidenti. I depositi miocenici basali in genere si depositano in discordanza su un substrato preneogenico già modellato durante le fasi tettoniche cretaceo-palogeniche. Nelle aree più rialzate le *calcareniti arancioni* e le *calcareniti a briozoi*, con spessori piuttosto ridotti, poggiano sui *calcari ciclotemici a requienie* (La Rocchetta) o sui *calcari a radiolitidi* (Pescorocchiano); esse vengono sostituite dalle *calcareniti a punti rossi* quasi per intero nella dorsale di M.te Moro o completamente nelle aree più distanti e ribassate. Anche in questi settori gli effetti di un ulteriore inarcamento, dopo la deposizione dei termini carbonatici, sono piuttosto evidenti: nelle aree più rialzate al di sopra delle *calcareniti a briozoi* si sviluppa una lacuna sedimentaria, rappresentata da un *hardground* fosfatico, mentre nelle aree più ribassate si deposita *l'unità argilloso-marnosa*, con spessori sempre più elevati verso le aree più distali.

Anche nella dorsale di M.te Nuria si osserva una analoga evoluzione paleogeografica. Le *calcareniti a punti rossi* si depositano in discordanza con marcati *pinchouts*, sia al di sopra della *successione di annegamento* paleogenica che al di sopra di vari termini cretacei; nelle aree più rialzate, spesso dislocate da faglie sinsedimentarie (Casale Giomici), esse vengono sostituite da un crostone manganesifero.

Una notevole ripresa dei movimenti verticali differenziati si osserva successivamente durante la deposizione dell'*unità argilloso-marnosa*, che presenta spessori notevoli a NNW e NE e che viene sostituita da *hardgrounds* fosfatici nelle aree più sollevate (Rocca di Fondi, Casale di Piscignola, ecc.).

Da quanto sopra esposto appare evidente che l'evoluzione del settore appenninico esaminato, dal Cretaceo al Miocene medio, pur rimanendo in un regime geodinamico di avanpaese, è stato strettamente controllato dalla successione di fasi tettoniche sinsedimentarie, generalmente impostate su preesistenti elementi strutturali, riattivati più volte. Tali fasi sono caratterizzate dallo sviluppo di movimenti verticali differenziati cui si accompagnano faglie distensive, inarcamenti di blocchi, rotazioni e basculamenti di settori periferici dei blocchi stessi, formazione di filoni sedimentari (fig. 13b, c).

PROGETTO CARG

Tutti questi fenomeni si manifestano in un generale contesto geodinamico, legato prima alla *fase di convergenza oceanica* e successivamente alla *collisione* tra Africa ed Europa, con l'inizio dell'*orogenesi appeninica*.

Per alcuni Autori (FAZZUOLI *et alii*, 1988; WINTER & TAPPONIER, 1991; FAZZUOLI, 1992) i movimenti verticali e la formazione di faglie distensive sono legati a movimenti trascorrenti della *fase di convergenza;* per altri Autori (RICCHETTI *et alii*, 1981, 1992; CARANNANTE *et alii*, 1988, 1992, 1994) gli inarcamenti del dominio neritico sono riconducibili a inarcamenti litosferici connessi alla deformazione distale del margine adriatico.

Per CENTAMORE *et alii* (1973, 1979, 2002), BIGI *et alii* (1999) i fenomeni sopra citati possono essere ricollegati alla riutilizzazione in senso compressivo, per parziale inversione tettonica, delle antiche faglie listriche normali giurassiche. Le spinte compressive che si propagano lungo la preesistente faglia listrica normale, provocano nella parte superficiale della copertura sedimentaria una serie di inarcamenti e movimenti verticali differenziati, accompagnati dalla formazione di faglie normali per accomodamento sull'estradosso delle strutture inarcate (fig. 13b, c).

Nel Messiniano inferiore tutto il settore esaminato viene coinvolto nel dominio di avanfossa; inoltre, poiché i movimenti verticali si fanno più intensi, la morfologia dell'intera area risulta piuttosto complessa, con la formazione di depressioni confinate, bordate da faglie sinsedimentarie e da alti strutturali, anche essi notevolmente articolati al loro interno da dorsali e depressioni, impostatesi su precedenti elementi strutturali.

Questo complesso quadro paleogeografico condiziona notevolmente la dinamica deposizionale delle torbiditi, nonché la distribuzione spazio-temporale delle torbiditi stesse.

Il settore settentrionale dell'*Unità Salto* rappresentava il settore più profondo dell'area, dove le torbiditi silicoclastiche presentano facies grossolane e spessori notevoli. Le frane di olistostromi carbonatici all'interno di questa successione mettono in luce l'attività di scarpate di faglie, sviluppatesi, al bordo orientale dell'*Unità M.te Navegna* in evoluzione (fig. 13d). I livelli conglomeratici, con ciottoli di chiara elaborazione fluviale, formati da clasti delle formazioni pelagiche, evidenziano invece che sulle *Unità umbro-marchigiane-sabine* più interne, già strutturate in catena ed emerse, si era sviluppato, in ambiente continentale, un reticolo idrografico.

Le torbiditi, che riempiono in *onlap* sia le depressioni maggiori che quelle localizzate sulle dorsali, presentano *facies* sempre più fini nelle aree più sollevate (fig. 13d); in alcune di queste all'interno della dorsale di M.te Nuria (dintorni di Colle Campanino) le torbiditi sono sostituite da *silt* argillosi.

Nel Messiniano superiore il settore esaminato viene inglobato nel dominio di catena; durante le fasi precoci della sua strutturazione si osserva la formazione di un primo paesaggio continentale in cui si depongono le *sabbie di Piagge*, quando ancora le coperture torbiditiche non erano state smantellate dall'erosione e dalla tettonica (CENTAMORE *et alii*, in stampa a, b; CENTAMORE & NISIO, 2002). I depositi in questione possono essere correlati sia con i depositi oligoalini di

PROGETTO CARG

Le Vicenne (bordo settentrionale del dominio marsicano) segnalati da DEVOTO (1967), sia con i *conglomerati di M.te Coppe*, d'ambiente neritico, (ADAMOLI *et alii* 1981, VEZZANI & GHISETTI, 1986, 1988; CENTAMORE *et alii*, 1992, 1993); tutti questi depositi poggiano in discordanza su termini più antichi già corrugati.

Nel Pliocene inferiore si completa la strutturazione in catena dell'intero settore esaminato, con la formazione dell'edificio a pieghe e sovrascorrimenti, peraltro controllata dagli elementi strutturali preesistenti. In questa fase si osservano pronunciati fenomeni di inversione tettonica lungo le principali fasce di deformazione distensiva ovest immergenti, come il *sistema Olevano-Antrodoco* e il *sistema Fiamignano-Micciani* (fig. 14a). Sul primo si sviluppa l'esteso sovrascorrimento della *linea Olevano-Antrodoco*, mentre i *klippen* dell'*Unità Salto* individuati all'interno dell'*Unità M.te Nuria-M.te S. Rocco* (Ara dei Sorci e Castello Reale fig. 11), le pieghe presenti al letto del piano di faglia principale e i retroscorrimenti di Mareri e S. Lucia di Fiamignano al tetto dello stesso piano (fig. 14a) indicherebbero una parziale riutilizzazione in senso inverso del *sistema Fiamignano-Micciani*, con sviluppo di processi di *buttressing*.

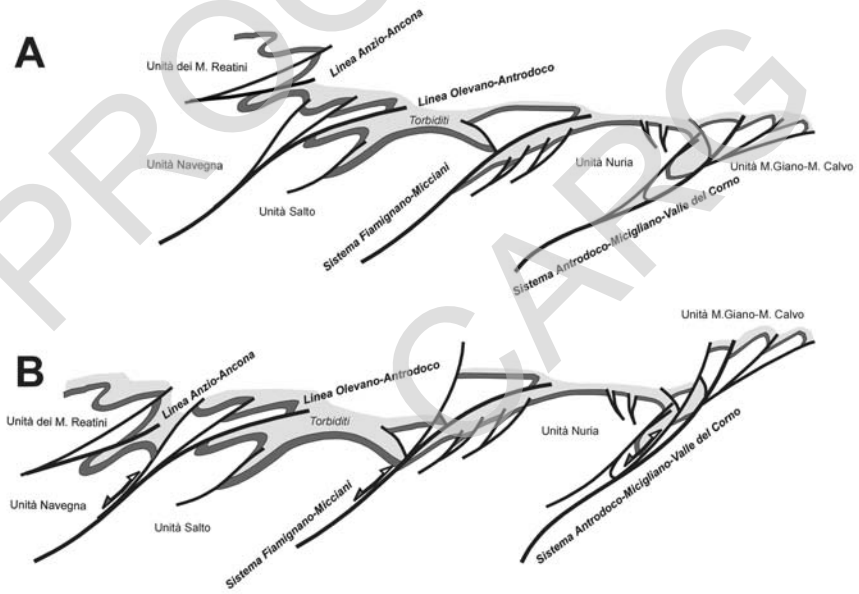

Fig. 14 - *Schema interpretativo della fase compressiva Messiniano sup.-Pliocene inf. (**a**) e della fase estensionale del Pliocene medio-Pleistocene (**b**).*
***a**) Nell'intervallo Messiniano superiore-Pliocene inferiore l'area studiata è coinvolta nel dominio di catena. Il thrust basale delle strutture Navegna-Salto e Nuria si sviluppa e si enuclea lungo le precedenti faglie listriche ovest immergenti con marcati processi di invesione tettonica.*
***b**) Dopo la fase compressiva l'area di studio è coinvalta da un sollevamento regionale, mentre le faglie ovest immergenti vengono riattivate nuovamente in regime di inversione tettonica negativa, come faglie normali.*

PROGETTO CARG

Tra il Pliocene superiore e il Pleistocene inferiore nell'area in esame si sviluppa un intensa fase estensionale accompagnata da processi di sollevamento regionale.

In questo contesto si sono generate faglie normali principalmente a direzione NW-SE, ma spesso raggruppate in fasci, a luoghi caratterizzate da vicarianza o da trasferimenti lungo motivi trasversali od obliqui. In parecchi casi si osserva la riattivazione in senso normale o trastensivo di numerosi elementi strutturali preesistenti (fig. 14b), anche con evidenti fenomeni di inversione tettonica (Nijman, 1971; Capotorti & Mariotti, 1992; Bigi *et alii*, 1993, 1994; Bosi *et alii*, 1994; Centamore *et alii*, in stampa a, b; Centamore & Nisio, 2002).

Ne risulta un quadro morfostrutturale a blocchi a movimenti verticali differenziati, in cui si aprono depressioni tettoniche, in genere contenenti sedimenti fluvio-lacustri (Bacino di Rieti, Conca di Scoppito, Conca di Corvaro, Valle del Corno, depressione del Salto, Conca di S. Vittorino, fig. 15). Durante il Pleistocene inferiore la continua attività estensionale controlla la conformazione delle conche e l'organizzazione degli apparati sedimentari; nel Bacino di Rieti e nella Conca di Scoppito sono evidenti gli effetti di tale tettonica che disloca i depositi della parte basale delle successioni continentali delle conche in questione.

Verso la fine del Pleistocene inferiore si osserva un rapido incremento del sollevamento regionale, in conseguenza del quale si sviluppa un notevole approfondimento per erosione del reticolo idrografico; per effetto dell'erosione regressiva gran parte dei sedimenti che colmano le conche intermontane in esame vengono smantellati ed erosi.

Il sollevamento molto probabilmente ha favorito l'accentuazione dei processi distensivi lungo le faglie bordiere; in qualche caso si è sviluppata una sorta di competizione tra attività delle faglie ed erosione regressiva, con alternanze di fasi di smantellamento e fasi di chiusura dei bacini.

Nello stesso intervallo di tempo 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).

Durante le fasi freddo-aride si osserva la produzione di ingenti quantità di detriti sui versanti denudati e il loro accumulo alla base di questi ultimi; nelle valli e nelle conche si formano invece ad opera dei corsi d'acqua ampie conoidi alluvionali.

Nella Valle del Corno, alla base dei diversi ordini dei conoidi alluvionali, affiorano vulcaniti (Sella di Corno) non rimaneggiate, attribuibili probabilmente al vulcanismo Sabatino.

