A P A T
Agenzia per la protezione dell'ambiente e per i servizi tecnici

DIPARTIMENTO DIFESA DEL SUOLO
Servizio Geologico d'Italia
Organo Cartografico dello Stato (legge n. 68 del 2.2.1960)

PROGETTO CARG

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

foglio 368

AVEZZANO

a cura di:
E. Centamore[1] *Geologia del substrato*
U. Crescenti[2] *Biostratigrafia*
F. Dramis[3] *Geologia del Quaternario*

con i contributi di:
Geologia del substrato: **P. Boncio**[2], **G. Lavecchia**[2], **F. Fumanti**[7], **G. Rusciadelli**[2]
Geologia del Quaternario: **A.M. Blumetti**[7], **M. Coltorti**[4], **A.M. Michetti**[6]
Biostratigrafia: **M. Chiocchini**[5], **P. Didaskalou**[5], **A. Mancinelli**[5], **R. Matteucci**[1], **A. Micarelli**[5], **M. Potetti**[5], **J.S. Pignatti**[1], **I. Raffi**[2], **G. Sirna**[1]
Aspetti applicativi: **M. Coltorti**[4], **G. Conte**[7], **M. Petitta**[1]

[1] Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Roma "La Sapienza";
[2] Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi "G.D'Annunzio" di Chieti;
[3] Dipartimento di Scienze Geologiche, Università Roma Tre;
[4] Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Siena;
[5] Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Camerino;
[6] Università Insubrica, Como;
[7] APAT, Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia

Ente realizzatore
REGIONE ABRUZZO
Servizio Difesa del Suolo

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

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

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

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

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

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

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

Coordinamento cartografico:
D. Tacchia (coordinatore)**, G. Masella**

Revisione informatizzazione dei dati geologici:
D. Delogu, A. Lisi, R. Ventura, F. Visicchio

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:
M. Cosci, G. Masella

PER LA REGIONE ABRUZZO:

Coordinamento editoriale e allestimento cartografico:
E. Centamore, M. Costa, S. Devoti, F. Dramis, F. Fumanti, T. Ridolfi

Coordinamento informatizzazione dei dati geologici:
G. Peverieri (responsabile)**, F. Fumanti** (direzione lavori)

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

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

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:
M.T. Lettieri (Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia)
G. D'Alessandro (Regione Abruzzo)

Stampa: **S.EL.CA.** s.r.l., Firenze - 2006

PROGETTO CARG

INDICE

I - INTRODUZIONE . . . . . pag. 7

II - CENNI STORICI . . . . . » 11

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO . . . . . » 15

IV - CENNI DI GEOMORFOLOGIA . . . . . » 19

V - CENNI SUGLI SCHEMI BIOSTRATIGRAFICI E CRONOSTRATIGRAFICI ADOTTATI . . . . . » 21

VI - STRATIGRAFIA DEL SUBSTRATO . . . . . » 33
1. - DEPOSITI CARBONATICI PRE-OROGENICI . . . . . » 34
1.1. - Successione Mesozoica di Piattaforma Carbonatica interna . . . . . » 34
1.1.1. - *unità calcareo - dolomitica* (**UCD**) . . . . . » 34
1.1.2. - *calcari ciclotemici a gasteropodi e ooliti* (**CCG**) . . . . . » 34
1.1.3. - *calcari a requienie, caprotine e ostreidi* (**RCO**) . . . . . » 37
1.1.4. - *calcari e marne a carophyta e Salpingoporella dinarica* (**CMS**) » 38
1.1.5. - *calcari ciclotemici a requienie* (**CIR**) . . . . . » 39
1.1.6. - *calcari intrabauxitici* (**IBX**) . . . . . » 40
1.1.7. - *calcari a radiolitidi* (**RDT**) . . . . . » 41
1.2. - Successione Mesozoica di Margine di Piattaforma Carbonatica . . . . » 42
1.2.1. - *calcari ad echinodermi e coralli* (**ECO**) . . . . . » 42
1.2.2. - *calcari ad ellipsactinie* (**ELL**) . . . . . » 42
1.2.3. - *calcari a coralli e diceratidi* (**CCD**) . . . . . » 43
1.2.4. - *calcari a rudiste e orbitoline* (**RDO**) . . . . . » 44
1.2.5. - *calcari bioclastici ad ippuriti e coralli* (**BIC**) . . . . . » 45
1.3. - Successione Mesozoica di Gradino Ribassato - Rampa? - Scarpata Superiore . . . . . » 45
1.3.1. - *corniola* (**COI**) . . . . . » 45
1.3.2. - *calcari cristallini ad echinodermi e coralli* (**ECC**) . . . . . » 46
1.3.3. - *calcari bioclastici "superiori"* (**BLS**) . . . . . » 46

PROGETTO CARG

1.3.4. - *calcari cristallini* (**CTN**)..... » 47
1.4. - Successione cenozoica di rampa-piattaforma aperta..... » 49
1.4.1. - *calcareniti a macroforaminiferi* (**CFR**)..... » 49
1.4.2. - *calcari a briozoi e litotamni* (**CBZ**)..... » 51
1.4.3. - *unità argilloso - marnosa* (**UAM**)..... » 55
2. - DEPOSITI SIN-OROGENICI..... » 56
2.1. - Depositi terrigeni di bacino..... » 56
2.1.1. - *complesso torbiditico altomiocenico laziale-abruzzese auctt. p.p. unità arenaceo-pelitica* (**UAP**)..... » 56
3. - DEPOSITI TARDO-OROGENICI..... » 57
3.1. - Depositi terrigeni di piattaforma continentale..... » 57
3.1.1. - *conglomerati di Monte Coppe* (**COP**)..... » 57
3.1.2. - *argille e sabbie di Pagliare* (**AGS**)..... » 58
4. - STRATIGRAFIA SEQUENZIALE DEI DEPOSITI MESOZOICI..... » 58
4.1. - Megaciclo del Torciano sommitale - Titonico (**TR_2**)..... » 59
4.2. - Megaciclo del Berrasiano - Cenomaniano inferiore (**TR_3**)..... » 59
4.3. - Megaciclo della parte media del Cenomaniano -?Daniano basale (**TR_4**)..... » 61

VII - STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI CONTINENTALI..... » 63
1.1. - Supersintema di Aielli-Pescina (**AP**)..... » 64
1.2. - Sintema di Catignano (**ACT**)..... » 67
1.3. - Sintema di Valle Majelama (**AVM**)..... » 68
1.4. - Olocene (**olo**)..... » 71

VIII - ASSETTO STRUTTURALE..... » 73
1. - INTRODUZIONE..... » 73
2. - ELEMENTI DI TETTONICA SINSEDIMENTARIA PRE-OROGENICA..... » 73
2.1. - Principali domini deposizionali..... » 73
2.2. - Contesto geodinamico sin-deposizionale..... » 75
2.3. - Principali lineamenti paleotettonici..... » 76
3. - ELEMENTI DI TETTONICA COMPRESSIVA..... » 77
3.1. - Unità strutturale A: Costa Grande - M. D'Aria..... » 78
3.2. - Unità strutturale B: Monte Cefalone - Monti della Magnola..... » 81
3.3. - Unità strutturale C: Altopiano delle Rocche-Gole di Celano..... » 83
3.4. - Unità strutturale D: M. Sirente..... » 85
3.5. - Unità strutturale E: Capo di Moro..... » 86
4. - ELEMENTI DI TETTONICA DISTENSIVA..... » 87
4.1. - Area di Piani Palentini-Colle dello Streppitto e di Rosciolo-Magliano dei Marsi..... » 87
4.2. - Area M. Velino-M. Cafornia e dei Monti della Magnola..... » 88
4.3. - Area di Piano di Pezza e allineamento S. Potito-Celano..... » 89

PROGETTO CARG

4.4. - Area del Monte Sirente e del settore nord-orientale del Foglio Avezzano.....» 89
4.5. - Area di San Vittorino-M. Secino e delle Gole di Celano.....» 90
4.6. - Area della Conca del Fucino.....» 91
5. - CONSIDERAZIONI GENERALI.....» 93
6. - NEOTETTONICA.....» 96

IX - EVOLUZIONE TETTONICO-SEDIMENTARIA.....» 101

X - ASPETTI E PROBLEMATICHE APPLICATIVE.....» 105
1.1. - Cenni sulla Sismicità, la Franosità e le esondazioni.....» 105
1.2. - Cenni di Idrogeologia.....» 106
1.3. - Attività estrattive.....» 108

BIBLIOGRAFIA.....» 110

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

I - INTRODUZIONE

(E. Centamore & F. Dramis)

Il Foglio 368 "Avezzano" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 è stato realizzato nell'ambito del Programma CARG (legge n°305/1989) a seguito di Convenzione tra Servizio Geologico Nazionale (Dipartimento dei Servizi Tecnici Nazionali - Presidenza del Consiglio dei Ministri) e Regione Abruzzo (Settore Lavori pubblici e Politica della Casa). L'incarico per lo svolgimento delle attività previste dalla suddetta Convenzione è stato affidato dalla Regione Abruzzo, in data 13/03/1995, ad Aquater s.p.a. (Gruppo ENI). Per la realizzazione del Foglio "Avezzano" è stata predisposta la seguente struttura organizzativa e scientifica:

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

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

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

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

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

Direttori dei Rilevamenti: prof.ssa Giusy Lavecchia (Università di Chieti "Gabriele D'Annunzio") per la Geologia del substrato e prof. Mauro Coltorti (Università di Siena) per la Geologia del Quaternario e la Neotettonica;

Commissione Tecnico-Scientifica: Presidente prof. Leandro D'Alessandro (Università di Roma "La Sapienza"); membri: dr. Giuseppe Ferrandino, prof. Giuseppe Bigi (Università "Roma Tre"), prof. Ernesto Centamore, prof. Uberto Crescenti e prof. Francesco Dramis;

Rilevatori[(1)]: dr. Paolo Boncio (1996-1997); dr. Francesco Brozzetti (1996-1997); dr.ssa Rinalda Di Stefano (1997); dr. Domenico Fiorenza (1997); dr. Fiorenzo Fumanti (1997); dr.ssa Margherita Lemmi (1996-1997); dr.ssa Stefania Silvestri (1997); dr.ssa Silvia Spaziani (1996); dr. Marco Tallini, dell'Università de L'Aquila (1996-1997); dr.ssa Anna Maria Blumetti (1996); dr. Fabio Brunamonte (1996); dr. Luca Ferreli (1996); dr. Marcello Buccolini dell'Università di Chieti "Gabriele D'Annunzio" (1996); dr. Pierluigi Pieruccini (1996); dr. Tony Ridolfi della Società Aquater (1996-1997), prof. Mauro Coltorti (1996); i dott.ri Paolo Boncio, Fiorenzo Fumanti e Stefania Silvestri hanno eseguito sezioni stratigrafiche di dettaglio del substrato pre-quaternario; il dr. Paolo Boncio ha collaborato all'elaborazione dei profili geologici alla scala 1:25.000; il dr. Andrea Bollati ed il dr. Saverio Devoti hanno collaborato con il dr. Fumanti nel rilevamento dell'area M. Velino-M. Cafornia;

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

Esperti: il prof. Giuseppe Sirna (Università di Roma "La Sapienza") ha effettuato lo studio dei macrofossili mesozoici; il dr. Giovanni Rusciadelli (Università di Chieti "Gabriele D'Annunzio") ha eseguito la stratigrafia sequenziale dei depositi mesozoici; il dr. Fiorenzo Fumanti ha eseguito l'analisi di *facies* delle formazioni mesozoiche di piattaforma carbonatica; il dr. Claudio Carrara (ENEA-Casaccia) ha eseguito la revisione della stratigrafia dei depositi quaternari; il dr. Enrico Miccadei ha eseguito la supervisione e lo studio delle indagini geognostiche. I dottori Anna Maria Blumetti (D.S.T.N. - Servizio Sismico), il dr. Luca Ferreli (GNDT) e il dr. Alessandro M. Michetti (GNDT) hanno collaborato alla revisione

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

NON COMMERCIALE

del Quaternario nelle Sezioni 1:25.000 "Avezzano" e "Celano"; il dr. Carlo Giraudi (ENEA-Casaccia) ha collaborato alla revisione della cartografia del Quaternario (Pleistocene superiore e Olocene) per l'intero foglio.

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

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

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

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

Inoltre è stato possibile effettuare una revisione critica di molte unità litostratigrafiche già note dalla letteratura e adottate nei vari fogli della carta geologica d'Italia in scala 1:100.000, nonché definire nuove unità. In molti casi le unità già note, in base alle loro caratteristiche, sono state ulteriormente suddivise o accorpate, con variazione di rango; in altri casi 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. In Tav. 1 sono messe a confronto le unità riconosciute nel Foglio "Avezzano" con quelle già note in letteratura.

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

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

Tenuto conto della scala della carta oltre che dell'obiettiva difficoltà di suddividere e correlare a distanza i depositi, non sono state effettuate suddivisioni stratigrafiche di grande dettaglio, accorpando in particolare, in un unico supersintema, i depositi più antichi.

Fatta eccezione per 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.

PROOF COPY

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

II - CENNI STORICI

(P. Boncio & M. Coltorti)

I primi studi geologici che interessano l'area del Foglio "Avezzano" risalgono ai primi del secolo e si devono a Cassetti (1901, 1904, 1906) che fornisce una serie di osservazioni geologiche fra le quali una descrizione della stratigrafia del M. Sirente, con particolare riguardo alle successioni eoceniche e mioceniche. Sempre nei primi anni del secolo l'area del foglio viene trattata in studi a carattere regionale che individuano le prime differenziazioni fra zona di tipo umbro, a nord, e zona di tipo abruzzese, a sud, sia da un punto di vista tettonico (Sacco, 1907) che da un punto di vista di stratigrafico (Crema, 1912; Lotti, 1913). I caratteri stratigrafici di quella che Lotti (1913) definisce "*facies abruzzese*" verranno poi trattati più ampiamente da lavori dello stesso Lotti (1926) e di Lotti & Crema (1927). Una buona sintesi sull'evoluzione del pensiero geologico fino agli anni '70 riguardo alla "*facies abruzzese*" si deve a Colacicchi (1966).

Un significativo contributo alle conoscenze geologiche dell'area del Foglio "Avezzano" viene apportato da studi di De Stefani (1915), Lotti (1915) e Oddone (1915), successivi al catastrofico terremoto di Avezzano del 13 gennaio 1915 (XI grado MCS).

Alcuni lavori fra la fine degli anni '20 e gli inizi degli anni '30 interessano l'area fucense e quella del M. Velino (Crema, 1928, 1933). Successivamente, vengono pubblicati i Fogli Geologici 145 "Avezzano" (Servizio Geologico d'Italia, 1934) e 146 "Sulmona" (Servizio Geologico d'Italia, 1942) della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, rilevati il primo da C. Crema e il secondo da E. Beneo, cui si devono anche le relative note illustrative (Beneo, 1943).

La letteratura geologica relativa al Foglio "Avezzano", e dell'area abruzzese in generale, si amplia decisamente, a partire dagli anni '60, con la realizzazione di numerosi lavori riguardanti sia la stratigrafia sia l'evoluzione tettonica e morfologica dell'area. Fra questi, un lavoro di grande importanza è quello di

Angelucci & Praturlon (1968) che, oltre a fornire una descrizione stratigrafica delle successioni affioranti fra Ovindoli ed il M. Sirente, mettendo in evidenza per la prima volta la presenza di depositi assimilabili alla *Corniola* nella zona di S. Potito, analizza dettagliatamente il raddoppio tettonico delle Gole di Celano. Recentemente tale lavoro è stato integrato da più mirati studi di tipo strutturale (De Vittorio & Faccenna, 1987). Degna di nota è la monografia del Nijman (1971) la quale, corredata da una carta geologica in scala 1:50.000, fornisce preziose informazioni sulla stratigrafia dell'area Velino-Sirente e lancia interessanti spunti riguardo al ruolo sull'attuale configurazione geometrica e morfologica dell'area giocato dalla tettonica distensiva, dai processi di inversione tettonica e da imponenti fenomeni di scivolamento gravitativo post-orogenici.

Fra i lavori pubblicati negli anni '60-70, non vanno dimenticati i vari contributi, diretti ed indiretti, alla definizione delle caratteristiche lito-bio-stratigrafiche e paleogeografiche delle successioni meso-cenozoiche. Fra questi si ricordano i lavori di Paradisi & Sirna (1965) per l'area a sud del Fucino, di Colacicchi & Praturlon (1965a; 1965b) e Colacicchi (1967) per la vicina area della Marsica orientale e di Bosi & Manfredini (1967) per la più settentrionale area di Campo Felice. Si ricordano inoltre i lavori di Accordi *et alii* (1967) relativamente alle successioni neogeniche dell'Appennino laziale-abruzzese ed i lavori di Crescenti (1969a; 1969b) e di Crescenti *et alii* (1969) relativamente alla stratigrafia liassico-miocenica della regione marchigiano-abruzzese, anche se questi ultimi riguardano principalmente l'area abruzzese orientale (Gran Sasso-Morrone-Maiella). A Praturlon & Sirna (1976) si devono le ricostruzioni paleogeografiche di diverse situazioni di ambiente marginale del Cretacico riconosciute fra i M.ti Lepini e la Maiella, fra cui il margine del M. Sirente e quello del M. Parasano. Lavori maggiormente finalizzati allo studio della macrofauna delle successioni di piattaforma laziale-abruzzese sono quelli di Sirna (1968, 1994). Di particolare interesse dal punto di vista stratigrafico è anche il recente lavoro di Damiani *et alii* (1991) il quale, oltre ad operare una sintesi e revisione dei dati di stratigrafia esistenti nell'area compresa fra i M.ti della Magnola e la Marsica orientale, propone alcune sezioni stratigrafiche inedite. A Bigi *et alii* (1995) e Fumanti *et alii* (1995) si deve la revisione dell'adiacente area dei Monti d'Ocre e l'istituzione di nuove unità formazionali, molte delle quali sono state riprese, modificandole parzialmente, nell'ambito del progetto CARG Abruzzo.

Per quanto concerne l'inquadramento regionale dell'area del Foglio "Avezzano" da un punto di vista tettonico meritano di essere citati i lavori di Accordi (1964), Fancelli *et alii* (1966), D'Argenio (1966), Parotto & Praturlon (1975), Patacca *et alii* (1991) ed inoltre, da un punto di vista più stratigrafico, quelli di Accordi *et alii* (1988a, 1988b) che illustrano il quadro delle *litofacies* dell'Appennino centrale, i rapporti geometrici tra i diversi tipi di successioni e la loro possibile evoluzione temporale nei diversi settori della catena.

Avvicinandoci ai giorni nostri, sempre più numerosi sono i lavori a carattere geologico-strutturale che riguardano le aree del Foglio "Avezzano". Quelli di più ampio respiro sono dovuti a Ghisetti *et alii* (1993) ed a Vezzani & Ghisetti (1995)

PROOF COPY

i quali, in uno schema con i principali elementi stratigrafici e strutturali dell'area compresa fra i M.ti D'Ocre ed il bordo settentrionale del Fucino, evidenziano la presenza di importanti lineamenti tettonici e paleogeografici alcuni dei quali (es. linea trascorrente destra Avezzano-Bussi) avrebbero agito a più riprese e con cinematica diversa. A questi ultimi autori si deve peraltro la recente pubblicazione di una carta geologica in scala 1:100.000 dell'intera Regione Abruzzo (Vezzani & Ghisetti, 1998). Lavori a più preciso indirizzo strutturale sono quello già citato di De Vittorio & Faccenna (1987) e quello di Beccaccini *et alii* (1991), che analizza principalmente la cinematica delle faglie bordiere settentrionali della depressione del Fucino.

I depositi continentali dell'area fucense sono stati oggetto di ricerche sin dal secolo scorso (Brisse & De Routru, 1883) e nella prima parte del novecento, dopo che l'area fu colpita da uno dei più forti terremoti della penisola italiana (Oddone, 1915; Lotti, 1915). Successivamente Beneo (1939) si è occupato dei sedimenti quaternari dell'area cercando di inquadrarli nella intensa geodinamica recente.

Un forte impulso alle ricerche quaternaristiche nell'area svolte con criteri moderni è stato fornito dai lavori di Demangeot (1965) cui si deve lo studio della valle dell'Aterno e del versante adriatico dell'Appennino e una nota sulla neotettonica italiana riguardante anche il bacino del Fucino (Demangeot, 1973). L'area è stata successivamente investigata in maggior dettaglio in numerosi lavori che hanno contribuito notevolmente ad approfondire le conoscenze della geomorfologia e della stratigrafia del Quaternario e della neotettonica (Biasini, 1966; Raffy, 1970, 1983; Nijman, 1971; Bertini & Bosi, 1976; Cassoli *et alii*, 1986; Giraudi, 1986, 1988, 1989, 1990, 1995a e b, 1997; Frezzotti & Giraudi, 1986, 1992; Zarlenga, 1987; Serva *et alii*, 1988; Società Geologica Italiana, 1989; Bosi & Messina, 1990 e 1991; Cinti *et alii*, 1992; Blumetti *et alii*, 1993; Cavinato *et alii*, 1994; Galadini & Messina, 1994; Galadini & Giuliani, 1995; Galadini *et alii*, 1995 e 1997a e b; Narcisi 1995, Messina, 1996; Michetti *et alii*, 1996. Studi di neotettonica e paleosismologia sull'area di Ovindoli-Piano di Pezza sono dovuti a Cinti *et alii* (1992), Giraudi (1992), Salvi & Nardi (1995), Biasini (1966), Pantosti *et alii* (1996); Aringoli *et alii* 1997.

A differenza di quanto avviene per gli eventi deposizionali del Pleistocene superiore e dell'Olocene, il cui inquadramento cronologico è reso possibile con una certa attendibilità sulla base delle numerose datazioni radiometriche, la mancanza di vincoli cronologici nei sedimenti più antichi ha indotto i diversi Autori ad avanzare interpretazioni talora in forte contrasto l'una con l'altra. Raffy (1970, 1983) attribuisce i sedimenti sommitali affioranti sul bordo settentrionale del bacino del Fucino tra Pescina e La Selvotta al "*Riss*" (Pleistocene medio finale). Bertini & Bosi (1976) vi descrivono la "*Successione di S. Pelino*" riconoscendo in continuità stratigrafica, dal basso verso l'alto, "*Limi e sabbie di Paterno*" e "*Brecce di S. Onofrio*" e attribuendo l'età di questi sedimenti al Pliocene. Zarlenga (1987) riconosce nei depositi precedenti al *Würm* 6 "cicli sedimentari" attribuiti rispettivamente al "*Riss-Wurm*" (VI ciclo), al Pleistocene medio (V ciclo), al Pleistocene medio e inferiore (IV ciclo) ed al Pleistocene

PROOF COPY

inferiore - Pliocene superiore (I, II e III ciclo). Bosi *et alii* (1995) e Messina (1996) presentano infine una sintesi dei lavori precedenti, e suddividono la successione stratigrafica in varie unità deposizionali che dalla più antica sono: 1) "*Complesso di Aielli*", suddiviso in "*Limi e sabbie di Paterno*" e "*Brecce di S. Onofrio*" (Pliocene superiore); 2) "*Complesso di Cupoli*", cui corrisponde la superficie deposizionale dell'Alto di Cacchia (Pleistocene inferiore); 3) "*Formazione di Pescina*" (Pleistocene medio); 4) "*Formazione di Casoli*" (Pleistocene medio); 5) "*Formazione di Collarmele*" (Pleistocene medio); 6) "*Formazione di Pervole*" (Pleistocene medio); 7) "*Formazione di Boscito*" (Pleistocene medio). Purtroppo nessuno di questi lavori, ad eccezione di quello della Raffy (1970), allega alla descrizione stratigrafica una rappresentazione cartografica dell'area di studio sufficientemente dettagliata e molte delle relazioni stratigrafiche tra le varie unità non sono state direttamente osservate perché non esposte in affioramento. Inoltre, la presenza nell'area di un elevato numero di faglie ad attività quaternaria, che hanno variamente dislocato i depositi, può rendere in qualche modo arbitraria la definizione di un numero elevato di unità stratigrafiche che abbiano validità non solamente locale.

Un aspetto quaternaristico di particolare interesse per i suoi risvolti cronostratigrafici è quello dei depositi vulcanoclastici, particolarmente diffusi e abbondanti nell'area. Pederzolli-Gottardi (1958) segnala al riguardo la presenza di livelli ricchi di materiali piroclastici nell'area di Avezzano e nei Piani Palentini per i quali Raffy (1970) propone un'origine locale, ipotesi ripresa successivamente da Bosi & Locardi (1991). Più recentemente ad alcuni di questi livelli, di età tardo-pleistocenica, sono state attribuite provenienze *etnea* (Narcisi, 1993) e *albana* (Narcisi, 1994).

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

(E. Centamore & F. Dramis)

L'area compresa nel Foglio 368 "Avezzano" fa parte del settore nord-orientale dell'Appennino Centrale, le cui successioni litostratigrafiche e la cui evoluzione geodinamica si sono sviluppate dal Trias al Neogene su quell'elemento a crosta continentale del margine settentrionale africano (*Adria auctt*.) strutturatosi, in seguito, in una catena a *thrust*.

Nell'ambito del foglio in esame sono state distinte cinque unità tettoniche principali, accavallate l'una sull'altra secondo una generale vergenza adriatica, e che, dalla più interna e geometricamente più elevata alla più esterna e geometricamente più bassa, sono: a) *Unità Costa Grande – M. d'Aria*; b) *Unità M. Cefalone – M.ti della Magnola*; c) *Unità Altopiano delle Rocche – Gole di Celano*; d) *Unità M. Sirente*; e) *Unità Capo di Moro*.

Le *Unità Costa Grande – M. d'Aria*, *M. Cefalone – M.ti della Magnola*, *Altopiano delle Rocche – Gole di Celano* e *M. Sirente* fanno parte della più estesa regionalmente *Unità M. Giano – Marsica*, mentre l'*Unità Capo di Moro* appartiene all'*Unità Gran Sasso – Genzana* (Fig. 1). Per quanto riguarda i rapporti geometrici tra le varie *Unità* distinte nel foglio in esame si rimanda agli schemi di Figg. 14 e 15.

L'*Unità Costa Grande – M. d'Aria* risulta ampiamente sovrascorsa sulla sottostante *Unità M. Cefalone – M.ti della Magnola*, sulla quale si rinvengono limitati *klippen* appartenenti all'unità sovrascorsa. Questa è costituita, per la massima parte, da depositi carbonatici mesozoici di piattaforma interna, in cui sono presenti esili orizzonti bauxitici, e da limitati lembi di calcari neritici miocenici; i depositi silicoclastici del Messiniano inferiore indicano che in questo periodo si è verificata la fase di inglobamento nel dominio di avanfossa di questo settore.

L'*Unità M. Cefalone – M.ti della Magnola*, al *footwall* dell'unità precedente,

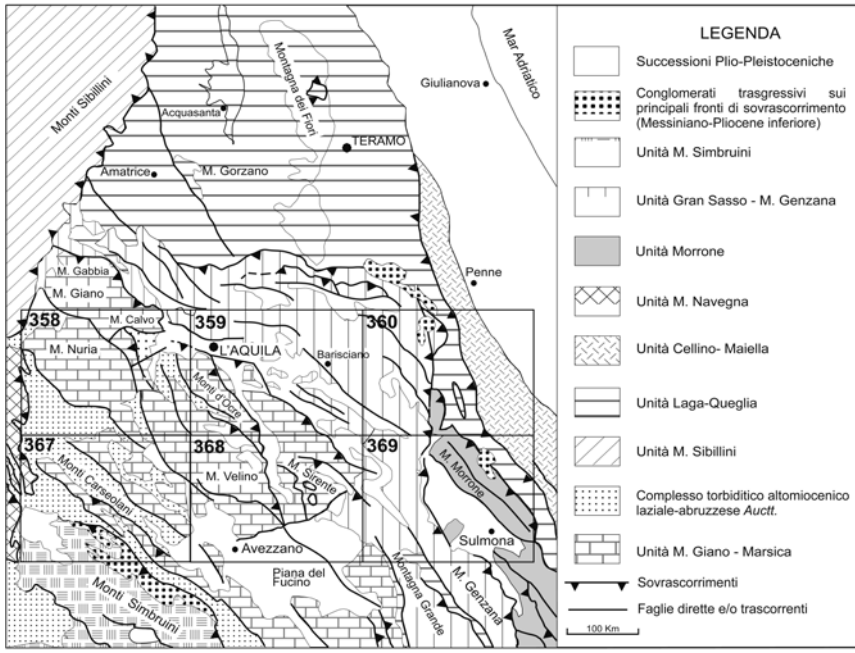

Fig. 1 - *Schema delle Unità strutturali dell'Appennino Centrale. Da* ACCORDI *et alii, 1986.*

è costituita, invece, da diverse successioni litostratigrafiche, la cui organizzazione spazio-temporale è legata alla evoluzione, nel tempo, degli ambienti sedimentari per effetto di una vivace tettonica sinsedimentaria. Infatti mentre nelle dorsali di M. Velino, Cimata di Puzzillo, M. Rotondo e del crinale settentrionale dei Monti della Magnola affiora una successione giurassico-cretacica generalmente di laguna interna, con marcati episodi bauxitici, e con calcari miocenici di piattaforma aperta o di rampa, nel versante meridionale della Magnola si sviluppava, dal Lias medio al Cretacico inferiore, una successione di scarpata o di margine esterno, depostasi in un solco intrapiattaforma ad andamento trasversale, localizzato tra il blocco Velino-Magnola ed il blocco più meridionale dei Tre Monti, che è caratterizzato da depositi cretacici di piattaforma interna su cui poggiano, in discordanza, *litofacies* di rampa paleogeniche e mioceniche. Anche in questa unità il passaggio tra il dominio di avanpaese e quello di avanfossa avviene nel Messiniano inferiore.

L'*Unità Altopiano delle Rocche – Gole di Celano*, interposta tra l'unità precedente e quella più esterna (*Unità M. Sirente)* è costituita da diverse successioni con un *trend* evolutivo molto simile a quello dell'*Unità M. Cefalone – M.ti della Magnola*. Nella parte settentrionale dell'unità in esame affiorano, infatti, depositi giurassico-cretacici di piattaforma interna sui quali poggiano le *calcareniti a briozoi* (CBZ_3) del Miocene. Nella porzione meridionale affiorano,

invece, depositi mesozoico-paleogenici da margine a scarpata ed oligo-miocenici di rampa carbonatica.

L'*Unità M. Sirente*, appartenente anch'essa alla più estesa *Unità M. Giano – Marsica* e che costituisce il *footwall* sia dell'*Unità Altopiano delle Rocche – Gole di Celano* che dell'*Unità M. Cefalone – M.ti della Magnola*, è caratterizzata anch'essa da una serie di successioni litostratigrafiche diverse la cui definizione è legata alle variazioni paleogeografiche ed agli effetti della tettonica sinsedimentaria.

Su tutto il settore settentrionale (M. Sirente, M. Castello - Colle Alto) affiorano calcari giurassico-cretacici di piattaforma interna sui quali poggiano in discordanza le *calcareniti a briozoi* (CBZ_3) del Miocene; solo nelle aree più meridionali di questo settore si osservano *facies* mesozoiche di retromargine.

Nel settore M. Secino - M. S. Nicola affiorano invece, *litofacies* di scarpata e di rampa da prossimale a distale, mesozoiche, paleogeniche e mioceniche. Queste successioni fanno parte dell'*Unità Capo di Moro*, localizzata al letto dell'*Unità M. Sirente*. Il sovrascorrimento di quest'ultima unità su quella più esterna affiora, con bella evidenza, ai piedi del versante occidentale di M. Parasano nell'attiguo Foglio 369 "Sulmona". Il proseguimento di questo elemento strutturale nel Foglio "Avezzano" è sepolto sotto i depositi quaternari. Le torbiditi silicoclastiche del Messiniano inferiore rappresentano la deposizione sin-orogenica del *dominio di avanfossa*, mentre i limitati lembi dei *conglomerati di M. Coppe* (COP) e delle *argille e sabbie di Pagliare* (AGS) si sono deposti in bacini satelliti sul settore in esame strutturato in catena.

Tra la fine del Messiniano e il Pliocene inferiore, in concomitanza con le fasi principali di strutturazione della catena appenninica abruzzese, si sono sviluppati i primi processi di erosione della catena in formazione con la conseguente deposizione di depositi salmastri e continentali. A questi appartengono le "*Sabbie di Le Vicenne*", deposte in un bacino di *piggy-back* messiniano (Devoto, 1967) ed affioranti poco al di fuori dei limiti del foglio. Successivamente l'area si è lentamente innalzata fino alla fine del Pleistocene inferiore, quando tutta la penisola è stata coinvolta da un più vasto e rapido fenomeno di sollevamento, che ha portato all'attuale assetto morfologico della catena appenninica (Demangeot, 1965; Dufaure *et alii*, 1988; Dramis, 1992).

Nell'area affiorano estesamente sedimenti continentali di ambiente lacustre e alluvionale (limi, sabbie, ghiaie e conglomerati) deposti soprattutto in corrispondenza del bacino del Fucino a partire dal Pliocene?-Pleistocene inferiore. Nelle valli circostanti sono presenti depositi alluvionali e di versante (detriti stratificati e brecce) la cui età di messa in posto è compresa tra il Pleistocene inferiore e le ultime fasi fredde del Pleistocene superiore. Alle quote più elevate si rinvengono depositi morenici riferibili alle ultime glaciazioni pleistoceniche.

PROOF COPY

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

IV - CENNI DI GEOMORFOLOGIA

(M. Coltorti & F. Dramis)

L'assetto geomorfologico dell'area compresa nel Foglio "Avezzano" risulta fortemente caratterizzato dalla presenza della Conca del Fucino, uno dei bacini tettonici intermontani più estesi dell'Italia peninsulare, la cui superficie piana contrasta fortemente con i circostanti rilievi appenninici. Questo bacino era occupato da un lago che si estendeva per una superficie di 150 Kmq tra 649 e 667 m s.l.m. (GIRAUDI, 1988) e che, nonostante un primo tentativo di bonifica effettuato in età romana (II secolo d.C.), era ancora presente nella seconda metà del secolo scorso, quando venne definitivamente prosciugato per ottenere terreno agricolo (GIRAUDI, 1988). Le oscillazioni del lago durante il Pleistocene e l'Olocene, anche in epoca storica, sono state particolarmente importanti e sono state responsabili del modellamento di ampi tratti del paesaggio circostante. Esse sono state causate soprattutto dall'interferenza di fattori climatici con i movimenti tettonici, sebbene, per i tempi più recenti, siano state rilevanti anche le influenze antropiche (GIRAUDI, 1995a). Si tratta infatti di uno dei settori appenninici più attivi sotto l'aspetto tettonico come è testimoniato dalle numerose faglie distensive ad attività olocenica (BIASINI, 1966; BOSI, 1975; BERTINI & BOSI, 1976, 1978; GIRAUDI, 1995b) cui sono associati alcuni dei terremoti più disastrosi degli ultimi secoli (ODDONE, 1915; GIRAUDI, 1986; FREZZOTTI & GIRAUDI, 1986; SERVA *et alii*, 1988; BRUNAMONTE *et alii*, 1991; GALADINI *et alii*, 1995; 1997a, b; MICHETTI *et alii*, 1996).

Durante il Pleistocene sui rilievi circostanti si sono prodotte a più riprese, soprattutto in coincidenza con le fasi di clima freddo e arido, quantità notevoli di materiali detritici e di frana (RADMILLI, 1963; RAFFY, 1970; DEMANGEOT, 1973; GIRAUDI, 1995a) che venivano rielaborati dalle acque correnti superficiali a generare vasti conoidi alluvionali. Tra questi ultimi, i più importanti, come quelli della valle Majelama, erano alimentati anche da materiali detritici di provenienza glaciale (CASSOLI *et alii*, 1986; FREZZOTTI & GIRAUDI, 1992).

Il Massiccio del Velino-Magnola-Sirente, (2400 m s.l.m.), dal quale venivano

alimentati i suddetti conoidi, è stato infatti interessato durante il Pleistocene superiore, e verosimilmente durante il Pleistocene medio finale, da un importante modellamento glaciale (Raffy, 1970; Demangeot, 1973; Cassoli *et alii*, 1986; Frezzotti & Giraudi, 1992; Giraudi, 1989; 1995a; Giraudi & Frezzotti, 1995; 1997). Tutte le cime più elevate dell'area, ed in special modo i versanti settentrionali dove il fattore esposizione e venti efficaci permettevano sia un maggior accumulo di neve che una sua più lunga conservazione (Demangeot, 1965), mostrano tipiche forme di circo, alcune delle quali anche di notevoli dimensioni. Non mancano tuttavia circhi esposti a sud come quelli riconoscibili sul M. Cafornia o sul M. Velino. Sul massiccio sono ben rappresentate anche le forme carsiche quali doline, uvale, valli cieche, *polje* e inghiottitoi. Particolarmente vistosa tra queste è la depressione di Ovindoli, con direzione all'incirca N-S e quote medie prossime ai 1300 m s.l.m., che costituisce una sorta di raccordo tra il bacino del Fucino e la Conca Aquilana. Questa depressione risulta sbarrata verso nord da una serie di faglie a direzione appenninica e rigetto verso sud-ovest che la hanno trasformata in una conca chiusa (depressione di Terra Nera) le cui acque superficiali vengono smaltite all'interno del substrato calcareo attraverso alcuni inghiottitoi. Queste vanno quindi ad alimentare la risorgenza carsica di Stiffe, nota per le grotte visitabili lungo un circuito turistico (Panzanaro & Romagnoli, 1995).

Il Massiccio del Velino-Magnola-Sirente è delimitato verso sud da una serie di faglie orientate NW-SE, che bordano il lato orientale della Piana del Fucino (faglia di Gioia-S. Benedetto; faglia di M. Parasano-Pescina-Cerchio; faglia di Giovenco-Aielli-Forme). Queste dislocazioni sono responsabili della creazione di imponenti scarpate tettoniche che presentano tra l'altro evidenti indizi di attività recente. A sud dell'ultima faglia citata si individua il rilievo dei Tre Monti che è, a sua volta, delimitato verso sud da una faglia a direzione ENE-WSW. Questo rilievo e quelli più occidentali di M. Difensola-Punta Canale, Costa Grande-M. Lo Pago e di M. Carce, tutti orientati in direzione NW-SE, costituiscono delle anticime del Massiccio Velino-Sirente. Sul lato nord-est il massiccio è dislocato da una serie di faglie normali a direzione NW-SE e immersione sia verso est (le principali) che verso ovest cui si deve la genesi di vistose scarpate e depressioni chiuse. Queste faglie sono anche responsabili, ai bordi nord-orientali del foglio, del ribassamento della Valle dell'Aterno (Bagnaia *et alii*, 1989; Bertini & Bosi, 1993).

Alla sommità dei rilievi dell'area sono presenti tratti più o meno spianati di un antico paesaggio ("*surface de sommets*" di Demangeot, 1965) a bassa energia del riliev, sollevato, fortemente inciso da valli fluviali e dislocato da faglie. Tale paesaggio sommitale si riconosce lungo tutto l'Appennino (Dramis, 1992; Coltorti & Pieruccini 1997) e rappresenta la più antica traccia di modellamento continentale nell'area. Intagliati al suo interno si rinvengono poi lembi di versante a debole o nulla pendenza, organizzati in diversi ordini altimetrici incassati l'uno nell'altro, "*superfici relitte*" in alcuni casi interpretabili come resti di "*terrazzi orografici*" (Bosi *et alii*, 1995). Le correlazioni tra lembi dello stesso ordine permetterebbero di ricostruire le corrispondenti superfici di erosione, modellatesi nel corso di un lento e progressivo sollevamento regionale, in cui continuano a predominare i processi di erosione areale, favoriti da condizioni climatiche aride e da periodi di relativa quiete tettonica.

PROOF COPY

PROGETTO CARG

V - CENNI SUGLI SCHEMI BIOSTRATIGRAFICI E CRONOSTRATIGRAFICI ADOTTATI

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

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

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

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

Il Mesozoico

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Lo schema di Fig. 5 è costituito dalle unità biostratigrafiche che figurano negli schemi di Micarelli *et alii* (1977) e di Centamore & Micarelli (1991) leggermente modificati. In esso sono stati riportati tutti gli eventi che definiscono i limiti biostratigrafici e che pertanto permettono di mettere in evidenza le

PROOF COPY

variazioni apportate rispetto agli schemi sopra citati. Sono stati inoltre aggiunti eventi che, anche se non rientrano nella definizione delle biozone, sono utili per la correlazione sia con gli schemi standard sia con altri schemi elaborati per lo stesso intervallo da diversi Autori (Caron, 1985; Robaszynski & Caron, 1995; Premoli Silva & Sliter, 1995). Il suddetto schema è stato anche correlato con la scala della polarità magnetica e con le biozone a foraminiferi planctonici e bentonici elaborate per la *facies* di scarpata esterna.

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

Il Paleogene-Miocene

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

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

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

Per il Miocene, lo schema, basato sui foraminiferi planctonici è tratto da Micarelli & Potetti (1985), leggermente modificato (Fig. 7). In esso sono state riportate le correlazioni sia con le zone a foraminiferi bentonici di Cahuzac & Poignant (1997) e di Crescenti (1969), sia con la scala della polarità magnetica di Cande & Kent (1995). Rispetto allo schema sopra citato, qui figurano, oltre ai eventi che definiscono i limiti zonali, anche altri eventi che permettono la

PROOF TO CHECK

correlazione con altre biozonazioni (Iaccarino, 1985; Foresi *et alii*, 1998; Montanari *et alii eds*, 1997).

Il Plio-Pleistocene marino

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

Nello schema di Fig. 8, basato sui nannofossili calcarei, sono state riportate, per l'intervallo Miocene medio–superiore – Pleistocene anche le biostratigrafie definite con i foraminiferi planctonici, la biocronologia, la scala della polarità magnetica e la scala cronostratigrafica. La biostratigrafia a nannofossili calcarei corrisponde a quella proposta da Rio *et alii* (1990) e da Fornaciari *et alii* (1996); i dati biocronologici sono desunti da Lourens *et alii* (1996), da Raffi in Berggren *et alii* (1995) e da dati inediti di I. Raffi; la scala della polarità magnetica è desunta da Cande & Kent (1992, 1995); da Lourens *et alii* (1996) e da Hilgen *et alii* (1995), la biostratgrafia a foraminiferi planctonici corrisponde con quella ormai collaudata in Italia da decenni (Cati *et alii,* 1968; Colalongo *et alii,* 1972; Crescenti *et alii,* 1980; Cantalamessa *et alii,* 1986).

PROGETTO CARG

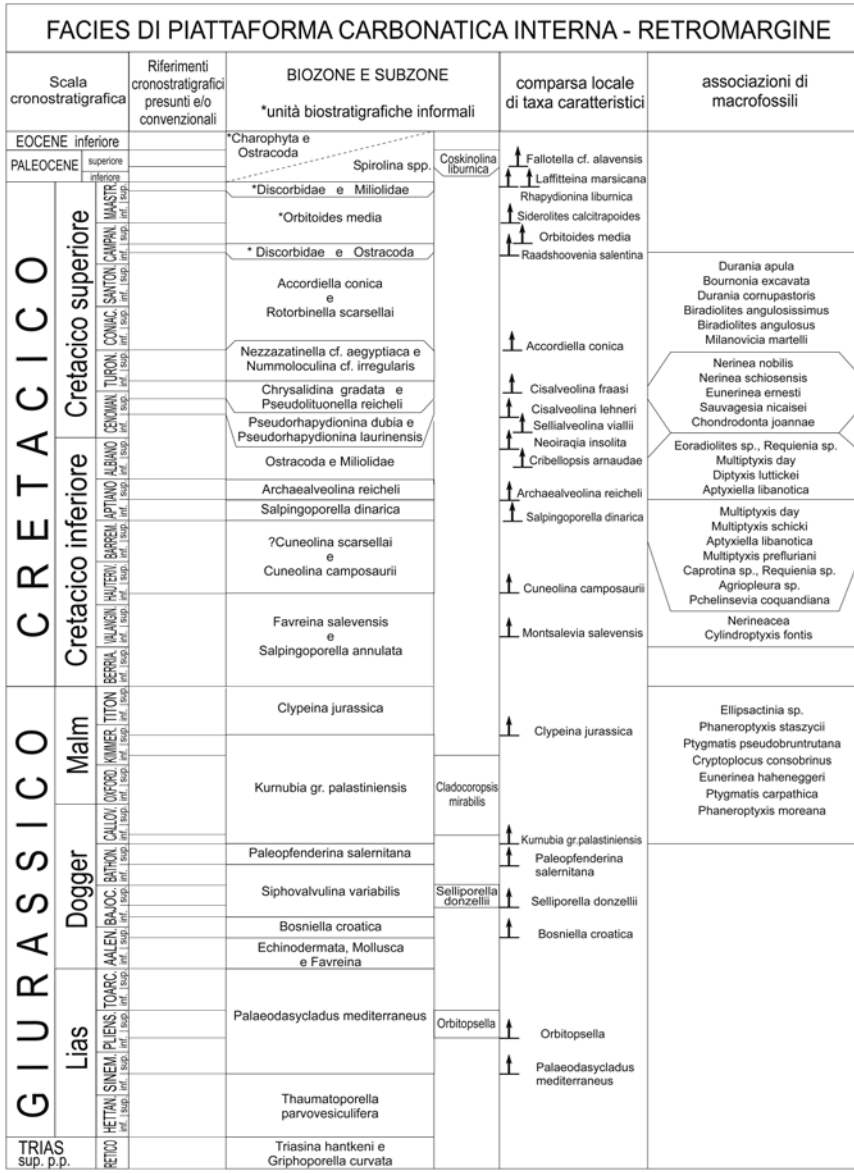

Fig. 2 - *Schema biostratigrafico delle facies mesozoiche di piattaforma carbonatica interna. Da* CHIOCCHINI & MANCINELLI *(1977) e* CHIOCCHINI *et alii (1994), leggermente modificato; le macrofaune sono state identificate da G. Sirna.*

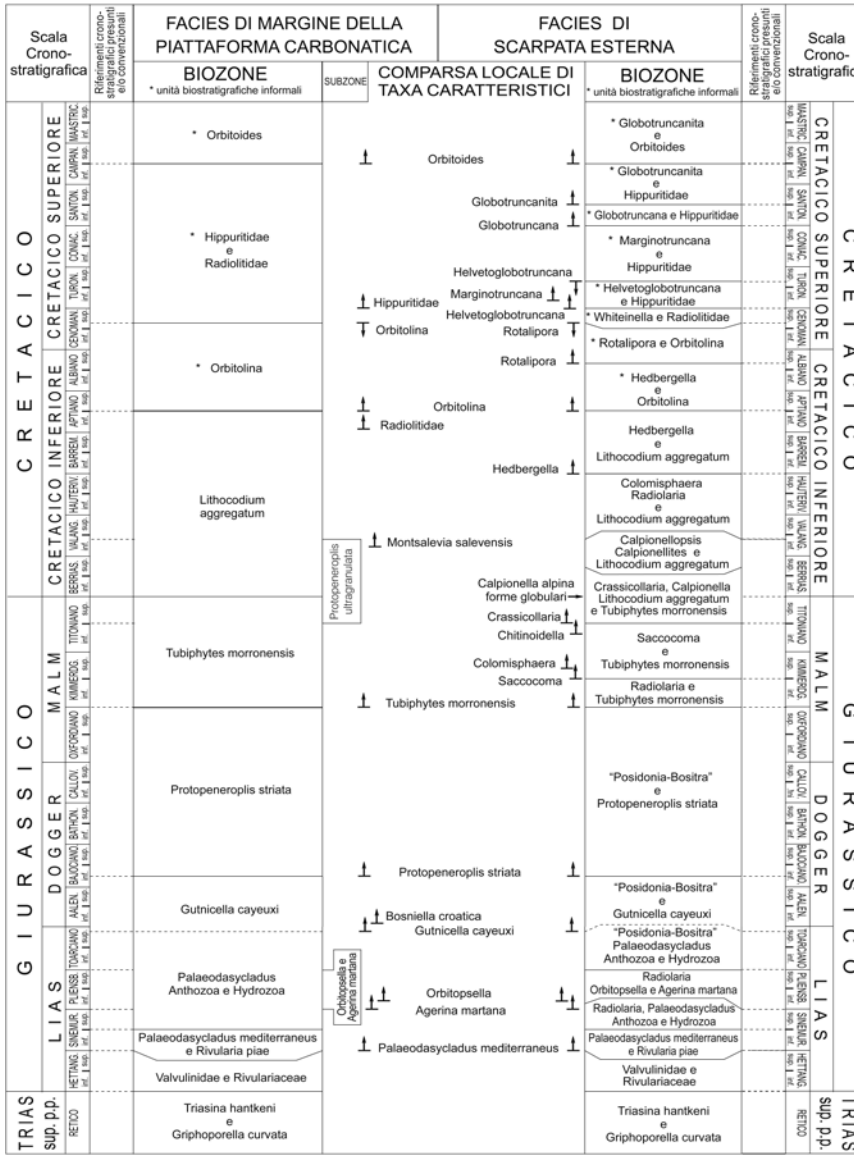

Fig. 3 - *Schema biostratigrafico delle facies Mesozoiche di margine e di scarpata esterna. Da* CHIOCCHINI & MANCINELLI (1978) *e* CHIOCCHINI *et alii* (1994), *aggiornato ed esteso a tutto il Cretacico superiore.*

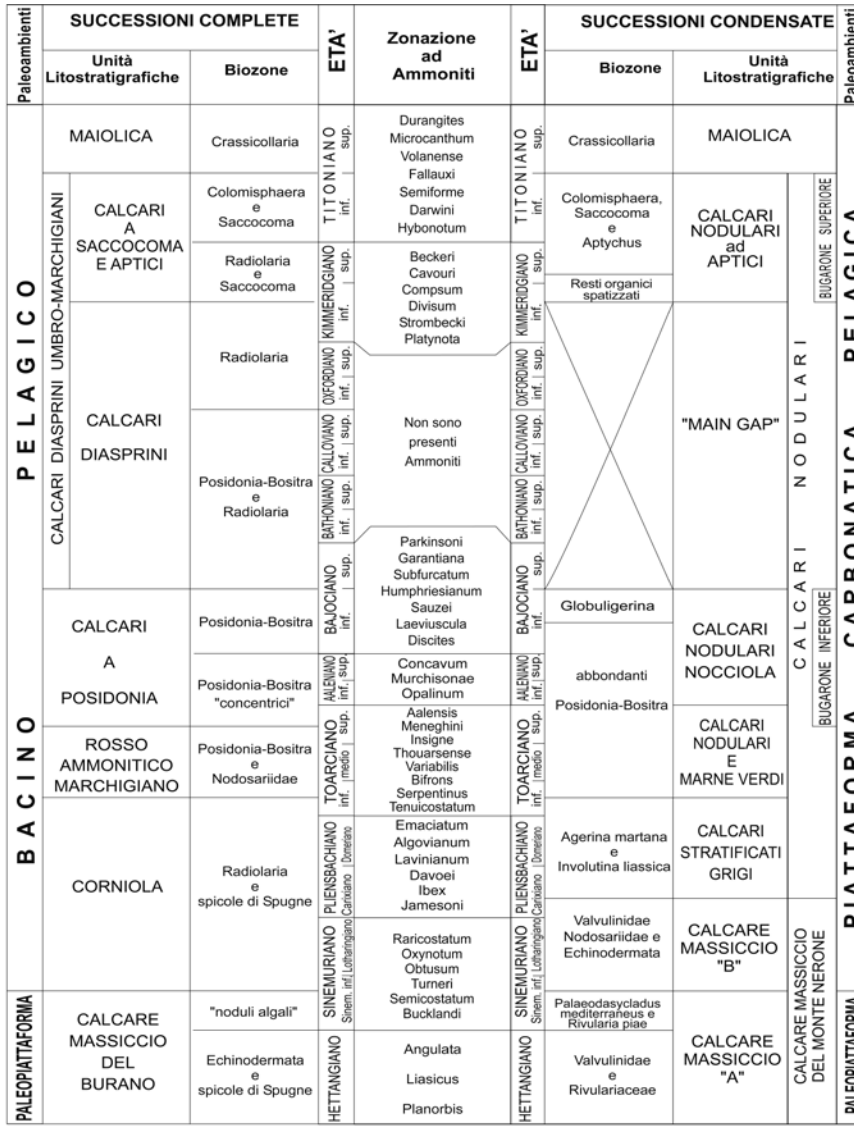

Fig. 4 - *Schema stratigrafico delle facies pelagiche e pelagico-detritiche del Giurassico. Da* CENTAMORE *et alii (1971) e* CENTAMORE *et alii (1986), modificato con l'introduzione della biozonazione standard delle ammoniti,* BAUGARTNER, *(1984);* CECCA *et alii, (1985, 1990);* CECCA *&* SANTANTONIO,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

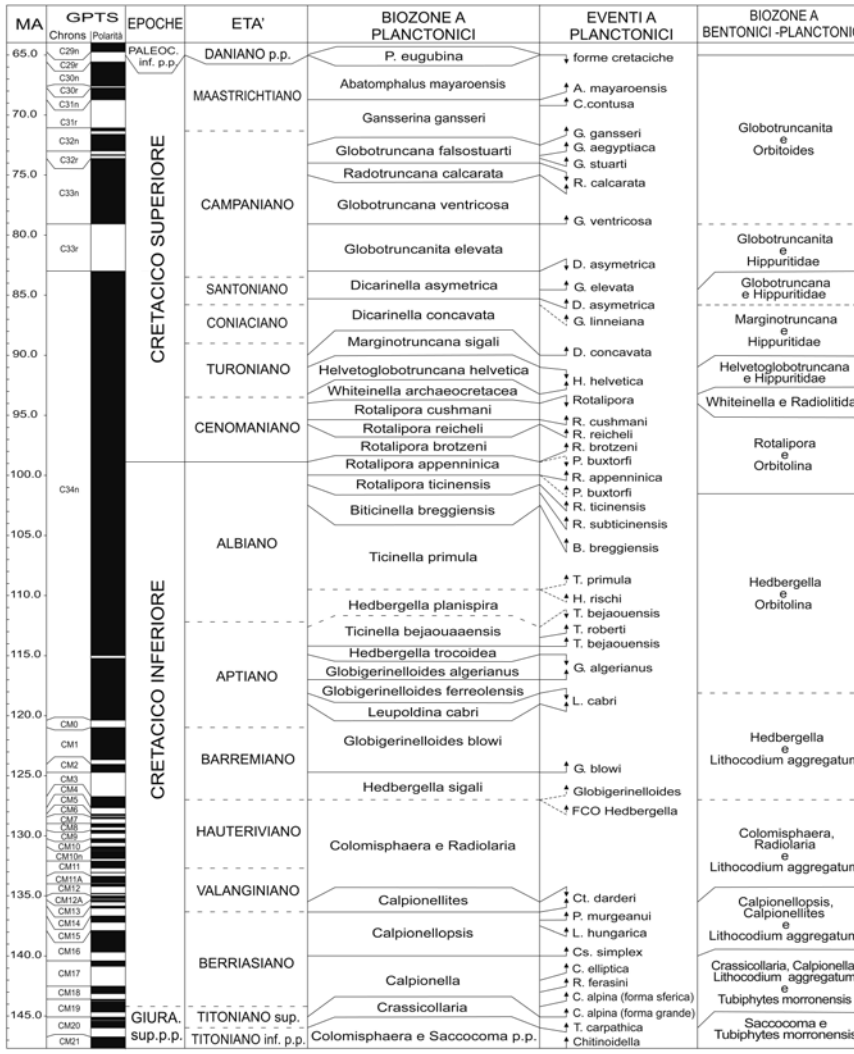

Fig. 5 - *Schema stratigrafico del Cretacico. Magnetostratigrafia (GPTS) da* GRADSTEIN *et alii* (1994, 1995) *e da* PREMOLI SILVA & SLITER (1994). *Cronostratigrafia da* RAWSON *et alii eds* (1996)*; i limiti cronostratigrafici tratteggiati corrispondono a correlazioni indirette o a limiti in via di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

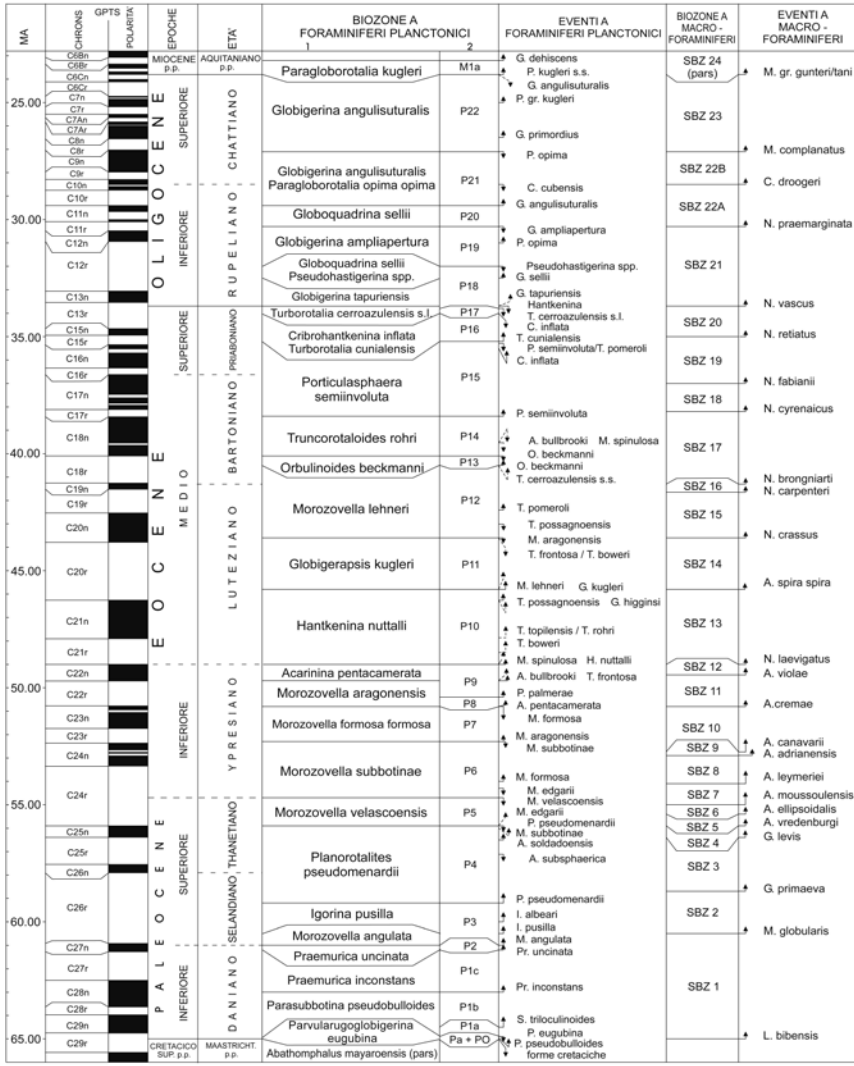

Fig. 6 - *Schema stratigrafico del Paleogene. Magnetostratigrafia (GPTS) da* CANDE & KENT (1995). *Biocronologia e cronostratigrafia (in parte modificata) da* BERGGREN *et alii* (1995)*; i limiti cronostratigrafici tratteggiati corrispondono a correlazioni indirette o a limiti in via di ridefinizione.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

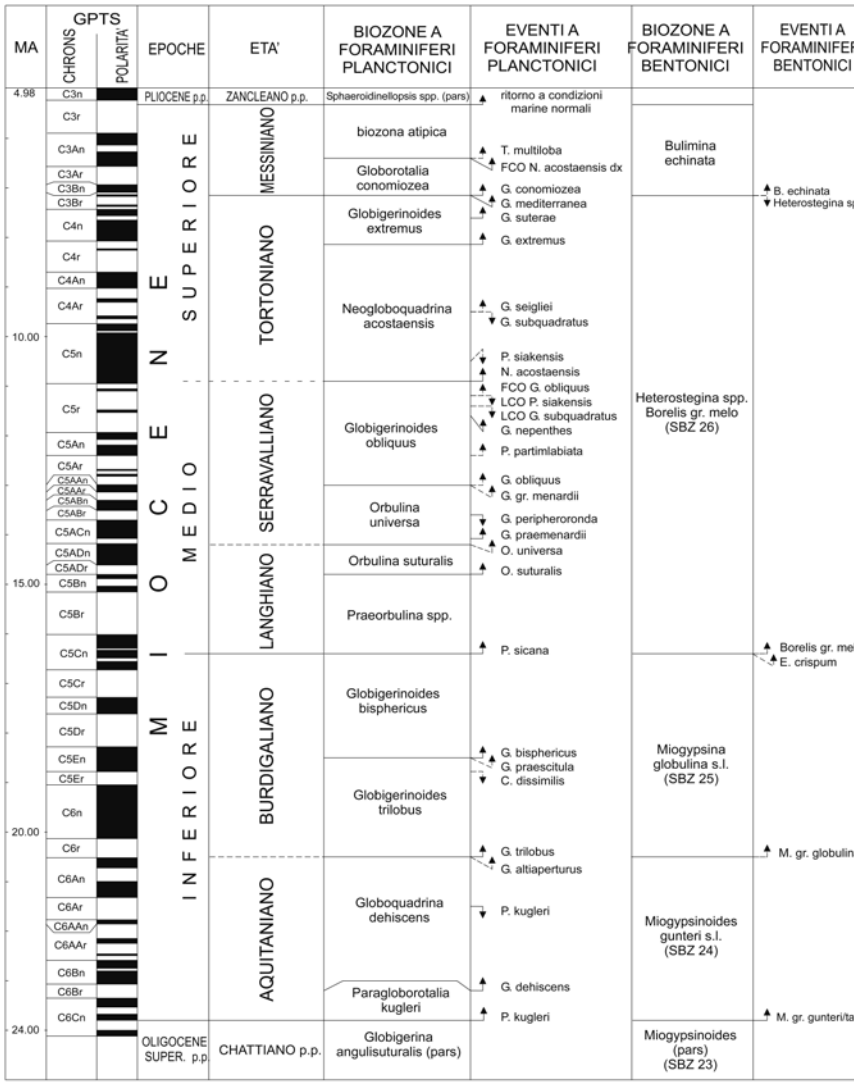

Fig. 7 - *Schema stratigrafico del Miocene. Magnetostratigrafia (GPTS) da* CANDE & KENT (1995). *Biocronologia e cronostratigrafia da* BERGGREN *et alii* (1995), *da* MONTANARI *et alii (eds.)* (1997) *e da* SPROVIERI *et alii* (1996). *I limiti cronostratigrafic tratteggiati corrispondono a limiti in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

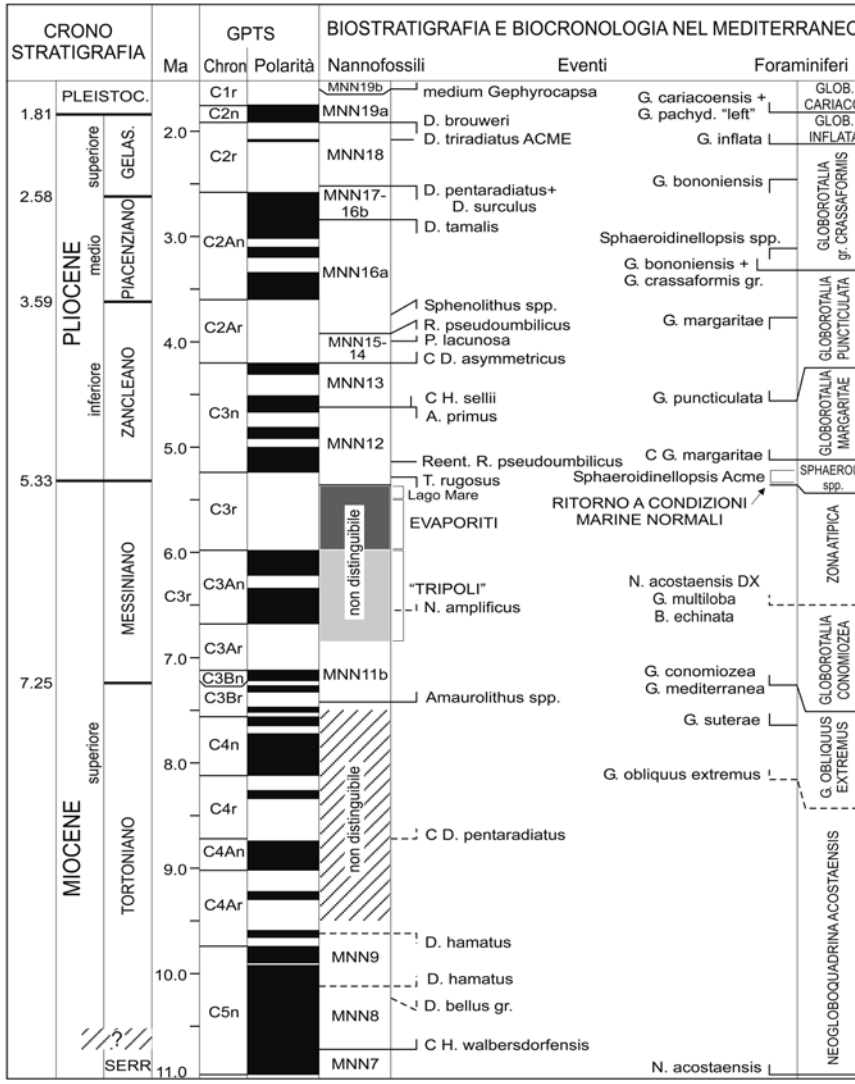

Fig. 8 - *Schema bio-cronostratigrafico a plancton calcareo del Mio-Pliocene nel mediterraneo. Correlazioni con la scala della Polarità Magnetica (GPTS), la scala cronostratigrafica e le biozone a foraminiferi planctonici. Da* RIO *et alii* (1990), FORNACIARI *et alii* (1996), RAFFI *et alii, in* BERGGREN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

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

VI - STRATIGRAFIA DEL SUBSTRATO

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

Il Foglio 368 "Avezzano" è suddivisibile in cinque 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) *litofacies* mesozoiche di piattaforma carbonatica interna – margine, alle quali si sovrappongono *litofacies* mioceniche di rampa carbonatica prossimale

Area B) *litofacies* di scarpata *s.l.* del Giurassico superiore– Cretacico inferiore passanti superiormente a *facies* marginali cretaciche

Area C) *litofacies* mesozoiche di piattaforma carbonatica interna – margine con annegamenti a partire dall'Aptiano e conseguente passaggio a termini mesozoici di scarpata *s.l.,* alle quali si sovrappongono depositi cenozoici (Paleocene *p.p.* - Miocene) di rampa carbonatica da prossimale a distale

Area D) *litofacies* mesozoiche di scarpata *s.l.* al di sopra delle quali sono presenti litofacies cenozoiche (Paleocene *p.p.* - Miocene) di rampa carbonatica da prossimale a distale

Area E) *litofacies* cretaciche (aptiane) di piattaforma passanti direttamente a temini eocenici, cui si sovrappongono depositi di rampa carbonatica prossimale del Miocene inferiore e *litofacies* marnoso – argillose del Miocene superiore.

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

1. - DEPOSITI CARBONATICI PRE-OROGENICI

1.1. - Successione mesozoica di piattaforma carbonatica interna

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

Di tale unità, suddivisa in due membri nell'adiacente F° 369, è presente solo il *membro superiore* (**UCD2**). Esso affiora unicamente nell'area A, alla base delle pareti settentrionali della dorsale del M. Sirente ed in un limitato settore ai Piani di Pezza ed è costituito da prevalenti *mudstones-wackestones* nocciola ed avana, sovente dolomitizzati, in strati da spessi a molto spessi, organizzati in cicli subtidali e peritidali. In questi ultimi la parte sommitale è caratterizzata dalla presenza di frequenti strutture da disseccamento e/o dissoluzione. Solo sporadicamente sono presenti intercalazioni di *packstones-grainstones* biointraclastici ed oolitici, questi ultimi più frequenti verso la parte alta, dove il membro passa, con contatto transizionale ai *calcari ciclotemici a gasteropodi* (CCG). Tale passaggio appare comunque marcato dall'incremento delle superfici d'esposizione subaerea che potrebbero essere correlate alla discontinuità, posta al passaggio Giurassico-Cretacico, segnalata in diverse aree dell'Appennino Centrale.

Lo spessore massimo affiorante è di circa 150 metri. La presenza di *Kurnubia* cf. *palastiniensis* Henson, *Chablaisia chablaisiensis* (Septfontaine), *Clypeina jurassica* Favre e *Cladocoropsis mirabilis* Felix permette di attibuire il membro alla biozona a *Kurnubia* gr. *palastiniensis* e alla biozona a *Clypeina jurassica*.

CALLOVIANO - TITONIANO

1.1.2. - *calcari ciclotemici a gasteropodi e ooliti* (**CCG**)

L'unità è caratterizzata da una notevole variabilità delle *litofacies*. Nonostante ciò la difficoltà, ed in molti casi l'impossibilità, di porre dei limiti eteropici con un ragionevole grado di approssimazione, ha indotto ad accorpare, in un'unica unità, *facies* diversificate.

Nel settore del M. Velino (area A) l'unità è caratterizzata, nelle zone settentrionali (Rifugio Sebastiani; Cimata di Pezza) da alternanze di calcari micritici ed oolitici. Le *litofacies* sono organizzate in cicli a tendenza *shallowing-upward* con le porzioni iniziali (trasgressive) e terminali (regressive) sovente caratterizzate da *litofacies* prevalentemente oolitiche (Cimata di Puzzillo). In altre aree più meridionali (La Difensola) le *litofacies* oolitiche mostrano spessori maggiori e spesso caratterizzano l'intero strato. In questo caso sono presenti laminazioni incrociate a larga scala. La distribuzione areale delle *facies* oolitiche lascia supporre che i settori meridionali rappresentassero aree

PROOF COPY

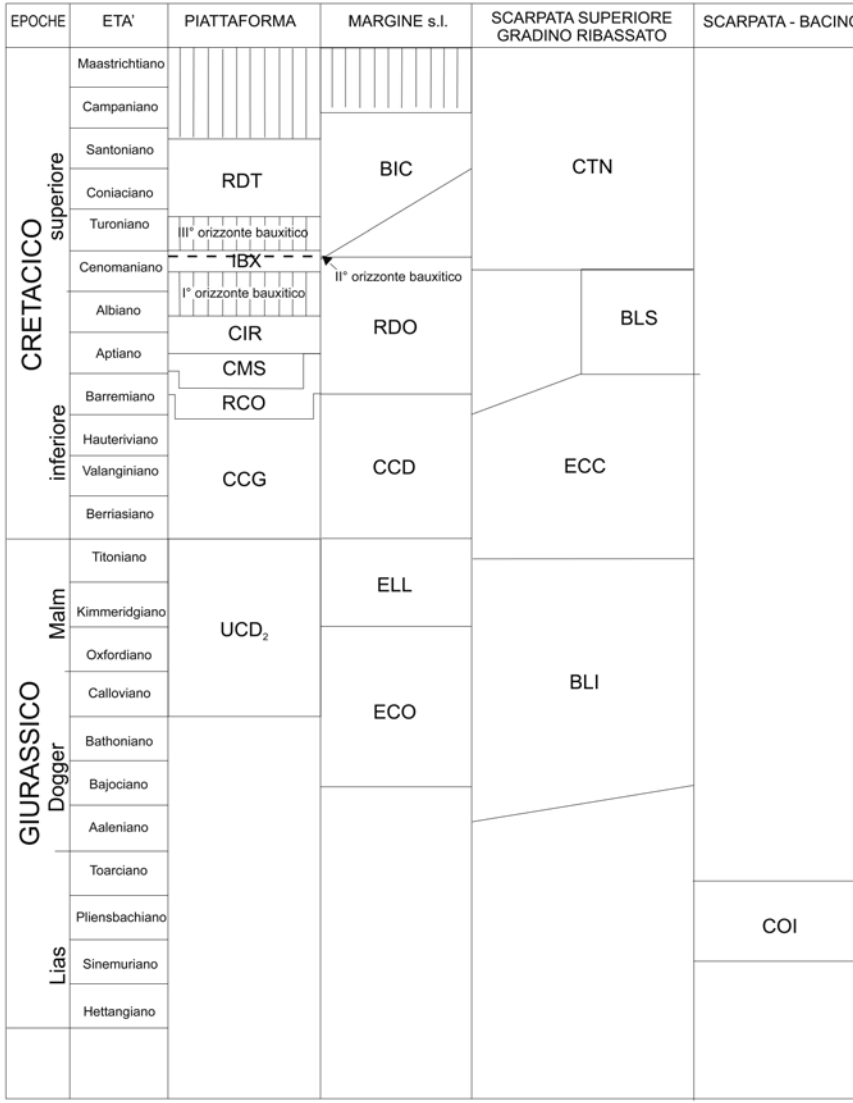

Fig. 9 - *Schema dei rapporti fra le unità litostratigrafiche del Mesozoico.*

più marginali con presenza di barre oolitiche. Verso nord esse s'intercalavano alle *facies* lagunari soprattutto durante le fasi trasgressive iniziali delle singole sequenze elementari.

Nella dorsale del M. Sirente (area A) *litofacies* lagunari prevalgono nelle aree centro-occidentali (P. La Macerola) con sequenze elementari caratterizzate da tessiture fangosostenute (*mudstones-wackestones* ad alghe e foraminiferi bentonici) al cui tetto sono presenti decimetrici orizzonti ricchi in porosità fenestrale o, localmente, stromatoliti. Frequenti, particolarmente nella porzione barremiana, risultano le superfici d'esposizione subaerea, spesso marcate da orizzonti carsificati e fortemente arrossati. Verso est (Vallone Lupara) compaiono *litofacies* oolitiche progressivamente più frequenti, che ancora più ad oriente (M. S. Nicola) vanno ad intercalarsi ad una successione prevalentemente granulosostenuta con faune, relativamente ricche, a gasteropodi e diceratidi, e abbondanza d'alghe incrostanti (*Bacinella-Lithocodium*)

In località I Tre Monti (area C) l'unità è costituita da alternanze cicliche di calcari di piattaforma-retromargine con prevalenti *wackestones-packstones* di colore avana o biancastro contenenti intraclasti, oncoidi e granuli rivestititi e con strutture da disseccamento nella parte sommitale degli strati. Sono organizzati in strati spessi e molto spessi (100-150 cm) e si alternano a strati decimetrici di *grainstones* oolitici spesso di colore grigio. A più altezze stratigrafiche sono presenti *floatstones* a gasteropodi.

Il limite superiore dell'unità, dove osservabile, poiché spesso è tagliato dalla trasgressione miocenica, è stato posto in corrispondenza della comparsa degli strati spessi e molto spessi con rudiste dell'unità RCO. Il passaggio è frequentemente caratterizzato dalla presenza di superfici d'esposizione subaerea evidenziate da paleocarsismo, orizzonti argillosi e livelli a clasti neri. Il limite inferiore è osservabile solo nella dorsale del M. Sirente dove l'unità passa al membro superiore dell'*Unità calcareo dolomitica abruzzese* (UCD2), dove prevalgono *facies* di piattaforma interna (Macerola–Sirente), mentre passa ai *calcari ad Ellipsactinie* (ELL) nell'area di M. S. Nicola, dove prevalgono *facies* di margine e retromargine. Lo spessore dell'unità è di circa 600-650 metri.

Tra la microfauna bentonica le specie più significative sono rappresentate da: *Cuneolina camposaurii* Sartoni & Crescenti, *?Cuneolina scarsellai* De Castro, *Orbitolinopsis capuensis* De Castro, *Montsalevia salevensis* (Charollais, Bronnimann & Zaninetti), *Salpingoporella biokovensis* Sokac & Velic, *Salpingoporella annulata* Carozzi, *Rivularia lissaviensis* (Bornemann), *Mitcheldeania brinkmanni* Dragastan & Duzbastilar, *Rivularia kurdistanensis* (Elliott). Queste associazioni permettono di riferire l'unità in esame alla biozona a *Favreina salevensis* e *Salpingoporella annulata* ed alla parte inferiore-media della biozona a ?*Cuneolina scarsellai* e *Cuneolina camposaurii*.

BERRIASIANO - BARREMIANO inferiore

PROPRIETÀ RISERVATA

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

L'unità è tipicamente caratterizzata dalla presenza di prevalenti *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 e caprine, più frequenti verso le aree marginali, e da requienidi ed ostreidi, più frequenti verso le aree lagunari. Tale zonazione appare evidente nella dorsale del M. Sirente dove le ricche macrofaune a caprotine, caprine e toucasie che caratterizzano l'area di M. S. Nicola, diminuiscono progressivamente procedendo verso ovest (Macerola-Sirente). In tali aree la macrofauna è limitata ad orizzonti a requienie. Localmente anche questi ultimi risultano molto impoveriti ma l'unità appare sempre riconoscibile per la sua tipica organizzazione in strati spessi o molto spessi che danno origine a tipici corpi rilevati rispetto al resto della successione.

Oltre a questa tipica distribuzione areale è, nella maggior parte dei casi, riconoscibile una distribuzione verticale dei popolamenti a macrofossili, i popolamenti a caprotine e caprine (maggiormente specializzati) prevalgono nella porzione inferiore e media dell'unità mentre requienidi, ostreidi e gasteropodi (più opportunisti) nella porzione superiore. Tale successione verticale sembrerebbe esprimere il passaggio da buone condizioni chimico-fisiche delle acque (fase trasgressiva) a condizioni progressivamente più deteriorate (fase regressiva). Tale tendenza è chiaramente espressa anche dalla riduzione degli spessori delle singole parasequenze e dalle *litofacies* che divengono prevalentemente micritiche, a minor contenuto organogeno e con frequente porosità fenestrale. In realtà le ultime decine di metri dell'unità sono caratterizzate da *facies* similari a quelle dell'unità sottostante (CCG), ma per esigenze di comprensione cartografica si è preferito non compiere ulteriori distinzioni.

Nel settore meridionale de I Tre Monti (area C) la porzione superiore dell'unità è caratterizzata dalla presenza di calcari bioclastici con sporadiche intercalazioni micritiche, che comprendono anche i termini temporalmente equivalenti a CMS. In quest'area l'unità comprende, quindi, tutto l'Aptiano inferiore. Essa passa superiormente alle facies marginali di RDO e, più ad ovest, a quelle di margine esterno – scarpata prossimale di BLS_2.

Lo spessore delle *facies* a molluschi e nell'ordine di qualche decina di metri (40-70) mentre l'unità, nel suo complesso, può raggiungere i 140 metri (area C).