Gli effetti della morfogenesi glaciale sono evidenziati dai circhi glaciali e dai depositi morenici affioranti nella dorsale di M.te S.Rocco e della Montagna della Duchessa.

L'attività tettonica recente è testimoniata dalla dislocazione dei depositi continentali del Pleistocene medio e superiore, talora anche dell'Olocene, da anomalie dei fluidi gassosi e idrotermali, dai fenomeni di collasso (*sinkholes)* e trincee di deformazione gravitativa profonda.

PROGETTO CARG

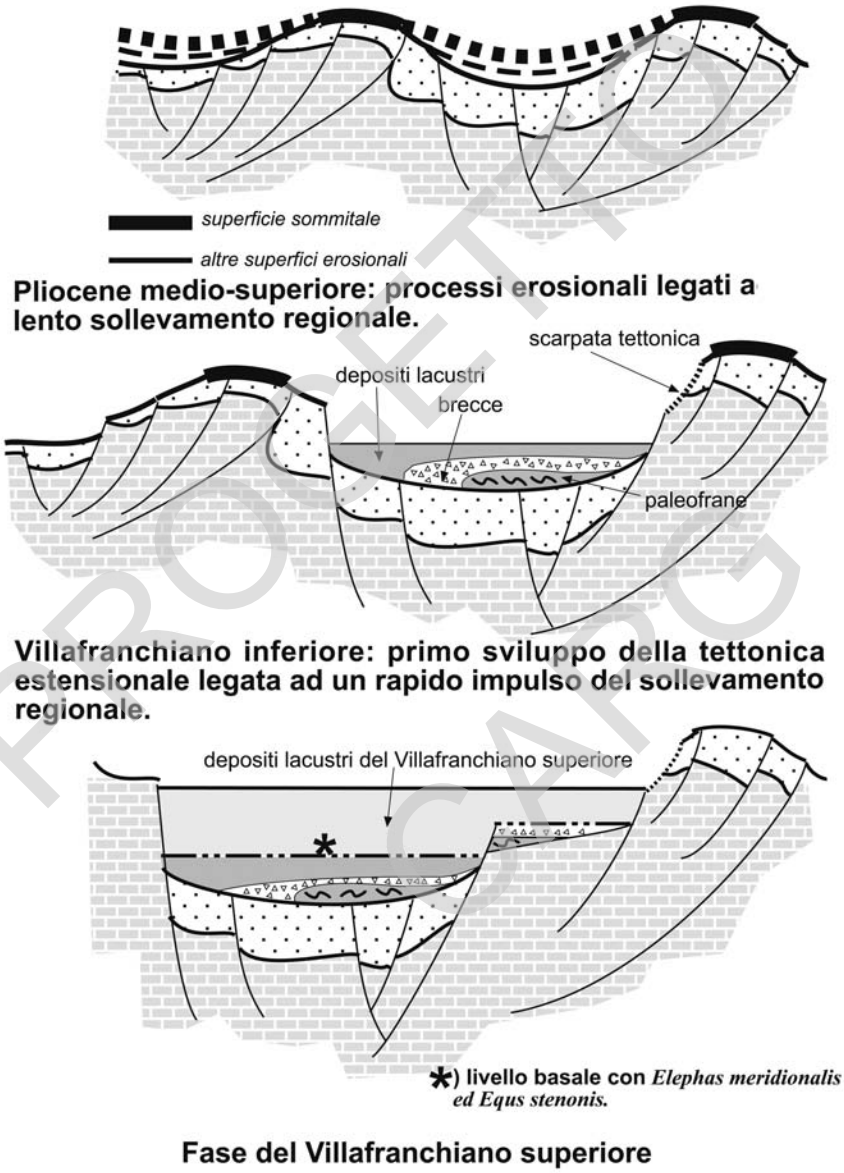

Fig. 15 - *Schema dell'evoluzione morfostrutturale delle depressioni tettoniche del Bacino di Rieti e della Conca dell'Aquila durante il Pliocene medio-Villafranchiano.*

PROGETTO CARG

X - CENNI DI GEOLOGIA APPLICATA

1. - RICERCHE MINERARIE-MINIERE-CAVE
(S. Nisio)

Nella *Conca di Scoppito,* presso località Madonna del Mazzetto e a Colle Mancino, era nota già dalla fine dell'800 la presenza di affioramenti lignitiferi, che sono stati oggetto di coltivazioni minerarie a carattere saltuario fino agli anni 50.

Nel 1960 la Soc. Ge.Mi.Na. eseguì, tramite una serie di sondaggi, ricerche per valutare le risorse minerarie di lignite. Nell'area di Madonna del Mazzetto, tali risorse secondo le stime effettuate (GE.MI.NA., 1963) si aggirerebbero sui 15.5 milioni di tonnellate.

Nella zona di Madonna della Strada (Cave Santarelli), dove è stato rinvenuto anche l'esemplare di *Elephas antiquus,* e presso località Felciare furono aperte nelle argille lignitifere cave per laterizi, oggi inattive.

Sulla dorsale di M.te S. Rocco furono effettuati alcuni saggi per lo sfruttamento della bauxite, ma le ricerche furono in seguito abbandonate per l'esiguità e la discontinuità dei livelli produttivi.

Per quanto riguarda i materiali litoidi, durante la costruzione dell'Autostrada Roma-L'Aquila, furono aperte, nelle formazioni carbonatiche affioranti, al bordo settentrionale della *Conca di Scoppito,* alcune cave oggi quasi del tutto abbandonate.

2. - MOVIMENTI FRANOSI
(S. Nisio)

I fenomeni franosi sono discretamente diffusi nel F° 358 "Pescorocchiano", soprattutto concentrati in alcune porzioni dell'area studiata: nella *depressione del Salto,* sulla dorsale di *M.te Filone-M.te Navegna-Colle Ettore,* ai piedi della

PROGETTO CARG

dorsale di *M.te Nuria*, nei *M.ti Reatini e nella Piana di S. Vittorino.*

- Nella *depressione del Salto* i movimenti di massa si sviluppano con modalità diverse in relazione ai tipi litologici affioranti, agli aspetti morfologici e strutturali e all'innesco in passato di fenomeni sismici. Dove affiorano i depositi torbiditici silico-clastici si osservano frane di crollo, per scalzamento al piede lungo le incisioni fluviali, e scorrimenti traslazionali o rotazionali sui versanti. I movimenti traslazionali avvengono generalmente lungo una o più superfici di scorrimento, corrispondenti generalmente a intervalli argillosi di scarso spessore alternati alle bancate arenacee. In altri casi il piano di scorrimento si attesta nella parte superficiale dei depositi caratterizzata da intensa fratturazione. Solo localmente, nelle aree dove prevale la componente pelitica, possono manifestarsi frane per colamento che comunque rappresentano la minoranza dei fenomeni osservati. Tra Marcetelli, Varco Sabino, Rocca Vittiana e il lago del Salto nonché ad est della dorsale di S. Vittorino (dove affiorano prevalentemente le facies caotiche del complesso torbiditico) sono molto frequenti le frane di tipo rotazionale che evolvono in colamenti, tali fenomeni sono particolarmente sviluppati nelle zone a stratificazione verticale. Ai piedi delle principali dorsali carbonatiche (placca delle *Brecce di Poggio Poponesco Auct.*), o in corrispondenza dei blocchi carbonatici (Staffoli, Castiglione, Grotte di S. Filippa), e in corrispondenza delle scaglie tettoniche di Mareri e S. Lucia sono frequenti fenomeni di crollo con formazione di potenti falde di detrito. Frequenti anche le deformazioni gravitative profonde di versante, con presenza di trincee e basculamenti di discreta entità evidenti in questo settore lungo la fascia di affioramento delle *Brecce di Poggio Poponesco Auct.*

- Nella dorsale *M.te Filone-M.te Navegna-Colle Ettore*, impostata su sedimenti carbonatici, interi versanti sono ricoperti da depositi di frane antiche, che a luoghi vengono riattivate da frane rototraslazionali evolventi in colata o da altri movimenti complessi. In presenza di pacchi di strati con debole inclinazione a franapoggio prevalgono fenomeni di scorrimento (di tipo traslazionale), mentre quando le pendenze aumentano sono più frequenti gli scorrimenti rotazionali. Sui versanti modellati in corrispondenza delle sequenze torbiditiche (arenaceo-pelitiche), in cui è elevata l'energia del rilievo ed intensa la fratturazione degli ammassi rocciosi, si osservano spesso scarpate e trincee multiple dovute a fenomeni gravitativi. Sul versante orientale e su quello settentrionale della dorsale M.te S. Angelo-Colle Cantalupo numerose frane di tipo rototraslazionale e complesse si sono sviluppate all'interno dei depositi torbiditici e di quelli dell'*unità argilloso-marnosa*.

- Nella dorsale di *M.te Nuria* i fenomeni franosi sono frequenti lungo il versante sud-occidentale, e presso l'abitato di Mareri (Manfredini, 1967). Tale versante è impostato su una linea di faglia e caratterizzato da una morfologia aspra, con pareti scoscese, localizzate prevalentemente in corrispondenza degli affioramenti di orizzonti a stratificazione massiva o di scarpate tettoniche, e da acclività elevata e brusche rotture di pendio. Le tipologie dei movimenti sono crolli e *rock slides* (la cui geometria è strettamente connessa all'assetto stratigrafico e

PROGETTO CARG

strutturale delle masse spesso di notevole estensione. In quest'area non sono inoltre rare le deformazioni gravitative profonde (Centamore & Nisio, 2003 b, in stampa; Centamore *et alii*, 2001, in stampa a; Bianchi Fasani *et alii*, 2001). Gli elementi morfologici che caratterizzano queste deformazioni sono doppie creste, grandi scarpate, contropendenze, trincee e lineazioni generalmente parallele alla direzione del versante. Nei dintorni di Fiamignano frane rototraslazionali e di crollo, sviluppatesi all'interno delle *Brecce di Poggio Poponesco Auct.*, hanno interessato l'abitato di Ville, che è stato successivamente evacuato. Molti dei più imponenti eventi franosi si sono innescati in occasione di eventi sismici. Un'alluvione che colpì l'alto Lazio, a fine anno 1963, ha interessato l'abitato di Fiamignano, gravi dissesti si riscontrarono soprattutto a Ville, Mercato e S. Lucia; a Castel Sant'Angelo lo stesso evento calamitoso innescò una frana che interessò l'abitato presso Ponte Alto (Catenacci, 1992).

- Nei M.ti Reatini assumono particolare rilievo i fenomeni gravitativi relativi alla messa in posto di estesi corpi di frana relitti e di grandi blocchi carbonatici che poggiano su *superfici di spianamento relitte*. Lo sviluppo di tali fenomeni potrebbe essere legato all'interazione tra un incremento del sollevamento regionale e lo sviluppo di una prima intensa fase estensionale che avrebbero favorito sia un brusco aumento dell'energia di rilievo sia l'innesco di eventi sismici di notevole entità (Michetti *et alii*, 1994).

- Nella Piana di S. Vittorino, sono diffusi i "*camini di collasso*" o "*voragini di terra*" comunemente noti come *sinkholes* (Faccenna *et alii*, 1993; Nolasco 1998; Ciotoli *et alii*, 2001; Capelli & Petitta, 1998; Bigi *et alii*, 1999; Centamore *et alii* in stampa a, b, c; Centamore & Nisio, 2002; 2003 a, b; Bersani *et alii*, 2000; Capelli *et alii;* 2000 a, b): ampie e profonde depressioni subcircolari con dimensioni da pochi metri al centinaio di metri e profondità di alcune decine di metri, a pareti sub-verticali che si aprono rapidamente nel terreno. I camini di collasso sono in genere colmati da acque, spesso mineralizzate, formano laghetti e specchi d'acqua, sono caratterizzati da subsidenza che può localmente essere dovuta a presenza di sorgenti. Gli stessi sono localizzati all'interno della piana lungo allineamenti tettonici, dove si evidenziano anomalie di fluidi liquidi e gassosi; la continua erosione delle pareti del camino provoca il progressivo colmamento della voragine, un aumento del diametro e nello stesso tempo una diminuzione della profondità dello specchio d'acqua. I *sinkholes* della Piana di S. Vittorino si originano a causa della complessa situazione geologico-strutturale ed idrogeologica della stessa: un substrato costituito da una potente serie carbonatica carsificata su cui poggiano alluvioni limose, poco permeabili, con spessori superiori ai 100 m, ma in comunicazione attraverso un reticolo di fratture con il *bedrock* carbonatico. Inoltre la risalita di fluidi idrotermali, particolarmente aggressivi (CO_2 e H_2S; Faccenna *et alii*, 1993, Ciotoli *et alii*, 2001), attraverso le fratture facilita sia il collasso del *bedrock* calcareo sia la genesi dei camini. Il deposito superficiale evolve con asporto delle frazioni fini verso il sistema di fratture e diaclasi beanti in profondità formando le cavità superficiali. La genesi dei *sinkholes* può essere assimilata a fenomeni di *piping* che consistono nell'erosione, da parte di acque aggressive, e

PROGETTO CARG

nella rimozione di particelle solide dalle rocce clastiche, con conseguente formazione di condotti tubolari sotterranei (*suffosione*); processo che interessa i terreni alluvionali della Piana, caratterizzati da dimensioni granulometriche dalle argille alle ghiaie, indipendentemente dagli spessori di questi (NISIO, in stampa). Pertanto in tale processo dovrebbe avere un ruolo importante la pressione idraulica iniziale nei condotti (GUERRICCHIO, 1982).