La macrofauna è rappresentata da Caprotinidae (*Himeraelites* sp., *Glossomyophoruscostatus* Masse, Skelton & Sliskovic) Requienidae, Caprinidae (*Offneria italica* Masse, *Offneria nicolinae* (Mainelli), *Caprina douvillei* Paquier). Nerineacea, Anthozoa, Ostreidae, Echinodermata, Gastropoda; mentre il contenuto micropaleontologico è caratterizzato, tra le specie maggiormente significative, da: *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) sp., *Palorbitolina lenticularis* (Blumenbach), ?*Paleodictyoconus* sp., Orbitolinidae, *Acroporella radoicicae* Praturlon, *Salpingoporella dinarica* radoicic, *Salpingoporella muehlbergii*

PROTOCARG

(Lorenz), *Hedstroemia moldavica* Dragastan. L'associazione permette di riferire l'unità alla parte superiore della biozona a ?*Cuneolina scarsellai* e *Cuneolina camposaurii* e alla parte iniziale della biozona a *Salpingoporella dinarica*.
BARREMIANO superiore - APTIANO inferiore *p.p.* (APTIANO inferiore nell'area C)

1.1.4. - *calcari e marne a carophyta e Salpingoporella dinarica* (**CMS**)

Nell'area del M. Velino l'unità è caratterizzata da tre *litofacies* principali. 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, spesso deducibili, a causa delle condizioni di affioramento, solo dai massi sciolti presenti nel detrito. Buone esposizioni si hanno sul fianco meridionale del Velino (Vallone La Chiave). Alle brecce si sovrappone un orizzonte, ad andamento lenticolare a grande scala, di *mudstones* scuri, fetidi, sottilmente stratificati con rari resti di ittioliti. Buoni affioramenti sono localizzati immediatamente a sud di Punta Trento, dove sono presenti orizzonti a piccoli gasteropodi probabilmente dulcicoli e orizzonti con rodoliti anch'essi di probabile origine lacustre (cfr. Tucker & Wrigth, 1990) e lungo il già citato Vallone La Chiave. A questi ultimi seguono alternanze di *mudstones* e livelli argilloso-marnosi verdi talora con orizzonti ricchi in oogoni di Carophyta (nella Valle del Puzzillo, associati a clasti anneriti, e alla sommità di Iaccio dei Montoni); i litotipi calcarei sono caratterizzati dalla presenza, a luoghi abbondantissima, di talli di alghe dasicladacee (*Salpingoporella dinarica* Radoicic). Tale tripartizione sembra scomparire procedendo verso est, al *footwall* del sovrascorrimento di M. Rotondo, dove viene sostituita da *facies* lagunari ristrette ancora ricche in *S. dinarica*. Nell'area del Velino il limite inferiore dell'unità è ben definito dalla comparsa delle brecce mentre quello superiore è rappresentato dalla scomparsa degli orizzonti marnoso-argillosi e dalla comparsa di *facies* prevalentemente granulo-sostenute ad *Archeoalveolina reicheli*.

Nel settore del M. Sirente l'unità è caratterizzata da prevalenti litotipi calcarei e le intercalazioni argillose sono rare e molto sottili, le *litofacies* risultano ciclicamente organizzate in tipici cicli peritidali la cui sommità è caratterizzata da *fenestrae* o, frequentemente, da orizzonti stromatolitici. Le intervalli subtidali sono, localmente, costituiti da *wackestones* a requienidi, associati talora a piccoli radiolitidi, caprotine, gasteropodi. L'insieme di tali caratteristiche rende l'unità difficilmente distinguibile da quella sovrastante (CIR); nonostante ciò, a causa della loro importanza biostratigrafica, gli orizzonti a *S. dinarica* (ben distinguibili anche in campagna), sono stati ugualmente differenziati (**CMSa**).

Sul versante orientale del M. Sirente, tra Mandra Murata e P. La Macerola, la base dell'unità è caratterizzata, da livelli costituiti da *grainstones* nocciola, con radi puntini arancioni e ricchi di *Palorbitolina lenticularis* (Blumenbach).

Lo spessore dell'unità varia da 50 a 100 metri.

PROOF COPY

Per il suo contenuto paleontologico (*Praechrysalidina infracretacea* Luperto-Sinni, *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) *parva* Douglass, *Palorbitolina lenticularis* (Blumenbach), *Salpingoporella dinarica* Radoicic, *Atopochara trivolvis* Peck) l'unità è attribuibile alla biozona a *Salpingoporella dinarica p.p.*.

APTIANO inferiore *p.p.*

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

L'unità è costituita da prevalenti *mud-wackestones* di colore da avana a nocciola (più caratteristici) a contenuto biogeno tipicamente scarso o molto scarso, ben stratificati in strati di spessore variabile da 60 a 120 cm. Nettamente subordinati risultano i termini granulosostenuti, progressivamente più frequenti procedendo verso i paleomargini. Le *litofacies* sono organizzate in cicli subtidali e peritidali, le cui terminazioni sommitali possono essere caratterizzate da superfici carsificate con sovrimposti livelli argillosi verdi d'esile spessore. Le superfici d'esposizione subaerea sono più frequenti nella porzione media e superiore dell'unità. La parte basale è ovunque caratterizzata dalla prevalenza di *wackestones-packstones* con ben sviluppate associazioni microbentoniche (*Archalveolina reicheli*), mentre nella parte sommitale, immediatamente al di sotto del *1° orizzonte bauxitico*, sono presenti strati spessi e molto spessi di *mudstones-wackestones* bianchi, di aspetto marmoreo, localmente contenenti abbondanti requienidi (M. Velino). Il tetto dell'unità è delimitato dal *1° orizzonte bauxitico* (ba); ma spesso l'unità viene troncata dalla trasgressione miocenica che, nell'area del Sirente, interessa progressivamente, da ovest a est, terreni via via più antichi.

Un secondo orizzonte a requienie si rinviene, localmente (M. Velino), nella parte media dell'unità in associazione con microfaune ad orbitolinidi.

Lo spessore dell'unità si aggira sui 150-200 metri.

Il contenuto micropaleontologico è caratterizzato da: *Dictyoconus algerianus* Cherchi & Schroeder, *Cribellopsis arnaudae* Chiocchini, *Simplorbitolina aquitanica* (Schroeder & Poignant), *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) cf. *texana* (Roemer), *Archaealveolina reicheli* (De Castro), *Salpingoporella turgida* Radoicic, *Garwoodia fluegeli* Dragastan.

L'unità è riferibile alla biozona a *Archaealveolina reicheli* e alla parte iniziale della biozona a *Ostracoda* e *Miliolidae*.

APTIANO superiore - ALBIANO inferiore *p.p.*

1° orizzonte bauxitico (**ba**)

La presenza di orizzonti bauxitici medio-cretacici è un elemento comune a molte successioni carbonatiche di piattaforma dell'Appennino Centrale. Essi risultano particolarmente sviluppati nell'Abruzzo aquilano dove furono oggetto, durante gli anni '60, di coltivazione mineraria. Le miniere sono concentrate

PROOF ICARG

soprattutto nei dintorni di Campo Felice (Foglio 359 "L'Aquila") immediatamente a nord del settore del M. Velino. Nell'area di Campo Felice (Monti d'Ocre) sono presenti tre discontinuità stratigrafiche marcate dalla presenza di corpi bauxitici di diverso spessore e dei quali solo il primo ha avuto interesse minerario (vedi Note Illustrative del Foglio 359 "L'Aquila").

Nel foglio in esame il primo orizzonte bauxitico è presente nell'area del M. Velino con spessori generalmente inferiori a quelli dei Monti d'Ocre (max. 4-5m). La morfologia paleocarsica del letto è osservabile sul fianco meridionale del Vallone di Teve a NW del circo glaciale di M. Sevice e appare costituita da doline ampie 7-10 metri e profonde 5-6 metri. In tutti gli affioramenti osservati la base dell'orizzonte è costituita da livelli a requienidi analoghi a quelli dei Monti d'Ocre, ben esposti in prossimità della cima di M. Velino.

Nella dorsale del Sirente, l'orizzonte in parola affiora in Val d'Arano (Fonte delle Fate) con uno spessore non superiore al metro.

Sulla base delle associazione paleontologiche presenti al letto ed al tetto dell'orizzonte, la lacuna stratigrafica associata si estende dall'ALBIANO inferiore *p.p.* al CENOMANIANO inferiore.

PROGETTO CARG

1.1.6. - *calcari intrabauxitici* (**IBX**)

Al di sopra del *I° orizzonte bauxitico auctt.* è presente un pacco di strati, di potenza oscillante tra i 40 e gli 80 metri, caratterizzati dalla presenza di numerose superfici di esposizione subaerea evidenziate da un diffuso paleocarsismo, a volte marcato da orizzonti fortemente arrossati, orizzonti argillosi e orizzonti petrocalcici (*calcrete*/*dolocrete*). Proprio per queste caratteristiche l'unità risulta di facile riconoscimento ed appare particolarmente evidente sulla cima del M. Velino. La porzione basale è localmente caratterizzata (base di La Torricella, 2 Km a nord di Vena Stellante) dalla presenza di *facies* micritiche contenenti girogoniti di Carophyta, ostracodi e piccoli gasteropodi ai quali si associano piccoli foraminiferi bentonici a testimonianza di ambienti salmastri. Non sono state rinvenute *facies* contenenti esclusivamente organismi di acque dolci analoghe a quelle che caratterizzano la porzione basale dell'unità in alcune località dei Monti d'Ocre (Foglio 359 "L'Aquila") e di altre località appenniniche (Carannante *et alii*, 1988).

Nella parte alta dell'unità è presente un orizzonte di calcari arrossati e/o brecce in matrice rossa localmente con piccole sacche bauxitiche (*II orizzonte bauxitico*) al di sopra del quale compaiono calcari fossiliferi, con tessiture variabili da *floatstones* a *rudstones*, caratterizzati dalla presenza di rudiste (*Sauvagesia nicaisei* Coquand, *Biradiolites* sp.) ed alveoline (*Cisalveolina fraasi* Guembel). La comparsa, in tale posizione stratigrafica, delle *facies* a rudiste è elemento comune a diverse successioni carbonatiche periadriatiche e legato, con tutta probabilità, ad un importante picco trasgressivo. *Litofacies* analoghe sono presenti anche in altre aree appenniniche (Fumanti, 1998, *cum biblio*). Tra il biorizzonte a *C. fraasi* (Cenomaniano sommitale) ed i calcari sovrastanti (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 (*3° orizzonte bauxitico*). A causa dell'esiguo spessore intercalato i due orizzonti sono stati unificati nella cartografia (**bb**); essi risultano marcatamente discontinui ma le lacune corrispondenti sembrano essere presenti in tutta l'area di piattaforma interna. Un'eccezione a ciò potrebbe essere rappresentata nella successione di M. d'Aria (settore meridionale del foglio) dove le *facies* a rudiste raggiungono spessori di 30-40m e dove non è stato possibile accertare la presenza o meno del *2° orizzonte bauxitico*. Il limite superiore dell'unità è stato posto in corrispondenza della discontinuità stratigrafica marcata dal *3° orizzonte bauxitico* alla quale corrisponde una lacuna comprendente gran parte del Turoniano. I microfossili maggiormente significativi sono rappresentati da *Sellialveolina viallii* COLALONGO (base dell'unità), *Chrysalidina gradata* D'ORBIGNY, *Nezzazata simplex* OMARA, *Cisalveolina lehneri* REICHEL, *Merlingina cretacica* HAMAOUI & SAINT-MARC, *Cisalveolina fraasi* GUEMBEL. Questi permettono di riferire l'unità in esame alla parte superiore della biozona a *Pseudorhapydionina dubia* e *Pseudorhapydionina laurinensis* e alla parte inferiore-media della biozona a *Chrysalidina gradata* e *Pseudolituonella reicheli*.

CENOMANIANO *p.p.*

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

Rappresentano gli ultimi termini cretacici della successione di piattaforma. 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 con l'intercalazione, a più livelli, di orizzonti particolarmente ricchi in rudiste.

All'interno dell'unità è possibile distinguere, dal basso, almeno tre eventi a rudiste: 1) calcari a *Biradiolites angolosus*, 2) calcari a *Durania (Biradiolites) martelli*, 3) Calcari a *Vaccinites fortisi* (unicamente sulla cresta tra il M. Velino ed il M. Cafornia). Tali orizzonti, che raggiungono spessori di diversi metri, esprimono, probabilmente, picchi trasgressivi di cicli del 3° ordine (FUMANTI, 1998). Nel settore orientale del foglio affiora unicamente la porzione basale (sud di Rovere).

Nell'area del Monte Velino lo spessore dell'unità aumenta progressivamente procedendo dai Monti d'Ocre verso sud raggiungendo circa 250 m prima di essere troncata dalla trasgressione miocenica. L'ambiente di sedimentazione è tipicamente quello di laguna-retromargine passante verso ambienti di margine sabbioso nell'estremità meridionale della stessa area (M. Rastegliù) dove

PROGETTO CARG

compaiono bioclastiti ad abbondanti frammenti di rudiste, contenenti anche qualche foraminifero planctonico, che sono state inserite nell'eteropica unità dei *calcari bioclastici ad ippuriti e coralli* (BIC).

L'associazione micropaleontologica, composta da *Moncharmontia apenninica* (De Castro), *Accordiella conica* Farinacci, *Nummoloculina* cf. *irregularis* Decrouez&Radoicic,*Rotorbinellascarsellai*Torre,*Aeolisaccuskotori*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 superiore - SANTONIANO *p.p.*

1.2. - Successione Mesozoica di margine della piattaforma carbonatica

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

L'unità affiora unicamente in limitati settori ad ovest di Ovindoli (area A). Essa è costituita da prevalenti *grainstones-rudstones* biolitoclastici con sporadiche intercalazioni di *wackestones* e, più raramente, di *mudstones*. Il contenuto biogeno è rappresentato, in netta prevalenza, da abbondanti frammenti di coralli ed echinodermi. Nella porzione superiore sono presenti alternanze tra *packstones-grainstones* ricristallizzati, *packstones* organogeni con rari livelli micritici contenenti alghe calcaree e *grainstones* oolitici grigi.

La stratificazione è in strati da medi a spessi e superiormente passano ai *calcari ad ellipsactinie* (ELL). Le condizioni d'affioramento non hanno permesso di individuare importanti superfici di discontinuità tra i due termini e, poiché le caratteristiche sedimentologiche presentano notevoli analogie, tale passaggio appare evidenziato solo per via macro e micropaleontologica.

Il massimo spessore affiorante è di circa 200 metri.

Il contenuto paleontologico è rappresentato da Echinodermata, Anthozoa, Bryozoa, *Protopeneroplis striata* Weynschenk, *Nautiloculina oolithica* Mohler, *Labyrinthina mirabilis* Weynschenk, *Siphovalvulina variabilis* Septfontaine, *Trocholina* sp., *Tubiphytes morronensis* Crescenti. L'unità è riferibile alla biozona a *Protopeneroplis striata*.

BAJOCIANO *p.p.* - OXFORDIANO

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

L'unità affiora esclusivamente nell'area A, ad ovest di Ovindoli, alla base delle propaggini orientali della dorsale del M. Sirente ed in limitati lembi nell'estremità nord-orientale del foglio. Essa è costituita da *rudstones* bioclastici bianchi, in

PROGETTO CARG

strati spessi o a giacitura indistinta, prevalenti nella parte basale dell'affioramento, caratterizzati da una ricca fauna ad ellipsactinie, chetetidi, coralli, briozoi ed echinidi ai quali s'intercalano, procedendo verso l'alto, *grainstones* biolitoclastici ad elementi selezionati ed orientati composti da frammenti dei *taxa* suddetti. Nell'area d'Ovindoli la parte alta è caratterizzata dalla presenza di *packstones* microdetritici, e subordinati *wackestones*, con ooidi e frammenti di diceratidi, mentre a nord di M. San Nicola a più altezze sono presenti *grainstones* oolitici. Superiormente passano ovunque alle *facies* di piattaforma dei *calcari ciclotemici a gasteropodi ed ooliti* (CCG), spesso tramite l'interposizione di superfici d'esposizione subaerea. Il passaggio con le sovrastanti *facies* marginali (CCD), affioranti ad ovest di M. S. Nicola, non risulta, invece, osservabile. La successione verticale delle *facies* lascia supporre, in generale, un passaggio da ambienti di margine ad ambienti più interni in accordo con una supposta tendenza regressiva a lungo termine. La presenza delle superfici emersive al tetto dell'unità potrebbe essere legata a picchi regressivi d'ordine minore.

Lo spessore massimo è di circa 200 metri.

La ricca macrofauna è caratterizzata dalla presenza di Echinodermata, Anthozoa, Bryozoa, Chaetetida, Hydrozoa (*Ellipsactinia caprense* Canavari, *Ellipsactinia ramosa* Canavari) mentre i microfossili maggiormente significativi sono rappresentati da: *Protopeneroplis ultragranulata* (Gorbatchik), *Mohlerina basiliensis* (Mohler), *Labyrinthina mirabilis* Weynschenk, *Protopeneroplis striata* Weynschenk, *Tubiphytes morronensis* Crescenti. L'unità è riferibile alla biozona a *Tubiphytes morronensis*.

KIMMERIDGIANO - TITONIANO

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

Al di sopra dell'unità dei *calcari ad ellipsactinie* (ELL) compaiono, nel sttore nordorientale del foglio (area A), *grainstones* oolitici e bioclastici biancastri, spesso cristallini, in spessi strati mal distinguibili, alternati a *grainstones-rudstones* biolitoclastici. La macrofauna è caratterizzata dalla presenza di coralli, nerinee e diceratidi, più frequenti verso la base.

Nel settore meridionale della Magnola (area B) affiorano direttamente sovrapposti alle *facies* di scarpata di ECC e sono costituiti da *grainstones-rudstones* biolitoclastici bianchi, cristallini, cui si alternano *boundstones* ricchi in coralli coloniali. Nella parte alta dell'unità compaiono intercalazioni di *floatstones* a nerinee e caprotine.

Il limite superiore, dove osservabile, è stato posto in corrispondenza o della comparsa dei primi orizzonti ad orbitolinidi (area B) oppure della comparsa delle facies micritiche di CCG (Colle delle Macchie, area A). Limitatamente a quest'ultimo caso è presente solamente la porzione Berriasiana dell'unità. Lo spessore nel settore nordorientale dell'area A varia da poche decine di metri (Colle delle Macchie) a più di 200 metri (ad ovest di M. S. Nicola), mentre nell'area B

PROPRIETÀ CARG

è di circa 150 metri.

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

BERRIASIANO - BARREMIANO *p.p.*

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

L'unità affiora ad ovest di M. S. Nicola (area A), nel settore meridionale della Magnola (area B) ed in quello dei Tre Monti (area C).

Nel suo complesso essa è caratterizzata 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, talora prevalenti (a sud di Vado Castello).

Lo spessore affiorante è molto variabile; da pochi metri a 25-50 m (nell'area C) fino a circa 300 m nelle aree A e B.

Resti di macrofossili: Echinodermata, Anthozoa, Bryozoa, Hydrozoa, Gastropoda, Nerineacea, Radiolitidae, Caprinidae, Caprotinidae.

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

BARREMIANO superiore – CENOMANIANO *p.p.*

PROGETTO CARG

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

Affiorano unicamente a M. Mallevona (zona di I Tre Monti – area C) e a M. Rastegliù (Magliano dei Marsi – area A). A M. Mallevona affiorano, in successione su RDO, e sono costituiti da *rudstones* bioclastici con abbondanti frammenti di rudiste di grosse dimensioni (radiolitidi ed ippuriti) immersi in una matrice bioclastica a frammenti di rudiste erosi ed isorientati. L'affioramento di M. Rastegliù è caratterizzato da *facies* fortemente bioclastiche con abbondanti frammenti di radiolitidi, ippuritidi, caprinidi e qualche foraminifero planctonico. La parte alta dell'affioramento è considerata da Nijman (1971) di età Maastrichtiana. I numerosi campioni prelevati in loco, sui quali sono state effettuate analisi sia micro sia macropaleontologiche, forniscono invece età più antiche, che non sembrano superare il Campaniano.

Lo spessore massimo affiorante è di circa 70 m e l'ambiente di deposizione è riferibile ad un margine sabbioso di piattaforma aperta.

Il contenuto paleontologico è rappresentato da Echinodermata, Anthozoa, Bryozoa, spicole di Porifera, Radiolitidae, Hippuritidae, *Rajka spinosa* Milovanovic, *Vaccinites sulcatus* (Defrance) e foraminiferi bentonici tra i quali *Moncharmontia apenninica* (De Castro), *Cuneolina* sp., *Discorbis* cf. *turonicus* Said & Kenawy, *Nummoloculina* sp., *Nezzazatinella* sp., *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), *Aeolisaccus kotori* Radoicic. Tale associazione permette di riferire l'unità alla biozona a *Hippuritidae* e *Radiolitidae*.

CENOMANIANO *p.p.* - CAMPANIANO *p.p.* (area C)

SANTONIANO *p.p.* – CAMPANIANO *p.p.* (area A)

1.3. - Successione mesozoica di gradino ribassato – rampa?-scarpata *s.l.* - bacino prossimale

1.3.1. - *corniola* (**COI**)

Affiora unicamente nei pressi dell'abitato di S. Potito ed è costituita da alternanze di calcari micritici grigi e nocciola, a radiolari e spicole di spugna, in strati da sottili a medi, talora a frattura concoide, e di *grainstones* biodetritici contenenti foraminiferi bentonici, frammenti di coralli, echinodermi e gasteropodi. Frequenti liste di selce nera. Angelucci & Praturlon (1968) segnalano anche la presenza d'embrioni d'ammoniti. Lo spessore dell'unità è mal valutabile a causa dell'intensa tettonizzazione, ma comunque nell'ordine di qualche decina di metri.

Il contenuto fossilifero è costituito da *Agerina martana* (Farinacci), radiolari, resti filamentosi, Nodosariidae, *Globochaete alpina* Lombard, *Siphovalvulina* sp., *Orbitopsella praecursor* (Guembel) insieme a resti di Echinodermata, Mollusca, spicole di Porifera, spicole di Hydrozoa.

PROGETTO CARG

Tale unità è pertanto riferita alla biozona a *Radiolaria*, *Palaeodasycladus*, *Anthozoa* e *Hydrozoa*; e alla biozona a *Radiolaria*, *Orbitopsella* e *Agerina martana*.

SINEMURIANO superiore – PLIENSBACHIANO

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

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

Nell'area dei Monti della Magnola all'unità si sovrappongono, a partire dall'Hauteriviano *p.p.*, le *facies* marginali di CCD mentre nell'area D, dove persistono per tutto il Cretacico le *litofacies* di margine esterno-scarpata prossimale, passano superiormente ai termini aptiani di BLS_2.

Affiorano per circa 200 metri sul versante orientale di M. S. Nicola (area D) e per circa 320 m sul versante meridionale della Magnola (area B).

Il contenuto fossilifero è costituito da frammenti di echinodermi, spicole di Porifera, *Ellipsactinia* sp., *Sphaeractinia* sp., *Tubiphytes morronensis* Crescenti, *Protopeneroplis ultragranulata* (Gorbachik), *Lithocodium aggregatum* Elliott, *Colomisphaera carpathica* (Borza), *Crassicollaria intermedia* (Durand-Delga), *Calpionella alpina* Lorenz, *C. Elliptica* Cadisch, *Calpionellopsis simplex* (Colom), *G. Oblonga* Cadisch, *Praecalpionellites murgeanui* (Pop), *Calpionellites darderi* (Colom), *Hedbergella sigali* Moullade. Tale associazione permette di riferire l'unità in esame all'intervallo che si estende dalla biozona *Crassicollaria, Calpionella, Lithocodium aggregatum* e *Tubiphytes morronensis* a gran parte della biozona a *Hedbergella* e *Lithocodium aggregatum*.

TITONIANO superiore *p.p.* – BARREMIANO (area D)

TITONIANO superiore – HAUTERIVIANO *p.p.* (area B)

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

Di tale unità, suddivisa, nel Foglio 360, in due membri eteropici attribuibili ad ambienti di scarpata distale (BLS_1) o prossimale (BLS_2), è presente unicamente il *membro calcarenitico-calciruditico* (**BLS_2**). Esso affiora sia nella porzione occidentale della dorsale de I Tre Monti (area C), fra i *calcari a requienie, caprotine ed ostreidi* (RCO) ed i *calcari cristallini* (CTN), sia a M. Secino (area D) sottostante alle *calcareniti a briozoi* (CBZ_3). E' costituito da *grainstones-rudstones* bioclastici bianchi o bianco-verdastri ad orbitoline e frammenti di rudiste (prevalentemente caprine) e foraminiferi planctonici e risulta eteropico delle facies marginali dei *calcari a rudiste ed orbitoline* (RDO) rispetto alle

PROGETTO CARG

quali costituisce una facies di margine esterno - scarpata prossimale.

Nell'area di M. Secino - M. S. Nicola affiorano localmente (nord di Accio della Punta) *grainstones* bioclastici, in strati spessi, a cui s'intercalano livelli di brecce e *wackestones* con foraminiferi planctonici, talora con noduletti e arnioni di selce giallognola. Verso l'alto tale successione è caratterizzata da calcari bioclastici a radiolitidi, in grossi frammenti o individui interi, coralli coloniali, orbitoline, echinodermi; la stratificazione è indistinguibile.

Lo spessore, nella zona de I Tre Monti, è di circa 50 m mentre in quella di M. Secino è di circa 200 metri.

La macrofauna è costituita da resti di Echinodermata, Bryozoa, Anthozoa, Radiolitidae, Mollusca, Gastropoda, *Aptychus* sp., mentre la microfauna è rappresentata da foraminiferi bentonici (*Orbitolina (Conicorbitolina) conica* (D'ARCHIAC), *Paleodyctioconus* cf. *arabicus* (HENSON), *Lithocodium aggregatum* ELLIOTT) e planctonici (*Hedbergella delrioensis* (CARSEY), *Ticinella bejaouaensis* SIGAL, *T. Primula* LUTERBACHER, *Biticinella breggiensis* (GANDOLFI), *Rotalipora ticinensis* (GANDOLFI), *R. appenninica* RENZ, *R. brotzeni* SIGAL, *R. greenhornensis* (MORROW), *Praeglobotruncana gibba* KLAUS, *Dicarinella algeriana* (CARON), *Rotalipora cushmani* (MORROW), *Whiteinella spp.*). L'intervallo biostratigrafico va dalla parte superiore della biozona a *Hedbergella* e *Lithocodium aggregatum* alla biozona a *Rotalipora ed Orbitolina p.p.*.

APTIANO superiore – CENOMANIANO *p.p.* (area C)

APTIANO – CENOMANIANO *p.p.* (area D)

1.3.4. - *calcari cristallini* **(CTN)**

L'unità affiora esclusivamente nel settore nord-orientale (area D - M. Secino-M. S. Nicola) e meridionale (area C - Tre Monti) del foglio ed è costituita da diverse associazioni di *litofacies* cartografate distintamente.

associazione calcarenitico-calciruditica (**CTNd**). Si tratta di *grainstones-rudstones* bioclastici bianchi, grossolanamente stratificati, con abbondanti frammenti di rudiste (Radiolitidae) e subordinati frammenti di echinodermi e coralli, talora laminati o parzialmente ricristallizzati. I bioclasti sono spesso arrotondati ed isorientati. Nettamente subordinati risultano gli orizzonti a tessitura più fangosa. Nell'area C, a nord di Collarmele (Il Vallone) passano ai *calcari a nummuliti e discocycline* (CFR_1) mentre a nord di Aielli (Costa Maltempo) sono direttamente ricoperti dalle *calcareniti a briozoi* (CBZ_3). La potenza di tale unità è molto variabile. Lo spessore massimo si misura lungo il versante meridionale di M. Uomo, dove supera i 200 m. Verso NE si assottiglia progressivamente (da 150 a 100 m lungo il versante meridionale de I Tre Monti) fino a scomparire all'altezza di M. Mallevona. Nell'area D buoni affioramenti si hanno a M. Briccialone ed a V.ne Scafelli dove prevalgono *grainstones* fini a planctonici con frequenti inter-

PROPRIETÀ CARTA

calazioni di *grainstones-rudstones*; questi ultimi sono particolarmente frequenti, ed in strati molto spessi, in prossimità del tetto dell'unità pochi metri sotto il contatto trasgressivo con i calcari eocenici a nummuliti. In quest'area si raggiungono spessori di circa 300 metri.

associazione micritico-calcarenitica (**CTNc**). E' rappresentata da prevalenti *wackestones* bianchi e avana, in strati sottili con intercalazioni di selce in liste e di *packstones* e *grainstones* bioclastici, sovente laminati, in strati da sottili a medi, a geometria spesso lenticolare. Rare le intercalazioni di strati spessi a granulometria più grossolana. Nelle micriti sono presenti abbondanti foraminiferi planctonici; nel biodetrito frammenti di rudiste e foraminiferi bentonici. Lo spessore massimo affiorante è di 70-80m

associazione calciruditica (**CTNb**). È costituita da *rudstones* e brecce a rudiste con litoclasti di micriti a planctonici, *grainstones* bioclastici bianchi e selce. La stratificazione è in strati da spessi a molto spessi. Nelle aree di scarpata più prossimali, tra Capo di Moro e Accio della Capra (area M. Secino-S. Nicola), prevalgono le *facies* grossolane, con frequenti intercalazioni di brecce di spessore metrico. Lo spessore varia da pochi metri a circa 50-60 metri.

associazione saccaroide (**CTNa**). È costituita, in prevalenza, da g*rainstones* biodetritici da medi a fini di colore biancastro e aspetto saccaroide, spesso gradati e laminati, in strati medi e più raramente spessi, frequentemente a geometria lenticolare. Ad essi si intercalano, sporadicamente, livelli di *wackestones* a foraminiferi planctonici in strati da sottili a medi. Gli elementi bioclastici, quando riconoscibili, sono rappresentati da frammenti di rudiste e da macroforaminiferi bentonici (*Orbitoides* e *Siderolites*). Lo spessore massimo è di 60-70 m.

Le forme più significative dell'associazione microfaunistica dell'unità, nel suo complesso, sono: *Siderolites calcitrapoides* Lamark, *Orbitoides medius* (d'Archiac), *O. apiculatus* Schlumberger, *Helvetoglobotruncana helvetica* (Brotzen), *Globotruncana ventricosa* White, *Globotruncanita stuarti* (De Lapparent), *Contusotruncana contusa* Cushman, *Abathomphalus* sp.

Esse permettono di attribuire l'unità all'intervallo che si estende dalla parte superiore della biozona a *Rotalipora ed Orbitolina* alla biozona a *Globotruncanita* e *Orbitoides*.

CENOMANIANO *p.p.* - MAASTRICHTIANO

PROOF COPY

1.4. - Successione cenozoica di rampa-piattaforma aperta

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

L'unità comprende i depositi paleogenici affioranti nel foglio. Affiora esclusivamente nelle aree C e D ed i suoi limiti inferiore e superiore corrispondono, generalmente, a discontinuità stratigrafiche di importanza regionale. Sulla base del contenuto paleontologico, ben riconoscibile in campagna, l'unità è stata suddivisa in due membri caratterizzati rispettivamente da faune a nummuliti e discocycline (membro inferiore) o a miogypsine e lipidocycline (membro superiore). Tali membri sono caratterizzati da *litofacies* e spessori assai variabili che testimoniano il progressivo ed articolato annegamento di vari settori della piattaforma mesozoica.

calcareniti a nummuliti e discocycline (**CFR**$_1$). Il membro affiora sia nella porzione occidentale della dorsale de I Tre Monti (area C), sia nella zona di M. Secino (area D), ma con spessori e caratteri litologici piuttosto variabili.

Alla sua base sono localmente presenti (porzione occidentale della dorsale di I Tre Monti) *litofacies* attribuibili al Paleocene (*calcari a Pseudolithothamnium album* – **CFR**$_{1a}$). Esse sono generalmente comprese tra i *calcari cristallini* (CTNd) e le *calcareniti a nummuliti e discocycline* (CFR$_1$). Nell'area di M. Mallevona - La Forchetta passano superiormente alle *calcareniti a briozoi* (CBZ$_3$) evidenziando la presenza di una estesa lacuna stratigrafica. Tali *litofacies* sono costituite prevalentemente da *wackestones* e *packstones* bianchi, dall'aspetto ceruleo, massivi o grossolanamente stratificati. Contengono coralli coloniali, alghe corallinacee e piccoli litotamni (*Pseudolithothamnium album*). Nella parte alta sono presenti frammenti di operculine e discocycline. In prossimità di M. Mallevona i litotipi dominanti sono, invece, costituiti da *mudstones-wackestones* avana a *Pseudolithothamnium album* e gasteropodi. L'associazione di *litofacies* affiora anche nell'area di M. Secino - M. S. Nicola, a M. Rimagi, Capo di Moro e M. Briccialone. Il suo spessore è piuttosto costante (circa 50 m) in buona parte delle aree di affioramento. Si assottigliano bruscamente verso NE, fino a scomparire, nell'area di La Forchetta-M. Mallevona.

Al di sopra dei calcari paleocenici (CFR$_{1a}$), la successione è costituita, nella zona de I Tre Monti, lungo il versante meridionale di M. Uomo-I Tre Monti-La Forchetta, da un orizzonte metrico basale di *grainstones-rudstones* avana stratificati a discocycline, dell'Eocene inferiore, cui si sovrappongono *rudstones* bioclastici bianchi, massivi, con abbondanti nummuliti. Questi ultimi litotipi non sono continui lateralmente e si assottigliano, scomparendo, sia verso ovest sia verso est e nord-nordest, assu-

PROGETTO CARG

mendo una geometria lenticolare. Superiormente è presente un orizzonte di alcuni metri di calcareniti marnose avana alla cui presenza è spesso associata una evidente rottura morfologica che passano verso l'alto a calcareniti fini avana alternate a *rudstones-grainstones* con nummuliti e discocycline per uno spessore di 50-60 m (Eocene superiore).

Nel settore nord-occidentale della dorsale de I Tre Monti (M. Mallevona-Costa Arrenti) l'Eocene basale è rappresentato da *grainstones* ad alveoline e miliolidi, passanti superiormente ai calcari a nummuliti dell'Eocene medio (Costa Arrenti) o direttamente sottostanti ai *calcari a briozoi* (CBZ_3) del Miocene medio. Nel settore centrorientale del foglio (area D) il membro poggia su varie litofacies dei *calcari cristallini* (CTN), il contatto è, a luoghi, marcato da una superficie irregolare su cui poggia una brecciola, mentre i calcari sottostanti sono interessati da cavità decimetriche riempite di sedimento eocenico con nummuliti, anche in quest'area la porzione basale è caratterizzata da litotipi riferibili a CFR_{1a} che non raggiungono, però, spessori cartografabili. Nello stesso settore il membro passa superiormente o ai litotipi oligocenici di CFR_2 oppure direttamente alle *calcareniti a briozoi* (CBZ_3) mioceniche. A M. S. Pietro affiora una successione omogenea spessa circa 50 metri di *grainstones* ricchissimi in macroforaminiferi (fra cui *Alveolina* gr. *cremae*, *Alveolina* gr. *fornasinii*, *Cuvillierina vallensis* Cruiz de Gaona).

Nei Monti della Magnola *grainstones* biointraclastici ricchi in nummuliti ed alveoline si rinvengono in limitati lembi e come riempimento di filoni sedimentari, impostati all'interno delle bioclastiti cretaciche dell'unità BIC.

Il membro affiora anche nell'area E, dove non risultano però presenti i termini paleocenici.

Il contenuto paleontologico del membro, nel suo complesso, è costituito da Ostracoda, Bryozoa, Echinodermata, Mollusca, *Morozovella* gr. *aragonensis*, *Morozovella* gr. *formosa*, *Nummulites* gr. *maximus*, *Morozovella* gr. *lehneri*, *Nummulites fabianii* Prever, *Nummulites* cf. *retiatus* Roveda, *Turborotalia* gr. *Cerroazulensis*. Questa associazione permette di riferire l'unità all'intervallo che si estende dalla biozona SBZ3 alla biozona-SBZ20 e che corrisponde alle biozone a foraminiferi planctonici P4-P17

THANETIANO - PRIABONIANO

YPRESIANO p.p. – PRIABONIANO (area D)

calcareniti a miogypsine e lepidocycline (**CFR_2**). Sono costituite 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 ap-

PROFILO.ORG

paiono orientati parallelamente alla stratificazione. Affiorano estesamente nell'area D tra M. Cappetella e Costa Muricci, con uno spessore dell'ordine del centinaio di metri che si riduce progressivamente verso nord-ovest. Il membro passa superiormente ai litotipi langhiani di CBZ_3.

Il contenuto paleontologico è rappresentato da: *Nephrolepidina praemarginata* (Douvillé), *Nephrolepidina morgani* (Lemoine & Douvillé), *Nephrolepidina tournoueri* (Lemoine & Douvillé), *Eulepidina* gr. *Ephippioides*, *Eulepidina dilatata* (Michelotti), *Amphistegina* sp., *Heterostegina* sp., *Cycloclypeus* sp., *Spiroclypeus* sp., *Operculina complanata* (Defrance), *Nummulites* sp., *Miogypsinoides* sp., *Miogypsina* cf. *globulina* (Michelotti), *Miogypsina* sp., *Miolepidocyclina* sp. L'associazione sopra elencata permette d'individuare l'intervallo che si estende da parte della biozona SBZ22 a parte della biozona SBZ25.

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

1.4.2. - *calcari a briozoi e litotamni* (**CBZ**)

L'unità comprende tutti i depositi carbonatici miocenici attribuibili ad ambienti di piattaforma aperta-rampa carbonatica. Essa affiora in tutte le aree del foglio ed è caratterizzata da una notevole variabilità delle litofacies che ha permesso la suddivisione in tre membri, sovente eteropici tra loro.

calcareniti arancioni, litofacies glauconitica (**CBZ_{1a}**). Tale membro è caratteristico delle zone dove è presente la ben nota "*lacuna paleogenica*". La parte basale è costituita da calcareniti fini a frattura concoide, sovente dolomitizzate, e con tonalità grigio-verdognole per la diffusa presenza di glauconite abbondante soprattutto verso la base, a luoghi ricche in briozoi e pettinidi. Il contatto con il substrato cretacico è evidenziato da una superficie di discontinuità debolmente carsificata e rivestita 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. Nella catena del M. Velino lo spessore è generalmente modesto (20-30 metri) e tende a diminuire verso sud sino a raggiungere spessori non cartografabili. Pochi metri di *grainstones* analoghi sono presenti anche nelle aree del M. Sirente, alla base di CBZ_3.

Le macrofaune sono caratterizzate da abbondanti briozoi e molluschi, frequenti echinidi e policheti (*Ditrupa*), per lo più in frammenti. La diffusa dolomitizzazione non ha permesso di individuare specie significative e il membro non risulta quindi attribuibile agli schemi biozonali proposti.

MIOCENE *p.p.*

PROGETTO CARG

calcareniti a briozoi (**CBZ**$_3$). Tale membro affiora in tutte le aree del foglio, trasgressivo sui diversi livelli della successione cretacica di piattaforma, su cui poggia con lieve discordanza angolare, e sulla successione cretacico - paleogenica di rampa - scarpata. È costituito, in prevalenza, da *grainstones* e *packstones* avana con briozoi, frammenti di litotamni, foraminiferi bentonici (heterostegine, amphistegine) e planctonici, pettinidi ed ostreidi. Localmente sono presenti orizzonti metrici con abbondanti rodoliti. Nelle aree dove affiorano le *litofacies* cretaciche di piattaforma interna (area A) poggia direttamente su vari termini del substrato cretacico tramite una superficie debolmente ondulata e carsificata. Generalmente la porzione basale è caratterizzata da calcareniti fini ricche in glauconite, che raggiungono spessori apprezzabili solo nel settore occidentale dove sono state cartografate separatamente (CBZ$_1$). In tale settore il tetto del membro è caratterizzato dalla presenza di un *hard-ground* glauconitico-fosfatico, ben evidente a Fonte Salomone, del tutto analogo a quello descritto in aree limitrofe (vedi Foglio 359-"L'Aquila" *cum. bibl.*). Nelle aree di scarpata e rampa (area D) gli spessori sono ridotti nel settore orientale dove su pochi metri di biolititi a briozoi poggiano calcareniti nocciola con briozoi che passano verso l'alto alle *calcareniti a punti rossi* (CBZ$_2$). Verso il basso passano alle *calcareniti a nummuliti* (CFR$_1$). Potenze maggiori (circa 100 metri) si raggiungono a M. Secino dove il membro, che poggia in discordanza sui termini cretacici (BLS$_2$) o eocenici (CFR$_1$), passa superiormente alle *marne a Cylindrites* (UAM$_2$). Localmente (sulla strada che da Fonte Monacesca sale a Valle San Nicola) il membro manca ed è presente una breccia con clasti calcarei decimetrici in abbondante matrice arenitica giallognola verdognola, ricca di bioclasti (Pecten, ostree, organismi incrostanti, radioli di echinidi, foraminiferi), di età serravalliana. La base del membro è in genere caratterizzata da alcuni metri di biolititi biancastre o grigiastre a briozoi e crinoidi in strati per lo più spessi; talora subito sopra il contatto trasgressivo è presente una brecciola a piccoli clasti calcarei, di spessore variabile da pochi centimetri al metro. La sua parte alta è caratterizzata da calcareniti avana con foraminiferi bentonici e calcari nocciola ricchi di ostreidi, che passano gradualmente ai calcari marnosi della soprastante unità *argilloso-marnosa*, membro *marne a Cylindrites* (UAM$_2$). Lo spessore affiorante del membro risulta molto variabile, in dipendenza dell'erosione post-miocenica, da pochi metri sino a circa 180 (Monti della Duchessa) e 250 (M. Parasano).