L'origine dei *sinkholes* può essere rapida, realizzata cioè in un evento unico (*sinkhole* tipo a; BRUNAMONTE *et alii*, 1994), che può verificarsi in casi di alluvioni eccezionali (alluvione del 1986: *sinkholes* di Sciamargutta, Terme di Cotilia), o lenta, con progressivo cedimento delle pareti (*sinkhole* tipo b; BRUNAMONTE *et alii*, 1994). Nel primo caso il substrato è interessato da inghiottitoi isolati dalla superficie tramite i riempimenti in terra rossa e le cavità assumono una forma ad imbuto. Nel secondo caso lo sviluppo dei *sinkholes* avviene per lento dilavamento dal basso verso il tetto della cavità; la cavità stessa tende ad allargarsi per cedimento progressivo e per il coinvolgimento di volumi sempre più grandi.

3. - OPERE IDRAULICHE
(S. Nisio)

L'originaria configurazione della Piana di S. Vittorino è stata modificata nel corso dei secoli da numerosi interventi di carattere urbanistico (nuclei urbanizzati e complesso delle terme di Cotilia), infrastrutturale (1937, captazione delle sorgenti del Peschiera) ed idraulico. Queste ultime sono iniziate a partire dal 1839, ed hanno interessato prevalentemente il corso del Fiume Velino, che è stato trasferito su alveo artificiale pensile al centro della piana (NOLASCO, 1998) ed il corso del Fiume Peschiera con la regimazione delle acque della sorgente.

Altra opera idraulica, costruita nell'area dal 1937 al 1940, è la diga di sbarramento del Salto, di tipo a gravità massiccia di calcestruzzo, con andamento planimetrico arcuato (arco di cerchio con raggio di 150 m, altezza di 108 m) che sottende direttamente un bacino di 779 km^2 (ANIDEL, 1952) e con altezza del massimo invaso a quota di 540 m. Gli inerti per la costruzione del corpo diga furono ricavati da due cave di calcare poste nelle immediate vicinanze dell'opera, rispettivamente sponda destra e sinistra, e opportunamente ridotti in sabbia e pietrisco in tre impianti di frantumazione. Per il calcestruzzo di tipo plastico è stato usato un cemento Portland. I lavori di impermealizzazione dell'invaso furono effettuati dal luglio del 1938 al giugno 1940 secondo un programma consistente nell'esecuzione di una serie di fori di assaggio, intesi a stabilire il grado di permeabilità della roccia in profondità, e, di conseguenza, le profondità da conferire allo schermo di impermeabilizzazione. In sponda sinistra i fori sono stati spinti sino a 40 m sotto le fondazioni, ed in riva destra sino a 40-50 m, dove si incontra la formazione marnosa. Furono inoltre eseguite delle iniezioni di consolidamento della roccia di fondazione, nella parte centrale della diga, e lavori di riparazione per le fessurazioni subite dall'intonaco del paramento a monte a causa di variazioni termiche.

PROGETTO GEG

4. - CENNI DI IDROGEOLOGIA
(M. Petitta)

L'area compresa nel F.° 358 "Pescorocchiano" presenta caratteristiche idrogeologiche tipiche del dominio carbonatico dell'Appennino centrale.

L'assetto idrogeologico delle aree di piattaforma carbonatica appenninica presenta 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, laddove sono presenti anche aree endoreiche di estensione notevole.

Questi importanti acquiferi, estesi in genere per diverse centinaia di chilometri quadrati, vanno ad alimentare sorgenti basali di portata elevata, poste alla periferia dei massicci, a quote topograficamente depresse, dove l'acquifero viene tamponato da sedimenti a permeabilità limitata. I limiti di permeabilità sono costituiti da depositi terrigeni flyschoidi tardomiocenici o da sedimenti plio-quaternari di riempimento delle valli fluviali o delle depressioni intramontane, originatesi per tettonica distensiva. I sedimenti che hanno riempito tali depressioni (le cosiddette "conche intramontane"), 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.

L'area in esame è caratterizzata prevalentemente dalle dorsali montuose carbonatiche che costituiscono l'area di ricarica degli acquiferi regionali, con valori di infiltrazione efficace anche superiori ad 800 mm/anno, per precipitazioni medie maggiori di 1000 mm/anno. Il principale sistema idrogeologico presente nell'area è quello dei M.ti Giano-Nuria-Velino, esteso in totale per oltre 1000 km^2 (Boni *et alii*, 1986), rappresentato prevalentemente dal massiccio del M.te Nuria e, subordinatamente, da quello del M.te Giano-M.te Calvo all'estremo settentrionale.

Questa estesa area di ricarica va ad alimentare una falda regionale drenata quasi totalmente (con l'eccezione di un modesto settore del massiccio del M.te Velino prossimo alla piana del Fucino) nella valle del Fiume Velino, tra Antrodoco e Cittaducale, alimentando sorgenti puntuali e lineari per un totale di oltre 30 m^3/s (Boni & Petitta, 1994; Boni *et alii*, 1995). L'area principale di recapito di questo acquifero è rappresentata dalla Piana di S.Vittorino, ubicata al limite nord-occidentale del foglio Pescorocchiano, nel quale ricade per circa metà della sua estensione (zona Castel S.Angelo).

La principale emergenza di acque sotterranee della valle del Velino è quella delle sorgenti del Peschiera, la cui portata media di circa 18 m^3/s viene parzialmente captata per le esigenze di approvvigionamento idropotabile della città di Roma (9 m^3/s). Oltre alle sorgenti del Peschiera, nel settore appartenente al foglio Pescorocchiano sono presenti anche altre sorgenti appartenenti allo stesso gruppo, ma soprattutto un altro sistema sorgivo ubicato sul margine settentrionale

PROGETTO CARG

della Piana di S.Vittorino, comprendente le acque di Canetra, Vasche-Paterno, Terme di Cotilia e S.Vittorino (quest'ultima fuori carta), per un totale di oltre 7 m^3/s. Questo importante gruppo sorgivo viene in parte alimentato dallo stesso sistema idrogeologico dei M.ti Giano-Nuria-Velino, mentre in parte è connesso ad un'unità idrogeologica di minore estensione costituita da depositi carbonatici, affioranti tra M.te Paterno e la valle del Fiume Velino, appartenenti all'estremo settore occidentale *dell'Unità M.te Nuria*, al di sotto *dell'Unità M.ti Reatini*. Studi idrogeologici attualmente in corso stanno tentando di chiarire ulteriormente la provenienza delle acque sotterranee di alcune di queste sorgenti, come quelle di Canetra, ubicate proprio nella zona di contatto tra il sistema idrogeologico principale e l'unità idrogeologica sopra citata.

Tale assetto idrogeologico è reso ancora più complesso dalla presenza di sorgenti mineralizzate a blando termalismo (gruppo Terme di Cotilia e altre minori), dove è presente un *mixing* tra acque circolanti negli acquiferi carbonatici, acque presenti negli orizzonti più permeabili della serie fluvio-lacustre di riempimento della conca e fluidi profondi (principalmente CO_2 e SO_4) risalenti lungo discontinuità tettoniche recenti (Faccenna *et alii*, 1993; Dall'Aglio & Campanile, 1996; Ciotoli *et alii*, 2001). Tale situazione, inoltre, rappresenta una causa primaria dei fenomeni di instabilità riscontrati nella Piana di S.Vittorino (*sinkholes*), anch'essi oggetto di specifici studi attualmente in corso (Nolasco, 1998; Menotti *et alii*, 1999; Bersani *et alii*, 2000; Capelli *et alii*, 2000).

Nel complesso, l'area della valle del Fiume Velino e in particolare della Piana di S.Vittorino rappresenta una zona di recapito degli acquiferi carbonatici appenninici, che dà luogo ad uno dei gruppi sorgivi più importanti d'Europa (circa 31 m^3/s), caratterizzato da una notevole stabilità del regime di portata raramente osservabile al di fuori dell'Appennino Centrale.

Al margine nord-orientale del F° 358 "Pescorocchiano" è presente un'altra depressione tipica dell'Appennino centrale, la Conca L'Aquila-Scoppito.

Anche quest'area riveste una notevole importanza idrogeologica, ma le portate delle sorgenti sono di oltre un ordine di grandezza inferiori a quelle di S.Vittorino. La conca L'Aquila-Scoppito è ubicata all'incontro di tre dorsali montuose: quella di M.te Calvo - M.te Soffiavento ad ovest, quella dei M.ti d'Ocre a sud (parzialmente rappresentata nell'area di esame) e quella del M.te Pettino, appartenente alla dorsale del Gran Sasso a NE (fuori carta).

La piana L'Aquila-Scoppito rappresenta il recapito parziale di falde connesse a tali acquiferi carbonatici, con particolare riferimento alla dorsale del Gran Sasso, che alimenta le sorgenti di Vetoio, Boschetto e Acqua Oria (oltre ad altri gruppi minori), di cui soltanto l'ultima presente nel foglio in esame, per un totale prossimo ad 1 m^3/s (Massoli-Novelli & Petitta, 1998). Le sorgenti dell'Acqua Oria risultano attualmente asciutte, a seguito della loro captazione per uso idropotabile tramite pompaggio eseguito nell'omonimo campo pozzi. Dagli altri acquiferi carbonatici di M.te Calvo - M.te Soffiavento e dei M.ti d'Ocre giungono nella piana soltanto contributi modesti, che vanno ad alimentare sorgenti

PROGETTO CARG

localizzate di portate dell'ordine della decina di litri al secondo, costituendo punti di approvvigionamento idrico locale.

Un notevole interesse riveste la circolazione idrogeologica nell'acquifero multistrato della piana stessa, costituito da sequenze di depositi fluvio-lacustri, con presenza in periferia di coltri detritiche dotate di buona permeabilità (soprattutto sul versante di M.te Pettino), a luoghi interdigitate con i sedimenti alluvionali. L'alimentazione dell'acquifero multistrato della piana avviene prevalentemente lungo il contatto con le 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 (Benedetti *et alii*, 1999; Petitta & Tallini, 2000). In questa situazione, si osserva come le principali sorgenti non risultino ubicate al contatto tra acquiferi carbonatici e depositi quaternari, ma siano localizzate all'interno della piana, laddove vengono a contatto corpi detritici e corpi di origine fluvio-lacustre a bassa permeabilità (Petitta & Tallini, 1999).

I rapporti idrogeologici tra diverse unità sedimentarie, uniti alla notevole pressione antropica presente in queste aree morfologicamente depresse, può determinare un discreto rischio di inquinamento delle acque sotterranee, in funzione dell'elevata vulnerabilità che tali falde a bassa soggiacenza presentano.

Nell'area in esame sono presenti inoltre anche zone di contatto tra acquiferi carbonatici e sedimenti scarsamente permeabili che fungono da *aquiclude*, quasi sempre costituiti da successioni terrigene. Lungo questi contatti frequentemente si osserva un allineamento di sorgenti di portata limitata e regime variabile, alimentate da falde locali, separate dalla circolazione idrica sotterranea regionale che, come detto, è indirizzata invece verso le valli e le conche intramontane.