Le microfaune sono rappresentate da foraminiferi bentonici (*Amphistegina* sp., *Heterostegina* cf. *complanata* Meneghini, *Miogypsina* sp., *Miolepidocyclina* sp., *Elphidium* sp., *Lobatula* sp., *Lenticulina* sp., Buliminidae, Textulariidae, Cibicididae, Anomalinidae, Miliolidae, Nodosariidae, Rotaliidae, Vaginulinidae, Victoriellidae, Discorbidae) e foraminiferi planctonici (*Globi-*

PROFILO CARG

gerinoides trilobus (Reuss), *Globigerinoides sacculifer* (Brady), *Globoquadrina* sp., *Globigerina* sp., *Orbulina* sp.*)*. Localmente, sono presenti di macroforaminiferi (nummuliti) dell'Eocene, rielaborati. Il membro è pertanto riferibile alla biozona SBZ26 *p.p.*

LANGHIANO - SERRAVALLIANO (TORTONIANO *p.p.* nel settore del M. Velino)

calcareniti a punti rossi (**CBZ**$_2$). Le *calcareniti a punti rossi* affiorano estesamente nel settore centrorientale (area D) e più limitatamente nell'area A. Generalmente si sovrappongono alle *calcareniti a briozoi* (CBZ$_3$) ad eccezione dei rilievi sovrastanti Aielli dove sono sostituite, ad ovest della faglia di Costa Maltempo, da CBZ$_3$. Superiormente passano alle *marne a Cylindrites* (UAM$_2$). Il membro è costituito da prevalenti calcareniti avana con punti rossi, con frequenti intercalazioni calcarenitiche - calciruditiche chiare in strati spessi. Alcune di queste sono rappresentate da *grainstones* ad amphistegine, indicanti ambiente deposizionale con acque poco profonde (littorale–infralittorale) e buon idrodinamismo (Matteucci com. pers). Alla sua base sono localmente presenti (versante orientale di Capo di Moro) litoclasti elaborati di probabile ambiente costiero con acque basse e agitate (Matteucci com. pers.). Diffusa risulta la presenza di orizzonti glauconitici (in particolare a Vallone di Forca), generalmente più frequenti verso il tetto. Ad est di Aielli nel membro è intercalato un orizzonte, spesso circa 80 metri, di calcareniti avana in strati spessi con litotamni interi, alternate a calcareniti-calciruditi avana con heterostegine, amphistegine, frammenti di litotamni e rari briozoi (**CBZ**$_{2a}$).

Gli spessori sono variabili, mentre nel settore ad est del M. Sirente (Prati di S. Maria) lo spessore è ridotto, nelle aree di rampa più distale (Argentieri) aumentano fino a circa 150 metri.

Nell'area A affiorano, con litologia analoghe e modesti spessori, a nord della Serra di Celano, al tetto della locale successione 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* (Linné), *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 bisphericus* Todd. Essi sono indicativi della biozona SBZ26 *p.p.*

LANGHIANO *p.p.* - TORTONIANO *p.p.* (area D)

SERRAVALLIANO *p.p.* (area A)

PROGETTO CARG

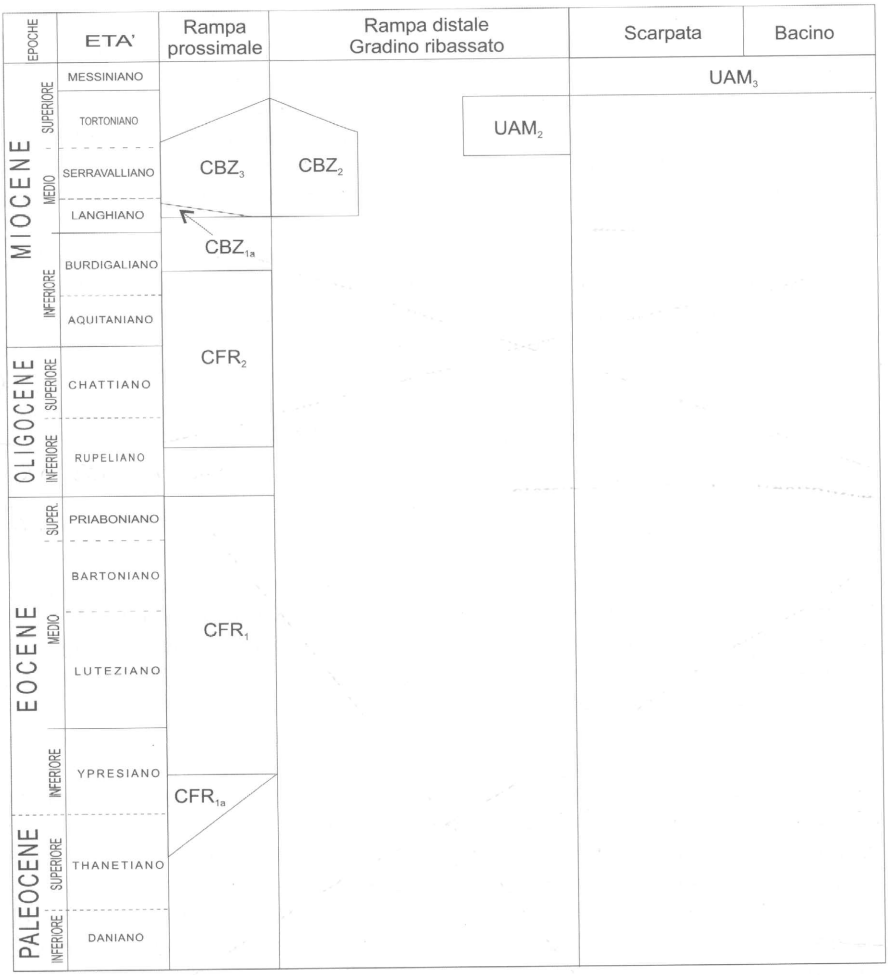

Fig. 10 - *Schema dei rapporti tra le unità litostratigrafiche del Terziario pre-terrigeno.*

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

L'unità è comprensiva delle *litofacies* mioceniche pre-silicoclastiche a significativo, e progressivamente maggiore verso l'alto, contenuto argilloso. In essa sono generalmente distinguibili tre membri (vedi Foglio 359 "L'Aquila"), il primo dei quali (*marne calcaree* - UAM_1), che rappresenta i termini di rampa distale-bacino prossimale eteropici ai *calcari a briozoi e litotamni,* non risulta affiorante nel foglio in esame.

marne a Cylindrites (**UAM_2**). Sono costituite da calcareniti marnose e marne generalmente ricche in glauconite e con abbondanti icnofaune, rappresentate soprattutto da Chondrites e Thalassinoides (C*ylindrites*), stratificate in strati da medi a sottili. Verso l'alto la componente carbonatica diminuisce progressivamente e il membro sfuma nelle sovrastanti *argille ad Orbulina*.

Affiorano quasi ovunque alla base delle *argille ad Orbulina* (UAM_3) con spessori generalmente molto modesti. A causa di ciò in più punti l'unità risulta non cartografabile (es. Valle del Bicchero; Fonte Salamone) ed è stata considerata come la base delle sovrastanti *argille ad Orbulina* (UAM_3). A luoghi (Fonte Salamone, ad ovest del Lago della Duchessa; Il Fossato, ad ovest di Santa Iona) il passaggio con i calcari sottostanti è marcato da un *hard-ground* glauconitico-fosfatico, oppure dalle presenza di abbondante glauconite. Nelle aree C e D raggiungono comunque uno spessore di 40-30 m. L'ambiente di formazione è assimilabile ad una rampa distale.

La macrofauna è rappresentata da abbondanti frammenti di echinidi, briozoi e bivalvi; mentre il contenuto micropaleontologico è costituito da foraminiferi bentonici (*Amphistegina* sp., *Heterostegina* sp., *Lenticulina* sp., Buliminidae, Cibicididae, Vaginulinidae, Nodosariidae, Textulariidae) e planctonici (*Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Orbulina* sp., *Globigerinoides* sp., *Globigerina* sp.). Il membro è pertanto attribuibile alla biozona SBZ26 *p.p.*.

SERRAVALLIANO (superiore?) - TORTONIANO *p.p.*

argille ad Orbulina (**UAM_3**). Mostrano caratteristiche del tutto simili a quelle di molte altre aree appenniniche. Sono costituite 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 del membro è, localmente (Fonte Salamone; Il Fossato) caratterizzata dalla presenza di un *hard-ground* mineralizzato a glauconite e fosfati di spessore centimetrico.

Affiorano ovunque alla base dei depositi silicoclastici dell'unità UAP, ed al tetto di successioni appartenenti a diversi ambienti sedimentari e risultano spesso coinvolte in importanti zone di taglio (Valle de Il Bicchero - M. Velino;

PROOF COPY

M. Revecena e M. Etra - M. Sirente). In località Fonte Monacesca (M. Sirente) le *argille a Orbulina* sembrano poggiare direttamente sui calcari cretacici di piattaforma, con una superficie di contatto arrossata e debolmente carsificata. Lo spessore non è, quasi mai, determinabile con certezza e dovrebbe estendersi tra 10 e 30 metri (Il Fossato, ad ovest di Santa Iona).

La ricca microfauna a foraminiferi planctonici (*Globigerinoides extremus* BOLLI, *Globorotalia conomiozea* KENNETT, *Globorotalia* gr. *menardii, Neogloboquadrina acostaensis* (BLOW), *Orbulina bilobata* (d'ORBIGNY), *Orbulina suturalis* BRONNIMANN, *Orbulina universa* d'ORBIGNY) ed a nannofossili calcarei (*Discoaster* gr. *bellus*, *Discoaster pentaradiatus* TAN, *Amaurolithus primus* (BUKRY & PERCIVAL), *Calcidiscus macintyrei* (BUKRY & PERCIVAL), *Reticulofenestra* spp.) è indicativa dell'intervallo che si estende dalla biozona a *Neogloboquadrina acostaensis* alla biozona a *Globorotalia conomiozea dei foraminiferi,* e dalla biozona MNN8 alla biozona MNN11b dei nannofossili calcarei

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

2. - DEPOSITI SIN-OROGENICI

2.1. - DEPOSITI TERRIGENI DI BACINO

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

Sia all'interno dell'Altopiano delle Rocche, che a nordest del bacino del Fucino, ed inoltre in limitati lembi all'interno della dorsale carbonatica, localizzati in corrispondenza di importanti elementi tettonici, affiorano depositi terrigeni silicoclastici (*Flysch Abruzzese* in VEZZANI & GHISETTI, 1995) attribuibili a diverse associazioni di *facies*.

associazione pelitico-arenacea I **(UAPd)**: E' costituita da torbiditi in strati sottili e sottilissimi, a geometria tabulare o lenticolare. Il rapporto arenaria/pelite è generalmente molto minore di uno, ma può localmente crescere fino ad essere poco minore di uno. All'associazione sono intercalati orizzonti lenticolari arenacei oe/o arenaceo/pelitici non cartografabili. Affioramenti molto modesti si rinvengono in località Prati del Popolo, in continuità con le sottostanti *argille ad Orbulina* (UAM_3) e al letto del sovrascorrimento di M. Savina; più estesi risultano gli affioramenti presenti nella parte settentrionale della dorsale de I Tre Monti, nell'area di Alba Fucens e fra M. Secino ed Aielli.

PROGETTO CARG

associazione arenaceo-pelitica I (**UAPb**): E' costituita da un'alternanza irregolare di arenarie quarzoso-feldspatiche, a cemento calcareo-argilloso e granulometria medio-grossolana, in strati da medi (50-70cm) a spessi e di peliti in strati sottili (10-30cm). Il rapporto sabbia/argilla risulta di conseguenza maggiore di 1. Le arenarie sono generalmente massive e prive di strutture sedimentarie; solo in alcuni casi è possibile osservare laminazioni ondulate ed incrociate al tetto dello strato. Raramente tutto lo strato presenta laminazioni piano-parallele o debolmente ondulate. Sporadicamente sono presenti orizzonti pelitici spessi fino ad 1 metro. Affiora estesamente nell'Altopiano delle Rocche.

Modesti affioramenti arenacei sono presenti al *footwall* del *klippen* di M. Rozza (ovest di M. Velino), in corrispondenza delle Fonte di Sevice, e alla base del versante meridionale di M. Velino (località Fontecchia), in corrispondenza di alcune sorgenti. In questi casi la presenza delle arenarie è deducibile solo dal ritrovamento di blocchi arenacei, anche di grande cubatura, ma non sono stati rinvenuti affioramenti in cui fosse possibile osservare la successione delle varie *litofacies*. Molto probabilmente le arenarie sono presenti anche a Fonte Salamone (Lago della Duchessa) al di sopra delle affioranti *argille ad Orbulina* (UAM_3) ed al di sotto della estesa copertura detritica. In tutti i casi suddetti la presenza dei blocchi arenacei ha indotto ad attribuire, sia pur dubbiosamente, gli affioramenti all'associazione arenaceo-pelitica. Inoltre, al fine di una loro maggiore evidenziazione, gli affioramenti sono stati ampliati rispetto alle dimensioni reali.

La microfauna presente nell'unità è rappresentata da *Globigerina gr. bulloides*, *Turborotalita multiloba* Romeo, *Turborotalita quinqueloba* Natland, *Paragloborotalia* aff. *mayeri* Cushman & Ellisor. Tale associazione permette di attribuire l'unità a parte della biozona atipica .

MESSINIANO inferiore *p.p.*

3. - DEPOSITI TARDO-OROGENICI

3.1. - Depositi terrigeni di piattaforma continentale

3.1.1. - *conglomerati di Monte Coppe* (**COP**)

Tale unità è presente, nel foglio in esame, in un solo affioramento posto in prossimità di Rovere (Altopiano delle Rocche, area A).

E' costituita da un conglomerato poligenico, ben cementato, a clasti eterometrici, da centimetrici a decimetrici, calcarei ed arenacei (meno frequenti), da bene a mediamente arrotondati, con matrice sabbiosa ocracea contenente foraminiferi planctonici. I clasti calcarei appartengono alle unità della successione locale.

I conglomerati appoggiano sulle *calcareniti a briozoi* (CBZ_3), ma le condizioni

PROGETTO CARG

di affioramento non hanno permesso di verificare una eventuale discordanza angolare. Tali conglomerati sono stati correlati (in base ad analogie litologiche e tessiturali) con i *Conglomerati di M. Coppe* (Adamoli *et alii*, 1981-2; Ghisetti&Vezzani,1986;Centamore*et alii*, 1992), che poggiano in discordanza sull'*Unità del Gran Sasso* già deformata, nelle aree poste a nord di quella in esame. Tale unità litostratigrafica è riferita, dagli autori citati, alla biozona atipica *p.p.* ed alla biozona a *Sphaeroidinellopsis* spp. *p.p.*

MESSINIANO superiore *p.p.* - PLIOCENE inferiore *p.p.*

3.1.2. - *argille e sabbie di Pagliare* (**AGS**)

L'unità è costituita da argille ocra e grigio-verdi, con componente illitica e montmorillonitica. Spesso alterate in terre rosse, ospitano piccole falde acquifere. Sono presenti, con affioramenti molto limitati, a Fonte Caperno, e sul versante occidentale della dorsale del M. Sirente, in prossimità della cima, dove sono stati rinvenuti esemplari di bivalvi (*Cardidae*), direttamente sovrapposte ai calcari cretacici.

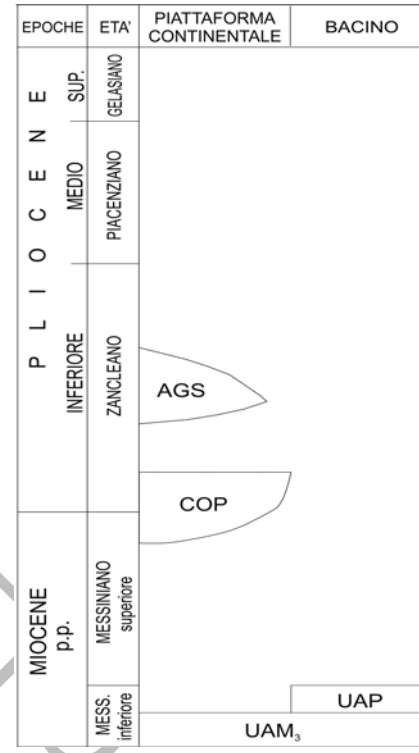

Fig. 11 - *Schema dei rapporti tra le unità litostratigrafiche mio-plioceniche.*

L'associazione a nannofossili calcarei è indicativa della biozona MNN16a (inferiore) per la presenza di *Pseudoemiliania lacunosa* (Kamptner).

PLIOCENE inferiore *p.p.*

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

Le successioni affioranti nel Foglio "Avezzano" registrano essenzialmente l'evoluzione degli ambienti di piattaforma del Cretacico e, in minor misura, quelli di margine del Giurassico superiore e del Cretacico. Rari, e spesso notevolmente tettonizzati, sono gli affioramenti delle successioni di scarpata rappresentate essenzialmente dai termini del Cretacico superiore. Malgrado i rapporti laterali tra le successioni dei vari ambienti siano complicati e obliterati dalla tettonica, alcune aree

PROGETTO CARG

chiave permettono di definire un quadro stratigrafico-sequenziale tra il Giurassico superiore e il Cretacico, confrontabile con quello ricostruito in altri Fogli.

4.1. - Megaciclo del Toarciano sommitale - Titonico (TR_2).

In questo foglio sono rappresentati soltanto i termini riferibili alla parte superiore della fase regressiva a lungo termine di questo megaciclo. In particolare, in corrispondenza del M. Sirente affiora la parte sommitale dell'*unità calcareo-dolomitica*, in cui si osserva un incremento verso l'alto delle superfici d'esposizione subaerea fino al passaggio con la sovrastante unità dei *calcari ciclotemici a gasteropodi*. Come evidenziato anche nel Foglio "Sulmona", questo passaggio corrisponde ad un'importante discontinuità che marca il limite superiore di questo megaciclo.

In altre aree, questo limite corrisponde al passaggio tra le *facies* di margine dei *calcari a ellipsactinie* del Giurassico terminale e quelle di piattaforma interna dei *calcari ciclotemici a gasteropodi* del Cretacico inferiore. In corrispondenza de Il Sasso, il limite in questione è rappresentato dal passaggio tra la parte inferiore titonica dell'unità di scarpata dei *calcari cristallini ad echinodermi e coralli* e l'intervallo berriasiano dell'unità di margine dei *calcari a coralli e diceratidi*.

La sovrapposizione tra ambienti di piattaforma e di margine del Cretacico inferiore, rispettivamente su quelli di margine e scarpata prossimale del Giurassico inferiore, sembra più associabile allo sviluppo di una fase regressiva a lungo termine che al punto d'inversione tra una fase regressiva e una trasgressiva. Tuttavia, la presenza di un importante *hiatus* tra il Giurassico sommitale e la base del Cretacico, come indicato dai livelli emersivi al tetto delle successioni di piattaforma e di margine del Giurassico superiore, e da quanto osservato anche in altre aree (Foglio "Sulmona" e Foglio "Torre de' Passeri"), permette di riferire la messa in posto della successione cretacica di piattaforma e di margine ad un evento trasgressivo. In altre parole, i rapporti stratigrafici suddetti rappresentano l'effetto della ripresa della sedimentazione avvenuta successivamente ad un'importante fase emersiva che, tra il Giurassico sommitale e la base del Cretacico, avrebbe provocato l'emersione dell'intera piattaforma. Con la ripresa dell'innalzamento del livello marino relativo, sceso probabilmente al di sotto dell'*offlap break* durante la fase di stazionamento basso, gli ambienti di margine e di piattaforma interna del Cretacico inferiore avrebbero, almeno inizialmente, occupato posizioni più distali rispetto ai sistemi deposizionali precedenti, mimando una fase progradante a lungo termine tra il Giurassico superiore e il Cretacico inferiore.

4.2. - Megaciclo del Berriasiano - Cenomaniano inferiore (TR_3)

Questo megaciclo, il cui limite inferiore è stato descritto nel paragrafo precedente, include la maggior parte delle successioni affioranti in questo foglio,

PROOF COPY

anche se rappresentato quasi esclusivamente dai termini di piattaforma e margine. Nei settori nord-orientali del Foglio, dove si alternano *facies* di margine e di piattaforma tra il Giurassico superiore e il Cretacico inferiore, la fase trasgressiva a lungo termine è rappresentata dai *calcari a coralli e diceratidi*. In queste aree, il picco trasgressivo è individuabile in corrispondenza del passaggio con i sovrastanti *calcari ciclotemici a gasteropodi* che progradano sul margine sottostante, e che registrano la parte inferiore della fase regressiva a lungo termine di questo megaciclo (cfr. Foglio "Torre de' Passeri"). In altre aree, in cui si sviluppano maggiormente le condizioni di margine (Il Sasso, M. Magnola), i *calcari a coralli e diceratidi* registrano la fase trasgressiva e la parte inferiore di quella regressiva di questo megaciclo.

In aree di piattaforma, la fase regressiva a lungo termine è costituita dalla porzione hauteriviana *p.p.*-barremiana *p.p.* dei *calcari ciclotemici a gasteropodi*, dai *calcari a requienie, caprotine e ostreidi*, dai *calcari e marne a Salpingoporella dinarica* e dai *calcari ciclotemici a requienie*, ed è troncata al tetto dalla emersione medio-cretacica corrispondente al *I orizzonte bauxitico*.
In aree di margine questa fase regressiva è rappresentata dalla parte superiore dei *calcari a coralli e diceratidi*, dai *calcari a rudiste e a orbitoline*.

Analogamente a quanto osservato in altri fogli (cfr. Foglio "L'Aquila"), questa fase regressiva è modulata da diversi cicli di ordine superiore e riferibili rispettivamente al secondo e al terzo ordine. In particolare, si riconoscono le sequenze di terzo ordine, o elementi di esse, che costituiscono il ciclo di secondo ordine, della parte superiore della fase regressiva a lungo termine di questo megaciclo. Queste sequenze sono ben affioranti e caratterizzabili nell'adiacente Foglio "L'Aquila" (settore di Lucoli). La sequenza inferiore si sviluppa al tetto dei *calcari ciclotemici a gasteropodi* e corrisponde all'intervallo dei *calcari a requienie, caprotine e ostreidi*, all'interno dei quali è ubicata la superficie di massima inondazione (*maximum flooding*). La fase di stazionamento alto di questa sequenza è segnata dal passaggio da popolamenti di macrofossili maggiormente specializzati a più opportunisti, indicando un progressivo deterioramento delle condizioni chimico-fisiche delle acque all'interno dell'unità dei *calcari a requienie, caprotine e ostreidi* (cfr. Fumanti in Stratigrafia del substrato). Inoltre, similarmente a quanto riscontrato nelle aree del Foglio "L'Aquila", al tetto di questa unità sono presenti intervalli con caratteristiche del tutto simili a quelle dei sottostanti *calcari ciclotemici a gasteropodi*, per altro non distinti nell'ambito di questo foglio. La mancanza di precisi dati biostratigrafici lascia qualche dubbio sull'interpretazione in chiave sequenziale delle *facies* di margine dei *calcari a rudiste e orbitoline* sovrapposte ai *calcari a requienie, caprotine e ostreidi*, nell'area di Costa Pelara (M. Sirente). In particolare, l'intervallo basale dei *calcari a rudiste e orbitoline* potrebbe rappresentare o la parte distale della fase di stazionamento alto della sequenza in questione, o il *transgressive system tract* della sequenza successiva (cfr. Foglio "L'Aquila", area di Lucoli).

In aree di piattaforma, il limite inferiore della sequenza del terzo ordine corrisponde alla base dei *calcari e marne a Salpingoporella dinarica* caratterizzati

PROOF COPY

alla base da un'importante discontinuità, marcata da un intervallo di brecce eterometriche, con clasti appartenenti ai litotipi sottostanti. Il *transgressive system tract* di questa sequenza corrisponde alle unità dei *calcari e marne a Salpingoporella dinarica* e a parte dei *calcari ciclotemici a requienie*. La superficie d'inondazione massimale, che dovrebbe ricadere all'interno di quest'ultima formazione, è difficilmente individuabile all'interno delle successioni di questo foglio. Essa, infatti, è evidenziata dalla retrogradazione delle *facies* di margine dei *calcari a rudiste e orbitoline* sui *calcari e marne a Salpingoporella dinarica* e sui *calcari ciclotemici a requienie*, come osservato nel Foglio "L'Aquila", situazione non affiorante nel presente foglio.

In aree di piattaforma, i caratteri e la scansione delle sequenze deposizionali del terzo ordine descritte in questo foglio sono del tutto simili a quanto osservato in aree limitrofe (Foglio "L'Aquila"). Considerando le aree di margine, invece, i rapporti tra le formazioni presenti nel Foglio "Avezzano" e quelli presenti nel Foglio "L'Aquila", presentano delle differenze sostanziali, non tanto nella scansione temporale delle sequenze, quanto nei rapporti verticali e laterali tra le formazioni. Nell'area di Lucoli (Foglio "L'Aquila"), si osserva come le sequenze deposizionali del terzo ordine siano definite da alternanze tra le *facies* di margine dei *calcari a rudiste e orbitoline* e quelle di piattaforma più o meno aperta dei *calcari a requienie caprotine e ostreidi*, dei *calcari e marne a Salpingoporella dinarica* e dei *calcari ciclotemici a requienie*. Queste transizioni, e la loro estensione laterale, permettono di ricondurre ad un profilo deposizionale a basso angolo il passaggio tra la piattaforma e la scarpata prossimale. Diversamente, nell'area di Tre Monti del presente foglio, risulta chiaro come la sovrapposizione di *facies* di scarpata prossimale dei *calcari bioclastici "superiori"* e quelle di margine dei *calcari a rudiste e orbitoline*, sulle *facies* di piattaforma dei *calcari a requienie, caprotine e ostreidi*, sia controllata da una o più faglie attive tra l'Aptiano superiore e il Cenomaniano inferiore. Malgrado le differenze nei profili deposizionali e nei rapporti tra *facies* di ambiente differente, entrambe le situazioni registrano un incremento nello spazio disponibile per i sedimenti associato alla fase trasgressiva del ciclo di secondo ordine che modula la tendenza regressiva a lungo termine del megaciclo del Berriasiano-Cenomaniano inferiore.

4.3. - Megaciclo della parte media del Cenomaniano - ?Daniano basale (TR_4)

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

In ambiente di piattaforma, l'evoluzione trasgressiva a lungo termine è definita dal progressivo ma discontinuo ritorno della sedimentazione, come dimostrato

PROGETTO CARG

dagli orizzonti bauxitici (*II° e III°*) e, più in generale, da superfici d'emersione che caratterizzano le successioni della parte inferiore di questa fase trasgressiva a lungo termine. Procedendo verso il margine, la tendenza trasgressiva è caratterizzata dal progressivo approfondimento degli ambienti; inizialmente, le *facies* di margine dei *calcari bioclastici a ippuriti e coralli* s'impostano su quelle di piattaforma interna dei *calcari a radiolitidi* (M. La Difensola, Tre Monti), successivamente, le *facies* di scarpata dei *calcari cristallini* si sovrappongono a quelle di margine dei *calcari bioclastici a ippuriti e coralli* (Tre Monti), marcando l'affogamento di intere porzioni di piattaforma. Questo evento, databile al Campaniano *p.p.*, segna la massima retrogradazione degli ambienti di scarpata nelle aree di margine. Successivamente, la parte superiore dei *calcari cristallini*, definita da una marcata progradazione, caratterizza la fase regressiva di questo ciclo, per altro preservata solo in ambiente di scarpata. In queste aree la fase regressiva è definita dal progressivo aumento in frequenza degli eventi bio-intradetritici rispetto a quelli pelagici a planctonici. Superiormente, le successioni sono caratterizzate quasi esclusivamente da brecce, *rudstones* e *packstones* biodetritici saccaroidi (Calcari cristallini superiori o saccaroidi o Orfento degli Autori), che segnano la culminazione della fase regressiva di questo ciclo.

Un'importante discontinuità, associata ad uno *hiatus* deposizionale che in aree di piattaforma si estende generalmente dal Campaniano *p.p.* all'Eocene, e che corrisponde al limite superiore di questo megaciclo, tronca le successioni a livello dei *calcari a radiolitidi*. Al tetto della discontinuità, si ritrovano successioni terziarie che costituiscono la fase trasgressiva del megaciclo terziario, per altro non trattato in queste note.

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

VII - STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI CONTINENTALI

(M. Coltorti & F. Dramis)

Nell'area del Foglio 368 "Avezzano" affiorano estesamente depositi continentali attribuibili in larga parte al Pleistocene e, subordinatamente, all'Olocene (soprattutto in corrispondenza dell'antico fondo lacustre del Fucino). Si tratta di diverse generazioni di detriti di versante e sedimenti di conoide alluvionale per lo più connessi con fasi climatiche freddo-aride del passato o con attività antropiche e diversamente interdigitati con sedimenti limosi depositati all'interno del bacino lacustre del Fucino impostato all'interno di una depressione tettonica subsidente e presente nell'area, come già accennato, fino alla definitiva bonifica avvenuta nella seconda metà del secolo scorso. All'interno della depressione sono contenuti depositi continentali quaternari di spessore variabile con valori massimi (fino a qualche centinaio di metri) nella sua porzione orientale tra Pescina e S. Benedetto dei Marsi; l'analisi di linee sismiche mostra come il substrato pre-quaternario risulti fortemente disarticolato in "alti e bassi" strutturali da faglie a direzione NW-SE ed E-W che dislocano anche i depositi soprastanti (dati inediti di Cavinato & Miccadei).

Alle quote più elevate sono presenti depositi glaciali che localmente costituiscono argini, archi morenici e *rock glaciers* (M. Velino).

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

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

Sono state in tal modo individuate, oltre ai depositi olocenici, due sintemi e un supersintema:

1) "*Supersintema di Aielli-Pescina*" (comprendente depositi attribuibili al Pliocene? - Pleistocene medio) con superficie sommitale di accumulo o di erosione fluviale, localmente alterata da un paleosuolo precedente quello dell'ultimo interglaciale, e superficie basale corrispondente al substrato eroso. Le *facies* sedimentarie che ne fanno parte sono rappresentate da limi e sabbie lacustri, da ghiaie e conglomerati di conoide alluvionale e da detriti di versante (talora stratificati e spesso fortemente cementati) talora vistosamente interdigitati con i primi. I corpi sedimentari che costituiscono il supersintema sono separati da discordanze angolari, specie nella parte basale della successione intensamente deformata da dislocazioni tettoniche, e da paleosuoli sepolti.

2) "*Sintema di Catignano*" (riferibile nel complesso al Pleistocene medio-finale) con superficie sommitale corrispondente (ove visibile) al livello di alterazione pedologica dell'ultimo Interglaciale (suolo "*Riss-Würm*" o "*Eemiano*") e superficie basale corrispondente a una fase di erosione o ad una fase di alterazione interglaciale più antica. Nell'unità, che prende il nome da una località ubicata nell'adiacente Foglio 360 "Torre dei Passeri", sono stati inclusi anche i depositi detritici, di conoide alluvionale, lacustri e morenici messi in posto durante la penultima grande fase glaciale.

3) "*Sintema di Valle Majelama*" (riferibile nel complesso al Pleistocene superiore) con superficie sommitale corrispondente a quella topografica, quando l'unità non è ricoperta da depositi olocenici, e superficie basale corrispondente ad una fase di erosione fluviale o ad una fase di alterazione pedologica dell'ultimo Interglaciale (suolo "*Riss-Würm*" o "*Eemiano*"). A questa unità appartengono i grandi conoidi delle conche intrappenniniche e i relativi depositi alluvionali terrazzati, i coevi detriti di versante, spesso stratificati, i depositi morenici, che localmente costruiscono argini laterali e archi frontali, e i *rock glaciers* di M. Velino.

1.1. - Supersintema di Aielli-Pescina (***AP***)

Si compone di corpi sedimentari diversamente sovrapposti e incastrati tra loro la cui deposizione è stata fortemente condizionata, oltre che dalle variazioni del clima, dall'evoluzione tettonica dell'area cui si deve la formazione di scarpate di faglia e depressioni chiuse successivamente aperte e integrate ai sistemi idrografici per effetto del sollevamento infra-medio pleistocenico.

I sedimenti continentali più antichi del supersintema appartengono ad un complesso di depositi di natura alquanto varia e fortemente interessati da dislocazioni tettoniche la cui prima descrizione sistematica si deve a Bertini & Bosi (1976). A Paterno, ai piedi del rilievo de I Tre Monti, grazie ad una serie di sbancamenti, questi Autori avevano rinvenuto una sequenza di limi, limi argillosi grigiastri e sabbie micacee giallastre, in strati centimetrici e decimetrici ("*Limi e sabbie di Paterno*") contenenti gusci fossili di molluschi polmonati quali *Vallonia*

PROOF COPY

pulchella (Müller), *Clausilia* sp. (Müller), *Helicidi* e *Limacidi* vari e *Lymnaea* sp. (Müller). Localmente, sempre nell'area di Paterno, nella parte basale e alla sommità della sequenza, sono presenti strati di ciottoli calcarei e clasti angolosi centimetrici di rocce arenacee mioceniche. Questi sedimenti poggiano su marne grigio-scure deposte in ambiente evaporitico e appartenenti alla sequenza terrigena miocenica. Verso l'alto si intercalano livelli, anche di notevole spessore, costituiti di brecce calcaree con elementi spigolosi di dimensioni anche pluridecametriche ("*Brecce di S. Onofrio*"). Sono anche presenti livelli calcarenitici con o senza clasti spigolosi centimetrici. Questi sedimenti risultano fortemente cementati da matrice rosata ciò che le assimila alle "*Brecce Mortadella*" già descritte in Abruzzo da Demangeot (1965). Brecce più o meno fortemente cementate sono state riconosciute in diversi settori dell'Appennino Abruzzese ("*Brecce di Bisegna*" di Bosi & Messina, 1987; "*Brecce di Fonte Vedice*" di Bertini & Bosi (1993); brecce eteropiche della "*Formazione di Pescasseroli*" di Galadini & Messina, 1993). I suddetti Autori sono concordi nell'attribuire a questi sedimenti una genesi gravitativa, anche se in connessione di forti crisi tettoniche e sismiche, cui sarebbero imputabili le frequenti caoticizzazioni e le modifiche dei loro rapporti originari con i versanti di provenienza.

Alla base di questi sedimenti Bertini & Bosi (1976) segnalano un'alternanza di limi calcarei biancastri con rari clasti arenacei e sabbie con clasti calcarei ("*Limi e sabbie di Paterno*"). Secondo i suddetti Autori questi depositi sono correlabili con altri dalle caratteristiche simili, affioranti in altri settori del bacino, come in località Magliano dei Marsi e in larga parte dei Piani Palentini, dove gli stessi sono sovrastati da brecce a Corcumello. Depositi di brecce a grandi blocchi, sovrapposti o interdigitati a depositi limosi correlabili con i "*Limi e sabbie di Paterno*", affiorano anche a Colle S. Marco e ad *Alba Fucens* (dove risultano interessati da grandi movimenti franosi), nei dintorni di Castelnuovo, su Col del Pidocchio, alle pendici meridionali della Magnola e al di sotto dei depositi morenici del M. Cafornia, ad Aielli, a Colle Felicetta ed alla Selvotta (Raffy, 1970; 1983; Zarlenga, 1987; Bosi & Messina, 1992 e Bosi *et alii*, 1995).

Brecce di versante, costituite da alternanze di clasti angolosi più o meno stratificati e cementati da matrice rosata, affiorano, inoltre, ai piedi della scarpata di faglia che delimita a sud-ovest il M. Velino, a nord di Costa Grande. In queste località esse si presentano spesso in contropendenza indicando come, dopo la messa in posto, siano stati coinvolti da dislocazioni tettoniche o da grandi movimenti gravitativi. La maggior parte degli Autori precedenti attribuisce a tali sedimenti un'età Pliocenica (Bertini & Bosi, 1976; Zarlenga, 1987; Bosi & Messina, 1992; Bosi *et alii*, 1995; Messina, 1996) sebbene non siano disponibili precisi dati cronologici al riguardo. Recentemente D'Agostino *et alii* (1997), avendo rilevato una polarità magnetica inversa nella matrice di alcuni dei depositi detritici dell'area aquilana ("*Brecce di Valle Valiano*", "*Brecce di Fonte Vedice*"), correlati da Bertini & Bosi (1976) e Bosi & Messina (1992) con quelli affioranti nell'area del Foglio "Avezzano", hanno riferito gli stessi al Pleistocene inferiore. Tenuto conto di quanto sopra, i *"Limi e Sabbie di Paterno"* verrebbero datati

PROOF

al Pleistocene inferiore-Pliocene superiore anche se la debolezza del contesto cronologico non consente di escludere una loro età più recente. Sedimenti limoso-sabbiosi del tutto simili ai *"Limi e Sabbie di Paterno"*, datati 540.000 anni ($^{39}Ar/^{40}Ar$), sono stati rinvenuti a circa 100 m di profondità nel sottosuolo della Piana del Fucino (Follieri *et alii*, 1993). Questi sedimenti risultano cronologicamente correlabili con i "*Limi di Fiorata*" (Bagnaia *et alii*, 1989; Miccadei *et alii*, 1992; Giuliani & Sposato, 1995; Cavinato & Miccadei, 1995), affioranti nella conca Subequana e nell'area di Sulmona e datati tra 500.000- 600.000 anni *B.P.* (datazioni $^{39}Ar/^{40}Ar$ ottenute nell'ambito del rilevamento del Foglio 369 "Sulmona" da I. Villa, Università di Berna) e, possibilmente, con i "*Limi di S. Nicandro*", rinvenuti nell'area aquilana (Bertini *et alii*, 1989).

La parte superiore del supersintema è costituita da depositi essenzialmente ghiaioso-sabbiosi di conoide alluvionale con intercalati livelli limosi ed eteropie e passaggi laterali da *facies* di conoide a *facies* lacustri, corrispondenti in larga parte alle formazioni di "*Cupoli*", "*Pescina", "Casoli*" e "*Collarmele*" (Bosi *et alii*, 1995; Messina, 1996). I suddetti sedimenti sono fortemente discordanti sui precedenti, intensamente dislocati dalla tettonica, e risultano a loro volta tra loro suddivisi da paleosuoli e discordanze di origine tettonica o erosiva. Verso l'alto, i sedimenti sono suddivisi da una modesta discordanza angolare in una porzione superiore ("*Formazione di Casoli*"; Bosi *et alii*, 1995; Messina, 1996), delimitata al tetto dalla relativa superficie di accumulo, ed una inferiore ("*Formazione di Pescina*"; Bosi *et alii*, 1995; Messina, 1996) leggermente basculata verso nord-est. I depositi corrispondenti ala "*Formazione di Collarmele*" (Bosi *et alii*, 1995; Messina, 1996) sarebbero eteropici ai precedenti essendosi originati da conoidi alluvionali provenienti da versanti più locali.