Un'area rappresentativa di tale tipologia è localizzata lungo la *faglia Fiamignano-Micciani*, sul versante orientale della Valle del Fiume Salto, dove si rinvengono numerose sorgenti, delle quali molte captate per l'approvvigionamento potabile di piccoli centri. Gli acquiferi locali che vengono drenati da queste emergenze sono fortemente influenzati, nelle loro caratteristiche principali di permeabilità e di estensione, dall'assetto geologico-strutturale locale (Miccadei *et alii*, 1995). In tale situazione, l'importanza di queste sorgenti non è determinata dall'entità della risorsa disponibile (portata media inferiore a 10 l/s), quanto dall'essere la prevalente fonte di approvvigionamento idrico per i centri abitati della zona. La situazione geologica è tale da determinare genericamente un elevato grado di vulnerabilità di questi acquiferi, sia in termini di depauperamento della risorsa (deflussi naturali fortemente ridotti in estate-autunno) che nei riguardi di un potenziale inquinamento (derivante soprattutto da reflui urbani).

PROGETTO DARG

BIBLIOGRAFIA

AA.VV. (1992) – *Quinto simposio di ecologia e paleoecologia delle comunità bentoniche. Libro guida delle escursioni.* Roma 27 sett.-3 ott. 1992, pp. 126.

Accordi B. (1966) - *La componente traslativa nella tettonica dell'Appennino laziale-abruzzese.* Geol. Romana, **5:** 355-406.

Accordi B., Devoto G.., La Monica G.B., Praturlon A. Sirna G.& Zalaffi M. (1969) - *Il Neogene nell'Appennino Laziale-Abruzzese.* CMNS. Proc. IV sessione (Bologna, 19-30 Sett. 1967). Giorn. Geol. **35**: 235-268.

Accordi G. & Carbone F. (1988) - *Sequenze carbonatiche meso-cenozoiche. In:* Accordi & Carbone *(Eds), Carta delle litofacies del Lazio-Abruzzo ed aree limitrofe* C.N.R.. Quaderni della Ricerca Scientifica, **114:** (5): 11-92.

Accordi G., Carbone F., Civitelli G., Corda L., De rita D., Esu D., Funiciello R., Kostakis T., Mariotti G.& Sposato A. (1988) - *Note illustarative della carta delle litofacies del Lazio-Abruzzo ed aree limitrofe.* C.N.R., Prog. Fin. Geodinamica, Quaderni. 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-sedimetaria dal Trias superiore al Cretacico inferiore dell'area compresa tra il Corno Grande e S.Stefano di Sessanio (F. 140 Teramo).* Studi Geologici Camerti, **4**: 7-18.

Alberti A. (1952) - *Osservazioni sulla zona di transizione dalla facies umbro-marchigiana alla facies abruzzese nei monti Tiburtini, Prenestini e Lepini.* Boll. Serv. Geol. D'It., **74** (1): 181-190.

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. D'It., **75**: 638-645.

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, **2**: 219-223.

Angelucci A., De Rosa E., Fierro G., Gnaccolini M., La Monica G.B., Martinis B., Parea G.C.,Pescatore T., Rizzini A. & Wezel F.C. (1967) - *Sedimentological characteristics of some italian turbidites*. Geol. Romana, **6**: 345-420.

Anidel (1952) - *Le dighe di ritenuta degli impianti idroelettrici italiani*. Anidel – Ass. Naz. Imp. distr. di Energia elettrica . Milano. **6**: 131-140.

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

PROGETTO CARG

Nova, **1**: 1-23.

Bally A. W., Burbi L., Cooper C., Ghelardoni R. (1980) – *Balanced section and seismic reflection profiles across the Central Appennines*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 257-310.

Barberi R., & Cavinato G.P. (1993) - *Analisi sedimentologiche ed evoluzione paleogeografica del settore meridionale del bacino di Rieti*. Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. 1992/**1**: 39-53.

Barchi M., Guzzetti F., Lavecchia G., Loli O. & Bontempo R. (1988) – S*ezioni geologiche bilanciate attraverso il sistema a pieghe umbro-marchigiano: 1-La sezione Trevi-Valle dell'Ambro*. Boll. Soc. Geol. It., **107**: 109-130.

Bardossy 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.

Bartolini C. (1980) - *Su alcune superfici sommitali dell'Appennino settentrionale (Provincie 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 successionii di superfici relitte*. Il Quaternario, **10** (2): 621-624.

Bellotti P. (1992) - *I sedimenti terrigeni della depressione Lago del Salto - Tagliacozzo: considerazioni sulla loro successione verticale*. Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. CROP11,(1991/**2**):111-114.

Bellotti P., Landini B. &Valeri P. (1984) - *Associazioni di facies e lineamenti evolutivi generali del "complesso torbiditico altomiocenico laziale-abruzzese"*. Boll. Soc. Geol. It., **103:** 311-326.

Bellotti P. & Valeri P. (1982) - *Il Bacino "minore" di Tagliacozzo (Appennino centrale): analisi delle facies torbiditiche*. Boll. Soc. Geol. It., **101:** 57-68.

Bellotti P., Valeri P. (1984) - *Tracce fossili e loro distribuzione nelle facies del Complesso Torbiditico laziale-abruzzese*. Boll. Soc. Geol. It., **103**: 477-483.

Benedetti G., Ficara G., Massoli-Novelli R., Petitta M., Tallini M. & Tersigni S. (1999) – *Studio idrogeologico della conca intramontana L'Aquila-Scoppito (Abruzzo): caratteristiche geochimiche delle acque sotterranee*. Geoitalia 99, Rimini, settembre 1999. Abstracts.

Beneo E. (1938) - *Appunti geologici sulle regioni dell'Appennino centrale comprese nel Foglio 151 (Alatri*). Boll. R. Uff. Geol. It., **63**: 1-75.

Beneo E. (1943) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 - Foglio 146 "Sulmona"*. Servizio Geologico d'Italia, Roma: 55 pp.

Beneo E. (1945) - *Schema tettonico dell'Abruzzo nord-orientale*. Boll. Uff. Geol. It.: **68**.

Bernini M., Clerici A., Papani G. & Sgavetti M. (1977) - *Analisi sulla distribuzione planoaltimetrica delle paleosuperfici nell'Appennino emiliano occidentale*. Ateneo Parmense, Acta Nat., **13**(4), 645-656.

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., Tulsa, Okla **54**: 129-212..

PROGETTO CARG

Bersani P., Biagi P. F., Ferranti C. & Piotti A. (2000) – *Gli sprofondamenti della Piana di S. Vittorino (Rieti).* L'Aquila, 1/2000, 39-48.

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., Messina P. & Sposato A.(1986) - *Elementi di tettonica compressiva pliocenica nella zona di Borgo S. Pietro (Rieti).* Mem. Soc. Geol. It., **35:** 547-553.

Bianchi Fasani G., Centamore E., Martino S., Nisio S., Prestininzi A. & Scarascia Mugnozza G. (2001) – *Mountain slope deformations in the Salto and Sagittario River Valleys (Central Apennines).* Field Excursion and Meeting on "Seismically Induced Ground Ruptures and Large Scale Mass Movements". Roma-Siena-Camerino-Cosenza-Roma, 21-27 September, 2001. *Abstracts Book*, 7.

Bigi G., Capelli G., Mazza R., Parotto M., Petitta M.& Salvati R. (1999) - *Strutture di collasso nella piana di S.Vittorino (Fiume Velino, Lazio): interazione tra circolazione idrica sotterranea e tettonica attiva*. Convegno Conoscenza e salvaguardia delle aree di Pianura. Ferrara Italy, 8-11 Novembre 1999.

Bigi G., Cosentino D., Parotto M., Sartori R., & Scandone P. (1992) - *Structural model of Italy.. 1:500.000, P.F.G..* CNR, Quad. Ric. Scient., **114**.

Bigi S., Calamita F., Centamore E., Deiana G., Ridolfi M., & Salvucci R. (1992) - *Assetto strutturale e cronologia della deformazione della zona d'incontro tra le aree umbro-marchigiana e laziale-abruzzese (Marche meridionali e Lazio-Abruzzo settentrionali).* Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. CROP11.(1991/**2)**: 21-26.

Bigi S., Capotorti F., Centamore E. & Fumanti F. (1995a) - *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.

Bigi S., Centamore E., Dramis F. & Salvucci R. (1995b) - *Sistemi distensivi in due aree dell'Appennino Centrale.* Il Quaternario, **8**, (1), 71-82.

Bigi S., Centamore E., Fumanti F., Milli S. & Nisio S. (1999) – *Aspetti geologico strutturali delle aree di avanpaese nell'Appennino centro-orientale.* Studi Geologici Camerti, (1996/97), **14**: 201-209.

Bigi S., Centamore E., Fumanti F. & Nisio S. (1997) – *Neogene tectonics and sedimentation in the north-eastern sector of the Latium-Abruzzi Apennines.* Interim Colloqium RCMNS Catania, 4-9 novembre 1997**,** *Abstracts*, 32-33.

Bigi S. & Costa Pisani P. (1999) – *The possible interpretation of the Fiamignano-Staffoli fault (Central Italaly) as a prethrusting normal faults*.. F.I.S.T.-GEOITALIA 1999, Bellaria ***Abs***., 272.

PROGETTO CARG

Bigi S. & Costa Pisani P. (2002) – *Structural setting of the Cicolano-M. Calvo area (Centra Apennines, Italy)*. Boll. Soc. Geol. Vol. Spec., **1**, 141-149.

Bigi S., Costa Pisani P., Milli S. & Moscatelli M. (2001) - *Il controllo delle faglie normali pre-thrusting sulle modalità di riempimento dell'avanfossa, lo stile strutturale e il raccorciamento nell'appennino centrale.* III FIST, GEOITALIA 2001, **Abs**, 165-166.

Bini A. (1990) - *Dispense di Geologia del Quaternario. I - Descrizione di affioramenti e sezioni stratigrafiche*. Ghedini Ed., Milano: 180 pp.

Blanc A.C.(1955) - *Bacino lacustre lignitifero, con reperti di rinoceronte, a Ponte Peschio (L'Aquila).* Quaternaria, **1:** 1-316.

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.) - Persectives in Paleoseismology. A.E.G. Spec.Pubbl., **6**: 83-100.

Blumetti A.M., Cavinato G.P. & Tallini M. (1996) - *Evoluzione plio-quaternaria della Conca di L'Aquila-Scoppito: Studio preliminare*. Il Quaternario, **9**(1): 281-286.

Blumetti A.M. & Dramis F. (1993) – *Il Pleistocene inferiore nell'area Nursina*. Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. 1992/**1**: 55-64.

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.

Boccaletti M., Calamita F., Centamore E., Chiocchini U., Deiana G., Micarelli A., Moratti G. & Potetti M. (1986) - *Evoluzione dell'Appennino tosco-umbro-marchigiano durante il Neogene*. Giornale di Geologia, **48:**227-233.

Boni C., Bono P. & Capelli G. (1986) - *Schema Idrogeologico dell'Italia centrale, scala 1/500.000*. Mem. Soc. Geol.It., **35**: 991-1012

Boni C., Capelli G.& Petitta M. (1995) – *Carta idrogeologica dell'alta e media valle del F. Velino*. System cart, Roma.

Boni C. & Petitta M. (1994) – *Sorgenti lineari e valutazione dell'infiltrazione efficace in alcuni bacini dell'Italia Centrale.* Quad. Geol. Appl., Pitagora, **1**/94, 99-113.

Bosi C. (1975) - *Osservazioni preliminari su faglie probabilmente attive nell'Appennino centrale*. Boll. Soc. Geol. It., **94** (4): 827-859.

Bosi C. & Bertini T. (1970) - *Geologia della media valle dell'Aterno*. Mem. Soc. Geol. It., **9**(4): 719-777.

Bosi C. & Carrara C. (1989) - *Elementi di tettonica plio-quaternaria ed indizi di sismicità olocenica nell'Appennino laziale-abruzzese.* Guida all'escursione (3 maggio – 2 giugno), 129 pp.

Bosi V., Funiciello R. & Montone P. (1994) – *Fault inversion: an example in Central Apennines (Italy).*Il Quaternario, **7** (2): 577-588.

Bosi C. & Manfredini M. (1967) - *Osservazioni geologiche nella zona di*

PROGETTO CARG

Campo Felice (L'Aquila). Mem. Soc. Geol. It., **6** (2): 245-266.

Bosi C. & Messina P. (1990) - *Elementi di stratigrafia neogenico-quaternaria tra il Fucino e la valle del Giovenco (L'Aquila)*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **38**: 85-96.

Bosi C. & Messina P. (1992) - *Ipotesi di correlazione morfo-litostratigrafiche plio-pleistoceniche nell'Appennino Laziale-Abruzzese*. Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. 1991/**2**: 257-263.

Bosi C., Messina P. & Moro M. (2000) - *Carta geologica del Quaternario dell'Alta Valle dell'Aterno (Aq.), scala 1:25000.*

Bosi C., Messina P. & Sposato A. (1989) - *La depressione del Salto*. In : Elementi di tettonica pliocenico-quaternaria ed indizi di sismicità olocenica nell'Appennino laziale-abruzzese. Guida all'escursione, 89-96

Brunamonte F., Gaeta M., Michetti A.M., Mottana A. & Palladino D.M. (1992) - C*aratterizzazione mineralogico-petrografica ed inquadramento stratigrafico preliminare di alcuni depositi vulcanoclastici dell'area reatina.* Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. 1992/**1**: 65-72.

Brunamonte F., Michetti A.M., Serva L., Vittori E. (1992) - *Evidenze paleosismologiche nell'Appennino Centrale ed implicazioni neotettoniche.* Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. CROP 11 (1991/**2**): 265-270.

Brunamonte F., Prestininzi A. & Romagnoli C. (1994) - *Geomorfologia e caratteri geotecnici dei depositi di terre rosse nelle aree carsiche degli Aurunci orientali (Lazio meridionale, Italia).* Gol. Rom., 30, 465-478.

Butler R. W. H., (1982) – *The terminology of structures in thrust belts.* Journal Struct. Geol., **4**, (3), 239-245.

C.N.R. (1983) - *Structural Model of Italy, Sheet No 4. Progetto finalizzato Geodynamica, Modello Strutturale Tridimensionale, scale 1:500.000.*

C.N.R.-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**.

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. Paris, **168**(2): 155-169,.

Calamita F. (1990) - *Thrust and fold related structures in the Umbria-Marche Apennines (Central Italy).* Annales Tectonicae, **4**(1): 83-117.

Calamita F., Coltorti M., Farabollini P. & Pizzi A. (1994) - *Le faglie normali quaternarie nella dorsale appenninica umbro-marchigiana: proposta di un modello di tettonica di inversione.* Studi Geol.Camerti, Vol. Spec. *CROP 18*: 211-225.

Calamita F. & Deiana G. (1987) - *The arcuate shape of the Umbria-Marche-Sabina Apennines (Central Italy).* Tectonophysics, **146**: 139-147.

Calamita F. & Deiana G. (1998) – *Geodinamica dell'Appennino Umbro-marchigiano.* Mem. Soc. Geol. It., **35**: 311-316.

Calamita F., Deiana G., Invernizzi C. & Mastrovincenzo S.(1987) - *Analisi strutturale della Linea Ancona-Anzio Auct. tra Cittareale e Micigliano (Rieti).* Boll. Soc. Geol. It., **106:** 365-375.

PROGETTO GARC

CALOI L., PALOMBO M.R. (1995) - *Le mammalofaune del Pleistocene inferiore nell'Italia Centrale.* Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. 1994, parte A,: 487-501.

CANDE S.C. & KENT D.V. (1992) - *A new geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic*. Journal of 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.

CANTELLI C., CASTELLARIN A., COLACICCHI R. & PRATURLON A. (1982) - *La scarpata tettonica mesozoica lungo il settore nord della "Linea Ancona-Anzio"*. Mem. Soc. Geol. It., **24**: 149-153.

CANTELLI C., CASTELLARIN A. & PRATURLON A. (1978) - *Tettonismo giurassico lungo l'Ancona-Anzio nel settore M. Terminillo-Antrodoco.* Geologica Romana**, 17:** 85-97.

CAPELLI G., COLOMBI A. & SALVATI R. (2000a) - *Catastrophic subsidence risk assessment. A conceptual matrix for sinkhole genesis.* SISOLS 2000, Sixth International Symposium on Land Subsidence. Ravenna Italy, 24-29 Sept. 2000

CAPELLI G. & PETITTA M. (1998) - *La Piana di S. Vittorino: rischi geologici e idrogeologici*. Tevere, rivista dell'Autorità di Bacino del Tevere.

CAPELLI G., PETITTA M. & SALVATI R. (2000b) – *Relationships between catastrophic subsidence hazards and groundwather in the Velino Valley (Central Italy)* – Procedings Sixth International Symposium on Land Subsidence SISOLS 2000, Ravenna, Italy. 1, 123-136.

CAPOTORTI F. (1993) – *Sedimentazione e deformazioni di un settore annegato di piattaforma carbonatica: l'evoluzione geologica dello spigolo nord-occidentale della piattaforma laziale-abruzzese*. Tesi di dottorato Università "La Sapienza", Roma, inedita, 257 pp..

CAPOTORTI F., CENTAMORE E., CHIOCCHINI M., CIVITELLI G., CORDA L., MANCINELLI A., MARIOTTI G., ROMANO A. & SALVUCCI R. (1992) - *Dati preliminari geologico-stratigrafici sull'Unità di M. Giano e M. Gabbia.* Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. CROP11, (1991/**2)**: 119-123.

CAPOTORTI F., FUMANTI F. & MARIOTTI G. (1995) - *Evoluzione tettonico-sedimentaria e strutturazione del settore di piattaforma carbonatica laziale-abruzzese nell'alta valle del fiume Velino.* Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. 1995/**2**: 101-111.

CAPOTORTI F. & MARIOTTI G. (1992) - *Le strutture sabine e della piattaforma carbonatica laziale-abruzzese nell'area del Lago del Salto.* Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. CROP11, (1991/**2):** 27-31.

CARANNANTE G., D'ARGENIO B., DELLO IACOVO. B., FERRERI V., MINDSZENTY A. & SIMONE L. (1992) - *Studi sul carsismo cretacico dell'Appennino Campano*. Mem. Soc. Geol. It. **41**: 733-759.

CARANNANTE G., D'ARGENIO B., FERRERI V. & SIMONE L. (1987) - *Cretaceous paleokarst of the CampaniaApennines, from early diagenetic to late filling*

PROGETTO CARG

stage. A case history. Rend. Soc. Geol. It. **9**: 251-256.

CARANNANTE G., D'ARGENIO B., MINDSZENTY 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.

CARRARA C., BRUNAMONTE F., FERRELI L., LORENZONI P., MARGHERITI L., MICHETTI A.M., RAGLIONE M., ROSATI M. & SERVA L. (1993) - *I terrazzi della medio-bassa Valle del Fiume Velino.* Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. 1992/**1:** 97-102.

CASSETTI M. (1909) - *Sulla struttura geologica del bacino dell'Aterno da Aquila a Sulmona.* Boll. R. Com. Geol. It., **40**: 158-190.

CASSOLI A., CORDA L., LODOLI C. ,MALATESTA A., MOLARONI M.V. & RUGGERI A. (1986) - *Il glacialismo quaternario del gruppo Velino –Ocre-Sirente.* Mem. Soc.Geol. It., **35**: 855-867.

CASTELLARIN A., COLACICCHI R., & PRATURLON A. (1978) - *Fasi distensive, trascorrenze e sovrascorrimenti lungo la Linea Ancona-Anzio dal Lias Medio al Pliocene.* Geologica Romana, **20:** 1-42.

CASTELLARIN A., COLACICCHI R., & PRATURLON A. (1979) - *Geodinamica della Linea Ancona-Anzio.* Mem. Soc. Geol. It., **19** (1978): 741-757.

CASTELLARIN A., COLACICCHI R., PRATURLON A. & CANTELLI C. (1982) - *The Jurassic-Lower Pliocene history of the Ancona-Anzio Line (Central Italy).* Mem. Soc. Geol. It., **24** (1984): 325-336.

CATENACCI V. (1992) – *Il dissesto idrogeologico e geoambientale in Italia dal dopoguerra al 1990*. Mem Descr. Carta. Geol. D'It. **48**.

CATI L., COLALONGO M.L., CRESCENTI U., D'ONOFRIO S., FOLLADOR U., PIRINI C., POMESANO CHERCHI A., SALVATORINI G., SARTONI S., PREMOLI SILVA I., WEZEL F.C., BERTOLINO V., BIZON G., BOLLI M., BORSETTI A.M., DONDI L., FEINBERG H., JENKINS D.G., PERCONIG E., SAMPÒ M. & SPROVIERI R. (1968) - *Biostratigrafia del Neogene mediterraneo basata sui foraminiferi planctonici*. Boll. Soc. Geol. It., **87** (3): 491-503.

CAVINATO G.P. (1993) – *Recent tectonic evolution of the Quaternary deposits of the Rieti basin (Centrl Apennines ,Italy) Southern part.* Geol. Rom., **29**: 411-434.

CAVINATO G., CHIARETTI F., COSENTINO D & SERVA L. (1989) - *Caratteri geologico-strutturali del margine orientale della conca di Rieti*. Boll. Soc. Geol It., **108**: 207-218.

CAVINATO G.P., DE CELLES P.G., MICCADEI E., & PAROTTO M. (1997) - *Evoluzione dei processi deposizionali nei sistemi di conoidi alluvionali in relazione alla tettonica estensionale nei bacini intramontani dell'Italia Centrale.* Atti Convegno Parma, (25-27 Febbraio 1997) ***Ab***s.:135-135.

CAVINATO G.P., MICCADEI E., & PAROTTO M. (1992) *Stato dell'arte delle cono-*

PROGETTO GARG

scenze sulla Geologia plio-quaternaria dell'Italia Centrale (settore laziale). Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. CROP 11 (1992/**1)**: 27-31.

CAVINATO G. P., SALVINI F. & TOZZI M., (1986) - *Evoluzione strutturale del settore centrale della Linea Olevano-Antrodoco*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 591-601.

CELICO P. (1983) - *Idrogeologia dei massicci carsici, delle piane quaternarie e delle aree vulcaniche dell'Italia centro-meridionale (Marche e Lazio meridionali, Abruzzo, Molise e Campania)*. Quad. Cassa Mezzogiorno, **4** (2).

CENTAMORE E., CHIOCCHINI M., DEIANA G., MICARELLI A. & PIERUCCINI U. (1971) - *Contributo alla conoscenza del Giurassico dell'Appennino unbro-marchigiano*. Studi Geologici Camerti, **1**: 7-89.

CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., CIPRIANI N., DEIANA G. & MICARELLI A. (1978) - *Analisi dell'evoluzione tettonico-sedimentaria dei "bacini minori" torbiditici del Miocene medio-superiore nell'Appennino Umbro-Marchigiano Laziale-Abruzzese: 1) Risultati degli studi in corso*. Mem. Soc. Geol. It., **18**: 135-170.

CENTAMORE E., DEIANA G., MICARELLI A & POTETTI M. (1986) - *Il Trias – Paleogene nelle Marche*. In "La Geologia delle Marche ", Stud. Geologici Camerti., Vol., Spec., 9-27.

CENTAMORE E., DRAMIS F., FUBELLI G., MOLIN P. & NISIO S. (in stampa d) *Elements to correlate marine and continental sedimentary successions in the context of the neotectonic evolution of the central Apennines* . Il Quaternario, in stampa, 2003.

CENTAMORE E., DRAMIS F., NISIO S. & SCARASCIA MUGNOZZA G. (2001) – *Late Pliocene-Early Pleistocene Large Mass Movements and Seismic events in Northern-Central Apennines.* Field Excursion and Meeting on "Seismically Induced Ground Ruptures and Large Scale Mass Movements". Roma-Siena-Camerino-Cosenza-Roma, 21-27 September, 2001. ***Abstract Book,*** 8-9.

CENTAMORE E., FUMANTI F. & NISIO S. (2002) – *The central-northern Apennines geological evolution from Triassic to Neogene time*. Boll. Soc. Geol. It. Vol. Spec. **1**(1), 181-197.

CENTAMORE E., JACOBACCI A. & MARTELLI G. (1973) – *Modello strutturale umbro-marchigiano. Correlazioni con le regioni adiacenti*. Boll. Serv Geol. D'It., **93**: 155-188.