In corrispondenza dei rilievi dell'Alto di Cacchia e di Colle Felicetta le cui sommità spianate corrispondono alle superfici deposizionali dei sedimenti in parola, affiorano alternanze di ghiaie, sabbie e limi a stratificazione sia piano parallela che incrociata concava e planare. Si tratta ancora di materiali di conoide alluvionale, fortemente sospesi dall'azione concomitante della faglia bordiera del Fucino e dell'erosione dei corsi d'acqua circostanti. Sulle pendici meridionali dell'Alto di Cacchia la faglia bordiera si suddivide in due rami che originano due vistose scarpate. In corrispondenza di quella intermedia è presente una trincea. E' stato possibile valutare l'entità del rigetto della faglia sulla base della presenza di un paleosuolo arrossato (segnalato anche da Zarlenga, 1987) costituito a spese di sedimenti alluvionali sabbioso-siltosi ricchi di materiali piroclastici e rinvenuto sia nel blocco ribassato (in una trincea sul lato sinistro della valle di Cupoli), sia in quello sollevato, al di sotto di sedimenti alluvionali alternati a sedimenti sabbiosi e siltosi calcarei. Il rigetto complessivo, calcolato in base alla dislocazione del paleosuolo, supera i 200 m. Nell'affioramento in sinistra all'uscita della Valle di Cupoli, nella parte sommitale di questa unità, intercalati a livelli ghiaiosi, affiorano sedimenti sabbiosi limosi di natura calcarea.

Secondo Bosi *et alii* (1995) e Messina (1996), i depositi affioranti all'Alto di Cacchia e dagli stessi riferiti alla "*Formazione di Cupoli*", sarebbero

PROOF COPY

stratigraficamente sottostanti e separati da quelli descritti in precedenza. I rapporti stratigrafici e morfologici che possano comprovare tale assunzione non sono tuttavia molto chiari e gli scriventi, anche in accordo con RAFFY (1970), non escludono che questi ultimi depositi siano lateralmente correlabili con quelli della "*Formazione di Pescina*".

Come già accennato, i depositi del supersintema risultano, nel complesso, notevolmente disarticolati dalla tettonica recente (GALADINI *et alii*, 1997a e b) e, in particolare, dalla faglia Pescina - Celano che sul suo blocco rialzato, a nord di Pescina, si suddivide in due rami ai quali sono associati vistosi gradini. A ridosso dell'abitato, nel blocco intermedio, si rinvengono sedimenti sabbiosi limosi biancastri, in strati lenticolari, contenenti numerosi gusci di polmonati terrestri, cui si intercalano ghiaie arrotondate e subarrotondate in strati e lenti.

Sedimenti simili a quelli prima descritti affiorano anche lungo la strada che conduce all'Autostrada "Roma-Pescara", nei pressi del cimitero di Pescina. Si tratta di ghiaie medio fini cui si intercalano frequentemente, anche nella parte sommitale, canali anche di alcuni metri di profondità, riempiti talora di sedimenti fini sabbiosi e siltosi, con intercalati sottili orizzonti A_{1C} o A_{1Cca} di suoli alluvionali. Sedimenti fini di natura analoga sigillano inoltre, in questo settore, la faglia della Stazione di Pescina, al raccordo con il versante calcareo. Più a monte, nella valle del Giovenco, affiorano sedimenti ghiaiosi di conoide alluvionale via via più grossolani anche discretamente cementati da cemento spatico biancastro. Verso la base, nell'area del contiguo Foglio "Sulmona" si osserva una sequenza di paleosuoli fortemente rubefatti, rappresentati prevalentemente da orizzonti argillici e separati da *stone-lines*. Quello inferiore, maggiormente rubefatto e completamente decarbonatato è verosimilmente associabile ad un interglaciale di lunga durata. Il suolo che chiude la sequenza è caratterizzato da un orizzonte A_1Ca con pseudomiceli caratteristici di ambienti di steppa e indicativi dell'avvento di una fase glaciale. DEMANGEOT (1965, 1973) e, più recentemente, RAFFY (1970, 1982) attribuiscono questa sequenza all'Interglaciale "*Mindel-Riss*" mentre BERTINI & BOSI (1976), BOSI & MESSINA (1990, 1992), BOSI *et alii* (1995) non escludono trattarsi di suoli più antichi. Il rinvenimento nel paleosuolo inferiore di una mandibola frammentaria di *Equus* cfr. *altidens*, specie finora rinvenuta in associazioni faunistiche del Pleistocene inferiore finale (BLUMETTI *et alii*, 1997a) suggerisce un'età medio-pleistocenica per i depositi soprastanti.

1.2. - SINTEMA DI CATIGNANO (***ACT***)

L'unità ha la superficie sommitale corrispondente (ove visibile) al livello di alterazione pedologica dell'ultimo Interglaciale (suolo "*Riss-Würm*" o "*Eemiano*") e quella basale delimitata da una fase di erosione o da una fase di alterazione interglaciale più antica. Ad essa appartengono le ghiaie arrotondate e subarrotondate, a elementi anche molto grossolani, affioranti a Colle delle Renare (altopiano di Ovindoli) e considerate da CASSOLI *et alii* (1986) resti di

POSTPRINT CARG

depositi morenici ed alcuni depositi detritici di versante messi in posto durante la penultima grande glaciazione. Vi sono stati inclusi anche i depositi ghiaioso-limosi del terrazzo di Pervole, ad ovest di Pescina ("*Formazione di Pervole*" di Messina, 1996), e i limi lacustri terrazzati con sabbie vulcaniche posti ad est della Stazione di Aielli e a Cerchio anche se, in questo caso, trovandosi i depositi all'interno di un bacino chiuso, la loro posizione morfostratigrafica è stata influenzata, oltre che dalle variazioni climatiche, anche dall'oscillazione dei livelli lacustri. In questi ultimi sedimenti si rinvengono gusci di lamellibranchi e ostracodi oltre a fusticini di *carophite*.

1.3. - Sintema di Valle Majelama (***AVM***)

Appartengono a questa unità i grandi corpi di conoide alluvionale provenienti dai versanti montani, denudati della vegetazione e dei suoli in conseguenza delle condizioni climatiche freddo aride che hanno interessato l'area nel *Pleniglaciale würmiano* e diffusamente interessati da gelifrazione. Le sequenze stratigrafiche all'interno del conoide di Valle Majelama, dal quale l'unità prende nome, mostrano una situazione alquanto articolata (Frezzotti & Giraudi, 1992) che sembra direttamente correlata a ripetute fasi di avanzata e ritiro glaciali. Nella parte inferiore del corpo conoidale (ramo di Avezzano) affiorano limi ed argille che risultano sovrastate da livelli ghiaiosi con abbondanti frazioni piroclastiche. Questi sedimenti contengono un livello argilloso ricco di materia organica su cui una datazione C^{14} ha fornito un'età più antica di 39.500 anni B.P. (Frezzotti & Giraudi, 1992). Dopo una fase di profonda incisione si sono depositati sedimenti di conoide fluvioglaciale sui quali si sono sviluppati suoli anche discretamente evoluti, a spese di sedimenti contenenti una elevata frazione piroclastica. Questi suoli con caratteristiche andiche si sono formati, con ogni probabilità, sotto una fitta copertura vegetale tra 33.140 ± 1.700 e 31.220 ± 1.400 anni B.P. in condizioni climatiche temperate atlantiche (Frezzotti & Giraudi, 1992; Frezzotti & Narcisi, 1996), corrispondenti agli *Interstadiali Denekamp-Arcy* della cronologia nord-europea. Essi sono stati seguiti dalla deposizione di limi cui sono intercalati circa 6 m di ghiaie e colluvi di suolo. Questi ultimi sedimenti sono stati quindi sepolti da decine di metri di sedimenti ghiaiosi cui corrisponde il modellamento della superficie deposizionale del conoide.

Lungo la valle di Rosciolo, a nord-est di Magliano dei Marsi, un paleosuolo con caratteristiche andiche, sviluppatosi su sedimenti alluvionali e sepolto da analoghi sedimenti e contenente frustoli carboniosi ha fornito un'età C^{14} di 39.400 ± 1.700 anni B.P. (datazione effettuata nell'ambito del presente programma da G. Calderoni), che potrebbe contrassegnare un Interstadiale più antico di quello riconosciuto nelle sequenze di Valle Majelama.

Frezzotti & Giraudi (1992) hanno riconosciuto vari conoidi minori che rimodellano quello principale. Come accennato in precedenza, la loro deposizione termina nel *Tardiglaciale würmiano* ed è verosimile che questo riferimento

PROOF TO CHECK

cronologico sia valido anche per gli altri conoidi alluvionali riscontrati nell'area.

I sedimenti di conoide si intercalavano verosimilmente a depositi lacustri come evidenziato in alcune sezioni a sud dell'area in esame (Galadini *et alii*, 1997b). La stratigrafia dei sedimenti coevi riportata da Giraudi (1998) e da Galadini *et alii* (1997b) mostra come tra le fasi più antiche di 35.000 e 18.000 anni B.P., la deposizione di sedimenti alluvionali si estendesse notevolmente in direzione del lago. Successivamente, in corrispondenza di una fase di alto livello lacustre, i sedimenti alluvionali venivano ricoperti da limi argillosi nelle zone più basse mentre al margine del lago si formavano spiagge ciottolose in corrispondenza delle quali si modellavano alcune grotte litorali.

Non si hanno dati sulle caratteristiche dei sedimenti e sull'eventuale presenza di discordanze erosive alla base di questa unità né all'interno della Valle Majelama né sui margini del bacino. La stratigrafia dei pozzi gentilmente fornita dalla E.R.S.A.N. e S.A.R.A. mostra che nel sottosuolo sono talora presenti ghiaie, sino a 50-60 metri di profondità, sebbene non è noto se esse comprendano più di una unità deposizionale. In alcuni pozzi nei pressi di Avezzano si rinvengono dapprima limi sabbiosi che localmente raggiungono i 30 m di spessore e quindi argille grigie di cui però non si conosce lo spessore.

Una importante sedimentazione detritica è registrata in corrispondenza del *Pleniglaciale* e nel *Tardiglaciale* (Giraudi, 1995a); all'unità possono essere riferiti anche detriti più antichi, datati a 32.520 ± 500 anni B.P. da Galadini *et alii* (1997b). A questi sedimenti si intercalano due livelli tufitici, uno di provenienza *etnea* datato a 14.000 anni B.P. (Narcisi, 1993) e un'altro datato a poco meno di 19.100 ± 650 anni B.P. (Giraudi, 1995a).

In genere i sedimenti provenienti da rocce calcaree massive hanno dato origine a *talus* scarsamente stratificati (Coltorti & Dramis, 1995), ma in questa area la forte fratturazione delle rocce ha contribuito notevolmente a generare questa tipologia di depositi.

Contemporaneamente alla deposizione dei conoidi si verificavano nel bacino del Fucino varie oscillazioni del livello lacustre che possono essere sinteticamente raggruppate in una fase di complessiva risalita tra circa 33.000 e 20-18.000 anni B.P. ed una di ritiro durante il *Pleni-Tardiglaciale* e l'Olocene antico (Zarlenga, 1987; Giraudi, 1988). Questi eventi corrispondono al "*VIII e VII Ciclo Sedimentario*" di Zarlenga (1987). Si dovevano dunque avere continue intercalazioni tra sedimenti grossolani di conoide e sedimenti fini lacustri come ampiamente osservato ad est di Avezzano. Nei sedimenti fini sono state rinvenuti gusci fossili di *Truncatellina callicratis* (Scacchi) e *Pupilla muscorum* (Müller), oltre a resti di *Helicidae* e *Trichia* sp. (Gliozzi, comunicazione personale). Più ad oriente, ai piedi di valle Solegara, sono state riconosciute anche *Vallonia pulchella* (Müller), *Linnea truncatula* (Müller), *Clausilia* sp. e *Jaminia* sp. (Müller).

Verso la fine della fase di alto livello lacustre, nei pressi di Venere dei Marsi e al Riparo Maurizio, poco più a sud dell'area studiata, si è modellata una superficie di abrasione su roccia cui localmente, sulle pareti calcaree, corrispondevano solchi di erosione e nicchie. Queste ultime, durante la successiva fase di basso livello,

POSTICARD

fornivano riparo a portatori della cultura epigravettiana ("*Bertoniano*") (Radmilli, 1956; 1957). Le stesse sono state successivamente seppellite da detritici stratificati (Radmilli, 1963; Giraudi, 1995a) contenenti un livello piroclastico di origine etnea e associato all'evento esplosivo dell'ignimbrite di Biancavilla-Montalto, datato a 14.180 ± 260 anni B.P. (Narcisi, 1993) e recentemente ricalibrato a 17.616-16.347 anni B.P. (Galadini *et alii*, 1997b).

In alcuni sondaggi effettuati da Galadini *et alii* (1997b) a Molini di Venere sono stati incontrati anche sedimenti limoso-argillosi e limosi più antichi di 10.400 ± 140 anni B.P. che testimoniano come, durante il Pleistocene superiore, nella parte più depressa del lago predominasse invece la sedimentazione fine. Ad essi sono inoltre associati vari livelli di *tephra*, il più recente dei quali è di poco più antico di 19.100 ± 650 anni B.P. mentre altri due risultano compresi tra 23.420 ± 280 e 27.230 ± 450 anni B.P. (Galadini *et alii*, 1997b). Nella parte alta di questi sedimenti questi Autori individuano una discordanza erosiva connessa ad una fase di abbassamento del lago successiva a 12.100 ± 50 anni B.P. e verosimilmente correlata a torbe datate 10.990 ± 120 anni *B.P*. Seguono materiali lacustri datati a 8.660 ± 100 e 7.120 ± 120 anni B.P. ricoperti a loro volta da sedimenti lacustri più recenti.

Durante l'ultima espansione glaciale le porzioni più interne della valle Majelama e di quella della Genzana in essa confluente erano occupate da vasti ghiacciai la cui azione erosiva ha conferito alle stesse il tipico profilo trasversale a U (Zarlenga, 1987; Frezzotti & Giraudi, 1992). Morene frontali si rinvengono alle quote di m 1332, 1420, 1450, 1750 (2 cordoni), 1870, 1900, 1910 e ai piedi dei circhi (m 2000 a sud di M. Bicchero). In effetti tutto il settore montano del Massiccio del Velino-Monti della Magnola-M. Sirente è stato fortemente interessato dal modellamento glaciale. Un elevato numero di cordoni glaciali caratterizza anche l'area dei Piani di Pezza e di Ovindoli (Biasini, 1966; Giraudi, 1989), della valle della Duchessa e, in generale, di tutte le più importanti valli di questo settore dell'Appennino centrale.

Per quanto concerne più in dettaglio l'età di questi depositi, Frezzotti & Giraudi (1992) riferiscono che sul conoide fluvioglaciale di Valle Majelama si ritrova un *tephra* datato da Radmilli (1981) a poco meno di 14.580 ± 800 anni B.P. Quest'ultimo è stato successivamente attribuito da Narcisi (1993) all'eruzione Biancavilla-Montalto dell'Etna (datata 14.000 anni B.P.).

Più in generale Giraudi & Frezzotti (1997) nel lavoro sul glacialismo del Gran Sasso evidenziano che la massima espansione glaciale fu raggiunta prima di 22.680 ± 630 anni B.P., che le prime fasi di ritiro iniziarono attorno a 21.000 anni B.P. e che la più grande fase di ritiro iniziò attorno a 18.000 anni *B.P*. Inoltre riconoscono molti fronti morenici collegati alle fasi di ritiro glaciale, ma segnalano che potrebbero essere solo legati a piccole riavanzate e stasi. Le riavanzate vere e proprie (stadiali) sarebbero solo due: la prima poco più recente di 16.000 anni B.P. e la seconda databile attorno agli 11.000 anni B.P.

PROOF COPY

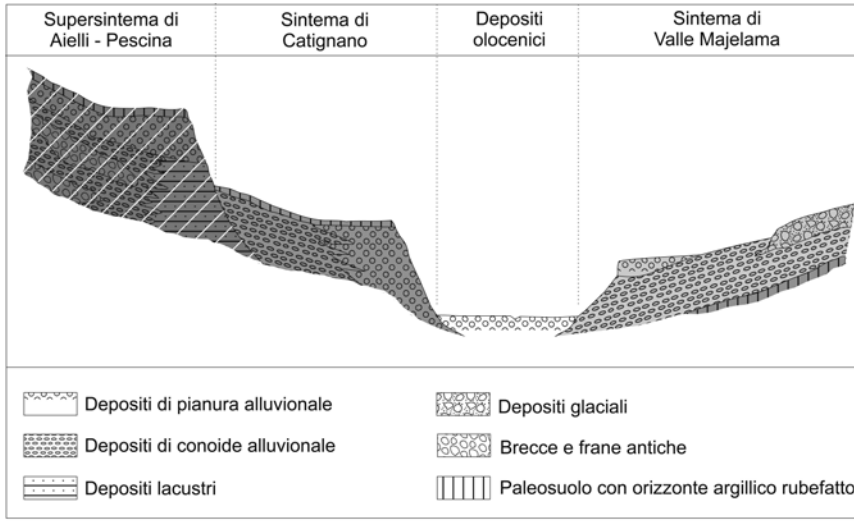

Fig. 12 - *Sezione schematica dei rapporti stratigrafici fra le unità quaternarie.*

ANTEPRIMA

1.4. - Olocene (***olo***)

I depositi olocenici sono particolarmente estesi nel bacino del Fucino. Si tratta di depositi lacustri prevalentemente limoso-sabbiosi e limoso-argillosi, da grigio a grigio-marroni e biancastri, talora sottilmente laminati e più o meno ricchi in materia organica che talora passano a sedimenti più fini torbosi o a sedimenti sabbiosi e ghiaiosi ("*X e IX Ciclo Sedimentario*" di Zarlenga, 1987; "*Limi di Borgo Ottomila*" di Giraudi, 1988). Sedimenti analoghi sono stati incontrati ed illustrati in maggior dettaglio in un recente lavoro a indirizzo paleosismico (Galadini *et alii*, 1997b). L'età olocenica di questi sedimenti e le oscillazioni del lago sono documentate, oltre che da numerose datazioni radiometriche, dal rinvenimento al loro interno di livelli insediativi e resti ceramici pre e protostorici (Radmilli, 1957 e 1981; Grifoni-Cremonesi, 1985; Galadini *et alii*, 1997a e b).

Nel corso dell'Olocene, il livello del lago ha subito forti oscillazioni anche se non sembra abbia mai superato la quota di 675-670 m s.l.m. (Giraudi, 1988, 1990; Galadini *et alii*, 1997b).

Sui bordi del Fucino, durante l'Olocene, le oscillazioni positive del livello lacustre hanno generato una scarpata di erosione ben evidente sul lato orientale tra S. Benedetto dei Marsi e Borgo Quattordici, ma che è possibile seguire sino ad Avezzano, a monte di quota 720. Ai bordi del lago, associati a periodi di più lungo stazionamento del livello di base, si sono anche generati cordoni litorali ghiaiosi, come ad esempio nei pressi di S. Benedetto dei Marsi, dove gli stessi si sono originati a spese dei materiali trasportati dal Fiume Giovenco. I cordoni

litorali assumono particolare importanza a sud di S. Benedetto, tra Venere e Luco dei Marsi, dove resti archeologici e datazioni radiometriche hanno dimostrato due fasi di accumulo precedenti e posteriori a 3.600 anni B.P. (GIRAUDI, 1988).

Tutti i corsi d'acqua che si raccordavano al lago sono stati interessati durante l'Olocene da una generale fase di incisione che ha condotto al terrazzamento dei conoidi *pleni e tardiglaciali würmiani* (GIRAUDI, 1988), generando talora scarpate di erosione alte anche più di dieci metri. L'incisione è stata in genere più intensa nei pressi della parte apicale o distale dei conoidi rispettivamente per meccanismi di erosione progressiva e regressiva, la prima verosimilmente connessa con il progressivo ripopolamento forestale dei versanti post-glaciale e la seconda, tuttora in atto, conseguente all'abbassamento del livello di base per effetto della bonifica del lago.

Modesti bacini lacustri o palustri occupavano inoltre, durante l'Olocene, larga parte dell'Altopiano di Ovindoli, sia a nord di Rovere (Terra Nera), tra questa località e Ovindoli, e all'interno dei Piani di Pezza (GIRAUDI, 1997).

Lungo la già citata scarpata di erosione post-glaciale che circonda il bacino del Fucino, come anche ai piedi delle scarpate di erosione e tettoniche che bordano le unità deposizionali più antiche, si sono messi in posto numerosi conoidi di dimensioni generalmente modeste. GIRAUDI (1988) attribuisce a fasi di resistasia verosimilmente associate ad oscillazioni climatiche oloceniche la messa in posto di questi sedimenti ma non è escluso che essi possano essere, almeno in parte, il risultato della progressiva eliminazione antropica della vegetazione dai versanti come avvenuto in tutta l'area mediterranea (VITA-FINZI, 1969; DELANO-SMITH, 1979). A questa fase di degradazione corrisponde anche la messa in posto di una generazione di detriti che, data la mancanza di copertura vegetale, si è protratta sino ai tempi attuali (GIRAUDI, 1995a; GALADINI *et alii*, 1997a, b). Ai piedi dei versanti modellati in terreni pelitici ed arenacei, i detriti si presentano misti a porzioni più o meno considerevoli di matrice terrosa a generare estese coperture colluviali (GIRAUDI, 1995a; GALADINI *et alii*, 1997a, b).

Durante l'Olocene si sono inoltre attivate una considerevole quantità di frane. Esse sono particolarmente abbondanti ad ovest di Aielli dove si originano sui sedimenti terrigeni miocenici e su quelli alluvionali e lacustri sub-affioranti. Frane di minore estensione sono state individuate anche sulle pendici settentrionali del M. Sirente, ad est di Rovere, e sul versante meridionale del Velino. Si tratta prevalentemente di scorrimenti rotazionali o traslativi che generalmente evolvono in colata nella loro parte distale.

FOTOCOPIA

PROGETTO CARG

VIII - ASSETTO STRUTTURALE

(G. Lavecchia & P. Boncio)

1. - INTRODUZIONE

Il Foglio 368 "Avezzano" è caratterizzato da strutture a pieghe e sovrascorrimenti con direzioni da NNW-SSE a WNW-ESE che rappresentano deformazioni compressive su depositi mesozoico-terziari da bacinali a neritici. Le strutture compressive, riferibili ad una fase deformativa tardo messiniana-pliocenica inferiore, sono dislocate dalle strutture distensive e transtensive del Pliocene superiore-Quaternario. In molti casi, queste ultime presentano evidenze di riattivazione di precedenti deformazioni compressive, nonché di elementi strutturali riferibili alla tettonica sinsedimentaria giurassico-cretacica.

2. - ELEMENTI DI TETTONICA SINSEDIMENTARIA PRE-OROGENICA

(G. Lavecchia, G.Rusciadelli & P. Boncio)

2.1. - Principali domini deposizionali

Nell'area del Foglio 368 "Avezzano", la distribuzione delle *facies* mesozoiche (dal Giurassico superiore al Cretacico superiore) indica la presenza di due domini principali che riflettono lo sviluppo di ambienti caratterizzati da persistenti condizioni deposizionali (Fig. 13).

Un primo dominio, che raggruppa le aree caratterizzate da sedimentazione persistente di piattaforma e di margine, annegate nel Miocene, si estende nel settore settentrionale (aree del M. Velino, dei Monti della Magnola e del M. Sirente), ed in quello sud-occidentale del Foglio (area di Scurcola Marsicana, M. San Felice-M. D'Aria). Un secondo dominio, che raggruppa le aree caratterizzate da varie fasi di annegamento durante il Mesozoico, con sedimentazione persistente di scarpata e bacino, caratterizza il settore a nord della Conca del Fucino.

La bipartizione in due domini operata sulla base della distribuzione delle *facies* mesozoiche trova corrispondenza anche nei rapporti stratigrafici tra i termini mesozoici e quelli cenozoici. In corrispondenza del primo dominio, infatti, al di sopra delle *facies* di piattaforma e di margine poggiano le c*alcareniti a briozoi* del Langhiano-Tortoniano, con una discontinuità stratigrafica che indica una lacuna di lunga durata corrispondente all'intervallo tra il Cretacico superiore *p.p.* e la fine del Miocene inferiore. Diversamente, in corrispondenza del secondo dominio definito da sedimentazione persistente di scarpata e di bacino, sopra le *facies* del Cretacico superiore, le successioni cenozoiche mostrano una maggiore continuità stratigrafica e comprendono termini dal Paleocene superiore *p.p.* al Miocene medio. Nelle successioni di entrambi i domini è presente una importante lacuna sedimentaria che si estende dalla parte sommitale del Cretacico superiore al Paleocene superiore *p.p.*

PROGETTO

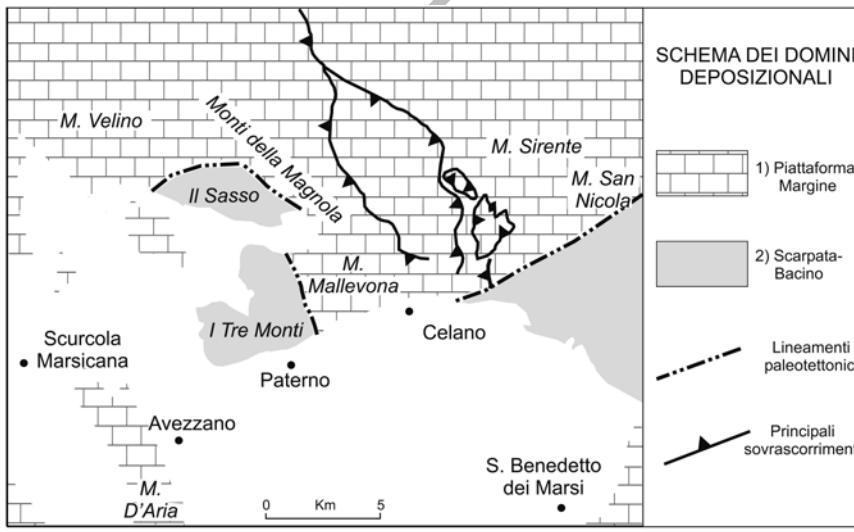

Fig. 13 - *Distribuzione schematica dei principali domini deposizionali con lineamenti paleotettonici. 1) aree caratterizzate da sedimentazione di piattaforma e di margine nel Mesozoico; 2) aree caratterizzate da sedimentazione persistente di scarpata e bacino nel Meso-Cenozoico. Per le aree di M. Mallevona ed il Sasso vedi il testo.*

Tre aree si discostano da questo impianto generale, mostrando caratteri "misti" rispetto alle situazioni sopra schematizzate. La prima situazione si osserva in corrispondenza dell'area de I Tre Monti, dove alle *facies* di piattaforma del Cretacico inferiore *p.p.* si sovrappongono *facies* di scarpata del Cretacico inferiore sommitale – Cretacico superiore (*calcari bioclastici superiori – calcari cristallini*). La seconda situazione è osservabile nell'area de Il Sasso, a sud dei Monti della Magnola, dove alle *facies* di scarpata del Giurassico sommitale - Cretacico inferiore (*calcari cristallini ad echinodermi e coralli*) si sovrappongono stratigraficamente le *facies* di margine della parte alta del Cretacico inferiore - base del Cretacico superiore (*calcari a coralli e diceratidi – calcari a rudiste ed orbitoline*). Una terza area è ubicata nell'estremo settore sud-orientale del Foglio (area del M. Parasano) dove le *facies* di piattaforma carbonatica del Cretacico inferiore sono in diretto contatto, tramite una discontinuità a lungo termine, con le *calcareniti a nummuliti e discocycline* del Paleocene superiore-Eocene *p.p.* Tra le due successioni non sono intercalati termini riferibili alle *facies* di scarpata del Cretacico inferiore sommitale e del Cretacico superiore, come invece osservato in corrispondenza de I Tre Monti.

2.2. - Contesto geodinamico sin-deposizionale

Tenendo in considerazione anche quanto scaturito dal rilevamento dei Fogli 1:50.000 Sulmona e Torre de' Passeri, è possibile ipotizzare che l'individuazione dei due domini deposizionali precedentemente descritti sia avvenuta in concomitanza della fase disgiuntiva legata al *rifting* liassico, che avrebbe portato alcune porzioni di piattaforma all'annegamento definitivo. Per quanto riguarda il Foglio Avezzano, tale affermazione è suggerita dalla presenza nel dominio di scarpata e bacino persistente dei *calcari cristallini ad echinodermi e coralli* (Titonico *p.p.*-Barremiano). Infatti, al di sotto di questa unità, in aree adiacenti al Foglio Avezzano (es. Foglio "Torre de' Passeri"), sono stati costantemente ritrovati i *calcari bioclastici inferiori*, di età Pliensbachiano *p.p.*-Titonico *p.p.*. Questi poggiano direttamente sulle *facies* di piattaforma interna del *calcare massiccio* e segnano quindi l'affogamento liassico della piattaforma.

L'attività sinsedimentaria di discontinuità tettoniche, anche successivamente all'evento disgiuntivo liassico, può essere ipotizzata se si pensa che la "separazione" tra il dominio di piattaforma e di margine persistente e quello di scarpata e di bacino persistente si è mantenuta dal Lias medio fino almeno al Cretacico superiore, come evidenziato dalla distribuzione delle *facies* mesozoiche, e fino al Miocene medio, come evidenziato dai rapporti stratigrafici tra le successioni mesozoiche e quelle cenozoiche. Tale "separazione" si sarebbe realizzata e mantenuta grazie alla riattivazione delle faglie liassiche durante fasi successive di pulsazione tettonica che, mediante strutture di accrescimento, avrebbero determinato l'impilamento verticale di *facies* assimilabili agli stessi ambienti sedimentari.

PROGETTO CARG

2.3. - Principali lineamenti paleotettonici

Gli elementi sopra descritti permettono di ipotizzare un ruolo determinante delle faglie sinsedimentarie nella individuazione e nello sviluppo di domini a diversa sedimentazione persistente. I rapporti originari tra i domini sono, attualmente, complicati dalle strutture tettoniche riconducibili alle fasi deformative compressiva mio-pliocenica e distensiva plio-quaternaria che hanno in parte modificato l'estensione dei vari paleoambienti. Malgrado ciò, l'assenza di cospicui accavallamenti tettonici o di forti movimenti trascorrenti, che abbiano sostanzialmente modificato la posizione originaria dei principali domini, permette di ricondurre la suddetta ripartizione degli ambienti sedimentari anche a situazioni pre-orogeniche. In particolare, nel Foglio Avezzano possono essere riconosciuti tre principali lineamenti paleotettonici con rilevante attività sinsedimentaria (Fig. 13).

Lineamento Celano - M. S. Nicola

Si sviluppa per circa 10 km in direzione media WSW-ENE, da Celano a M. San Nicola, separando *facies* di piattaforma-margine del Giurassico superiore-Cretacico inferiore nella zona nord-occidentale rispetto a coeve *facies* di scarpata nel settore sud-orientale. E' caratterizzato da sistemi di faglie attive durante la sedimentazione con direzione N 40°-60° ed immersione prevalente sud-orientale. L'inizio dell'attività di tali faglie è probabilmente correlabile con la fase disgiuntiva liassica, per la presenza dei *calcari cristallini ad echinodermi e coralli* nel blocco sud-orientale. La presenza delle *calcareniti a briozoi* e delle *marne a Cylindrites* al tetto ed al letto del lineamento indica il ripristino di uniformi condizioni deposizionali a partire dal Miocene medio.

Molte delle faglie a direzione N 40°-60° del lineamento mostrano evidenze di riattivazione durante le fasi compressiva mio-pliocenica e distensiva plio-pleistocenica; le riattivazioni durante quest'ultima fase sono caratterizzate da prevalente cinematica transtensiva destra lungo le faglie ad immersione sud-orientale.

Lineamenti dell'area M. Magnola sud

Nel settore meridionale dei Monti della Magnola (area di Il Sasso) si individuano due lineamenti paleotettonici con direzione WSW-ENE e NW-SE, in corrispondenza dei quali si osserva il passaggio fra il dominio a sedimentazione di piattaforma e margine persistente dei Monti della Magnola, a settentrione, ed il dominio a sedimentazione di scarpata del Giurassico sommitale de Il Sasso, a meridione. Considerando che nella zona de Il Sasso, le *facies* di scarpata del Giurassico sommitale e Cretacico inferiore sono seguite da sedimentazione in ambiente di margine, è possibile limitare l'attività di tali lineamenti, o se non altro il ruolo significativo che tali lineamenti hanno avuto sull'evoluzione degli ambienti deposizionali, alla fase disgiuntiva liassica. Entrambe le discontinuità

PROGETTO CARG

giurassiche mostrano evidenze di riattivazione durante la fase compressiva mio-pliocenica come zone di taglio inverse e transpressive a vergenza settentrionale.

Lineamento di M. Mallevona

Questo lineamento, che si sviluppa per almeno 5 km in direzione media NNW-SSE, separando l'area de I Tre Monti ad ovest da quella di M. Mallevona ad est, è particolarmente ben evidente perché marcato dalla presenza di faglie dirette plio-pleistoceniche ovest-immergenti che riattivano le pre-esistenti discontinuità giurassico-cretaciche. A nord-est del lineamento affiora una successione di alto strutturale caratterizzata dalla presenza di depositi del Miocene medio trasgressivi direttamente su *facies* di piattaforma-retromargine del Cretacico inferiore *p.p.* oppure su *facies* marginali dell'Aptiano/Albiano-Cretacico superiore. A sud-ovest affiora invece una successione più continua, comprendente gran parte dei termini compresi fra il Cretacico inferiore e l'Eocene, i cui spessori tendono ad aumentare spostandosi da M. Mallevona verso occidente. La comparsa, al di sotto del Miocene medio, dei termini paleocenico-eocenici è accompagnata da una evoluzione dei depositi dell' Aptiano/Albiano-Cretacico superiore da *facies* marginali a *facies* di scarpata prossimale, mentre nei termini sottostanti non si notano sostanziali cambiamenti di *facies* rispetto ai settori occidentali. L'insieme di tali considerazioni fa ragionevolmente pensare ad un'attività sinsedimentaria del lineamento che avrebbe determinato, a partire dalla parte sommitale del Cretacico inferiore, una "apertura" con polarità ENE-WSW da ambienti marginali ad ambienti più prossimi al bacino. L'attività delle faglie del sistema sarebbe poi proseguita in tempi successivi alla deposizione delle *calcareniti a briozoi* (Miocene medio) che attualmente ne risultano dislocate.

3. - ELEMENTI DI TETTONICA COMPRESSIVA

Le strutture compressive del Foglio 368 "Avezzano" possono essere schematicamente attribuite a cinque principali Unità strutturali (*Unità A, B, C, D* ed E in Fig. 14). Da SW verso NE, l'unità più interna è quella di *Costa Grande-M. D'Aria* (*Unità A*), accavallata sull'antistante *Unità M. Cefalone-M.ti della Magnola (Unità B)*. Quest'ultima si accavalla sull'*Unità M. Sirente (Unità D*) a mezzo di una scaglia deformativa intermedia costituita dall'*Unità Altopiano delle Rocche-Gole di Celano* (*Unità C*). L'*Unità M. Sirente* è a sua volta accavallata sulla più esterna *Unità Capo di Moro (Unità E*). Una sezione schematica, illustrante i rapporti geometrici fra le sopraddette Unità strutturali, viene rappresentata in figura 15.

Le *Unità A, B, C, D* fanno parte di una unità più estesa regionalmente, l'*Unità M. Giano-Marsica*, mentre l'*Unità E* fa parte dell'*Unità Gran Sasso-Genzana* (Fig. 1).

PROPRIETÀ CARSO

3.1. - Unità strutturale A: Costa Grande - M. D'Aria

Nel settore sud-occidentale del Foglio Avezzano si identificano, da SW verso NE, tre principali elementi strutturali: 1) una struttura monoclinalica ad immersione nord-orientale lungo l'allineamento Costa Grande-M.D'Aria, 2) una anticlinale a vergenza nord-orientale lungo l'allineamento M. Velino SW-Colle Pelato- Rava Grossa, 3) una serie di "*klippen*" lungo l'allineamento M.Rozza-M.Velino-M.Cafornia-Colle Dora (Figg. 14, 16 e Tav. 3). E' ipotizzabile che questi elementi strutturali appartengano ad una stessa unità strutturale (*Unità A* in Fig. 14) che rappresenterebbe la prosecuzione meridionale delle strutture di M. San Nicola e M. Maddalena (Foglio 367 Tagliacozzo) e si accavallerebbe verso NE sulle strutture plicative dei Monti della Magnola (*Unità B* in Figg. 14 e 15). La zona di taglio inversa di Villavallelonga (Foglio Alatri, 1:100.000) potrebbe rappresentare la prosecuzione meridionale del fronte esterno dell'*Unità A*.

Le monoclinali lungo l'allineamento Costa Grande-M.D'Aria

Le dorsali carbonatiche di Corcumello, di Scurcola Marsicana, di M. San Felice-M. D'Aria, di Rosciolo-M. Carce e di M.Cativiglia-Costa Grande presentano una geometria monoclinalica con blanda e regolare immersione degli strati verso

PROOF

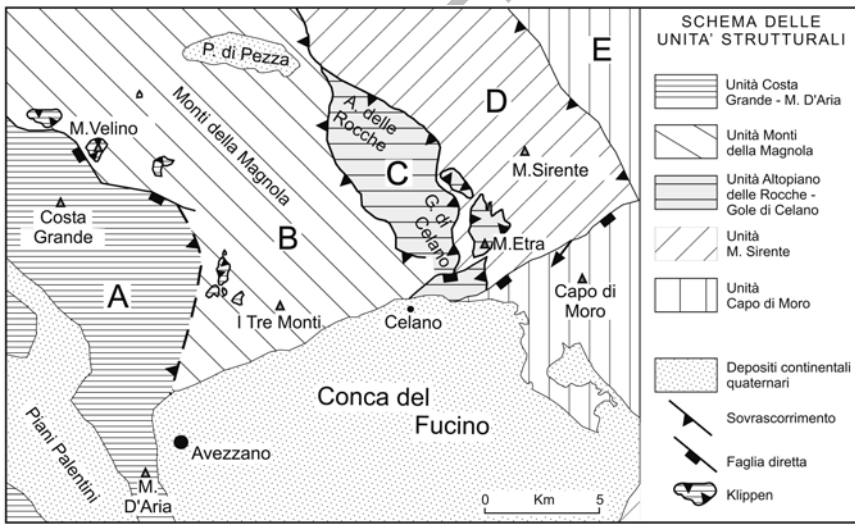

Fig.14 - *Schema delle unità strutturali compressive del Foglio Avezzano.*
Il limite fra le Unità A e B è interpretativo. Il sovrascorrimento alla base dell'Unità strutturale A è in parte dislocato dalle faglie dirette bordiere del M. Velino (segmento settentrionale) ed in parte sepolto dalle coperture quaternarie (segmento meridionale).