CENTAMORE E. & MICARELLI A. (1991) - *Stratigrafia*. In "*L'ambiente fisico delle Marche"* S.E.L.C.A., Firenze : 5-58,.

CENTAMORE E. & NISIO S. (2002) – *Quaternary morphodynamics between the Velino and Salto Valleys*. International Workshops on Large-Scale vertical movements and related gravitational processes. Rome-Camerino, *June 21-26, 1999.* Studi Geologici Camerti, Vol. Spec(**1**/2002): 33-44.

CENTAMORE E. & NISIO S. (2003 a) - *Tettonica e sedimentazione (Lias-Pleistocene) nella media Valle del Salto (Rieti, Italia Centrale).* Studi Geoleologici Camerti 2002/**2**: 53-70.

CENTAMORE E. & NISIO S. (2003 b) - *The effects of uplift and tilting in the Central Apennine.* Quaternary International, **101-102**, 93-101.

PROGETTO CARG

Centamore E., Nisio S. & Fiorenza D. (in stampa a) – *Schema geomorfologico dell'area di S. Vittorino (Rieti).* Boll. Serv. Geol. Naz.. **68 (**1999).

Centamore E., Nisio S. & Sabatinelli A. (in stampa b) – *Nuovi dati sull'assetto geologico-strutturale e morfotettonico della Piana di S. Vittorino ("zona d'incontro tra Umbria Marche e Lazio-Abruzzi, lazio nord-orientale- Rieti).* Boll. Serv. Geol. Naz.. **68 (**1999).

Centamore E., Nisio S. Sabatinelli A. & Fiorenza D. (in stampa c) – *Carta geologica di S. Vittorino (Rieti).* Boll. Serv. Geol. Naz.. **68 (**1999).

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., Pettini A. & Romagnoli C. (1995) - *Atti della stazione scientifica di Stiffe - periodo marzo 94-marzo 95*. L'Aquila, GSA.

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 U. & Cipriani N. (1989) - *The composition and provenance of the Tortonian and Messinian turbidites in the context of the structural evolution of the Central Apennines along the "Ancona-Anzio" line.* Sedimentary Geology, **63**: 83-91.

Chiocchini U. & Cipriani N. (1992) - *Caratteri petrografici e provenienza delle arenarie torbiditiche mioceniche dell'Appennino centrale.* Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. CROP11 (1991/**2)**:139-142.

Chiocchini U., Cipriani N., Di Giacomo G., Giacchetta D., & Macri F. (1988) - *Petrografia delle arenarie torbiditiche tortoniane dei bacini laziali-abruzzesi.* Boll. Soc. Geol. It., **107:** 63-71.

Chiocchini M., Farinacci A., Mancinelli A., Molinari V & Potetti M. (1995) - *Biostratigrafia a foraminiferi, dasicladali 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 Geologici 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 Geologici. Camerti, **4**: 19-36.

Chiocchini M., & Mancinelli A. (1978) - *Correlazioni microbiostratigrafiche tra facies di margine della piattaforma carbonatica e facies pelagiche del Giurassico e del Cretaceo inferiore.* Studi Geologici Camerti, **4**: 19-36.

Chiocchini M., Mancinelli A. & Romano A. (1989) - *The gaps in the Middle-Upper Cretaceous carbonate series of the Southern Appennines, Abruzzi and*

PROGETTO CARG

Campania Regions, Italy. Geobios, Mem.spec., **11**: 133-149.

Ciccacci, S., D'Alessandro, L., Dramis, F., Fredi, P., Lupia Palmieri, E. & Pambianchi G., (1989). - *Studio geomorfologico del comprensorio di Valleremita (Appennino umbro-marchigiano settentrionale.* Studi Geologici Camerti, **11**, 49-65.

Ciotoli G., Di Filippo M., Nisio S. & Romagnoli C. (2001) – *La Piana di S. Vittorino: dati preliminari sugli studi geologici, strutturali, geomorfologici, geofisici e geochimici.* Mem. Soc. Geol. It., **56**; 297-308.

Cipollari P. & Cosentino D. (1992) - *La linea Olevano-Antrodoco: Contributo della biostratigrafia alla sua caratterizzazione cinematica.* Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. CROP11,(1991/**2)**:143-150.

Cipollari P. & Cosentino D. & Perilli N. (1993) - *Analisi biostratigrafica dei depositi terrigeni a ridosso della linea Olevano-Antrodoco.* Geologica Romana, **29**: 495-513.

Civitelli G. & Corda L. (1988) - *Successioni flyschoidi e complessi alloctoni. In: Note illustrative alla carta delle litofacies del Lazio-Abruzzo ed aree limitrofe.* Quaderni de "La Ricerca Scientifica", **114** (5): 93-168.

Civitelli G., Corda L. & Mariotti G. (1986 a) - *Il bacino sabino: 2) sedimentologia e stratigrafia della serie calcarea e marnoso spongolitica (Paleogene-Miocene).* Mem. Soc. Geol. It. **35**: 33-47.

Civitelli G., Corda L. & Mariotti G. (1986 b) - *Il bacino sabino: 3) evoluzione sedimentaria ad inquadramento regionale dall' Oligocene al Serravalliano.* Mem. Soc. Gol. It. **35**: 399-406.

Civitelli G., Corda L. & Mariotti G. (1992) - *Ulteriori dati sui minerali pesanti e sulle litofacies di alcuni depositi terrigeni dell'Italia centrale.* Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. CROP11 (1991/2),: 161-166.

Civitelli G., Corda L., Di Sabatino B. & Parotto M. (1979) - *Dati preliminari sui minerali pesanti dei flysch terziari dell'Appennino centrale.* Rend. Soc. Geol. It., **2**: 21-26.

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. (1966) - *Le caratteristiche della facies abruzzese alla luce delle moderne indagini geologiche*. Mem. Soc. Geol. It., **5**: 1-18.

Colacicchi R. (1967) - *Geologia della Marsica orientale.* Geologica Romana, **6**: 189-316.

Coli M. (1981) - *Studio strutturale della "Linea Ancona-Anzio" tra Posta ed Antrodoco (Gole del Velino).* Boll. Soc. Geol. It., **100**: 171-182.

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

Coltorti M & Dramis F. (1995) - *The chronology of Upper Pleistocene stratified slope-waste deposits in Central Italy*. Permafr. Perigl. Proc., **6**: 235-242.

Coltorti M. & Pieruccini P. (1997a) - *The southern east Tiber basin (Spoleto,*

PROGETTO GPR

central Italy): geology and stratigraphy of the Plio-Pleistocene sediments. Il Quaternario, **10** (2): 159-180.

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. & 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.

Coltorti M. & Pieruccini P. (2000) – *A late Lower Pliocene planation surface across the Italian Peninsula : a key tool in neotectonics studies*. Journal of Geodinamics, **29**, 323-328.

Compagnoni B., Galluzzo F. & Santantonio M. (1990) - *Osservazioni sulla tettonica e dati sulla litostratigrafia dei rilievi compresi nel Foglio 367 "Tagliacozzo" alla scala 1:50.000*. Boll. Serv. Geol. d'It. ,**109**: 73-90.

Compagnoni B., Galluzzo F. & Santantonio M. (1992) – *Schema tettonico dei rilievi carbonatici compresi nel F.° 367 "Tagliacozzo" alla scala 1:50.000*. Studi Geologici Camerti Vol. Spec. CROP, 11: (1991/**2**), 43-46.

Corda L. (1990) - *L'hardground serravalliano di Torninparte (L'Aquila): 1) caratteri sedimentologici*. Boll. Soc. Geol. It., **109** (4): 633-641.

Corrado S. (1995) – *Nuovi vincoli geometrici e cinematici all'evoluzione neogenica del tratto meridionale della linea Olevano – Antrodoco*. Boll. Soc. Geol. It., **114** (1): 245-276.

Corrado S., Miccadei E., Parotto M. & Salvini F. (1996) – *Evoluzione tettonica del settore di Montagna Grande (Appennino centrale); il contributo di nuovi dati geometrici, cinematici e paleogeotermici*. Boll. Soc. Geol. It., **115** (2): 325-338.

Corrado S. & Montone P. (1994) – *Attitude data, lineations and deformational styles of carbonate platform and slope domains in the Central Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., **48**: 561-571.

Cosentino D., Scoppola C., Scrocca D. & Vecchia P. (1992) - *Stile strutturale dei monti Reatini e dei monti Sabini settentrionali (Appennino centrale) a confronto*. Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. CROP11, (1991/**2)**: 55-61.

Costa Pisani P. & Nisio S. (2000) - *Tectonics and sedimentation in the Salto middle Valley (Rieti, central Italy)*. Soc. Geol. It.- Convegno: Evoluzione geologica e geodinamica dell'Appennino in memoria del Prof. G. Pialli- Foligno 16-18 febraio 2000. **Abstracts**: 119-120.

Crema C. (1912) - *Abruzzo aquilano*. Boll. R. Com. Geol. It., **43,** 61-68.

Crescenti U. (1969a) - *Biostratigrafia delle facies mesozoiche dell'Appennino Centrale: Correlazioni*. Geologica Romana, **8:** 15-40.

Crescenti U. (1969b) - *Stratigrafia della serie calcarea dal Lias al Miocene nella regione marchigiano-abruzzese. Parte I - Descrizione delle serie stratigrafiche*. Mem. Soc. Geol. It., **8:** 343-420.

Crescenti U. (1994) - *Inquadramento sintetico delle sequenze carbonatiche*

PROGETTO CARG

delle unità abruzzesi nell'intervallo Lias medio-Cretacico. Atti Ticinesi di Scienze della Terra, Serie Speciale., **2:** 131-136.

CRESCENTI U., CROSTELLA A., DONZELLI G. & RAFFI G. (1969) - *Stratigrafia della serie calcarea dal Lias al Miocene nella regione marchigiano-abruzzese. Parte II -litostratigrafia, biostratigrafia, paleogeofrafia.* Mem. Soc. Geol. It., **8:** 343-420.

D'AGOSTINO N., SPERANZA F. & FUNICIELLO R. (1997) - *Le brecce mortadella dell'Appennino Centrale: primi risultati di stratigrafia magnetica.* Il Quaternario, **10** (2): 385-388.

DALL'AGLIO M. & CAMPANILE R. (1996) – *Rinatularizzazione del bacino del Fiume Tevere alla luce dei pecugliari caratteri geochimioci del suo bacino. Caratterizzazione geochimica delle acque del Bacino del Fiume Velino.* Proceedings 4° Seminario International Association for Environmental Design "Rinaturalizzazione fluviale". Roma, March 1996, 78-97.

DALLAN NARDI L., ELTER P. & NARDI .R. (1971) – *Considerazioni sull'Arco dell'Appennino settentrionale e sulla linea Ancona-Anzio*. Boll. Soc. Geol. it. **90**: 203-211.

DAMIANI A.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. CROP11 (1991/**2)**: 187-214.

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*. Ist. Geologia Univ. Napoli Pubbl. **238**,: 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.

DE ANGELIS D'OSSAT G. (1897) - *L'alta valle dell'Aniene, 2. Contribuzione allo studio paleontologico*. Boll. Soc. Geol. It., **16**, 280-318.

DE GIORGI C. (1877) - *Appunti geologici da Pescara a L'Aquila*. Boll. R. Com. Geol. d'It., **8**.

DE WEISSE G. (1973) - *Quelque considerations sur les bauxites des Abruzzes et*

PROGETTO CARG

sua la presence du cuivre dans un gisement. Icsoba, 3° Cong. Intern., Nice: 63-71.

DELA PIERRE F. (1994) - *Stratigrafia della successione Cretacico-Paleogenica affiorante tra la Valle del Velino e la Valle dell'Aterno (Appennino Centrale).* Atti Ticinesi di Scienze della Terra, Serie Speciale., **2**: 119-130.

DELANO-SMITH C. (1979) - *Western Mediterranean Europe*. Academic Press, London: 453 pp.

DEMANGEOT J. (1950) - *Sur l'age Villafranchien de l'ancien lac Aquilanien.* Rend. Acc. Naz. Lincei, cl. Sc. Fis., Mat. e Nat., **10:** 55-57.

DEMANGEOT J. (1965) - *Géomorphologie des Abruzzes Adriatiques*. Centre Recherche et Documentation Cartographique, Memoires et Documents, CNRS, Paris : 403 pp.