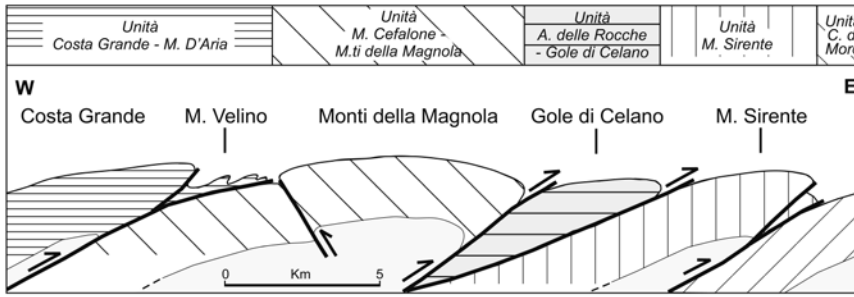

Fig. 15 - *Sezione schematica illustrante i rapporti geometrici fra le principali unità strutturali affioranti nel Foglio Avezzano.*

nord-est (Tav.3). La presenza di possibili faglie inverse sepolte con immersione sud-occidentale che traslerebbero la monoclinale verso NE è ipotizzabile sulla base di alcuni indizi quali la presenza di cataclasiti foliate a vergenza orientale nella zona di M. San Felice-M. D'Aria e di un'ampia fascia cataclastica composta prevalentemente da calcari del Cretacico superiore (*calcari a radiolitidi*) nella zona di Rosciolo.

Una zona di taglio prevalentemente trascorrente con direzione N140° ed immersione verso SW disloca la monoclinale di M. San Felice-M. D'Aria. Gli indicatori cinematici associati mostrano evidenze di movimenti sia transpressivi destri che transtensivi sinistri, ma la cronologia degli eventi deformativi non è chiara. Inoltre, nella zona posta ad ESE di Mad.na di Pietracquaria la cataclasite foliata associata alla deformazione trascorrente (destra?) è ripiegata da strutture mesoscopiche inverse con vergenza orientale.

La struttura a pieghe di M. Velino SW- Colle Pelato- Rava Grossa

Il versante sud-occidentale del M.Velino è caratterizzato da una struttura anticlinalica con direzione assiale NW-SE e vergenza nord-orientale. Il fianco orientale subverticale della piega è dislocato da una faglia diretta immergente verso SW che secondo alcuni Autori (Nijman, 1971; Raffy, 1983) potrebbe invertire il rigetto di un pre-esistente *thrust* associato alla piega. Spostandosi a sud della faglia diretta della Magnola la struttura anticlinalica del M.Velino SW continua in direzione circa N100° nella zona di Colle Pelato e poi ancora in direzione NW-SE fino a Rava Grossa.

A SSW dell'anticlinale di Rava Grossa, nell'area di Alba Fucens, si osservano zone di taglio inverse a basso angolo che determinano la sovrapposizione verso NE di una sottile scaglia di calcari miocenici (*calcareniti a briozoi*) sulle torbiditi silico-clastiche del Messiniano inferiore.

'OGTIOCARD

Le strutture del tipo "klippen"

Lungo l'allineamento che si sviluppa da M. Rozza a Colle Dora sono presenti una serie di piccoli *klippen*, in parte già noti, in parte identificati nel corso del rilevamento del Foglio Avezzano (Fig. 14 e Tav. 3). Questi *klippen*, che tramite contatti a basso angolo determinano in alcuni casi la sovrapposizione di terreni giovani su vecchi (*klippen* di M. Rozza e di M. Cafornia), in altri di terreni vecchi su giovani (*klippen* del M. Velino, di Punta Trento e di Colle Dora), sono comunemente interpretati in associazione ad imponenti fenomeni gravitativi (Nijman, 1971). Se si utilizza una chiave di lettura prevalentemente tettonica, il piano di taglio alla loro base, sub-orizzontale o debolmente immergente verso SW, può essere interpretato come il segmento più esterno di un sovrascorrimento che determinerebbe la sovrapposizione tettonica dell'*Unità* strutturale *A* sulla *B*. La struttura anticlinalica del M. Velino SW- Colle Pelato- Rava Grossa rappresenterebbe una deformazione al tetto del sovrascorrimento, ribassato verso SW dagli elementi strutturali della tettonica distensiva. Lo schema di figura 14 e la sezione di figura 16 sono stati elaborati in questa ottica.

Il *klippe* di M. Rozza (Nijman, 1971), costituito dalla successione di piattaforma dell'Aptiano/Albiano-Cretacico superiore, è sovrapposto sugli orizzonti poco competenti dei *calcari e marne a Salpingoporella dinarica e charophyta* (Aptiano inferiore) (versante settentrionale di M. Rozza), e sui termini del Cretacico inferiore della successione di piattaforma del M. Rozza, con interposizione di esili lembi di arenarie mioceniche (Fonte Sevice). Il contatto, immergente verso ovest, è difficilmente misurabile a causa di un'estesa fascia cataclastica e detritica, ma la

PROOF

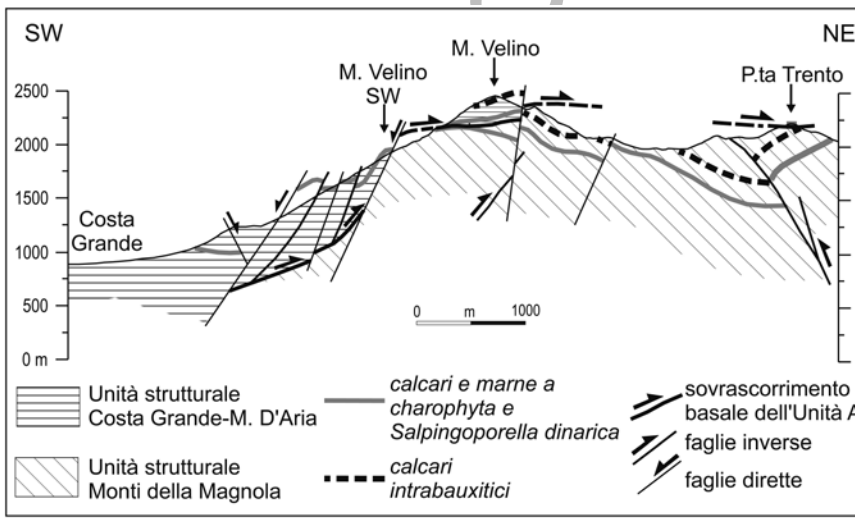

Fig.16 - *Schema interpretativo dei rapporti geometrici tra le Unità strutturali A e B lungo la sezione Costa Grande-P.ta Trento. Traccia della sezione in Tavola 3.*

sua geometria dapprima in *flat* e poi in rampa procedendo verso est, è ben visibile sia rispetto agli strati di tetto sia a quelli di letto, lungo il versante orientale del Vallone di Teve. Immediatamente al letto della zona di taglio si osservano sistemi di pieghe minori asimmetriche a vergenza nord-orientale.

Il *klippe* di M. Cafornia (Nijman, 1971), localizzato fra M. Cafornia e Valle Majelama, è caratterizzato dal contatto, lungo un piano tettonico a basso angolo, di un lembo di calcari miocenici (*calcareniti a briozoi*) sulla monoclinale immergente verso NE di M. Cafornia. Il contatto è spesso suturato da brecce di versante cementate del Pleistocene inferiore-medio.

Il *klippe* del M. Velino è localizzato in posizione intermedia tra quelle di M. Rozza e di M. Cafornia e determina il raddoppio della successione di piattaforma cretacica. Così come per il *klippe* di M. Rozza, il contatto tettonico è in gran parte impostato sugli orizzonti meno competenti a *Salpingoporella dinarica e charophyta*. Il sovrascorrimento del M. Velino potrebbe pertanto rappresentare la prosecuzione verso sud-est del sovrascorrimento del M. Rozza.

Il *klippe* di Punta Trento è localizzato in posizione più esterna e, in corrispondenza di un piano a direzione N150° ed inclinazione 20° SW, sovrappone l'unità a *Salpingoporella dinarica e charophyta* ai *calcari a radiolitidi* dell'anticlinale di Capo di Pezza.

Il *klippe* di Colle Dora (Nijman, 1971), localizzato in posizione più meridionale rispetto ad i precedenti, a sud della faglia diretta della Magnola, presenta l'anomala sovrapposizione dei calcari cretacici in *facies* di piattaforma-margine sulle torbiditi silico-clastiche messiniane della struttura de I Tre Monti. Il contatto è suborizzontale (Colle Dora) o debolmente immergente verso occidente (Castelnuovo). I depositi cretacici dell'unità di tetto sono sempre estremamente brecciati e la stratificazione è obliterata dalla cataclasi o a mala pena riconoscibile (affioramenti di Castelnuovo). E' tuttavia possibile ricostruire una successione stratigrafica debolmente immergente verso NNE, relativamente continua dai *calcari ciclotemici a gasteropodi e ooliti* ai *calcari bioclastici ad ippuriti e coralli*. L'immersione verso NNE è sottolineata dall'andamento del *1° orizzonte bauxitico*, osservabile lungo il versante occidentale di Colle Dora.

3.2. - Unità strutturale B: Monte Cefalone - Monti della Magnola

Questa unità strutturale può essere suddivisa in due principali elementi strutturali sostanzialmente omogenei per stile deformativo: 1) le strutture a pieghe e faglie inverse dell'area del Lago della Duchessa-M. Velino-Monti della Magnola; 2) l'anticlinale di M. Mallevona. L'unità rappresenta il blocco di tetto del sovrascorrimento regionale a direzione NNW-SSE M. Rotondo-Ovindoli-Serra di Celano che ne determina l'accavallamento sull'antistante *Unità C* (Figg. 14, 15 e Tav. 3).

PROPRIETÀ

Le strutture a pieghe del Lago della Duchessa-M. Velino-Monti della Magnola

L'area che si estende dal Lago della Duchessa al M. Velino ed al M. Cafornia è caratterizzata da strutture plicative asimmetriche a direzione assiale NW-SE con vergenza NE ed immersione assiale verso NW. La struttura anticlinalica più occidentale è quella del M. Rozza-M. Velino rovesciata verso NE a Monte Sevice. Nell'area di Capo di Pezza-Monti della Magnola si rileva un'ampia piega a scatola, con asse NW-SE e immersione assiale verso NW. Il fianco nord-orientale della piega, blandamente immergente verso NE, è associato ad un sovrascorrimento minore con vergenza nord-orientale e con geometrie di tipo rampa laterale ed obliqua (direzione circa N 100°, versante nord di M. delle Lenzuola) e rampa frontale (direzione circa N150°, versante est di M. Arso-M. Pidocchio). Il fianco sud-occidentale dell'anticlinale è interessato da un retroscorrimento (retroscorrimento del Bicchero) che ne determina l'accavallamento sulla più interna anticlinale del M. Rozza-M.Velino. Verso nord-ovest, questo elemento retrovergente viene sostituito da una struttura sinclinalica a direzione appenninica (sinclinale del Bicchero).

Altro elemento strutturale di interesse nell'area dei Monti della Magnola è rappresentato dalla zona di taglio inversa de Il Sasso, che determina la sovrapposizione verso nord di calcari in *facies* di scarpata e margine del Giurassico superiore-Cretacico inferiore su calcari in *facies* di margine-piattaforma interna della stessa età.

L'anticlinale di M.Mallevona

Al bordo nord-occidentale della depressione del Fucino, tra Avezzano ed i Monti della Magnola, è ubicata l'anticlinale di M. Mallevona, con direzione NNW-SSE ed immersione assiale verso settentrione. Il fianco occidentale della piega è mediamente inclinato 25-30°; quello orientale 30-40°. Il nucleo della struttura è ben visibile ad I Colli. La struttura è disarticolata dalle faglie bordiere della Conca del Fucino ed in particolare dalla faglia de I Tre Monti, che tronca a SSE la piega, impedendo di seguire la continuità della struttura verso meridione.

Strutture lungo il sovrascorrimento M. Rotondo-Ovindoli-Serra di Celano

Il sovrascorrimento che si estende da M. Rotondo ad Ovindoli e poi prosegue verso sud fino a M. Faito ed alla Serra di Celano costituisce un segmento del sovrascorrimento regionale M.ti d'Ocre-M. Cagno-M. Rotondo-Serra di Celano, a direzione media NNW-SSE ed immersione occidentale. Il sovrascorrimento determina l'accavallamento di calcari di piattaforma del Giurassico superiore-Cretacico inferiore sulle torbiditi silico-clastiche del Messiniano inferiore, localizzate al nucleo di una sinclinale rovesciata con direzione assiale circa NNW-SSE. La direzione di trasporto lungo il piano di sovrascorrimento è verso NE.

La complessità geometrica della zona del sovrascorrimento e l'entità del

PROGETTO CARG

rigetto orizzontale associato diminuiscono progressivamente spostandosi da nord verso sud. Nel segmento più settentrionale, tra M. Rotondo e M. delle Canelle, la zona di accavallamento è costituita da una serie di scaglie tettoniche embricate, mentre più a sud, lungo il segmento Pizzo d'Ovindoli - M. Faito, il sovrascorrimento determina l'accavallamento di una struttura anticlinalica rovesciata verso NE sul fianco occidentale rovesciato dell'antistante sinclinale. Spostandosi ulteriormente verso sud, in prossimità del versante occidentale della Serra di Celano, la zona di taglio inversa ruota in direzione circa E-W e presenta immersione verso sud di 70°, determinando l'accavallamento della successione calcarea cretacico-miocenica, immergente a NNE, sulla successione del Miocene medio-superiore della Serra dei Curti. Il rigetto si esaurisce progressivamente verso est. Infatti, lungo il versante NE della Serra di Celano, il piano di sovrascorrimento non è più osservabile e l'unità di tetto si raccorda all'antistante sinclinale mediante verticalizzazione degli strati. In quest'ultima località, al nucleo della sinclinale, si osservano una serie di piani di taglio minori inversi su *marne a cylindrites*, con direzione N160° ed immergenti a SW di circa 25°, i quali evidenziano che in questo settore le strutture tornano ad assumere direzioni appenniniche (NNW-SSE).

Nel segmento compreso tra Ovindoli e la Serra di Celano, l'unità di tetto del sovrascorrimento M. Rotondo-Serra di Celano è dislocata da una faglia con direzione NNW-SSE (faglia di San Potito) che sovrappone depositi liassici assimilabili alla *corniola* su depositi cretacici di piattaforma mediante un piano ad andamento appenninico, immersione occidentale ed inclinazione variabile tra 30° e 50°. La cinematica di questa faglia non è di univoca interpretazione, così come discussa è la polarità diritta o rovesciata della *corniola* (Vezzani & Ghisetti, 1995 *cum bibl.*). Tuttavia, è particolarmente significativa la presenza a sud del paese di San Potito di mesopieghe asimmetriche a vergenza occidentale con direzione assiale media N130° e piano assiale sub-orizzontale. Il senso di asimmetria di queste mesopieghe (simmetria ad "S") è incompatibile con un fianco occidentale diritto, mentre può essere compatibile con un fianco orientale rovesciato.

3.3. - Unità strutturale C: Altopiano delle Rocche-Gole di Celano

Questa unità costituisce una scaglia deformativa intermedia tra un blocco di tetto, dato dall'*Unità B*, e quello di letto, dato dall'*Unità D* (Figg. 14 e 16). Essa è delimitata superiormente dal sovrascorrimento di M. Rotondo-Ovindoli-Serra di Celano ed inferiormente dal sovrascorrimento delle Gole di Celano che verso est trova continuità nei piani di taglio dell'allineamento Costa del Monte-Monti della Revecena-Monte Etra-Monte Secino (Tav. 3).

Strutture lungo il sovrascorrimento delle Gole di Celano

Nell'area delle Gole di Celano un sovrascorrimento con immersione N215°

PROOF COPY

ed inclinazione di l0-15°, ben esposto lungo il versante occidentale delle gole (Angelucci & Praturlon, 1968; De Vittorio & Faccenna, 1987), determina il raddoppio della successione meso-cenozoica, costituita prevalentemente da depositi di piattaforma del Cretacico inferiore e da depositi di rampa del Miocene medio-superiore.

Nella zona ad ovest delle gole la struttura al tetto del sovrascorrimento mantiene un assetto monoclinalico abbastanza regolare, ad eccezione della zona a NE di S. Vittorino, dove è presente una struttura anticlinalica rovesciata verso ENE al cui nucleo affiorano i *calcari ad ellipsactinie*. L'unità di tetto si accavalla sulle *calcareniti a briozoi* o direttamente sui *calcari ciclotemici a requienie*. Il piano di accavallamento continua con uniformità giaciturale lungo tutto il versante occidentale delle gole per poi scomparire sotto i depositi palustri della Val d'Arano e ricomparire quindi più a nord, in corrispondenza dei fronti inversi di Costa del Monte. Immediatamente a sud della Val d'Arano (Posse San Marco) è anche possibile riconoscere la presenza di accavallamenti minori, al letto del sovrascorrimento principale ed ad esso paralleli, che ripetono il passaggio Cretacico-Miocene.

Strutture lungo i piani di taglio dell'allineamento Costa del Monte-Monti della Revecena-Monte Etra-Monte Secino

Ad est ed a nord-est delle Gole di Celano, il sovrascorrimento precedentemente descritto continua in corrispondenza dei *klippen* della Revecena e di M. Savina-M. Etra. L'unità di tetto è deformata in una struttura anticlinalica a vergenza NE il cui fianco orientale da moderatamente inclinato (30-50° a M. della Revecena) tende a rovesciarsi in corrispondenza di M. Savina-M. Etra. In posizione più esterna, è presente il sovrascorrimento di Vado Castello il cui piano, con geometria suborizzontale, accavalla i *calcari a rudiste ed orbitoline* sulla successione miocenica e può essere interpretato come un sovrascorrimento minore esterno del sovrascorrimento delle Gole di Celano.

Altro elemento strutturale di interesse è la struttura di M. Secino, localizzata a sud di M. Etra e separata da quest'ultima da un'importante faglia transtensiva destra con direzione WSW-ENE (faglia di San Vittorino). La struttura di M. Secino ha la geometria di un'anticlinale asimmetrica con vergenza verso ENE ed è delimitata ad est da una zona di taglio transpressiva destra con direzione circa N-S/N10° ed inclinazione da subverticale a molto inclinata verso ovest. In corrispondenza della zona di taglio i calcari miocenici di tetto, ruotati in direzione circa N10°, si verticalizzano e si accavallano sugli antistanti depositi torbiditici pelitico-arenacei del Messiniano inferiore. Questa zona di taglio sembrerebbe rappresentare la prosecuzione verso sud dell'accavallamento della Revecena-M. Etra che in questo settore meridionale avrebbe quindi i caratteri di una rampa obliqua transpressiva destra. Ad ovest, la struttura di M. Secino è delimitata da un'altra zona di taglio ad alto angolo, con direzione N-S/N10° e con prevalente cinematica trascorrente. Questa zona di taglio immerge verso E/ESE e mette a contatto depositi di scarpata

PROGETTO CARG

prossimale dell'Aptiano-Albiano su cui poggiano depositi eocenici (ad est) con la successione di piattaforma-margine cretacica inferiore delle Gole di Celano (ad ovest). La coesistenza di deformazioni transpressive e transtensive lungo tale zona di taglio, unitamente al rigetto stratigrafico normale, suggeriscono un'attività polifasica della zona di taglio stessa che può essere interpretata come uno *splay* transpressivo retrovergente al tetto dell'accavallamento della Revecena-M. Etra, successivamente riattivato in distensione.

3.4. - Unità strutturale D: M. Sirente

L'*Unità D* rappresenta un'unità di letto rispetto al sovrascorrimento regionale precedentemente descritto (Figg. 14 e 15); essa è costituita dalle strutture monoclinaliche della dorsale montuosa del Monte Sirente.

La struttura del Monte Sirente

La struttura del M. Sirente è costituita da una successione di piattaforma-margine del Giurassico superiore-Cretacico inferiore ed è descrivibile come una ampia monoclinale ad immersione sud-occidentale con inclinazione di 15°-30°. Nel settore più settentrionale, a nord-ovest della cima M. Sirente, gli strati hanno prevalente direzione NW-SE con immersione verso SW, fatta eccezione per l'area di Colle Saraceno dove le giaciture immergono verso NE; nell'area più meridionale, tra M. Sirente-M. San Nicola e Vado Castello, predominano strati a direzione WNW-ESE con immersione verso SSW. Nel complesso quindi spostandosi lungo l'asse della monoclinale da nord-ovest verso sud-est si osserva una rotazione in senso antiorario della stratificazione.

Nell'area del Sirente non si rilevano importanti zone di taglio compressive, anche se sono presenti numerosi motivi di taglio minori. Particolarmente evidente il sistema di faglie inverse a direzione appenninica che nella zona ad est di Rovere determina la sovrapposizione dei *calcari ciclotemici a requienie* sulle *calcareniti a briozoi* o, come a Monte Cerasole, sulle *marne a cylindrites*. Un piano a basso angolo, con entità di scorrimento non valutabile, si rinviene anche sul versante nord-orientale di M. San Nicola. Deformazioni di taglio compressive minori si rilevano sul versante nord-orientale del Sirente, da C.le Mandra Murata a P.ta Macerola, ed a Fonte Monacesca. In generale, diffuse in tutta l'area, si rilevano mesofaglie inverse a basso angolo di inclinazione e con immersione circa N240° e N270°. Sono anche presenti rare e per lo più blande mesopieghe, come quelle tra Capo di Moro e M. Rimagi, con direzione assiale circa N140° nel settore settentrionale, ruotate fino a direzione circa E-W nel settore meridionale.

La presenza di pieghe minori coassiali con la monoclinale che le ospita, associata alla presenza nell'area di Colle Saraceno di un estesa zona con piani di strato immergenti verso NE, permette di interpretare la struttura sostanzialmente monoclinalica del M. Sirente come il fianco occidentale di una ampia

PROOF COPY

anticlinale, probabilmente dislocata e traslata verso NE in corrispondenza di un sovrascorrimento che affiora nella zona di Rovere e che potrebbe trovare la sua prosecuzione meridionale al di sotto delle coperture moreniche antistanti il ripido versante nord-orientale della dorsale del M. Sirente.

Nella zona a nord-est delle coperture moreniche, si rilevano elementi strutturali compressivi, caratterizzati da piani di taglio inversi a direzione NW-SE ed immersione occidentale con inclinazioni tra 60° e 35°, che accavallano verso oriente le monoclinali di Capo di Via Traversa, di Colle della Scifella e, più a sud, di Pietra dell'Aura. Questi piani inversi possono essere interpretati come *splay* frontali del sovrascorrimento del M. Sirente.

3.5. - Unità strutturale E: Capo di Moro

Nel settore settentrionale del Foglio, questa unità strutturale è costituita dai blandi rilievi carbonatici (monoclinali di M. Pietragrossa – M. Ovello Alto) al letto degli *splay* più esterni del *sovrascorrimento del M. Sirente*; nel settore meridionale, è costituita dalle strutture compressive al bordo nord-orientale della Conca del Fucino. Il contatto fra l'*Unità E* e l'*Unità D* è trasferito verso WSW a sud dell'allineamento Celano-M. San Nicola, che attualmente mostra prevalente cinematica transtensiva destra (Figg. 14 e 15). Ancora più a sud, il contatto fra le due unità viene interpretato come sepolto al di sotto delle coperture plio-quaternarie della depressione del Fucino.

Strutture monoclinaliche di M. Pietragrossa – M. Ovello Alto

La zona a nord-est delle zone di taglio inverse di Capo di Via Traversa - Colle della Scifella - Pietra dell'Aura, è caratterizzata da monoclinali immergenti verso WSW con inclinazione degli strati compresa tra 15° e 30° (M. Pietragrossa, M. Castello, M. Ovello Alto). Queste monoclinali sono dislocate da faglie, in genere di difficile caratterizzazione cinematica e con rigetto di modesta entità, che complessivamente ribassano la struttura verso NE.

Strutture compressive al bordo nord-orientale della Conca del Fucino

A sud dell'allineamento Celano-M. San Nicola, la struttura compressiva di maggiore interesse è rappresentata dall'anticlinale localizzata a NE di Collarmele, avente direzione assiale N110-120° e vergenza verso NNE. La piega è delimitata a NNE da una faglia inversa ad alto angolo che immerge verso SSW ed accavalla i calcari eocenici del fianco orientale sulle *calcareniti a briozoi*. Verso ovest l'anticlinale è dislocata da una zona di taglio (faglia di Costa Maltempo) che si sviluppa con direzione media N40-50°, parallelamente alle strutture sinsedimentarie di raccordo fra le *facies* di scarpata dei settori sud-orientali e le *facies* di piattaforma-margine del Sirente. La zona di taglio, immergente verso

PROGETTO CARG

NW, presenta una cinematica transpressiva destra.

L'area localizzata lungo il bordo nord-orientale della Conca del Fucino è inoltre caratterizzata da un sistema trascorrente, riferibile alla fase compressiva, costituito da faglie destre a direzione compresa fra N-S e N20°, e mesofaglie sinistre a direzione circa E-W. Nella stessa area è anche presente un sistema trascorrente destro a direzione compresa fra N80° e N100° e prevalente immersione meridionale. Le faglie principali appartenenti a quest'ultimo sistema (faglie di Il Vallone-Costa Muricci) mostrano una componente distensiva; poche altre una leggera componente inversa (Fosso delle Coste).

4. - ELEMENTI DI TETTONICA DISTENSIVA

L'area del Foglio Avezzano è interessata da intense deformazioni distensive, riferibili alla fase tettonica pliocenico-quaternaria e schematizzabili in tre principali sistemi di faglie di importanza regionale: 1) faglie normali e transtensive sinistre con direzione NNW-SSE, 2) faglie normali con direzione WNW-ESE, a volte associate a componenti transtensive destre, 3) faglie transtensive destre a direzione WSW-ENE (Tav. 3).

All'attività di tali sistemi di faglie è legata la formazione ed evoluzione di depressioni tettoniche colmate da depositi continentali plio(?)-quaternari quali la Conca del Fucino, i Piani Palentini-Colle dello Streppito, il Piano di Pezza.

4.1. - Area di Piani Palentini-Colle dello Streppito e di Rosciolo-Magliano dei Marsi

La depressione Piani Palentini-Colle dello Streppito, ubicata al bordo sud-occidentale del Foglio Avezzano, è controllata da faglie normali a direzione media NNW-SSE ed immersione occidentale ed è colmata da depositi lacustri e da accumuli di versante del Pleistocene-Olocene. La faglia bordiera principale è sepolta da una coltre di depositi detritici del Pleistocene superiore, tuttavia la sua presenza è deducibile da considerazioni geometriche, stratigrafiche e morfologiche, nonché indicata da piani di taglio distensivi ad alto angolo di inclinazione con immersione verso WSW presenti nella dorsale carbonatica immediatamente al letto della faglia.

La dorsale carbonatica a NE dei Piani Palentini è ribassata verso SW da un sistema di faglie dirette a direzione generalmente appenninica. La faglia che ribassa la struttura di Rosciolo-Magliano dei Marsi rispetto alla dorsale di Costa Grande è caratterizzata da due segmenti con differente orientazione: un segmento settentrionale a direzione NNW-SSE e un segmento meridionale con direzione circa E-W.

PROGETTO CARG

4.2. - Area M. Velino-M. Cafornia e dei Monti della Magnola

Le strutture a pieghe e sovrascorrimenti dell'area M. Velino-M. Cafornia e dei Monti della Magnola sono dislocate da due principali sistemi di faglie: un sistema appenninico, con direzioni comprese fra N130° e N150° ed un sistema con direzioni fra N80° e N120°.

Il sistema appenninico costituito prevalentemente da faglie immergenti verso SW, con inclinazioni relativamente moderate (45°-60°), *pitch* delle strie di circa 90°, disloca il versante sud-occidentale del M. Velino-M.Cafornia con un rigetto complessivo di circa 2000 m. Di particolare rilievo è la più occidentale delle faglie di questo sistema, che determina il ribassamento verso SW delle strutture di Costa Grande, con un rigetto verticale dell'ordine di 1000 m. La faglia, infatti, disloca le brecce stratificate del Pleistocene inferiore-medio, al di sotto delle quali affiorano in diverse località (es. Fontecchia) lembi di torbiditi mioceniche (Messiniano inferiore), mettendole a contatto con i calcari di piattaforma del Cretacico inferiore. Altra faglia di particolare interesse è quella immediatamente ad est della zona di cerniera dell'anticlinale a vergenza nord-orientale di M. Velino SW. Tale faglia diretta ribassa verso sud-ovest il piano di sovrascorrimento che determina l'accavallamento dell'*Unità A* sulla *B*.

Verso sud-est, le faglie dirette a direzione appenninica del M. Velino evolvono in un'importante struttura distensiva a direzione media N100° che borda a sud M. Cafornia ed i Monti della Magnola (faglia della Magnola). Complessivamente la faglia immerge verso sud, con inclinazione compresa fra 35° e 50°, e presenta strie di scorrimento orientate mediamente N-S (*pitch* generalmente compreso tra 70° ed 80°E), che indicano una prevalente componente di *dip slip*. Sul versante meridionale di M. Cocurello sono anche presenti strie orientate WSW-ENE (*pitch* 30°W) associate ad una deformazione transtensiva destra. Nella zona di taglio al tetto del piano di faglia si osservano corpi lenticolari di calcari miocenici e di depositi torbiditici. Localmente (tratto che borda il Sasso-M. Cocurello) le deformazioni di taglio interessano le brecce di versante cementate del Pleistocene inferiore-medio. Il rigetto verticale raggiunge valori massimi dell'ordine di 1500 m.

Spostandosi verso est, la faglia della Magnola si interrompe in corrispondenza della faglia transtensiva sinistra di S. Potito-Celano. Un elemento strutturale cinematicamente compatibile con la faglia della Magnola è rappresentato dalla faglia di Colle del Pidocchio, che borda a SW i rilievi carbonatici della stessa località. La faglia è orientata NW-SE, inclina di circa 50° verso W ed ha una cinematica transtensiva sinistra, con vettori di scorrimento orientati circa N-S.

Faglie normali a direzione circa E-W (N80°-110°) e prevalente immersione meridionale dislocano i rilievi del Lago della Duchessa ed i sovrascorrimenti di M. Rozza e del M. Velino, nonché l'area a nord dei Monti della Magnola (Costone della Cerasa-M. Arso). Il rigetto lungo le singole faglie raggiunge al massimo qualche centinaio di metri. A luoghi (a nord di M. Sevice), piani di faglia ad analoga direzione mostrano un prevalente movimento trascorrente destro.

PROOF COPY

4.3. - Area di Piano di Pezza e allineamento S. Potito-Celano

Il settore in prossimità del fronte di accavallamento M. Rotondo-Celano è dislocato da una zona di taglio distensiva di importanza regionale con andamento arcuato a convessità orientale che si sviluppa dal Piano di Pezza a San Potito-Celano. La zona di taglio si sviluppa con direzione WNW-ESE da Cimata di Pezza fino a Vado di Pezza (faglia di Piano di Pezza), con direzione NW-SE da Vado di Pezza a Monte delle Cannelle, e con direzione media NNW-SSE nel segmento più meridionale, lungo l'allineamento M. delle Cannelle-Ovindoli-San Potito-Celano. L'inclinazione dei piani di faglia varia fra i 40° ed i 60° e l'immersione è verso i quadranti meridionali ed occidentali. Lungo tale sistema di faglie dirette e transtensive si riconoscono innumerevoli indizi di attività tettonica recente quali scarpate di faglia su conoidi oloceniche, interruzioni di linee di drenaggio, mesofaglie su depositi fluvio-glaciali wurmiani, sdoppiamento di crinali etc. (Cinti *et alii*, 1991). L'attività olocenica della struttura è stata anche evidenziata da studi paleosimologici (Pantosti *et alii*, 1996).

Il segmento più settentrionale (faglia di Piano di Pezza), con direzione WNW-ESE, delimita a NNE una depressione tettonica colmata da depositi continentali del Pleistocene superiore-Olocene. Nel segmento a direzione NW-SE, il piano di faglia si osserva chiaramente nella Cava di Pietra (Vado di Pezza) dove mostra strie in direzione sia N-S sia SW-NE ed un rigetto minimo di circa 800 m. L'entità del rigetto diminuisce verso sud, probabilmente perché ripartito con la più interna faglia di Monte di Selva Canuta. Spostandosi verso il sovrascorrimento di M. Rotondo-Celano, le faglie del sistema tendono a disporsi parallelamente al fronte compressivo, assumendo una direzione da N-S a NNW-SSE. Nei pressi dell'estremità settentrionale dell'abitato di Ovindoli, l'attività recente del sistema di faglie normali è evidenziata dalla presenza di scarpate di faglia su depositi wurmiani (Biasini, 1966). A sud di Ovindoli il sistema di faglie normali prosegue in direzione NNW-SSE con la struttura di San Potito-Celano che nella zona immediatamente ad ovest del sovrascorrimento di San Potito mette a contatto la *corniola* con le torbiditi mioceniche affioranti lungo la valle di San Potito. Il piano di faglia non è visibile perché sepolto dai depositi di versante del Pleistocene-Olocene. I sistemi di faglie normali rilevabili nella *corniola* dell'unità di tetto ed associabili alla zona di taglio principale indicano una cinematica transtensiva sinistra, con vettori di scorrimento prevalentemente in direzione SSW-NNE (Beccaccini *et alii*, 1991). Il rigetto è difficilmente valutabile, vista la complessità geometrica dell'unità di letto.

4.4. - Area del Monte Sirente e del settore nord-orientale del Foglio Avezzano

L'ampia monoclinale del Sirente e le strutture compressive associate sono dislocate da sistemi di faglie normali e transtensive. In particolare, si distinguono tre principali sistemi di faglie: un sistema a direzione NW-SE immergente

PROPRIETÀ

prevalentemente a SW, un sistema a direzione WNW-ESE ad immersione sia settentrionale che meridionale ed un sistema a direzione WSW-ENE immergente prevalentemente a SSE. I valori massimi di rigetto sulle singole faglie difficilmente superano i 100-200 m.

Fra le faglie del sistema a direzione NW-SE, le principali sono quelle di M. Coppone e di Fonte Monacesca, a direzione N140°, immersione SW e cinematica transtensiva destra (M. Coppone). Una cinematica analoga si osserva lungo le faglie a direzione NW-SE ed immersione SW di M. Lungo. Anche nel settore a NE del M. Sirente si rinvengono importanti strutture distensive a direzione prevalente NW-SE. Fra queste, le maggiori sono la faglia di Colle della Scifella e la faglia ad ovest di M. Castello. La prima affiora ai Prati del Sirente ed immerge verso SW di circa 70°; la seconda non è direttamente osservabile, ma presenta chiare evidenze morfologiche in favore di una immersione verso NE.

Il sistema a direzione WNW-ESE individua un'ampia fascia deformativa, con cinematica prevalente normale e transtensiva destra, che caratterizza il settore nord-orientale del M. Sirente fino a Rovere, dove le faglie ribassano prevalentemente verso NNE, ed il settore meridionale, dove immergono prevalentemente verso SSW. Un gruppo di faglie di questo sistema, localizzato circa 1 Km a SSW di Vado Castello ed immergente verso sud con basso angolo di inclinazione (20°-30°), sembra riattivare una zona di taglio transpressiva. All'interno della fascia deformativa a direzione WNW-ESE sono anche presenti faglie con prevalente componente trascorrente, in alcuni casi sinistra, che potrebbero essere riferite alla precedente fase compressiva.

Il sistema a direzione WSW-ENE, diretto e transtensivo destro con immersione prevalente verso SSE, è localizzato tra Vado Castello e M. San Nicola dove mette a contatto *facies* di scarpata a sud e di piattaforma-margine a nord. Questo sistema, che è localmente dislocato dal precedente, è caratterizzato dalla riattivazione durante la fase tettonica distensiva plio-quaternaria delle faglie sinsedimentarie mesozoiche.

4.5. - Area di San Vittorino-M. Secino e delle Gole di Celano

Nella zona di San Vittorino-M. Secino le deformazioni distensive sono riconducibili a due principali sistemi di faglie dirette: il sistema di faglie di Celano-La Murgia e quello di San Vittorino.

Il sistema di faglie Celano-La Murgia è caratterizzato da direzioni comprese fra E-W e WSW-ENE, immersione meridionale e cinematica dominante transtensiva destra (immersione delle strie verso SW). Localmente (Colle Felicetta, Croce) si osservano anche strie trascorrenti. Verso ovest tale sistema converge con la faglia di S. Vittorino ed affiora in corrispondenza dell'abitato di Celano. Verso est si individuano due segmenti coalescenti: un segmento meridionale a direzione E-W (affiorante in località Croce) ed un segmento settentrionale a direzione WSW-ENE (La Murgia-Rascito del Vallone) che

PROOF TIGARG

delimita a sud la struttura di M. Secino. I piani di faglia inclinano da 45°-65° (a sud di M. Secino) a 30° (La Murgia) e la cinematica è transtensiva destra con immersione delle strie verso SW. Verso NE il sistema di faglie prosegue con direzione WSW-ENE e cinematica transtensiva destra fino a M. San Nicola. Per l'intero sistema di faglie è ragionevole ipotizzare la riattivazione dell'allineamento paleotettonico Celano-M. San Nicola.

La faglia di San Vittorino ha una direzione WSW-ENE e ribassa verso sud la struttura di San Vittorino-M. Secino rispetto alle strutture di La Serra di Celano - M. Etra. Il piano di faglia è ben osservabile a San Vittorino dove immerge verso SE di circa 80° e mostra una cinematica transtensiva destra. La zona cataclastica associabile alla faglia di S. Vittorino si osserva anche in località Prati di Cerro (a nord di M. Secino), dove si misurano piani di taglio immergenti verso sud di circa 40° con cinematica transtensiva destra. L'inclinazione media della faglia è di circa 50° verso SSE, come evidenziato dall'andamento della traccia del piano di faglia nella zona compresa fra le Gole di Celano e M. Secino. La ricostruzione della storia deformativa della faglia di S. Vittorino è particolarmente complessa per la presenza al tetto ed al letto di unità coeve depositatesi in ambiente diversi. Infatti, mentre al tetto (S. Vittorino-M. Secino) i depositi dell'Aptiano sono in *facies* di retromargine piuttosto prossimale, con abbondanti caprotine e con orizzonti ad orbitoline, e passano verso l'alto a *facies* marginali dell'Aptiano/Albiano (M. Secino), nel blocco di letto (Serra di Celano-M. Etra) i depositi dell'Aptiano/Albiano sono in *facies* di piattaforma interna.

A nord della faglia di S. Vittorino, il versante meridionale del M. Etra è dislocato da sistemi di faglie normali a direzione E-W ed WNW-ESE con inclinazione di 50°-60° verso sud. Spostandosi verso nord, in corrispondenza di M. Savina, faglie ad andamento E-W determinano il formarsi di un piccolo *horst* in corrispondenza della parte più elevata del monte ed una serie di gradini ribassati lungo il versante meridionale. Ad ovest della gole di Celano, la monoclinale che si sviluppa a nord di Serra dei Curti è anch'essa dislocata da faglie normali ad andamento E-W, ad immersione sia meridionale che settentrionale, alcune delle quali rappresentano la prosecuzione occidentale delle faglie di M. Savina-M. Etra.

4.6. - Area della Conca del Fucino

Il Bacino del Fucino si sviluppa all'interno di un'ampia depressione tettonica la cui geometria ed evoluzione appare controllata dall'azione combinata della faglia bordiera de I Tre Monti (a direzione WSW-ENE) che lo delimita a NNW, e dai sistemi di faglie a direzione media NW-SE che lo delimitano a NE. La depressione tettonica è colmata da depositi continentali plio(?)-quaternari che probabilmente raggiungono gli spessori massimi nel settore nord-orientale del bacino, dove i due sistemi di faglie si intersecano.

PROPRIETÀ

Area de I Tre Monti

Nell'area de I tre Monti le deformazioni distensive si realizzano lungo due principali sistemi di faglie: faglie a direzione WSW-ENE ed E-W con immersione meridionale e faglie a direzione NW-SE ed immersione sia orientale che occidentale, localmente con attività sinsedimentaria durante il Cretacico-Paleogene (M. Mallevona).