DEMANGEOT J. (1973) - *Néotectonique et depôts quaternaires dans l'Apennin*. In: Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino. Atti Acc. Naz. Lincei, **183**: 286-304.

DESPLANQUES H. (1969) - *Champagnes ombriennes*. C.N.R.S., Paris : 544 pp.

DEVOTO G. & PRATURLON A. (1973) - *L'Appennino centrale*.In: moderne vedute sulla geologia dell'appennino Convegno Roma 1972. Quad. Acc. Naz. Lincei, **183**: 83-90.

DI FILIPPO M. & TORO B. (1982) - *Le anomalie di Bouguer lungo la "Linea Olevano-Antrodoco"*. Rend. Soc. Geol. It., **5**: 27-28.

DONDI L., PAPETTI L. & TEDESCHI D. (1966) - *Contributo sulle conoscenze sul Mesozoico del sottosuolo abruzzese.* Geologica Romana, **5:** 69-98.

DRAMIS F. (1993) - *Il ruolo dei sollevamenti tettonici a largo raggio nella genesi del rilievo appenninico*. Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. 1992/**1**: 9-15.

DRAMIS F., PAMBIANCHI G., NESCI W. & CONSOLI M. (1993) - *Il ruolo di elementi tettonici trasversali sull'evoluzione tettonico-sedimentaria e geomorfologica della regione marchigiana.* Studi Geologici Camerti, Vol. Spec., (1992/**1**): 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.

ESU D., GIROTTI O. & KOTSAKIS T. (1992) - *Molluschi e vertebrati di alcuni bacini continentali dell'Appennino centrale: indicazioni biostratigrafiche e paleoecologiche.* Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. CROP11, 1991/**2**: 295-300.

FACCENNA C., FLORINDO F., FUNICIELLO R., & LOMBARDI S. (1993) – *Tectonic setting and Sinkhole Features: case histories from western Central Italy*. Quaternary Proceeding **.3**, 47-56.

FERRELI L., BRUNAMONTE F., FILIPPI G., MARGHERITI L.& MICHETTI A.M. (1992) - *Riconoscimento di un livello lacustre della prima età del ferro nel bacino di Rieti e possibili implicazioni neotettoniche.* Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. CROP 11 (1992/**1)**: 127-135.

FORNACIARI E., DI STEFANO A., RIO D. & NEGRI A. (1996) - *Middle Miocene*

PROGETTO CARG

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, **147**, 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 Maielama (Massiccio del Velino, Abruzzo)*. Il Quaternario, **5**(1): 33-50.

Fumanti F. (1998) - *Analisi delle facies ed evoluzione sedimentaria della successione cretacica di piattaforma carbonatica dei Monti d'Ocre (Abruzzo)*. Tesi di dottorato inedita, 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-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: 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. & Praturlon P. (1991b) - *Characterization of recent deformational sequences in some areas of the Abruzzi Apennines (Central Italy): implications and problems*. Il Quaternario, **4**, 1: 85-98.

Galadini F. & Messina (1994) - *Plio-Quaternary tectonics of the Fucino basin and surroundig areas (central Italy)*. Giornale di Geologia, **56**: 73-99.

Ge.Mi.Na (1963) - *Il bacino dell'Aterno*. In: Ligniti e torbe dell'Italia continentale. Ed. ILTE, Torino: 115-122.

Ghisetti F. & Vezzani L. (1986) - *Assetto geometrico ed evoluzione strutturale della catena del Gran Sasso tra Vado di Siella e Vado di Corno*. Boll. Soc. Geol. It.,**105** 131-171.

Ghisetti F. & Vezzani L. (1990) - *Stili strutturali nei sistemi di sovrascorrimento della catena del Gran Sasso (Appennino Centrale)*. In: M. Boccaletti, G. Deiana & G. Papani (Eds), Atti del Convegno "Neogene thrust tectonics - Esempi da Alpi meridionali, Appennino e Sicilia, (Parma 1990). Studi. Geologici Camerti. Vol. Spec., 37-50.

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**: 1 627-635.

Giraudi C. (1992) - *Segnalazione di scarpate di faglia tardo-pleistoceniche sui*

PROGETTO CARG

Monti della Magnola (Massiccio del Velino-Sirente). Il Quaternario, **5** (1): 27-32.

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. (1995 a) - *Sedimenti eolici, variazioni climatiche ed influenza antropica: considerazioni su alcune piane intermontane dell'Appennino Abruzzese*. Il Quaternario, **8**(1): 211-216.

GIRAUDI C. (1995 b) - *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*. Int.Conf. "The Dawn of Quaternary", SEQS Meeting, Tegelen. ***Abstract.***

GRADSTEIN F.M., AGTERBERG F.P., OGG J.G., HARDENBOL J., VEEN P.V., THIERRY J. & HUANG Z. (1994) - *A Mesozoic time scale.* Journal of Geophysical Research, **99**: 24051-24074.

GUERRIERI L., PASCARELLA F. & SILVESTRI S. (2000) – *Analisi del dissesto geologico-idraulico a diverse scale temporali: primi risultati nell'area campione della medio-bassa Valle del Salto (RI).* Atti 80° Riunione estiva Società Geologica Italiana 6-8 settembre 2000. **Riassunti**: 278-280.

GUERRICCHIO A. (1982) - *Carsogenesi e movimenti gravitativi nelle formazioni carbonatiche dell'Appennino meridionale*. Atti II Symp. Int. "Utilizzazione delle Aree Carsiche", Geol. Appl. Idrogeol., **17** (2): 161-186.

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.

JACQUIN T., ARNEAUD-VANNEAU A. RAVENNE C. & VAIL P.R. (1991) - *Systems tracts and depositional sequences in a carbonate setting: study of continuous outcrops from platform to basin at the scale of seismic lines*. Mar Petrol. Geol., London, **8** (2): 121-139.

JACQUIN T. & VAIL P.R. (1995) - *Shelfal accommodation as a major control on carbonate platforms*. Bull. Soc. Géol. France, **4**: 423-435.

JAMES N.P. (1984) - *Shallowing upwards sequences in carbonates.* In: WALKER R.G. (ed.) - (*Facies models).* 2nd ed., Geoscience Canada, Reprint Ser.: 213-228.

JAURAND E. (1994) - *Les heritages glaciaires de l'Apennin*. Thèse de Doctorat, Université de Paris I Panthéon-Sorbonn.

KARNER D.B., MARRA F. & RENNE P.R. (2001) – *The history of the Monti Sabatini and Alban Hills volcanoes: groundwork for assessing volcanic-tectonic*

PROGETTO GNRC

hazards for Rome. Journal of volcanology and geothermal Research, **107**: 185-209.

KOOPMAN A. (1983) – *Detachment tectonics in the Central Apennines , Italy.* Geol. Ultriectina, **30**: 135 pp.

LAVECCHIA (1985) - *Il sovrascorrimento dei M.ti Sibillini: analisi cinematica e strutturale*. Boll. Soc. Geol. It., **104**: 161-194.

LORENZONI P., RAGLIONE M., BRUNAMONTE F., MICHETTI A.M. & PENNACCHIONI M. (1993) - *Stratigrafia dei depositi di versante tardo-quaternari nel bacino di Rieti: la sezione de "La Casetta"*. Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. 1992/**1**: 145-153.

LOTTI B. (1913) - *Descrizione ufficiale delle "facies" Umbro-Marchigiana ed Abruzzese*. Boll. R. Com. Geol. It., **32**(4): 64-66.

LOTTI B. & 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.

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 meridonale 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.Chiara, 6, Reale Monastero S.Chiara, Napoli, **6**: 1-12.

MANCINI M., GIROTTI O. & CAVINATO G.P. (2002) - *Carta geologica della media valle del Tevere (Appennino Centrale) - Settore meridionale*. Tip. Don Bosco Roma.

MANFREDINI M. (1966) - *Sui rapporti fra facies abruzzese ed umbra nell'Appenino centro meridionale*. Boll.Serv.Geol. d'It., **86**: 3-27.

MANFREDINI M. (1967) – *Cause tettoniche di una frana di crollo presso Borgo S. Pietro (RI)*.. Geologia tecnica, **3**: 3-6.

MARINI (1967) - *Il lago pleistocenico della conca dell'Aquila*..

MARIOTTI G., CAPOTORTI F. (1988) - *Analisi ed interpretazione di alcuni elementi tettonici recenti nella media Valle del Salto.* Rend. Soc. Geol. It., **11:** 79-84.

MARTINIS B. & PIERI M. (1962) - *Alcune notizie sulla formazione evaporitica del Triassico superiore nell'Italia centrale e meridionale.* Mem. Soc. Geol. It., **4**: 648-679

MASSE J.P. (1992) - *Les Rudistes de l'Aptian inferieur d'Italie continentale: aspects sistematiques, 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 pro-

PROGETTO CARG

tette in Abruzzo: contributi alla conoscenza naturalistica e ambientale. Carsa Edizioni, Pescara, 9-34.

MATTEUCCI R. (1979) - *Ritrovamento di Silicosponge mioceniche nell'Abruzzo aquilano. Prime considerazioni batimetriche.* Rend. Soc. Geol. It., **2**: 53-54.

MATTEUCCI R. (1992) - *Il margine persistente dei monti di Tornimparte: inquadramento geologico-stratigrafico.*46-50, in AA.VV. (1992) – *Quinto simposio di ecologia e paleoecologia delle comunità bentoniche. Libro guida delle escursioni.* Roma 27 sett.-3 ott. 1992, pp. 126.

MATTEUCCI R. & SCHIAVINOTTO F. (1977) - *Studio biometrico di Nephrolepidina, Eulepidina e Cyclocypeus in due campioni dell'Oligocene di M.te La Rocca ,L'Aquila (Italia Centrale).* Geologica Romana, **16**: 141-171.

MELTON F. A. (1959) - *Aerial photographs and structural geomorphology*. Journal Geology, **67**(4), 351-370.

MENOTTI R. M., MILLESIMI F. & PETITTA M. (1999) – *La Piana di S. Vittorino (Rieti) tra dissesto idrogeologico, valenze ambientali e sviluppo antropico.* Accademia Nazionale dei Lincei, "Il rischio idrogeologico e la difesa del suolo", ottobre 1998, Roma, Atti dei Convegni Lincei.

MERLA G. (1938) - *Il Tevere. Monografia Idrologica, I (II) Geologia e Permeabilità dei terreni del Bacino.* Min. Lav. Pub., Cons. Sup. Serv. Idro., Roma.

MICARELLI A. & POTETTI M. (1985) - *Biostratigraphic correlations of Miocene sediments in the Umbria-Marche area (Central-Northern Appennines).* VIIIth Congress of the R.C.M.N.S. Budapest, 15-22 Sept. 1985. *Abstract*.

MICARELLI A, POTETTI M. & CHIOCCHINI M. (1977) - *Ricerche microbiostratigrafiche sulla maiolica della regione umbro-marchigiana*. Studi Geologici Camerti, **3**: 57-86.

MICCADEI E., PETITTA M. & SALVATI R. (1995) – *Rapporto tra assetto geologico e risorse idriche sotterranee nel Cicolano (Rieti). L'esempio di Fiamignano.*: 2° Conv. Protez. Gest. Acque Sott. Modena, mag. 1995, Quad. Geol. Appl. Pitagora ed. Suppl. 1/95, **1,** 267-274.

MICHETTI A.M., BRUNAMONTE F., SERVA L. & WHITNEY R.A. (1994) – *Seismic hazard assessment from paleosismological evidence in the Rieti region, Centrl Italy*. Bull. Ass. Eng. Geologist. Spec. Vol., 63-82.

MIGLIORINI C.I. (1950) - *Suddivisione geografica nell'Appennino per uso geografico. Una proposta*. Boll. Soc. Geol. It., **68**: 95-96.

MILLI S. & MOSCATELLI M. (2000) - *Facies analysis and physical stratigraphy of the Messinian turbiditic complex in the Valle del Salto and Val di Varri (Central Apennines).* Giornale di Geologia, Serie 2, **62**: 57-77.

MITRA S. (1990) – *Fault-Propagation Folds: Geometry, Kinematic Evolution, and Hydrocarbon Traps.* AAPG Bulletin, (June 1990). **74**, (6), 921-945.