Fra le faglie a direzione WSW-ENE, la più importante è la struttura de I Tre Monti che mette in contatto la successione carbonatica de I Tre Monti (al letto) con i depositi di versante del Pleistocene, in più punti dislocati e tiltati verso NNE. Il piano di faglia immerge verso SSE di 50-60° e le strie indicano principalmente movimenti transtensivi destri. Localmente (cava a SW di Colle della Forchetta) si osserva la sovrapposizione di strie transtensive destre orientate circa N-S su strie immergenti verso SW. Strutture appartenenti allo stesso sistema si rilevano anche al letto della faglia bordiera descritta precedentemente. La più evidente è localizzata a sud-est del toponimo I Tre Monti, immerge verso SE di 50-60° e ribassa la successione miocenica sui *calcari bioclastici superiori* con cinematica transtensiva destra (vettori di scorrimento immergenti N150°). Al tetto della faglia di I tre Monti, lungo l'allineamento Avezzano-Paterno, si individua un'altra struttura distensiva con direzione WSW-ENE indicata dalla presenza di scarpate nei depositi lacustri ed alluvionali della Conca del Fucino. Fra le faglie a direzione E-W particolarmente evidente è quella a sud-ovest di M. Mallevona che immerge verso sud di 55° e mostra movimenti prevalentemente normali con un rigetto verticale dell'ordine dei 150 m.

Numerose, anche se con rigetti minimi, sono le faglie a direzione NW-SE. Le maggiori sono la faglia che borda verso NE la dorsale di M. Castello e la faglia che borda ad ovest Costa Arrenti (a NE di Castelnuovo). La prima immerge verso NE di 70-80°, ribassa le torbiditi mioceniche sulla successione del Cretacico superiore-Eocene di M. Castello e mostra sia strie trascorrenti sinistre (zona di Valle Senarica) sia strie del tipo *dip slip* (zona immediatamente ad est di M. Castello). La seconda immerge verso SE di 65° e mostra strie in direzione circa N-S. Fra le faglie normali a direzione appenninica, o con tratti N-S che si alternano a tratti NW-SE, di particolare interesse sono le faglie ad immersione sud-occidentale di M. Mallevona che mostrano una attività sinsedimentaria durante l'Aptiano/Albiano-Paleogene, determinando il passaggio da *facies* di piattaforma-margine a NE a *facies* di scarpata prossimale a SW. L'attività di tali faglie, o di alcune di esse, sarebbe poi proseguita in tempi più recenti, dislocando le *calcareniti a briozoi* del Miocene medio.

Area al bordo nord-orientale della Conca del Fucino

La depressione del Fucino è delimitata verso nord-est da sistemi di faglie normali a direzione da WNW-ESE a NW-SE ed immersione sud-occidentale. Procedendo da SW verso NE, le principali strutture distensive sono rappresentate dalla faglia di S. Benedetto dei Marsi (terminazione settentrionale della faglia

PROOF COPY

di San Benedetto-Gioia dei Marsi di GALADINI *et alii*, 1997), dalla faglia di Pescina-Cerchio (faglia della SS. Marsicana di GALADINI *et alii*, 1997), che trova continuità verso sud-est nella faglia normale del M. Parasano (Foglio Sulmona) e dalla faglia di Aielli-Collarmele (segmento della faglia Aielli-Giovenco). Per le prime due faglie, numerosi lavori hanno messo in evidenza un'attività quaternaria, documentata da dislocazioni e *tilting* di depositi continentali, o addirittura da evidenze di fagliazione cosismica a seguito di forti terremoti come nel caso dell'evento sismico del 13 gennaio 1915 (M=7.0) (ODDONE, 1915; GIRAUDI, 1988; SERVA *et alii*, 1988; GALADINI *et alii*, 1995; MICHETTI *et alii*, 1996; GALADINI *et alii*, 1997).

Al letto della faglia di Aielli-Collarmele, i movimenti distensivi sono avvenuti prevalentemente lungo piani a direzione compresa fra N080° e N130° ed immergenti verso sud. Si tratta di faglie alle quali generalmente sono associati rigetti modesti; fra queste le principali sono la faglia a nord di Pescina, a direzione N130°, le faglie a sud di Costa Muricci, a direzione N100-125°, e le faglie a NNW di Collarmele, a direzione N80-100°. Spesso le faglie e mesofaglie appartenenti a questo sistema mostrano movimenti trascorrenti destri, con debole componente distensiva verso WSW. Particolarmente interessante, soprattutto per le evidenze morfologiche di attività recente, è la faglia normale che borda a sud Capo di Moro-M. Rimagi. La faglia ha una direzione media WNW-ESE, immerge verso SSW di circa 60° e mostra strie immergenti verso SW.

5. - CONSIDERAZIONI GENERALI

Il rilevamento geologico di dettaglio del Foglio Avezzano ha fornito indicazioni sullo stile strutturale delle deformazioni compressive, sul ruolo della tettonica trascorrente, sul ruolo delle discontinuità preesistenti nel controllo delle deformazioni successive. Ha inoltre consentito di dettagliare la geometria e la cinematica dei principali elementi tettonici dell'area, fornendo così alcuni vincoli e spunti per l'interpretazione delle strutture più complesse.

Stile strutturale delle deformazioni compressive

Le deformazioni compressive sono caratterizzate da strutture plicative con pieghe a scatola (ad es. l'anticlinale dei Monti della Magnola) con fianchi orientali spesso da subverticali a rovesciati (ad esempio l'anticlinale del M.Velino SW, la *corniola* di San Potito, l'anticlinale di M. Faito e le strutture di M. Savina-M. Etra) e con locali retrovergenze (ad esempio il retroscorrimento del Bicchero).

Le pieghe sono dislocate da piani di taglio a basso angolo, inversi o transpressivi che si propagano a volte in sequenza da ovest verso est, determinando l'accavallamento dell'unità strutturali più interne su quelle più esterne (*Unità B, C* e *D* in Fig. 14), ed a volte fuori sequenza, dislocando strutture plicative preesistenti (accavallamento dell'*Unità A* sulla *Unità B* in Figg. 14 e 15). Le geometrie delle

REGIONE ABRUZZO

deformazioni compressive non indicano forti entità di rigetto orizzontali e sono compatibili, nel complesso, con un campo di sforzi compressivo a direzione media SW-NE.

Ruolo della tettonica trascorrente

Nell'area del foglio Avezzano non si osservano evidenze di una fase deformativa puramente trascorrente, ma i caratteri di trascorrenza sono quasi sempre presenti, come componente obliqua, sia nelle faglie compressive che in quelle distensive. Sono inoltre localmente rilevabili faglie trascorrenti destre N10° e/o sinistre N100°, compatibili con una massima compressione in direzione SW-NE e riferibili alla fase compressiva mio-pliocenica. Deformazioni trascorrenti sinistre caratterizzano anche l'allineamento a direzione WNW-ESE Colle Pelato–San Potito-Vado di Castello, come indicato dal trascinamento in senso antiorario di strutture plicative a direzione assiale inizialmente appenninica (ad es. anticlinale di Colle Pelato), nonché dalla posizione più avanzata verso est del fronte di accavallamento dell'*Unità A* sulla *B*, nella zona a sud dell'allineamento in oggetto (Fig. 14).

Inoltre, localmente si osservano faglie trascorrenti sinistre N10° e/o destre N100°, compatibili con una massima distensione in direzione NE-SW e riferibili alla fase distensiva plio-quaternaria.

Riattivazione delle discontinuità preesistenti

Le deformazioni distensive pliocenico-quaternarie del Foglio Avezzano sembrano a volte riutilizzare le preesistenti discontinuità della fase compressiva. Ad esempio, la faglia diretta e transtensiva destra dei Monti della Magnola, che si sviluppa in direzione N100°, potrebbe riattivare la zona di taglio trascorrente sinistra Colle Pelato-San Potito, mentre la faglia diretta con direzione NNW-SSE che disloca ad est l'anticlinale del M. Velino SW secondo alcuni Autori potrebbe riattivare il sovrascorrimento frontale della piega stessa (Nijman, 1971; Raffy, 1983).

In altri casi, le faglie dirette riattivano i principali lineamenti paleotettonici della fase sinsedimentaria cretacica, e forse anche giurassica, come ad esempio le faglie bordiere nord-orientali della Conca del Fucino (allineamento Celano-M. San Nicola). L'attuale configurazione della Conca del Fucino sembra infatti rappresentare il *pattern* di interferenza fra gli elementi strutturali distensivi di neoformazione a direzione NW-SE e gli elementi paleotettonici a direzione WSW-ENE che nel Mesozoico delimitavano le aree di transizione rispetto a quelle di piattaforma.

Strutture dall'interpretazione controversa

I *klippen* di M. Rozza, M. Cafornia e Colle Dora, già da tempo noti in letteratura,

PROGETTO CARG

sono stati generalmente interpretati in associazione ad imponenti fenomeni gravitativi (Nijman, 1971). Nel corso del rilevamento del Foglio Avezzano sono state identificate altre strutture con analoga geometria e localizzazione tettonica (*klippen* del M. Velino e di Punta Trento), il che suggerisce una interpretazione della loro peculiare geometria in chiave prevalentemente strutturale. I *klippen,* allineati in direzione NNW-SSE, infatti potrebbero appartenere tutti ad una stessa scaglia tettonica compressiva a vergenza orientale (*Unità A* in Fig. 14) delimitata al letto da un piano di taglio immergente verso SW che si sarebbe propagato verso est fuori sequenza, dislocando le già esistenti deformazioni compressive

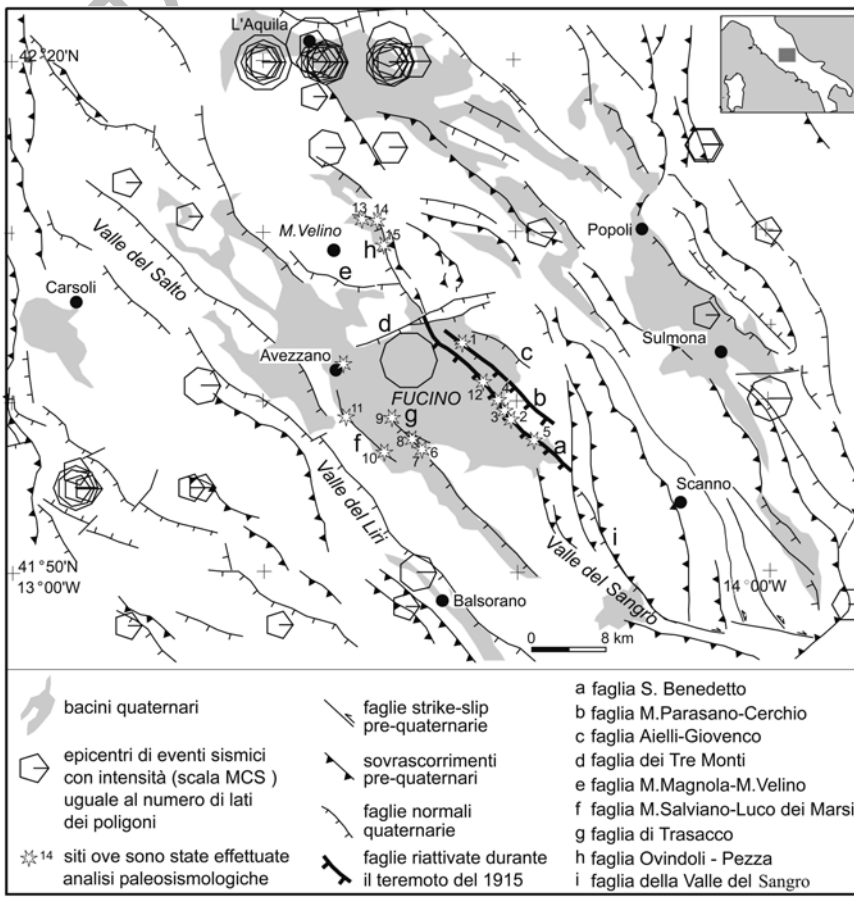

Fig. 17 - *Inquadramento neotettonico del foglio. Sono visibili i principali sistemi di faglie normali attive nell'Appennino Abruzzese insieme con la distribuzione della sismicità dal 1000 al 1900 A.D. Da notare l'assenza di terremoti nella zona del Fucino prima dell'evento del 1915.*

dell'*Unità B* (area del M. Velino-Monti della Magnola). Successivamente la scaglia tettonica sarebbe stata dislocata dalle faglie dirette e transtensive della fase deformativa plio-quaternaria.

Per quanto riguarda la struttura del M. Sirente, il rilevamento ha fornito alcuni vincoli per interpretare la struttura monoclinalica come il fianco occidentale di una anticlinale accavallata verso est, ma al tempo stesso non ha evidenziato sovrascorrimenti di importanza regionale. Ha inoltre consentito di identificare un sistema di faglie normali e transtensive che sgradonano verso NE la struttura plicativa. La forte elevazione topografica della dorsale del M. Sirente rispetto all'area antistante (Prati del Sirente) sembra essere imputabile all'effetto combinato delle faglie normali est-immergenti e delle faglie inverse ovest-immergenti associate alla struttura plicativa.

6. - NEOTETTONICA (A.M. Blumetti & A.M. Michetti)

Il Foglio 368 "Avezzano" ricade interamente nel settore assiale dell'Appennino centrale, contraddistinto da maggiore attività tettonica e conseguente più vivace attività sismica. L'elemento neotettonico più caratteristico di tutta l'area coperta dal foglio è senz'altro il bacino del Fucino. Si tratta di una depressione tettonica distensiva impostata lungo faglie principali ad andamento NW-SE, parte di quel sistema segmentato di faglie normali (sistema Appenninico) che si estende dalla Toscana all'Arco Calabro e corrisponde ad una delle zone maggiormente sismiche della regione Mediterranea. Il segmento fucense è compreso fra quello della Valle del Salto e quello dell'alta Valle del Sangro, i quali costituiscono la diretta prosecuzione verso nord-ovest e verso sud-est, rispettivamente, della medesima struttura tettonica. Il bacino del Fucino, come altri bacini intermontani dell'Appennino centrale quali Sulmona, L'Aquila, e Rieti, rappresenta quindi l'espressione geomorfologica di lungo termine (plio?-quaternario) di questo sistema di faglie distensive, gran parte delle quali hanno rilasciato forti terremoti in epoca storica (Postpischl, 1985).

La tettonica quaternaria del Fucino è fra le più studiate dell'Appennino, ed è certamente quella meglio conosciuta in Italia per ciò che riguarda l'attività recente, vale a dire tra la fine del Pleistocene e i nostri giorni (Bertini & Bosi, 1975; Raffy, 1983; Serva *et alii*, 1988; Blumetti *et alii*, 1993; Galadini & Messina, 1994; Michetti *et alii*, 1996; Galadini *et alii*, 1997a,b).

L'evoluzione quaternaria del bacino e i profili sismici a riflessione (Mostardini & Merlini, 1988; Cavinato *et alii*, 1993) indicano chiaramente come la struttura del Fucino sia riferibile ad un semi-*graben* controllato da un fascio di faglie maestre poste al bordo orientale della piana. Tali faglie sono la Faglia di S. Benedetto ("a" in Fig. 17) e le parallele faglie sussidiarie di Parasano-Cerchio e Aielli-Giovenco ("b" e "c" in Fig. 17).

Altre faglie a vivace attività neotettonica, che ricadono almeno in parte all'interno del Foglio "Avezzano" e che, in quanto elementi secondari del sistema

PROOF COPY

appenninico, oppure trasversali od obliqui rispetto ad esso, comunque accomodano l'estensione lungo la faglia crostale responsabile della genesi ed evoluzione del bacino del Fucino, sono la Faglia Velino-Magnola ("e" in Fig. 17), la Faglia de I Tre Monti ("d" in Fig. 17), la Faglia M. Salviano-Luco dei Marsi ("f" in Fig. 17), la Faglia di Trasacco ("g" in Fig. 17) e la Faglia Ovindoli-Piani di Pezza ("h" in Fig. 17). Lungo alcune di queste faglie, ad esempio lungo quella alla base del massiccio del Monte Velino, è ben documentato il fenomeno della riattivazione come faglie dirette di preesistenti piani di accavallamento (*inversione tettonica*; Nijman, 1971; Raffy, 1983; Bosi *et alii*, 1994).

L'evoluzione recente del bacino è strettamente legata all'attività delle faglie suddette, responsabili della presenza di una vasta depressione endoreica. Questa vasta depressione è ubicata proprio nella zona dello spartiacque appenninico, ciò che, come messo in evidenza da diversi Autori (Raffy, 1970; 1983; Blumetti *et alii* 1997b), costituirebbe un'anomalia geomorfologica inspiegabile in assenza di un attivo controllo della tettonica. Non bisogna, infatti, dimenticare che se il bacino non fosse stato bonificato alla fine del secolo scorso ad opera di Alessandro Torlonia, il Lago Fucino sarebbe il terzo in Italia per dimensioni.

Le faglie normali che costituiscono la struttura fucense sono state evidentemente attive durante tutto l'arco del Quaternario (e forse anche per parte del Pliocene superiore) fino ai tempi presenti come è dimostrato dalle seguenti evidenze:

a) progressiva dislocazione e basculamento delle formazioni lacustri pleistoceniche e dei relativi depositi detritici associati;

b) progressiva dislocazione dei sedimenti post-glaciali e storici secondo quanto osservato nelle trincee esplorative e nelle pareti di cava che hanno attraversato le scarpate di faglia oloceniche (Serva *et alii*, 1988; Galadini *et alii*, 1995, 1997a e b; Michetti *et alii*, 1996);

c) osservazione di eventi di fagliazione superficiale cosismica sia durante il terremoto del 13-1-1915 (Fig. 17; Oddone, 1915), sia durante paleoterremoti studiati attraverso le suddette trincee esplorative.

La sedimentazione continentale nel bacino del Fucino è stata ed è tuttora governata dalla tettonica. Come già evidenziato da Beneo (1939), la genesi e l'evoluzione dei terrazzi quaternari al bordo nord-occidentale del bacino sono state direttamente controllate dall'attività delle faglie Aielli-Giovenco, Parasano-Cerchio e di S. Benedetto. In corrispondenza dei blocchi relativamente rialzati si è avuto il continuo sollevamento dei depositi, mentre nei blocchi ribassati si venivano via via a depositare unità più recenti. In particolare la superficie sommitale del terrazzo di Aielli, il più alto dei terrazzi fucensi, si sviluppa intorno a quota 1050 m s.l.m.. I sedimenti lacustri correlativi in corrispondenza del tetto della faglia di S. Benedetto devono trovarsi ribassati di oltre 100 m al di sotto dei depositi recenti come è d'altra parte testimoniato dalla datazione a circa 400.000 anni *B.P.* di sedimenti carotati nel Bacinetto 100 m al di sotto del piano campagna, posto a circa 650 m s.l.m. (Follieri *et alii*, 1991). Ipotizzando che l'età dei sedimenti lacustri della superficie sommitale di Aielli possa essere ragionevolmente compresa fra 400.000 e 1 milione di anni (Raffy, 1983; Blumetti

PROPRIETÀ CARTA

et alii, 1993; Bosi *et alii*, 1995), si ottiene che il tasso di scorrimento verticale cumulativo per le tre faglie al bordo orientale del bacino varia fra un minimo di 0,5 ad un massimo di 1,25 mm/anno. Essendo le tre faglie in chiara connessione meccanica e strutturale, questo valore cumulativo rappresenta una buona stima del tasso di attività di lungo termine del segmento di faglia crostale fucense.

Lungo il bordo orientale del bacino del Fucino e nell'Altopiano delle Rocche posto immediatamente a nord-ovest (Salvi & Nardi, 1995), la paleosismicità e i tassi di deformazione olocenici sono stati analizzati attraverso un gran numero di trincee esplorative ubicate lungo la Faglia di S. Benedetto (siti 2, 3, 4, 5, e 12 in Fig. 17; Michetti *et alii*, 1996; Galadini *et alii*, 1995; 1997b), la Faglia Parasano-Cerchio (sito 1 in Fig. 17; Galadini *et alii*, 1995; 1997b), e la Faglia Ovindoli-Piano di Pezza (siti 13, 14 e 15 in Fig. 17; Pantosti *et alii*, 1996).

E' possibile interpretare questi dati paleosismici in termini di variazione dei tassi di deformazione e del periodo di ritorno di forti terremoti lungo un'unica struttura tettonica negli ultimi 3000 anni circa. Il tasso di estensione diminuisce regolarmente in funzione della distanza dal centro del bacino. Infatti il settore orientale del bacino è bordato in gran parte dalle due faglie parallele che furono riattivate dal grande terremoto del 13 gennaio 1915 (Ms = 7,0; circa 30.000 morti). La fagliazione superficiale prodotta da questo evento e descritta in Oddone (1915), Serva *et alii* (1988) e Galadini *et alii* (1995) produsse rigetti di 30-90 cm lungo circa 23 km delle Faglie S. Benedetto e Parasano-Cerchio (Fig. 17). Se sommiamo i tassi di estensione olocenici rilevati lungo le scarpate riattivate dal sisma attraverso trincee esplorative nei siti di San Benedetto (1,0-1,6 mm/anno; sito 12 in Fig. 17; Michetti *et alii*, 1996) e della Marsicana (0,4-0,5 mm/anno; sito 1 in Fig. 17; Galadini *et alii*, 1997b), il valore cumulato nella zona centrale della struttura è circa 1,4-2,1 mm/anno, assumendo che la faglia maestra abbia una pendenza di 45°. Questo valore è maggiore di quello calcolabile lungo la terminazione nord-orientale della struttura fucense nella zona di Ovindoli–Piano di Pezza, dove si ottengono circa 1,0-1,2 mm/anno per una faglia di pendenza analoga. Inoltre, nelle trincee della Piana del Fucino sono stati riconosciuti fino a tre eventi di fagliazione superficiale in epoca post-romana, incluso quello legato al terremoto del 1915. Quest'ultimo non ha prodotto invece fagliazione superficiale nella zona di Ovindoli-Piano di Pezza, dove le trincee esplorative hanno individuato un solo evento di fagliazione superficiale negli ultimi duemila anni. Ne consegue che la descritta variazione dei tassi di estensione è legata al fatto che nella parte centrale della faglia (nel bacino del Fucino *s.s.*) è avvenuto un maggior numero di terremoti con fagliazione superficiale per unità di tempo rispetto all'estremità nord-occidentale della faglia stessa, nella zona Ovindoli-Piano di Pezza.

Quest'ultima ricade in un settore montuoso dove in corrispondenza del tetto delle faglie quaternarie affiorano calcari mesozoici. E' ragionevole interpretare questo settore come una dorsale trasversale di substrato mesocenozoico in corrispondenza del confine nord-occidentale del segmento fucense. Come altre zone simili nell'Appennino e in regioni con analoghi sistemi di faglie normali

PROOF ONLY

attive, tale confine di segmento è caratterizzato da una serie di faglie dirette minori, di piccole dimensioni e con rigetti quaternari inferiori tipicamente ai 100 m (ad es. Faglia di Piano di Pezza, Faglia di Campo Felice; Nijman, 1971; Salvi & Nardi, 1995).

Al contrario, al centro del segmento, nel bacino fucense, le faglie normali mettono a contatto le unità del substrato carbonatico con i sedimenti continentali pleistocenici. I rigetti quaternari sono spesso dell'ordine di 1 km.

L'andamento della deformazione tettonica olocenica osservato nelle trincee esplorative è quindi in buon accordo con il generale assetto geologico e geomorfologico del bacino del Fucino e della sua terminazione laterale nord-occidentale lungo l'Altopiano delle Rocche. L'insieme dei dati suggerisce chiaramente che la crescita sia in senso verticale che laterale della struttura tettonica estensionale del Fucino può essere interpretata come l'effetto cumulativo di ripetuti eventi di fagliazione superficiale avvenuti durante il Quaternario.

Altre faglie capaci connesse con terremoti olocenici dell'area fucense sono presenti nella porzione occidentale del bacino del Fucino (Faglie di Trasacco e Monte Salviano-Luco de' Marsi, rispettivamente "g" ed "f" in Fig. 17). Galadini *et alii* (1997b) hanno scavato trincee esplorative lungo tali faglie. I risultati di tali studi indicano che, assumendo anche per queste faglie una pendenza di circa 45°, si ricava lungo di esse un'estensione orizzontale di ca. 0.4-0.5 mm/anno. Sommando tale estensione a quella ricavata per le Faglie S. Benedetto e Parasano-Cerchio si ottiene per la struttura del Fucino nel suo insieme una estensione totale dell'ordine di 3-3.5 mm/anno durante l'Olocene.

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

IX - EVOLUZIONE TETTONICO-SEDIMENTARIA

(E. Centamore & F. Dramis)

L'evoluzione paleogeografica e strutturale dell'Appennino centrale, di cui fa parte l'area in esame, è strettamente collegata con la geodinamica del margine settentrionale africano, a crosta continentale, sviluppatasi dalle fasi di apertura della Tetide a quelli di convergenza oceanica, a quelle della collisione Africa-Europa ed infine alle fasi postorogeniche.

Nell'area in esame non si hanno evidenze degli effetti della tettonica del Trias-Lias inferiore, poiché mancano i depositi di questo intervallo.

Più chiari sono invece i meccanismi che hanno controllato la paleogeografia e la dinamica deposizionale nel Giurassico in seguito alla apertura della Tetide. Mentre in tutto il settore settentrionale a nord della spezzata *M. Magnola-Celano-S. Nicola* e a sud dell'allineamento *Tre Monti-M. Parasano* continuavano a depositarsi *facies* di piattaforma interna, con limitati lembi di depositi marginali alla periferia dei blocchi prima citati, una serie di faglie distensive a direzione circa NNE-SSW favoriva lo sprofondamento verso SSE di una fascia che si allargava sempre più nel tempo, e che veniva colmata da depositi da pelagici (la *corniola*, nei pressi di S. Potito) a scarpata, a margine esterno, dando forma ad un *solco di intrapiattaforma* ad andamento trasversale, *Fucino-Piana di Sulmona-Valle del Pescara*.

Dal Cretaceo al Paleogene si osservano invece una serie di fenomeni legati a parziali inversioni delle preesistenti faglie listriche normali giurassiche, che si manifestano con inarcamenti dei larghi blocchi carbonatici, accompagnati da faglie distensive, sia longitudinali che trasversali, da basculamenti di porzioni dei blocchi e da formazione di filoni sedimentari. In questa fase il *solco di intrapiattaforma* prima descritto, si allarga ed anche le porzioni periferiche delle aree di piattaforma circostanti annegano lentamente con la deposizione in discordanza di *facies* marginali o di rampa.

Nel Miocene i movimenti verticali si sviluppano maggiormente; sulle

preesistenti aree di piattaforma si depositano, con una netta diacronia e con appoggi *onlap* su un substrato assai articolato ed eroso, depositi carbonatici, più precoci e di *facies* di rampa nelle aree più periferiche, più tardivi ed in *facies* di piattaforma aperta tipo *foramol* e di rampa prossimale nelle aree più interne e rilevate dei blocchi, mentre nel *solco di intrapiattaforma* si depositano *facies* di rampa distale o di scarpata.

I depositi silicoclastici del Messiniano inferiore testimoniano l'inglobamento del settore in esame nel *dominio di avanfossa* mentre i *Conglomerati di M. Coppe* e le *argille e sabbie di Pagliare* si sono depositati in bacini satelliti al di sopra della catena in evoluzione dal Messiniano superiore.

Nella fase della strutturazione della catena, in cui vengono coinvolti anche i depositi di bacino satellite, *l'Unità di Costa Grande-M. d'Aria* sembra ampiamente sovrascorsa sulla sottostante *Unità M. Cefalone-M.ti della Magnola,* obliterando probabilmente tracce del *solco di intrapiattaforma Fucino-Piana di Sulmona-Valle del Pescara*. Le faglie a direzione NNE-SSW del bordo meridionale della Magnola e del settore Celano-M. S. Nicola, hanno probabilmente riutilizzato in senso transpressivo durante le fasi compressive le vecchie dislocazioni distensive mesozoiche, che bordano il *solco d'intrapiattaforma Fucino – Piana di Sulmona – Valle del Pescara*.

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

Verso la fine del Pleistocene inferiore, si è verificata, come già accennato, una rapida accentuazione del sollevamento regionale che ha prodotto incrementi di rilievo fino a oltre 2.000 m lungo l'asse della catena, causando anche l'assetto monoclinale dei depositi plio-pleistocenici periadriatici (Dramis, 1992; Bigi *et alii*, 1995). In conseguenza del sollevamento si è prodotto un generale e forte approfondimento dell'erosione lungo le aste fluviali le quali, per erosione regressiva, hanno raggiunto, sventrandole, buona parte delle depressioni intrappenniniche. Il sollevamento ha anche causato, con ogni probabilità, una intensificazione della tettonica distensiva che, in corrispondenza delle faglie bordiere delle depressioni, ha messo in affioramento i depositi di riempimento dei bacini lacustri. In alcuni casi, si è avuta verosimilmente una sorta di competizione tra attività delle faglie ed erosione regressiva con alternanze di fasi di sventramento e fasi di chiusura dei bacini.

Contemporaneamente si è verificato un brusco mutamento del clima verso condizioni freddo-aride, alternate a condizioni temperato-umide (Williams *et*

PROPRIETÀ

alii, 1988; RUDDIMAN *et alii*, 1989). In corrispondenza delle prime si è avuta la produzione di ingenti quantità di detriti sui versanti denudati dalla copertura vegetale ed il loro accumulo alla base degli stessi o, dopo la presa in carico da parte di acque correnti superficiali, lungo corsi torrentizi e fluviali a formare conoidi alluvionali. Nei periodi temperato-umidi si è avuta invece la formazione di suoli più o meno evoluti su versanti e ripiani nuovamente vegetati nonché l'incisione dei depositi precedenti da parte delle acque correnti non più cariche di detriti e dotate di rinnovata capacità erosiva.

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

X - ASPETTI E PROBLEMATICHE APPLICATIVE

1. - Cenni sulla sismicità, la franosità e le esondazioni (M.Coltorti)

L'area investigata è nota nella letteratura geologica per i devastanti effetti conseguenti ai terremoti del 1904 e del 1915 (Oddone, 1915; CNR-PFG, 1985; Serva *et alii*, 1988; Galadini *et alii*, 1995; 1997a e b; 1998; Michetti *et alii*, 1996). Avezzano ed i principali centri abitati dell'area del Fucino furono quasi interamente distrutti da tali eventi. Importanti faglie, alcune delle quali con evidenze di attività olocenica sono state segnalate nel capitolo relativo alla Neotettonica. Avezzano è ubicata all'incrocio tra una sistema di faglie NNW - SSE che delimita ad occidente il bacino del Fucino e prosegue verso nord lungo il F. Imele e faglie orientate ENE - WSW che delimitano il bacino verso nord. La prosecuzione di questo ultimo ramo attraversa S. Pelino e Paterno. Più ad oriente questo sistema di faglie incontra quello con direzione WNW e NNW che delimita la conca ad oriente. Lungo questo sistema sono ubicati importanti centri abitati quali S. Benedetto dei Marsi e Pescina; in corrispondenza di faglie ad analoga direzione ma più prossime al versante settentrionale principale sono ubicati i centri di Massa D'Albe, Forme, Celano, Aielli, Cerchio e Collarmele. Anche altri abitati non direttamente interessati da faglie attive, quali ad esempio Ovindoli e Rovere, sono stati fortemente danneggiati durante il terremoto del 1915. Tutte le formazioni affioranti sono infatti interessate da una diffusa fratturazione che le rende particolarmente sensibili alle sollecitazioni sismiche. Numerosi studi paleosismologici effettuati nell'area rivelano come la fagliazione superficiale, cui sono stati verosimilmente associati importanti eventi sismici, siano stati un fenomeno ricorrente durante tutto l'Olocene (Galadini *et alii*, 1997; 1998).

E' verosimile che all'azione concomitante della tettonica e della sismicità sia da collegare l'attivazione delle frane osservate nell'area. Quelle ubicata a nord di M. La Difenzola, ad ovest di Forme, ed alcune delle altre poste ancora più ad

occidente mostrano una forte componente rotazionale. Frane di scorrimento in roccia sono state osservate sia all'interno della Valle Majelama, sia più a valle, sulle pendici del rilievo dove sorge Alba Fucens. Frane simili interessano anche la valle della Contessa e il versante prospiciente la valle dell'Aterno.

Più complessa è la situazione osservata sul versante di Aielli e sui versanti della Selvotta, dislocati verso nord da vistose faglie. In queste aree sono presenti frane rotazionali che verso valle evolvono in colata coinvolgendo detriti cementati anche a grossi blocchi. Il piano di scivolamento è verosimilmente ubicato all'interno delle formazioni flischiodi affioranti al di sotto dei depositi quaternari. L'estendersi verso monte dei processi gravitativi ha interessato anche la periferia ovest di Aielli dove alcune abitazioni sono crollate. In questa area per limitare i fenomeni franosi sono inoltre stati realizzate importanti opere di consolidamento.

Alle pendici sud-occidentali di Alba Fucens e sul versante nord-orientale del M. Sirente sono state osservate lunghe trincee che suggeriscono la presenza di estese deformazioni gravitative profonde (DGPV). Ad Antrosano, ai piedi del primo dei movimenti citati, è difficile stabilire se i danni presenti negli edifici siano da attribuire agli effetti del terremoto o a quelli connessi con una riattivazione, anche parziale di questo fenomeno. Indagini più specifiche sarebbero necessarie per comprendere l'esatta geometria dei corpi coinvolti nel movimento gravitativo anche tenendo conto delle recenti opere di urbanizzazione qui effettuate.

L'area non è attualmente interessata da processi di esondazione sebbene le opere artificiali realizzate lungo il Fiume Imele, nei Piani Palentini, o ai limiti nord orientali del foglio, lungo la media valle dell'Aterno, nei pressi della Stazione di Beffi, indichino come tali eventi siano stati comuni in passato.

1.1. - Cenni di Idrogeologia (M. Petitta)

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

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

PROPRIETÀ CARG

acquiferi carbonatici, consentendo in qualche caso travasi sotterranei delle falde regionali verso gli acquiferi porosi multistrato.

L'area in esame è caratterizzata dalla coesistenza di due domini idrogeologici principali: da un lato gli acquiferi fratturati costituiti dalle dorsali montuose carbonatiche del M. Velino e del M. Sirente, dall'altro l'acquifero poroso della conca del Fucino e delle piane fluviali limitrofe (Fiume Imele-Salto).

I due acquiferi carbonatici si presentano idrogeologicamente separati per la presenza dell'*aquiclude* costituito dall'*Unità arenaceo-pelitica* (UAP) del Miocene superiore.

Il settore occidentale, costituito dalla porzione più meridionale del sistema idrogeologico dei M.ti Giano-Nuria-Velino, esteso in totale per oltre 1000 km^2 (Boni *et alii*, 1986), va ad alimentare una falda regionale drenata quasi totalmente nella valle del Fiume Velino, nel reatino (Foglio 358 -"Pescorocchiano"). Soltanto l'estremo settore meridionale del massiccio del M. Velino presenta un ridotto drenaggio diretto verso sud-est, che fuoriesce in corrispondenza del campo pozzi di Rio Pago (in passato sede della sorgente omonima, nonché di alcune sorgenti minori, quasi completamente captate, ubicate al piede del versante meridionale della Magnola, per una portata complessiva di circa 150 l/s (Massoli-Novelli *et alii*, 1999b).

L'assetto stratigrafico e tettonico determina inoltre la presenza di una Unità idrogeologica distinta costituita dall'area di Tre Monti, la cui falda non affiora esplicitamente in sorgenti puntuali poste al limite della struttura; con tutta probabilità, le acque sotterranee provenienti dalla struttura di Tre Monti vanno ad alimentare l'acquifero poroso multistrato dei depositi della Conca del Fucino, determinando drenaggi nell'alveo dei canali che circondano la piana (Celico, 1983), per una portata indicata in letteratura nell'ordine di 1-1.5 m^3/s, non verificata in dettaglio. Un campo pozzi di discreta importanza è localizzato all'estremo sudorientale dell'Unità idrogeologica, nei pressi del paese di Bussi; le portate attualmente emunte sono di qualche decina di litri al secondo.

La dorsale del M. Sirente, che risulta idrogeologicamente connessa sia con i Monti d'Ocre a Nord che con la dorsale del M. Prezza a Sud-Est, ha un aquifero che fuoriesce al di fuori dell'area compresa nel foglio Avezzano, in parte nella bassa valle dell'Aterno (Molina-S. Venanzio-Raiano), per una portata variabile tra 1.5 e 2.5 m^3/s (Celico, 1983; Capelli & Petitta, 1998). Il drenaggio principale avviene in direzione delle Sorgenti di Capo Pescara (Popoli), le maggiori d'Abruzzo, aventi una portata superiore a 7 m^3/s (Massoli-Novelli & Petitta, 1998); recenti studi confermano che la portata di queste sorgenti è attribuibile quasi esclusivamente all'acquifero del Monte Sirente, con contributi subordinati da parte della dorsale del Gran Sasso (Massoli-Novelli *et alii,* 1999a; Stigliano *et alii*, 1999).

In minima parte, l'acquifero carbonatico del M.Sirente viene drenato verso la zona di Celano, in corrispondenza della sorgente Fontana Grande, detta anche dei SS. Martiri. Tale sorgente, parzialmente captata per uso potabile da parte del Comune di Celano, ha una portata media di circa 300 l/s.

PROPERTY OF

Sempre lungo il margine tra le due dorsali carbonatiche principali del M. Velino e del M. Sirente, in corrispondenza della porzione meridionale dell'Altopiano delle Rocche, sono presenti alcune sorgenti minori (portata media di qualche litro al secondo, estremamente variabile nel corso dell'anno), legate ad acquiferi locali di limitata estensione, che vengono quasi completamente captate per uso potabile, anche tramite pozzi (MASSOLI-NOVELLI *et alii*, 1999b).

Per quanto concerne gli eventuali contributi sotterranei da parte delle dorsali carbonatiche verso l'acquifero poroso multistrato costituito dalla successione continentale fluvio-lacustre e detritica di riempimento della depressione del Fucino, oltre al già citato contributo della struttura di Tre Monti, la presenza di alcune sorgenti di discreta portata (diverse decine di litri al secondo) sul bordo settentrionale della Conca, al limite delle conoidi, tra località Il Pozzone e il Rio di Aielli (zona delle paludi di Celano), tende ad avvalorare questa ipotesi.

PROGETTO CARG

1.2. - ATTIVITÀ ESTRATTIVE (G.Conte)

Materiali da costruzione e cave: Le attività di cava sono concentrate nei pressi delle principali arterie di comunicazione ai piedi dei versanti. Attualmente interessano soprattutto i calcari bioclastici mesozoici, dai quali si ottiene materiale in varia pezzatura utile come inerte e per il calcestruzzo. La zona ove si concentra la maggiore produzione è compresa tra i comuni di Avezzano, Massa d'Alba e Magliano de' Marsi. Altri impianti sono in esercizio presso Pescina, Ovindoli, Tratta d'Albe e S. Potito. Parte del materiale cavato afferisce direttamente ad impianti di betonaggio ubicati nello stesso comprensorio delle cave. L'ammontare della produzione delle cave più grandi è attualmente di circa 20.000 m^3/anno.

Si segnala nei pressi dell'abitato di Cerchio (Celano) la presenza di una cava di argille sabbiose, attualmente non coltivate. Le argille fanno parte di un deposito di origine fluvio-lacustre (*olo*), peraltro piuttosto limitato arealmente.

Idrocarburi: Nell'area del foglio oggi non vi è alcuna attività produttiva collegata alle risorse energetiche del sottosuolo. Si devono tuttavia evidenziare alcune manifestazioni superficiali tra Ovindoli e S. Potito in corrispondenza di terreni carbonatici del mesozoico e del miocene, già note in letteratura. L'esistenza di impregnazioni di materiale bituminoso in tali terreni, secondo gli stessi Autori, va messa in relazione con "una grande frattura traversante l'alveo del Fucino" mentre a M. della Defenza, presso Aielli, si fa cenno ad "una zona milonitica nei calcari cretacei, ove il bitume cementa la breccia ed impregna il calcare…". Presso i giacimenti di calcare asfaltico di S. Potito fu rilasciata una concessione mineraria che portò ad un ciclo di coltivazione durato alcuni anni. Gli accumuli di asfalto oggetto di sfruttamento erano il prodotto di ossidazione di un idrocarburo inizialmente a bassa viscosità risalito lungo piani di taglio e impregnante brecce tettoniche e calcare fratturato. L'asfalto si presenta quindi sotto forma di filoni di spessore fino a 4-6 metri lungo il contatto tettonico tra i *calcari a caprotine*

rudiste e ostreidi (RCO) ed le *calcareniti a briozoi* (CBZ_3). Furono aperte in tutto 5 miniere tra Ovindoli e S. Potito. I calcari asfaltiferi di S. Potito contengono circa il 6% di bitume ed ai tempi della coltivazione fornivano all'impianto di trasformazione, installato presso Ovindoli, la materia prima per la produzione di un "*filler*" di ottima qualità e di mastice d'asfalto.
Nella Conca del Fucino sono storicamente note molte emanazioni di metano.

Bauxite: Nell'area del foglio la bauxite si rinviene in numerosi ma limitati affioramenti lungo tutto il versante orientale della catena del Velino e sui rilievi circostanti la piana di Campo Felice e l'Altopiano delle Rocche. Tutti gli affioramenti appartengono all'incirca allo stesso orizzonte bauxitico (ba), maggiormente diffuso nei rilievi carbonatici delle aree contigue al foglio. Quest'ultimo è stato oggetto di indagini approfondite e di coltivazione saltuaria a partire dai primi anni del '900. Tale orizzonte non è continuo ma si rinviene in lenti e in "tasche" le cui maggiori dimensioni raggiungono pochi metri di spessore e di diametro.

L'attività estrattiva delle bauxiti si è fermata alla fine degli anni '60 con l'ultimo impianto in esercizio nell'adiacente area di Campo Felice (Foglio 359 "L'Aquila"), ai margini orientali della piana carsica, ove fino al 1966 l'attività estrattiva veniva praticata a cielo aperto per 6-7 mesi all'anno (produzione media 1962-66: 26.000 tonn/anno). Altre miniere degne di nota erano ad Ovindoli, Massa d'Albe e M. Rotondo.

Circa le caratteristiche chimiche della bauxite si stima un tenore in allumina variabile tra il 40 ed il 60% e quello della silice dal 3 al 20%. Purtroppo, sebbene negli anni '30 i giacimenti abruzzesi venissero stimati terzi per importanza dopo quelli dell'Istria e della Puglia, il loro valore economico obiettivo è sempre risultato modesto a causa degli scarsi volumi estraibili e delle sfavorevoli condizioni giaciturali e logistiche dei giacimenti (quasi tutti ad alta quota e distanti dalle principali arterie di comunicazione). La situazione dell'industria estrattiva locale volse rapidamente al declino a partire dagli anni '50, con il delinearsi di nuovi scenari dei mercati internazionali delle materie prime.

PROGETTO CARG

BIBLIOGRAFIA

ACCORDI B. (1964) - *Lineamenti strutturali del Lazio e dell'Abruzzo meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **4** (1), 595-633.

ACCORDI B., ANGELUCCI A. & SIRNA G. (1967) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia (scala 1:100.000) - F. 159 Frosinone e F. 160 Cassino*. Servizio Geologico d'Italia, Roma: 77 pp.

ACCORDI G., CARBONE F., CIVITELLI G., CORDA L., DE RITA D., ESU D., FUNICIELLO R., KOTSAKIS T., MARIOTTI G. & SPOSATO A. (1988a) - *Carta delle litofacies del Lazio-Abruzzi ed aree limitrofe*. C.N.R., Prog. Fin. Geodinamica, Quad. Ric. Scient, **114** (5): 223 pp.

ACCORDI G., CARBONE F., CIVITELLI G., CORDA L., DERITA 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, Quad. della Ric. Scient., **114**(5): 223 pp.

ADAMOLI L., BERTINI T., CHIOCCHINI M., DEIANA G., MANCINELLI A., PIERUCCINI U., ROMANO A. -(1981-82) - *Ricerche geologiche sul Gran Sasso d'Italia (Abruzzo).V. Evoluzione tettonico-sedimentaria dal Trias superiore al Cretaceo inferiore dell'area compresa tra M. Camicia ed Ofena (F. 140 Teramo)*. - Studi Geologici Camerti, **7**: 89-96.

ANGELUCCI A. & PRATURLON A. (1968) - *Raddoppio tettonico della serie mesozoica nelle gole di Celano a Nord del Fucino (Appennino centrale)*. Geologica Romana, **7**: 355-406.

ARINGOLI D., BISCI C., BLUMETTI A.M., BUCCOLINI M., CICCACCI S., CILLA G., COLTORTI M., DE RITA D., D'OREFICE M., DRAMIS F., FARABOLLINI P., FERRELI L., FREDI P., GENTILI B., JAURAND E., KOTARBA A., MATERAZZI M., MICHETTI A.M., PAMBIANCHI G., PECCI M., RAFFY J., RASSE M., SCALELLA G. & SMIRAGLIA C. (1997) - *Geomorphology and Quaternary geology of Central Italy*. Fourth International Conference on Geomorphology, August 28 - September 3, 1997, Guidebook for the Excursions, Geogr. Fis. Dinam. Quat., suppl. III, t. 2: 79-103.

BAGNAIA R., D'EPIFANIO A. & SYLOS LABINI S. (1989) - *Aquila and Subaequean basins: an example of Quaternary evolution in Central Apennines, Italy*. Quaternaria Nova, **2**: 187-209.

BECCACCINI A., CAVINATO G.P. & VITTORI E. (1991) - *Contributo alle conoscenze macro e mesostrutturali dei rilievi settentrionali del bacino del Fucino*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1991/2: 11-19.

BENEO E. (1939) - *Le terrazze quaternarie della regione fucense ed i loro rapporti con i fenomeni orogenici nella Marsica (Appenino Abruzzese)*. Boll. R. Uff. Geol. It., **63**: 78-105.

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.

BERGGREN W.A., HILGEN F.J., LANGEREIS C.G., KENT D.V., OBRADOVICH J.D., RAFFI I., RAYMO M.E. E SHACKLETON N.J. (1995) - *Late Neogene chronology: New perspectives in high-resolution stratigraphy*. GSA Bullettin, **107**: 1272-1287.

BERGGREN W.A., KENT D.V., SWISHER C.C. & AUBRY M.P. (1995) - *A revised Cenozoic Geochronology and Chronostratigraphy*. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineral., **54**: 129-212. Tulsa, Okla.

BERTINI T. & BOSI C. (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. (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. & GALADINI F. (1989) - *La conca di Fossa - S. Demetrio de' Vestini. In: Elementi di tettonica plio-quaternaria ed indizi di sismicità olocenica nell'Appennino Laziale - Abruzzese*.

PROPRIETÀ CARG

Guida all'escursione. Società Geologica Italiana, L'Aquila: 26-58.

Bertini T. & Bosi C. (1993) - *La tettonica quaternaria della Conca di Fossa*. Il Quaternario, **6**(2): 293-314.

Biasini (1966) - *Elementi morfotettonici tratti da un rilievo fotogeologico al margine dell'altipiano di Ovindoli (Abruzzo)*. Geol. Romana, **5**: 303-312.

Bigi S., Cantalamessa G., Centamore E., Didaskalou P., Dramis F., Farabollini P., Gentili B., Invernizzi C., Micarelli A., Nisio S., Pambianchi G. & Potetti M. (1995a) - *Lafasciaperiadriatica marchigiano-abruzzese dal Pliocene medio ai tempi attuali: evoluzione tettonico-sedimentaria e geomorfologica*. Studi Geologici Camerti, vol. spec. 1995/1: 37-49.

Bigi S., Capotorti F., Centamore E. & Fumanti F. (1995b) - *Caratteri geologico-strutturali dell'area compresa tra Tornimparte ed i Monti d'Ocre (Appennino Centrale, Italia)*. Studi Geologici Camerti, Vol.Spec. 1995/2.

Blumetti A.M., Coltorti M., Dramis F., Ferreli L., Michetti A.M., Petronio C., Pieruccini P. & Sardella R. (1997a) - *Segnalazione di Equus cf. altidens nei depositi terrazzati della valle del Fiume Giovenco (L'Aquila) ed implicazioni per la tettonica e la stratigrafia quaternaria del bacino del Fucino*. Riassunti, Geoitalia 1997, I° Forum Italiano di Scienze della Terra, Bellaria (Rimini), ottobre 1997: 219-221.

Blumetti A. M., M. Coltorti, L. Ferreli, A.M. Michetti, C. Petronio, J. Raffy & R. Sardella, (1997b) - *Fucino Basin*. In: B. Gentili & F. Dramis (eds.) - "Geomorphology and Quaternary evolution of central Italy", Guide for the excursion, IV Int. Conf. on Geomorphology, Bologna, Italy, August 28 - September 3, 1997, Geogr. Fis.Dinam. Quat., suppl. III, 2, 1997, 79-103.

Blumetti, A.M., Dramis F. & Michetti A.M. (1993) - *Fault-generated mountain fronts in the Central Apennines (Central Italy): Geomorphological features and seismotectonic implications*. Earth Surface Processes and Landforms, **18**: 203-223.

Boni C., Bono P. & Capelli G. (1986) - *Schema Idrogeologico dell'Italia centrale, scala 1/500.000*. Mem. Soc. Geol.It. **35**: 991-1012

Bosi C. (1975) - *Osservazioni preliminari su faglie probabilmente attive nell'Appennino centrale*. Boll. Soc. Geol. It., **94**(4): 827-859.

Bosi C., Galadini F. & Messina P. (1995) - *Stratigrafia plio-pleistocenica della conca del Fucino*. Il Quaternario, **8**(1): 83-94.

Bosi C. & Locardi E. (1991) - *Vulcanismo meso-pleistocenico nell'Appennino Laziale-Abruzzese*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1991/2: 319-326.

Bosi C. & Manfredini M. (1967) - *Osservazioni geologiche nella zona di Campo Felice (L'Aquila)*. Mem. Soc. Geol. It., **6**(2): 245-266.

Bosi C. & Messina P. (1990) - *Elementi di stratigrafia neogenico-quaternaria tra il Fucino e la valle del Giovenco (L'Aquila)*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **38**: 85-96.

Bosi C. & Messina P. (1991) - *Ipotesi di correlazione morfo-litostratigrafiche plio-pleistoceniche nell'Appennino Laziale-Abruzzese*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1991/2: 257-263.

Bosi V., Funiciello R. & Montone P. (1994) – *Fault inversion: an example in Central Apennines (Italy)*. Il Quaternario, **7**(2): 577-588.

Brisse A. & De Retrou (1883) – *Prosciugamento del Lago Fucino fatto eseguire da S.E. il Principe Alessandro Torlonia. Descrizione storica e tecnica in due volumi ed un atalante*. Ristampa anastatica. Tipog. N. Paolini, Avezzano.

Brunamonte F., Gaeta M., Michetti A.M., Mottana A. & Palladino D.M. (1991) - *The role of*

PROGETTO CARG

paleoseismic data in seismic hazard analyses in Central Apennines (Italy). Proceed. Fourth Int. Conf. on Seismic Zonation, **2**: 43-50.

Cahuzac B. & Poignant A. (1997) - *Essai de biozonation de l'Oligo-Miocène dans les bassins européens à l'aide des grands foraminifères néritiques*. Bull. Soc. Géol. Fr., **168**(2): 155-169, Paris.

Calamita F., Coltorti M., 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.

Cande S.C. & Kent D.V. (1992) - *A new geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic*. Journal Geophysical Research, **97**: 13917-13951.

Cande S.C. & Kent D.V. (1995) - *Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic*. Journal of Geophysical Research, **100** (B4): 6093-6295.

Cantalamessa G., Centamore E., Chiocchini U., Colalongo M.L., Micarelli A., Nanni T., Pasini G., Potetti M., Ricci Lucchi F., con la collaborazione di Cristallini C. & Di Lorito L. (1986) - *Il Plio-Pleistocene delle Marche*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. "*La Geologia delle Marche*": 61-81.

Capelli G. & Petitta M. (1998) - *Studio del regime di magra del fiume Aterno in relazione a un'ipotesi di derivazione in alveo* - Atti Seminario "Le nuove sorgenti", Rivista del Parco Nazionale d'Abruzzo.

Cassetti M. (1901) - *Dalla valle del Liri a quella del Giovenco e del Saggittario. Rilevamento geologico eseguito nell'anno 1900*. Boll. R. Com. Geol. It., **32**(2): 164-178.

Cassetti M. (1904) - *Da Avezzano a Sulmona. Osservazioni geologiche fatte l'anno 1903 nell'Abruzzo aquilano*. Boll. R. Com. Geol. It., **35**: 347-364.

Cassetti M. (1906) - *Osservazioni geologiche nel monte Sirente e suoi dintorni (Abruzzo aquilano)*. Boll. R Com. Geol. d'It., **37**: 41-60.

Cassoli L., Corda L., Lodoli C., Malatesta A., Molaroni M.V. & Ruggeri A. (1986) - *Il glacialismo quaternario del gruppo del Velino-Ocre-Sirente*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 855-867.

Cati L., Colalongo M.L., Crescenti U., D'Onofrio S., Folladori 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., Cosentino D., De Rita D., Funiciello R. & Parotto M. (1994) - *Tectonic-sedimentary evolution of intrapenninic basins and correlation with the volcano-tectonic activity in Central Italy*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **49**: 63-76.

Cavinato G.P., Dall'Asta M., Miccadei E., Parotto M. & Vittori E. (1993) - *Extensional tectonics in the Central Apennine: The Fucino Basin and its surroundings*. Paper presented at ILP Task Force "Origin of Sedimentary Basins", 4th Workshop, Int. Lithosphere Project Task Force and Origin of Sediment. Basins, Benevento, Italy, September 25 - October 1, 1993.

Cavinato G.P. & Miccadei E. (1995) - *Sintesi preliminare delle caratteristiche tettoniche e sedimentarie dei depositi quaternari della conca di Sulmona (L'Aquila)*. Il Quaternario, **8** (1): 129-140.

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., Deiana G., Micarelli A. & Potetti M. (1986) - *Il Trias-Paleogene delle Marche*.

PROGETTO CARG

Studi Geol. Camerti, vol. spec. " La Geologia delle Marche ": 9-27.

CENTAMORE E. & MICARELLI A. (1991) - *Stratigrafia*. In: "*L'ambiente fisico delle Marche*": 5-58, S.E.L.C.A., Firenze.

CHIOCCHINI M., FARINACCI A., MANCINELLI A., MOLINARI V. & POTETTI M. (1994) - *Biostratigrafia a Foraminiferi, Dasicladali e Calpionelle delle successioni carbonatiche mesozoiche dell'Appennino centrale*. Studi Geol. Camerti, vol. spec., parte A: 9-129.

CHIOCCHINI M. & MANCINELLI A. (1977) - *Microbiostratigrafia del mesozoico in facies di piattaforma carbonatica dei Monti Aurunci(Lazio meridionale)*.Studi Geol.Camerti, **3**:109-152.

CHIOCCHINI M. & MANCINELLI A. (1978) - *Ricerche geologiche sul Mesozoico del Gran Sasso d'Italia (Abruzzo). III - Correlazioni microbiostratigrafiche tra facies di margine della piattaforma carbonatica e facies pelagiche del Giurassico e Cretaceo inferiore*. Studi Geol. Camerti, **4**: 19-36.

CINTI F.R., D' ADDEZIO D., PANTOSTI D. & HAMILTON J. (1991) - *Ricostruzione topografica di dettaglio della scarpata di faglia del Piano di Pezza, Abruzzo*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1991/2, 115-122.

CNR-PFG, (1985) - *Catalogo dei terremoti in Italia dall'anno 1000 al 1980*. (Postpischl D. Ed.), C.N.R., Progetto Finalizzato Geodinamica, Quaderni de "La Ricerca Scientifica", **114** (2B).

COLACICCHI R. (1966) - *Le caratteristiche della facies abruzzese alla luce delle moderne indagini geologiche*. Mem. Soc. Geol. It., **5** (1): 1-18.

COLACICCHI R. (1967) - *Geologia della Marsica orientale*. Geol. Romana, **6**: 189-316.

COLACICCHI R. & PRATURLON A. (1965a) - *Il problema delle facies nel Giurese della Marsica nord-occidentale*. Boll. Soc. Geol. It., **84** (1): 55-66.

COLACICCHI R. & PRATURLON A. (1965b) - *Stratigraphical and paleontological investigations on the Mesozoic shelf-edge facies in Eastern Marsica (Central Apennines, Italy)*. Geol. Romana, **4**: 89-118.

COLALONGO M.L., PADOVANI A., SARTONI S., TAMPIERI R., D'ONOFRIO S., ELMI C., FRANCAVILLA F., MANZONI M., POLUZZI A. & RUSSO A. (1972) - *Biostratigrafia e cronostratigrafia del Pliocene*. Boll. Soc. Geol. It., **91**: 489-509.

COLTORTI M & DRAMIS F. (1995) - *The chronology of Upper Pleistocene stratified slope-waste deposits in Central Italy*. Permafr. Perigl. Proceed., **6**: 235-242.

COLTORTI M. & PIERUCCINI P. (1997) - *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.

CREMA C. (1912) - *Relazioni preliminari sulla campagna geologica del 1911. Abruzzo Aquilano (F° 145 Avezzano)*. Boll. R. Com. Geol. d'It., **43** (1): 61-68.

CREMA C. (1928) - *Sezioni geologiche nella Conca del Fucino*. Boll. Soc. Geol. It., **47**(2): 303-306.

CREMA C. (1933) - *Sulla struttura geologica del gruppo del Monte Velino (Aquila)*. Atti R. Acc. Sc., **68**: 1-12.

CRESCENTI U. (1969a) - *Stratigrafia della serie calcarea dal Lias al Miocene nella regione marchigiano-abruzzese*. Mem. Soc. Geol. It., **8**: 343-420.

CRESCENTI U. (1969b) - *Biostratigrafia delle facies mesozoiche dell'Appennino centrale: correlazioni*. Geol. Romana, **8**: 15-40.

CRESCENTI U., CROSTELLA A., DONZELLI G. & RAFFI G. (1969) - *Stratigrafia della serie calacrea dal Lias al Miocene nella regione marchigiano - abruzzese. (Parte II: litostratigrafia, biostratigrafia, paleogeografia)*. Mem. Soc. Geol. It., **8**: 343- 420.

CRESCENTI U., D'AMATO C., BALDUZZI A., TONNA M. (1980) – *Il Plio-Pleistocene del sottosuolo*

PROGETTO CARG

abruzzese-marchigiano tra Ascoli Piceno e Pescara. Geologica Romana, **19**: 63-84.

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.

D'Argenio B. (1966) - *Zone isopiche e faglie trascorrenti nell'Appennino centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **5** (4): 279-299.

Damiani A.V., Chiocchini M., Colacicchi R., Mariotti G., Parotto M., Passeri L. & Praturlon A. (1991) - *Elementi litostratigrafici per una sintesi delle facies carbonatiche meso-cenozoiche dell'Appennino centrale*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1991/2: 187-213.

De Stefani C. (1915) – *L'ambiente geologico del terremoto della Marsica, 13 gennaio 1915*. Rend. R. Acc. Naz. Lincei, **24**: 391-398.

De Vittorio P. & Faccenna C. (1987) - *Ulteriori dati sulla tettonica da thrust presente nell'area Magnola-Sirente (Abruzzo Aquilano)*. Geol. Romana, **26**: 287-291.

Delano-Smith C. (1979) - *Western Mediterranean Europe*. Academic Press, London: 453 pp.

Demangeot J. (1965) - *Géomorphologie des Abruzzes Adriatiques*. Centre Recherche et Documentation Cartographique, Memoires et Documents, CNRS, Paris: 403 pp.

Demangeot J. (1973) - *Néotectonique et depôts quaternaires dans l'Apennin*. In: Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino. Acc. Naz. Lincei, **183**: 286-304.

Devoto G. (1967) - *Le brecce calcaree mioceniche nell'alta valle Roveto, fra Castellafiume e Canistro (Frosinone, Lazio meridionale)*. Geol. Romana, **6**: 75-86.

Dramis F. (1992) - *Il ruolo dei sollevamenti tettonici a largo raggio nella genesi del rilievo appenninico*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1992/1: 9-15.

Dufaure J.J., Bossuyt D. & Rasse M. (1988) - *Déformations quaternaires et morphogénèse de l'Appennin Central Adriatique*. Physio-Géo, **18**: 9-46.

Esu D., Girotti O. & Kotsakis T. (1991) – *Molluschi e vertebrati di alcuni bacini continentali dell'Appennino centrale: indicazioni biostratigrafiche e paleoecologiche*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1991/2: 295-300.

Fancelli R., Gherardoni R. & Pavan G. (1966) - *Considerazioni sull'assetto tettonico dell'Appennino calcareo centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **5**(1): 67-90.

Follieri M., Magri D., Sadori L. & Villa I.M. (1991) - *Palinologia e datazione radiometrica $39^{Ar}/40^{Ar}$ di un sondaggio nella Piana del Fucino (Abruzzo)*. Workshop "Evoluzione dei bacini neogenici e loro rapporti co il magmatismo plio-quaternario nell'area tosco-laziale", Pia, 12-13 giugno 1991: 90-92.

Fornaciari E., Di Stefano A., Rio D. & Negri A. (1996) - *Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, **42**: 37-63.

Frezzotti M. & Giraudi C. (1986) - *Utilizzazione di immagini Landsat TM nello studio Geologico di aree di pianura: l'esempio della piana del Fucino*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 881-886.

Frezzotti M. & Giraudi C. (1992) - *Evoluzione geologica tardo-pleistocenica ed olocenica del conoide complesso di Valle Majelama (Massiccio del Velino, Abruzzo)*. Il Quaternario, **5**(1): 33-50.

Frezzotti M. & Giraudi C. (1995) - *I depositi del Pleistocene superiore e dell'Olocene; evidenze di tettonica e di paleosismicità*. In: Carrara C. - "*Lazio meridionale*". *Sintesi delle ricerche geologiche multidisciplinari dell'ENEA*, Serie di Studi e Ricerche, Dipartimento Ambiente ENEA: 115-122.

Frezzotti M. & Narcisi B. (1996) - *Late Quaternary tephra-derived paleosols in Central Italy's Carbonate Apennine range: stratigraphical and paleoclimatological implications*. Quat. Intern.,

PROOF-O-CARD

34-36: 147-153.

Fumanti F. (1998) - *Analisi delle facies ed evoluzione sedimentaria della successione cretacica di piattaforma carbonatica dei Monti d'Ocre (Abruzzo)*. Tesi di dottorato, Università degli studi di Roma "La Sapienza": 224pp.

Fumanti F., Capotorti F. & Centamore E. (1995) - *Carta geologica delle aree di Tornimparte e Lucoli*. Studi Geologici Camerti, Vol.Spec. 1995/2, tav. fuori testo.

Galadini F., Galli P., Giraudi C. & Molin D. (1995) - *Il terremoto del 1915 e la sismicità della Piana del Fucino (Italia centrale)*. Boll. Soc. Geol. It., **114**: 635-663.

Galadini F., Galli P. & Giraudi C. (1997a) - *Geological investigations of Italian earthquakes: new paleoseismological data from the Fucino Plain (Central Italy)*. Journal of Geodynamics, **24**: 87-103.

Galadini, F., P. Galli & Giraudi C., (1997b) - *Paleosismologia della Piana del Fucino (Italia Centrale)*. Il Quaternario, **10** (1): 27-64.

Galadini F., Galli P & Molin D. (1998) - *Caratteristiche della sismicità nella zona del Fucino (Italia centrale): implicazioni sismotettoniche*. Il Quaternario, **11** (2): 179-189.

Galadini F. & Giuliani R. (1995) - *Elementi per una valutazione della cinematica quaternaria della piana del Fucino (Italia centrale): l'analisi delle deformazioni dei ciottoli delle unità plio-pleistoceniche*. Il Quaternario, **8**(1): 183-192.

Galadini F. & Messina P. (1993) - *Stratigrafia dei depositi continentali, tettonica ed evoluzione geologica quaternaria dell'alta valle del fiume Sangro (Abruzzo meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It.: **112**.

Galadini F. & Messina P. (1994) - *Plio-Quaternary tectonics of the Fucino basin and surrounding areas (Central Italy)*. Giorn. Geol., **56**(2): 73-99.

Ghisetti F., Barchi M., Bally A.W., Moretti I. & Vezzani L. (1993) - *Conflicting balanced structural sections across the Central Apennines (Italy): problems and applications*. In: Spencer A.M. (ed.) - *Generation, Accumulation and Production of European Hydrocarbons III*. Europaean Assoc. Petrol. Geol., Special publ., **3**: 219-231, Springer-Verlag, Berlin.

Giraudi C. (1986) - *Faglie ad attività olocenica nella piana del Fucino (Abruzzo)*. Mem. Soc. Geol. It., **35** (2): 875-880.

Giraudi C. (1988) - *Evoluzione geologica della piana del Fucino (Abruzzo) negli ultimi 30.000 anni*. Il Quaternario, **1**(2): 131-159.

Giraudi C. (1989) - *Lake levels and climate for the last 30.000 years in the Fucino area /Abruzzo - Central Italy) - a review*. Paleog. Paleocl., Paleoecol., **70**: 249-260.

Giraudi C. (1990) - *Le variazioni di livello del lago del Fucino (Abruzzo) nel periodo 1783-1862: implicazioni climatiche*. Il Quaternario, **3**(2): 167-174.

Giraudi C. (1992) - *Segnalazione di scarpate di faglia tardo-pleistoceniche sui Monti della Magnola (Massiccio del Velino - Abruzzo)*. Il Quaternario, **5**(1): 27-32.

Giraudi C. (1995a) - *I detriti di versante ai margini della piana del Fucino (Italia centrale): significato paleoclimatico ed impatto antropico*. Il Quaternario, **8**(1): 203-210.

Giraudi C. (1995b) - *Considerations on the significance of some post-glacial fault scarps in the Abruzzo Apennines (Central Italy)*. Quat. Intern., **25**: 33-45.

Giraudi C. (1997) - *Dating and correlation of glacial deposits using tephra layers and loess: the example of Mt. Matese (Campania-Molise), Southern Italy*. Studia Geomorph. Carpato-Balcanica, **31**: 45-56.

Giraudi C. & Frezzotti M. (1995) - *Paleoseismicity in the Gran Sasso Massif*. Quat. Intern., **25**:

PROGETTO CARG

81-93.

Giraudi C. & Frezzotti M. (1997) - *Late Pleistocene glacial events in the Central Apennines*. Quat. Res., **48**: 280-290.

Giuliani R. & Sposato A. (1995) - *Evoluzione quaternaria del sistema di depressioni del Tirino (Appennino abruzzese)*. Il Quaternario, **8**(1): 217-228.

Gradstein F.M., Agterberg F.P., Ogg J.G., Hardenbol J., Veen P.V., Thierry J. and Huang Z. (1994) - *A Mesozoic time scale*. Journal of Geophysical Research, **99**: 24051-24074.

Grifoni-Cremonesi R. (1985) - *Nuovi dati sul Mesolitico e sul Neolitico nella Piana del Fucino*. In: Liverani M., Palmieri A. & Peroni R. - *Studi di paletnologia in onore di S. Puglisi*. Roma: 717-729.

Hilgen F.J., Lourens L.J., Raffi I. & Vergnaud-Grazzini C. (1996) – *Early Pleistocene chronology of the Vrica section (Calabria, Italy)*. Paleoceanography, **11**: 797-812.

Jacobacci A., Centamore E., Chiocchini M., Malferrari N., Martelli G. & Micarelli A. (1974) – *Note illustrative del Foglio 290 "Cagli" alla scala 1:50.000*. Serv. Geolog. d'It.

Lotti B. (1913) – *Descrizione ufficiale delle "facies" Umbro-Marchigiana ed Abruzzese*. Boll. Soc. Geol. d'It., **32** (4): 64-66.

Lotti B. (1915) - *Contributo allo studio del terremoto del 13 gennaio 1915*. Boll. Soc. Geol. It., **34**(1): 283-296.

Lotti B. (1926) - *Geologia e tettonica della Valle del Pescara. Studi geologici per la ricerca del petrolio in Italia*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **20**: 169-181

Lotti & Crema (1927) - *I terreni mesozoici dell'Appennino centrale (studi sulla zona di transizione dalla facies umbro-marchigiana a quella abruzzese nella conca di Leonessa)*. Boll. R. Uff. Geol. D'It., **53**:1-15.

Lourens L.J., Antonarakou A., Hilgen F.J., Van Hoof A.A.M., Vergnaud-Grazzini C. & Zachariasse W.J. (1996) - *Evaluation of the Plio-Pleistocene astronomical time scale*. Paleoceanography, **11**: 391-413.

Lucks R.G. & Sarg J.F. (1993) - *Carbonate sequence stratigraphy - Recent developments and applications*. AAPG Memoir **57**.

Massoli-Novelli R. & Petitta M. (1998) - *Le sorgenti del Parco Nazionale "Gran Sasso - Monti della Laga": il massiccio del Gran Sasso*. In: *Aree protette in Abruzzo: contributi alla conoscenza naturalistica e ambientale*. Carsa Edizioni, Pescara: 9-34.

Massoli-Novelli R., Petitta M. & Salvati R. (1999a) - *Analysis and protection of groundwater resources: Capo Pescara karst springs (Central Italy)*. Proceedings XXIX° congresso internazionale della Ass. Intern. Idrogeologi (AIH), Bratislava (Slovacchia), settembre 1999.

Massoli-Novelli R., Petitta M. & Tallini M. (1999b) - *Caratteri idrogeologici*. In: Studi preliminari al piano del Parco Regionale Sirente-Velino. Parco Regionale Sirente-Velino - Univ. dell'Aquila

Messina P. (1996) - *Tettonica mesopleistocenica dei terrazzi nord-orientali del Fucino (Italia centrale)*. Il Quaternario, **9** (1): 393-298.

Micarelli A. & Potetti M. (1985) – *Biostratigraphic correlations of miocene sediments in the Umbria-Marche area (Central-Northern Appennines)*. Abs. VIIIth Congress of the R.C.M.N.S. Budapest, 15-22 Sept. 1985.

Micarelli A, Potetti M. & Chiocchini M. (1977) – *Ricerche microbiostratigrafiche sulla Maiolica della regione umbro-marchigiana*. Studi Geol. Camerti, **3**: 57-86.

Miccadei E., Cavinato G.P. & Vittori E. (1992) - *Elementi neotettonici della Conca di Sulmona*. Studi Geol Camerti, vol. spec. 1992/1: 165-174.

PROGETTO CARG

Michetti A.M., Brunamonte F., Serva L. & Vittori E. (1996) - *Trench investigations of the 1915 Fucino earthquake fault scarp (Abruzzo, central Italy): geological evidence of large historical events*. J. Geophys. Res., **101**: B3, 5921-5936.

Mostardini F. & Merlini S. (1988) - *Appennino centro-meridionale: Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It. , **35**: 177-202.

Narcisi B. (1993) - *Segnalazione di un livello piroclastico di provenienza etnea nell'area del Fucino (Italia centrale)*. Il Quaternario, **6**: 87-92.

Narcisi B. (1994) - *Caratteristiche e possibile provenienza di due livelli piroclastici nei sedimenti del Pleistocene superiore della piana del Fucino (Italia Centrale)*. Rend. Fis. Acc. Lincei, S. 9, **5**(2): 115-123.

Narcisi B. (1995) - *Caratteristiche sedimentologiche, mineralogiche e geochimiche di un livello tufitico del Pleistocene medio nei sedimenti della piana del Fucino, Italia centrale*. Il Quaternario, **8**(1): 235-238.

Nijman W. (1971) - *Tectonics of the Velino - Sirente area, Abruzzi, Central Italy*. Koninkl. Nederl. Akademie van Wetenshappen, Proceedings, B, **74** (2): 156-184.

Oddone E. (1915) - *Gli elementi fisici del grande terremoto marsicano-fucense del 13 gennaio 1915*. Boll. Soc. Sism. It., **19**: 71-216.

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

Pantosti, D., D'Addezio, G.& F. Cinti (1996) - *Paleoseismicity of the Ovindoli-Pezza fault, central Apennines, Italy: a history including a large, previously unrecorded earthquake in the Middle Ages (860-1300 A.D.)*. J. Geoph. Res. **101**: 5937-5960.

Panzanaro M & Romagnoli C. (1995) - *Atti della Stazione Scientifica di Stiffe (Risultati del primo anno di attività: periodo marzo 1994 - marzo 1995)*. Museo Speleologico "V. Rivera" - Gruppo Speleologico Aquilano: 107 pp.

Paradisi A. & Sirna G. (1965) - *Osservazioni geologiche e paleontologiche sulla struttura compresa tra la Vallelonga e la Valle del Sangro (Marsica orientale)*. Geol. Romana, **4**: 145-160.

Parotto M. & Praturlon A. (1975) - *Geological summary of the Central Apennines. In: "Structural model of Italy"*. Quad. Ric. Scient, **90**: 257-311.

Pasquarè G., Abbate E., Castiglioni G.B., Merenda, Mutti E., Orombelli G. Ortolani F., Parotto M., Pignone R., Polino R., Premoli-Silva I. & Sassi F.P. (1992) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Guida al rilevamento*. Servizio Geologico d'Italia, Roma, 203 pp.

Patacca E., Scandone P., Bellatalla M., Perrilli N. & Santini U. (1991) - *La zona di giunzione tra l'arco appenninico settentrionale e l'arco appenninco meridionale nell'Abruzzo e nel Molise*. Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. 1991/2, CROP 11: 417-441.

Pederzolli-Gottardi L. (1958) - *Su una sabbia a pirosseni nei dintorni di Avezzano (L'Aquila)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., **65** (1): 15-23.

Petitta M. & Capelli G. (1994) - *Inquadramento idrologico del bacino del Fucino*. In: E. Burri (ed.) - *Il lago Fucino e il suo emissario*. Carsa Edizioni, Pescara: 44-61.

Postpischl D. (1985) - *Catalogo dei terremoti italiani dall'anno 1000 al 1980*. Quad. Ric. Scient.,**114** (2B): Bologna.

Praturlon A. & Sirna G. (1976) - *Ulteriori dati sul margine Cenomaniano della piattaforma carbonatica laziale abruzzese*. Geol. Romana, **10**: 83-111.

PROGETTO CARG

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. (1956) - *Il Paleolitico superiore nella Grotta Clemente Tronci a Venere dei Marsi. Territorio del Fucino*. Boll. Soc. Geol. It., **75** (2): 94-116.

Radmilli A.M. (1957) - *Esplorazioni paletnologiche in Abruzzo: scavi nelle grotte di Ciccio Felice, Clemente Tronci, Afra e in altre grotte marsicane*. Boll. Soc Paletn. It., s. 11, **66**: 239-247.

Radmilli A.M. (1963) - *Il Paleolitico superiore nel Riparo Maurizio*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., **70**(2): s. A, 220-243.

Radmilli A.M. (1981) - *Storia dell'Abruzzo dalle origini all'Età del Bronzo*. Giardini Ed., Pisa: 455 pp.

Raffi I., Backman J., Rio D. e Shackleton N.J. (1993) - *Plio-Pleistocene nannofossil biostratigraphy and calibration to oxigen isotope stratigraphies from Deep-Sea drilling project Site 607 and Ocean Drilling program Site 677*. Paleoceanography, **8**: 387-408.

Raffy J. (1970) - *Étude géomorphologique sur le Bassin d'Avezzano (Italie central)*. Mediterranee, **1**: 3-18.

Raffy J. (1982) - *Orogénèse et dislocations quaternaires du versant tyrrhénien des Abruzzes (Italie centrale)*. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., **23**: 55-72.

Raffy J. (1983) - *Le versant tyrrhénien de l'Apennin central. Étude géomorphologique*. Thèse, Univ. Sorbonne (1979), Paris: 422 pp.

Rio D., Raffi I. & Villa G. (1990) - *Pliocene - Pleistocene calcareous nannofossil distribution patterns in the Western Mediterranean*. In: Kastens K., Mascle J. *et alii*, Proc. ODP, Sci. Results, **107**: 513-533.

Ruddiman W.F., Raymo M.E., Martinson D.G., Clement B.M. & Backman J. (1989) - *Pleistocene evolution: northern emisphere ice sheets and north atlantic ocean*. Paleoceanography, **4**(4):353-412.

Sacco F. (1907) - *Gli Abruzzi*. Boll. Soc. Geol. It., **26**: 377-447.

Salvi S. & Nardi A. (1995) - *The Ovindoli fault: a segment of a longer, active fault zone in central Abruzzi, Italy*. In: Serva L. & Slemmons D.B. (eds.) - *Perspectives in paleosismology*. Ass. of Engin. Geol., Spec. Publ., **6**: 101-113.

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.

Serva L., Blumetti A.M. & Michetti A.M. (1988) - *Gli effetti sul terreno del terremoto del Fucino (13/1/1915); tentativo di interpretazione della evoluzione tettonica recente di alcune strutture*. Mem. Soc. Geol. It. **35**: 893- 907.

Servizio Geologico d'Italia (1934) - *Foglio 145 "Avezzano" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000*. Poligrafico dello Stato, Roma.

Servizio Geologico d'Italia (1942) - *Foglio 146 "Sulmona" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000*. Poligrafico dello Stato, Roma.

Sirna G. (1968) - *Gasteropodi nel Titonico superiore della Marsica orientale (Abruzzo)*. Geol.

PROGETTO CARG

Romana, **7**: 157-182.

Sirna G. (1994) - *Macrofossili mesozoici della piattaforma carbonatica dell'Appennino centrale*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1994 A: 9-129.

Società Geologica Italiana (1989) - *Elementi di tettonica pliocenico-quaternaria ed indizi di sismicità olocenica nell'Appennino Lazialle-Abruzzese. Guida all'escursione*. C.N.R., E.N.E.A.-P.A.S.: 129 pp.

Sprovieri R. (1993) - *Pliocene-early Pleistocene astronomically forced planktonic Foraminifera abundance fluctuations and chronology of mediterranean calcareous plankton bio-events*. Riv. It. Paleont. Strat., **99**(3): 371-414

Sprovieri M., Bonanno A., Mazzola S., Sprovieri R. & Di Stefano E. (1996) – *Cyclostratigraphic interpretation of the relative abundance fluctuaions of Globigerinoides spp. in the Totonian Gibliscemi section (Southern Sicily)*. Paleopelagos, **6**: 385-399.

Stigliano P., Altieri A., Barberi R., De Caterini G., Miccadei E., Petitta M. & Salvati R. (1999) - *Studi per un monitoraggio idrologico del massiccio del Gran Sasso (Abruzzo)*. Workshop nazionale sulle acque, Teramo, 24 ottobre 1997. Studi Geologici Camerti.

Tucker M.E. & Wrigth V.P. (1990) - *Carbonate sedimentology*. Blackwell, Oxford: 482pp.

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 Geol. 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.

Villa G.M. (1942) - *Nuove ricerche sui terrazzi fluviali delle Marche*. Giorn.Geol., **16**: 5-75.

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

Williams D.F., Thunell R., Tappa E., Rio D. & Raffi I. (1988) - *Chronology of the Pleistocene oxigene isotope record: 0-1,88 m.y.*B.P. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **64**: 221-240.

Zarlenga A.F. (1987) - *I depositi continentali del bacino del Fucino (L'Aquila, Italia Centrale)*. Geol. Romana, **26**: 223-253.

PROGETTO CARG