MOREWOOD N. G. & ROBERT G. P. (2000) – *The gerometry, kinematics and rates of deformation within an en énechelon normal fault segment boundary, central Italy.* Journal of Structural Geology, **22**(2000): 1027-1047.

MUTTI E. (1979) - *Turbidites et cones sous-marine profonds*. In: Sedimentation detritique (Fluviatile, Littorale e marine) (P. Homewood, Ed.), Istitut de

PROGETTO CARG

Geologia, Université de Fribourg, 353-419.

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

NIJMAN W. (1971) - *Tectonics of the Velino - Sirente area, Abruzzi, Central Italy*. Koninkl. Nederl. Akademie van Wetenshappen, Proceedings, B, **74**(2): 156-184.

NISIO S. (in stampa) – *I fenomeni di sprofondamento: stato delle conoscenze ed alcuni esempi in Italia Centrale*. Il Quaternario, 2002 (in stampa)

NOLASCO F. (1998) – *La piana di S. Vittorino. Contributo allo studio dei processi evolutivi dei rischi e della prevenzione*. Regione Lazio- Acea, 50 pp.

NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE (1983) - *North American stratigraphic code*. AAPG Bull., **67**(5): 841-875.

OGG J.G., HASENYAGER R.W., WIMBLEDON W.A., CHANNELL J.E.T. & BRALOWER T.J. (1991) - *Magnetostratigraphy of the Jurassic-Cretaceous boundary interval – Tethyan and English faunal realms*. Cretaceous Research, **12**: 455-482

OGNIBEN L. (1969) – *Schema introduttivo alla Geologia del confine calabro-lucano*. Mem. Soc. Geol. It., **8**: 456-763.

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 cretacico 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., CREMA C. & PREVER P. L.(1909) - *La fauna coralligena del Cretaceo dei Monti d'Ocre nell'Abruzzo aquilano*. Mem. Carta Geol. d'Italia, **5**(1), 242 pp..

PAROTTO M. & PRATURLON A. (1975) - *Structural Model of Italy: Geological summary of the central Appennines*., 257-311.

PASQUARÈ G., ABBATE E., CASTIGLIONI G.B., MERENDA, MUTTI E., OROMBELLI G. ORTOLANI F., PAROTTO M., PIGNONE R., POLINO R., PREMOLI-SILVA I. & SASSI F.P. (1992) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Guida al rilevamento*. Servizio Geologico d'Italia, Roma: 203 pp.

PATACCA E., SARTORI R. & SCANDONE P. (1990) - *Tyrrhenian basin and Apenninic arcs: kinematic relations since late Tortonian times*. Mem. Soc. Geol. It., **45**: 425-451.

PATACCA E. & SCANDONE P. (1989) - *Post Tortonian Mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relict lithospheric slab. The lithosphere in Italy.* Advances in Earth Sciences Resarch. Acc. Naz. Lincei. 157-176.

PATACCA E., SCANDONE P., BELLATALLA M., PERILLI N., SANTINI U. (1992) - *La zona di giunzione tra l'arco appenninico settentrionale e l'arco appenninico meridionale. Nell'Abruzzo e nel Molise*. Studi Geologici Camerti, Vol. Spec.

PROGETTO GARG

CROP11 1991/**2**: 417-441.

PESCATORE T. & COCCO E. (1965) - *Le arenarie del Lago del Salto: strutture sedimentarie e granulometriche*. Boll. Soc. Naturalisti Napoli, **74**:115-132.

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.

PIANA F. (1992) - *Configurazione geometrica ed evoluzione cinematica della zona di convergenza strutturale tra l'arco umbro ed il dominio laziale-abruzzese (Appennino centrale).* Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. CROP11 1991/**2**: 85-94.

PIZZI A. (1992) - *Faglie recenti attive e origine delle depressioni tettoniche. Esempi dall'appennino umbro-marchigiano*. Tesi di Dottorato, Università degli Studi della Calabria, 172 pp.

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.

RENZ O. (1936) - *Ricerche stratigrafiche e micropaleontologiche dell'Appennino centrale*. Mem. Descr. Carta Geol. Italia, **29**, 173 pp..

RICCHETTI G., CIARANFI N., LUPERTO SINNI E., MONGELLI F. & PIERI P. (1988) – *Geodinamica ed evoluzione sedimentaria e tettonica dell'avanpaese apulo.* Mem. Soc Geol. It., **41**: 57-82.

ROSI M. & SBRANA A. (1987) - *Phlegrean fields*. Quad. Ric. Scient., **114**: 168 pp.

SACCO F. (1907) - *Gli Abruzzi*. Boll. Soc. Geol. It., **26**: 377-447.

SACCO F. (1930) - *Le facies del Cretaceo nell'Appennino*. Atti Acc. Sc. Torino, **66**

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

SALVINI F. (1992) - *Tettonica a blocchi in settori crostali superficiali: modellizzazione ed esempi da dati strutturali in Appennino centrale*. Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. CROP 11 1991/**2**: 237-247.

SALVINI F. & VITTORI E. (1984) - *Analisi strutturale della Linea Olevano-Antrodoco-Posta (Ancona-Anzio auctt.): metodologia di studio delle deformazioni fragili e presentazione del tratto meridionale.*Mem. Soc. Geol. It., **24** (1982): 337-355.

SALVUCCI R. (1995) - *Caratterizzazione geologico-strutturale della "zona d'incontro" tra il dominio sabino e quello abruzzese a Nord di Antrodoco*. Studi

PROGETTO GRO

Geologici Camerti, Vol. Spec. 1995/**2**: 397-406.

SARTONI S. & CRESCENTI U. (1964) - *Sintesi biostratigrafica del Mesozoico dell'Italia meridionale.* Mem. Soc. Geol. It., **4** (1962): 685-692.

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.

SCARSELLA F. (1957) - *Il rilevamento geologico del Gran Sasso*. Boll. Soc. Geol. It.,**76**, 64-68.

SCHIAVINOTTO F. (1979) - *Miogypsina e Lepidocyclina del Miocene di M.te La Serra (L'Aquila - Appennino Centrale)* .Geol. Romana, **18**: 253-293.

SCHLAGER W. (1989) - *Drowning unconformities on carbonate platforms*. In: CREVELLO P.D., WILSON J.M., SARG J.F.,& READ J.F. (eds.) - *Controls on carbonate platforms and basin development*. SEPM Spec. publ., **44**: 14-25.

SCHLAGER W. (1991) - *Depositional bias and environmental change-important factors in sequence stratigraphy*. Sedimentary Geology, **70**: 109-130.

SCHLAGER W. (1993) - *Accommodation and supply - a dual control on stratigraphic sequences*. Sedimentary Geology, **86**: 111-136.

SCHLAGER W, KENTER J. & GARTNER G.B. (1997) - *Carbonate sequence stratigraphy*. 18 IAS Regional Meeting of Sedimentology, short course.

SCHLAGER W., REIJMER J.J.G. & DROXLER A. (1994) - *Highstand shedding of carbonate platforms*. Journal of Sedimentary Research, **64** (3): 270-281.

SCHNARREBEGER C. (1901) - *Uber die Kreideformation des Monte d'Ocre-Kette in den aquilaner Abruzzen.* Ber. d. Naturforsch. Gesellesch. zu Freiburg i. Br., **11**.

SERRA-KIEL J., HOTTINGER L., CAUS E., DROBNE K., FERRÀNDEZ C., JAUHRI A.K., LESS G., PAVLOVEC R., PIGNATTI J., SAMSÒ J.M., SCHAUB H., SIREL E., STROUGO A., TAMBAREAU Y., TOSQUELLA J. & ZAKREVSKAYA E. (in stampa) - *Larger Foraminiferal Biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene*. Bull. Soc. Gèol. 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. & ZAKREVSKAYA 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* a cura di C. Crema. Poligrafico dello Stato, Roma.

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1942) - *Foglio 146 "Sulmona" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000* a cura di E. BENEO. Poligrafico dello Stato, Roma.

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1955) - *Foglio 139 "L'Aquila" della Carta*

PROGETTO CARG

Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 a cura di F. Scarsella. Poligrafico dello Stato, Roma.

Servizio Geologico d'Italia (1963) - *Foglio 140 "Teramo" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000* a cura di F. Scarsella. Poligrafico dello Stato, Roma.

Servizio Geologico d'Italia (1967) - *Foglio 152 "Sora" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000* a cura di B. Accordi. Poligrafico dello Stato, Roma.

Servizio Geologico d'Italia (1971) - *Foglio 139 "Agnone" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000* a cura di T. Lipparini. Poligrafico dello Stato, Roma.

Sinno R. & Franco E. (1965) - *Composizione mineralogica e chimica di alcune bauxiti del bacino del Meditterraneo.* 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, **44**: 566-574.

Sirna G. (1995) - *Macrofossili mesozoici delle piattaforme carbonatiche dell'Appennino Centrale*. Studi Geologici Camerti, Vol.Spec. 1994, *parte* A, 9-129.

Spadoni (1997) - *Caratteri della tettonica plio-pleistocenica al margine settentrionale della conca di Rieti (Appennino Centrale).* Atti Convegno Parma (25-27 Febbraio 1997), *Abstracts***:** 213-213.

Sprovieri M., Bonanno A., Mazzola S., Sprovieri R. & Di Stefano E. (1996) – *Cyclostratigraphic interpretation of the relative abundance fluctuations of Globigerinoides spp. in the Tortonian Gibliscemi section (Southern Sicily).* Paleopelagos, **6**, 385-399.

Strasser A. (1988) - *Shallowing-upward sequences in Purbeckian peritidal carbonates (lowermost Cretaceous), Swiss and French Jura Mountains.* Sedimentology, **35**: 369-383.

Suc J. (1982) - *Palynostratigraphie et Paleoclimatologie du Pliocene inferieur en Mediterranee nord-occidental*. C.R.Ac Sc. Paris, Ser. 2, **294**: 1003-1008.

Suppe J. (1983) – *Geometry and kinematics of fault- bending folding:* American Journal of Science, **283**: 684-721.

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).

Tucker M.E. & Wrigth V.P. (1990) - *Carbonate sedimentology*. Blackwell, Oxford, 482pp.

Vail, P. R. (1987) – *Seismic stratigraphy interpretation using sequense stratigraphy*. In: A.W. Bally *Eds*., Atlas of seismic stratigraphy. AAPG studies in Geology Tulsa (OK).**27**(1).

Vail, P. R., Audemard F., Bowman S.A., Eisner P.N. & Perz-Cruz C. (1991) - *The stratigraphic signature of tectonics, eustasy and sedimentology – an overview*. In: Einsele *et al*. (eds.) - Cycles and Events in stratigraphy. Springer-Verlag, Berlin, **61**: 7-659.

PROGETTO CARG

VAIL P. R., MITCHUM R. M. & THOMPSON S. (1977) - *Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 3: Relative Changes in Sea Level from Coastal Onlap. In: PAYTON, C. E., Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration*. AAPG Memoir, Oklahoma, **26**: 63-81.

VAN WAGONER J.C., MITCHUM R.M., C0AMPION K.M. & RAHMANIAN V.D. (1990) - *Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, core and outcrop: concept for high-resolution correlation of time and facies.* Am. Assoc. Petrol. Geol., Methods Explor, **7**: 55 pp.

VAN WAGONER J.C., POSAMEINTER H.W., MITCHUM R.M., VAIL P.R., SARG J.F., LOUTIT T.S. & HARDENBOL J. (1988) - *An overview of the foundamentals of sequence stratigraphy and key definitions.* In: WILGUS C.K. *et al.* (eds.) - Sea-level changes: An intregrated approach. SEPM Special Pubblication, **42**: 39-46.

VEZZANI L., CASNEDI R. & GHISETTI F. (1993) - *Carta geologica dell'Abruzzo orientale*. SELCA, Firenze.

VEZZANI L. & GHISETTI F (1995) - *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 Geologici Camerti, Vol.Spec. 1995/**2**: 475-490.

VEZZANI L. & GHISETTI F. (con la collaborazione di A. BIGOZZI, U. .FOLLADOR & R. CASNEDI) (1997) - *Carta geologica dell'Abruzzo*. SELCA, Firenze.

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

WELBORN A. (1988) - *The influence of intrabasinal faults on the development of a linked thrust system.* Geologische Rundschau, **77**, 1-11.

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

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG