ISPRA

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D' ITALIA
Organo Cartografico dello Stato (legge n°68 del 2.2.1960)

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

foglio 431

CASERTA EST

A cura di:
G. Carannante[1], **M. Cesarano**[3], **G. Pappone**[2], **M.L. Putignano**[1]

con i contributi di:
Quaternario e Geomorfologia: **N. Santangelo**[1]
Analisi strutturale: **E. Casciello**[4] e **M. Cesarano**[3]
Sismicità: **F. Ferrarini**[3]
Geologia applicata: **P. Aucelli**[2]
Idrogeologia: **P. De Vita**[1]

[1] Dipartimento Scienze della Terra, Università degli Studi di Napoli "Federico II";
[2] Dipartimento di Scienze per l'Ambiente, Università degli Studi di Napoli "Parthenope";
[3] Dipartimento di Scienze e Tecnologie per l'Ambiente ed il Territorio, Università degli Studi del Molise ;
[4] Institut de Ciencies de la Terra "Jaume Almera", CSIC, Barcelona, Spain.

Ente realizzatore:

REGIONE CAMPANIA
Assessorato Difesa del Suolo

PROGETTO CARG

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

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

Responsabile del Progetto CARG per la Regione Campania: **L. Monti**

Responsabile del Progetto CARG fino al 2004: **D. Stanzione**.

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA

Revisione scientifica
R. Di Stefano, A. Fiorentino, F. Papasodaro, P. Perini,

Coordinamento cartografico
D. Tacchia (coord.), **S. Grossi**

Revisione informatizzazione dei dati geologici
C. Cipolloni, M.P. Congi, A. Fiorentino (ASC)

Coordinamento editoriale
D. Tacchia, S. Grossi

PER L'UNIVERSITÀ DI NAPOLI "FEDERICO II"

Coordinamento informatizzazione
M. Cesarano, **M.L. Putignano**

Coordinamento allestimento cartografico per la stampa
M. Cesarano, **M.L. Putignano**

Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa
a cura di **SYSTEMCART** - ROMA

GESTIONE TECNICO-AMMINISTRATIVA DEL PROGETTO CARG

M.T. Lettieri - *Servizio Geologico d'Italia - ISPRA*
C. Russo - *Università di Napoli "Federico II"*

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

Stampa:

PROGETTO CARG

INDICE

I	**- INTRODUZIONE**	pag.	7
1.	- CRITERI ADOTTATI PER IL RILEVAMENTO	»	7
II	**- CENNI DI GEOMORFOLOGIA ED INQUADRAMENTO GEOLOGICO**	»	9
III	**- STUDI PRECEDENTI**	»	15
IV	**- STRATIGRAFIA**	»	21
1.	- UNITÀ TETTONICA DEL SANNIO	»	21
1.1.	- ARGILLE VARICOLORI SUPERIORI (**ALV**)	»	22
1.2.	- FLYSCH NUMIDICO (**FYN**)	»	24
1.2.1.	- *membro delle argille, marne e calcari spongolitici* **(FYN_6)**	»	25
1.3.	- ARENARIE DI CAMPOLI (**AQZ**)	»	27
2.	- UNITÀ TETTONICA M.TI LATTARI-M.TI PICENTINI-M.TI ALBURNI	»	28
2.1.	- SUCCESSIONE DEI MONTI DI AVELLA-CASERTA	»	28
2.1.1.	- *calcari oolitici ed oncolitici* (**CDO**)	»	28
2.1.2.	- *calcari con Cladocoropsis e Clypeina* (**CCM**)	»	29
2.1.3.	- *calcari con requienie e gasteropodi* (**CRQ**)	»	30
2.1.3.1.	- membro dei calcari ad alveolinidi e dolomie laminate **(CRQ_4)**	»	33
2.1.4.	- *calcari a rudiste e orbitoline* (**RDO**)	»	34
2.1.5.	- *calcari a radiolitidi* (**RDT**)	»	34
3.	- UNITÀ TETTONICA MATESE-TABURNO-CAMPOSAURO	»	37
3.1	- SUCCESSIONE DEL CAMPOSAURO	»	37
3.1.1.	- *dolomia superiore* (**DBS**)	»	37
3.1.2.	- *Calcari a Palaeodasycladus* (**CPL**)	»	38
3.1.3.	- *calcari con Cladocoropsis e Clypeina* (**CCM**)	»	39
3.1.4.	- *calcari con requienie e gasteropodi* (**CRQ**)	»	40
3.1.5.	- *calcari a rudiste e orbitoline* (**RDO**)	»	45
3.1.6.	- *calcari a radiolitidi* (**RDT**)	»	47
3.1.7.	- *formazione di Cusano* (**CUS**)	»	47
3.1.8.	- *formazione di Longano* (**LNG**)	»	48
3.1.9.	- *formazione di Pietraroja* (**FPJ**)	»	50
3.2.	- SUCCESSIONE DEL TABURNO	»	50
3.2.1.	- *dolomia superiore* (**DBS**)	»	50

PROGETTO CARG

3.2.2. - *conglomerati calcarei di Tuoro Maleconsiglio* (**TNS**) ..... » 52
3.2.3. - *calcari e calcari dolomitici* (**CLU**)..... » 52
4. - UNITÀ LITOSTRATIGRAFICHE SINOROGENE..... » 53
4.1. - ARENARIE DI CAIAZZO (**AIZ**) ..... » 53
4.2. - FORMAZIONE DI CASTELVETERE (**CVT**)..... » 55
5. - DEPOSITI E COPERTURE CONTINENTALI QUATERNARI..... » 56
5.1. - UNITÀ NON UBIQUITARIE PERTINENTI IL BACINO DEL GOLFO DI NAPOLI – PIANA CAMPANA ..... » 56
5.1.1. - *supersintema Flegreo-Ischitano* (**FI**)..... » 56
5.1.1.1. - sintema di Pimonte (**BPI**)..... » 56
5.1.1.2. - sintema di Gragnano (**GGN**)..... » 57
5.1.1.3. - piroclastiti di Maddaloni (**MDE**)..... » 57
5.1.1.4. - Tufo Grigio Campano(**TGC**)..... » 59
5.1.2. - *sintema Vesuviano-Flegreo* (**VEF**) ..... » 60
5.1.2.1. - subsintema dell'Agro-Nocerino-Sarnese (**VEF_2**)... » 60
5.1.2.1.1. - unità di Casalnuovo-Casoria (**CCU**)..... » 61
5.1.2.1.2. - unità di Piano delle Selve (**PNV**) ..... » 63
5.2. - UNITÀ NON UBIQUITARIE PERTINENTI LA CONFLUENZA TRA I FIUMI CALORE- VOLTURNO ..... » 64
5.2.1. - *supersintema del Volturno* (**VO**)..... » 64
5.2.1.1. - sintema di Laiano (**LNO**) ..... » 64
5.2.1.2. - sintema di Solopaca (**SOB**)..... » 66
5.2.1.2.1. - subsintema di Bonea (**SOB_{1i}**)..... » 66
5.2.1.2.2. - subsintema di S. Leonardo (**SOB_{2b}**)..... » 67
5.2.1.2.3. - subsintema di Amorosi (**SOB_{3f1}**)..... » 67
5.2.1.2.4. - Tufo Grigio Campano (**TGC**)..... » 67
5.2.2. - *sintema Limatola* (**LMH**) ..... » 68
5.2.2.1. - unità di Casalnuovo - Casoria (**CCU**)..... » 71
5.3. - DEPOSITI UBIQUITARI ..... » 72
5.3.1. - *depositi di frana antichi* (**a_{1b}**)..... » 72
5.3.2. - *depositi di frana* (**a_{1a}**) ..... » 72
5.3.3. - *depositi colluviali* (**b_7**) ..... » 72
5.3.4. - *coltri eluviali e colluviali* (**b_2**) ..... » 72
5.3.5. - *depositi alluvionali* (**b**)..... » 73
5.3.6. - *depositi torrentizi* (**i**..... » 73
5.3.7. - *depositi antropici* (**h**) ..... » 74
5.4. - IL SOTTOSUOLO DELLA PIANA DI CASERTA E DELLA PIANA DI MONTESARCHIO..... » 75
5.4.1. - *Il sottosuolo di Caserta*..... » 75

PROGETTO CARG

5.4.1.1. - Sintesi dei dati di sottosuolo nella zona Caserta – Maddaloni ..... » 77
5.4.2. - *Il sottosuolo della Piana caudina* ..... » 79

V - TETTONICA ..... » 83
1. - STRUTTURE COMPRESSIVE ..... » 85
2. - STRUTTURE ESTENSIONALI ..... » 89

VI - CARATTERISTICHE GENERALI DELLA SISMICITÀ ..... » 93

VII - ELEMENTI DI GEOLOGIA APPLICATA ED IDROGEOLOGIA ..... » 99
1. - I PROCESSI GRAVITATIVI ..... » 99
2. - LE CAVE ..... » 101
3. - IDROGEOLOGIA ..... » 104
3.1. - MONTI TIFATINI ..... » 107
3.2. - MONTI DI DURAZZANO ..... » 108
3.3. - MONTI DI AVELLA ..... » 109
3.4. - MONTE TABURNO - MONTE CAMPOSAURO ..... » 111
3.5. - PIANA DEL BASSO CORSO DEL FIUME CALORE ..... » 113
3.6. - PIANA DELL'ISCLERO ..... » 114

ABSTRACT ..... » 117

BIBLIOGRAFIA ..... » 131

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO CARG

I - INTRODUZIONE

L'area del Foglio ricade per la maggior parte nella Provincia di Benevento, in minor misura in quella di Caserta e lambisce appena la provincia di Avellino, e per quanto riguarda la precedente cartografia geologica ufficiale, essa è compresa in larga parte nei Fogli 172 Caserta (SGI, 1971) e 173 Benevento (SGI, 1971) della Carta Geologica d'Italia in scala 1.100.000.

1.- CRITERI ADOTTATI PER IL RILEVAMENTO

Il criterio adottato per il rilevamento è stato quello indicato nel Quaderno I, serie III, " Carta Geologica d'Italia 1:50.000 – Guida al Rilevamento " (SGN, 1992). Esso è risultato comunque duplice in quanto sono state cartografate unità litostratigrafiche (gruppi, formazioni e membri) ed unità stratigrafiche a limiti inconformi (sintemi e subsintemi). Le prime, rispondenti agli orientamenti che hanno uniformato la cartografia geologica ufficiale sin dagli anni '60, sono state utilizzate per le unità del substrato pre-quaternario, le seconde per i depositi quaternari. Questi ultimi presentano alternanze di eventi deposizionali e fasi erosive stratigraficamente comprese tra superfici di inconformità significative a livello di bacino e distinguibili dal punto di vista cartografico. Vale la pena sottolineare che per queste unità a limiti inconformi le correlazioni interbacinali sono problematiche e spesso non si trovano corrispondenze nemmeno cronologiche in aree geograficamente vicine. Ciò ha portato ad istituire un numero notevole di unità con nomi diversi poiché è mancata la possibilità di stabilire equivalenze univoche.

Il rilevamento delle successioni sia carbonatiche che terrigene è stato integrato con numerose analisi biostratigrafiche effettuate attraverso la campionatura di

dettaglio lungo sezioni di cui era chiara la posizione geometrica e stratigrafica. Per la taratura biostratigrafica e la suddivisione in biozone delle successioni carbonatiche si è fatto riferimento a De Castro (1991).

Per le analisi biostratigrafiche degli intervalli Oligocene superiore-Miocene, si è cercato di integrare biozonazioni basate su foraminiferi planctonici e nannofossili calcarei. In particolare gli schemi biostratigrafici a nannofossili calcarei utilizzati sono quelli proposti da Fornaciari & Rio (1996) e Fornaciari *et alii* (1996), mentre per i foraminiferi planctonici gli schemi di riferimento sono quelli proposti da Iaccarino (1985), Foresi *et alii* (1998) e Sprovieri *et alii* (2002) e Di Stefano *et alii* (2008).

PROGETTO CARG

II - CENNI DI GEOMORFOLOGIA ED INQUADRAMENTO GEOLOGICO

L'area ricadente all'interno del foglio geologico n°431 Caserta est corrisponde ad un interessante settore di catena sud appenninico precedentemente rappresentato nei fogli geologici in scala 1:100.000 n°172 Caserta e n°173 Benevento.

Fin dagli anni '60 (cfr. capitolo III "Studi precedenti") questo settore, caratterizzato dalla presenza di estesi affioramenti di successioni carbonatiche mesozoico-terziarie, è stato oggetto di numerosi studi sia geologico strutturali che stratigrafici tesi alla definizione ed al riconoscimento della posizione geometrica occupata da queste unità, alla definizione degli ambienti deposizionali e alla attribuzione di appartenza di queste ultime a differenti domini paleogeografici.

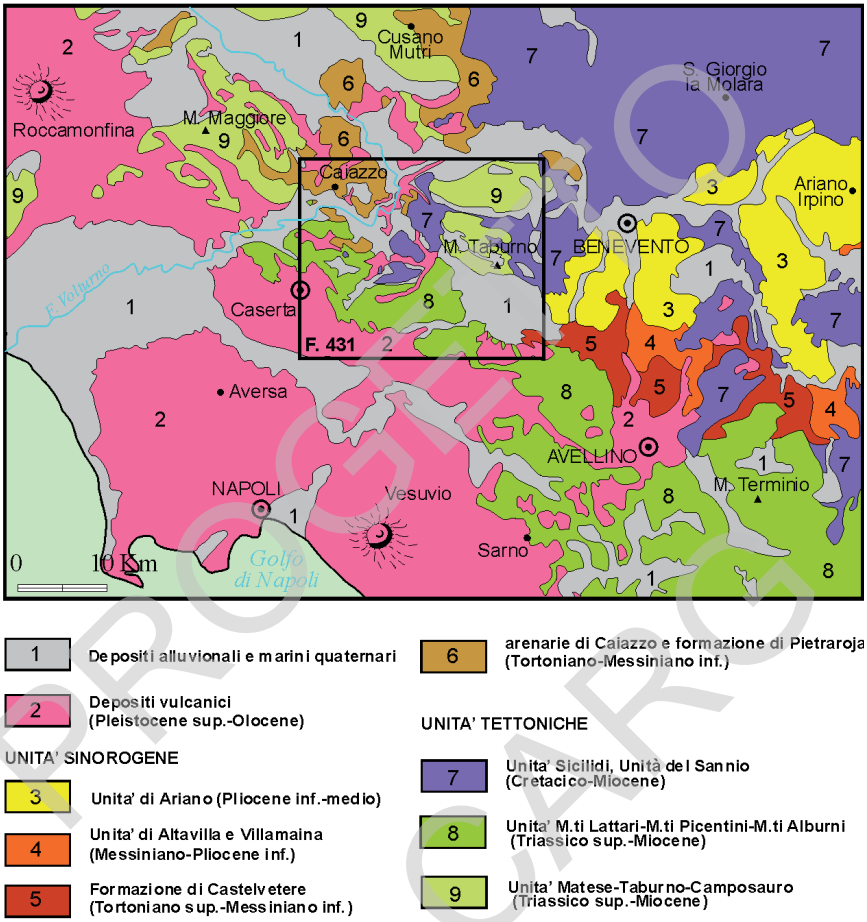
Di particolare importanza sono state le ricerche inerenti la attribuzione delle unità carbonatiche presenti nell'area alla Piattaforma Carbonatica Campano Lucana ed alla Piattaforma Carbonatica Abruzzese Campana *Auct*. (D'Argenio *et alii*, 1973). Le differenze furono effettuate in base:

- alla eventuale presenza nelle unità stratigrafico strutturali dei depositi bauxitici cretacici;
- alla analisi delle facies;
- all'età dei depositi silicoclastici sinorogeni affioranti al top;
- alla posizione strutturale in catena delle unità riconosciute;

Negli ultimi anni l'avanzamento delle conoscenze ha permesso di meglio definire l'assetto tettonico delle unità affioranti nell'area sebbene con numerosi distinguo e differenze nell'interpretazione, anche consistenti, dei modelli adottati (Di Nocera *et alii*, 1993, 2002; Mostardini & Merlini, 1986; Patacca & Scandone 1989, 2007; Patacca *et alii*, 1990 ; Sgrosso, 1998).

L'assetto tettonico descritto nel foglio consente di individuare (Fig. 1) due

PROGETTO CARG



Fif. 1 - *Schema di inquadramento regionale*

principali unità tettoniche caratterizzate da successioni di Piattaforma carbonatica mesozoico-terziarie ed una unità bacinale riferibile alla Unità del Sannio (*sensu* PATACCA *et alii*,1992b).

L'Unità M.ti Lattari-M.ti Picentini-M.ti Alburni affiorante nei Monti di Avella e di Caserta risulta tettonicamente sovrapposta sull'Unità Matese-Taburno-Camposauro, affiorante negli omonimi rilievi, ed entrambe risultano sottoposte geometricamente all'unità del Sannio (Fig. 2, cfr. Capitolo V "Tettonica").

Anche l'assetto geomorfologico risulta particolarmente interessante essendo influenzato da un paesaggio contraddistinto dalla presenza di unità litostratigrafiche sia calcareo-dolomitiche che arenaceo–marnoso-argillose. I depositi qua-

PROGETTO CARG

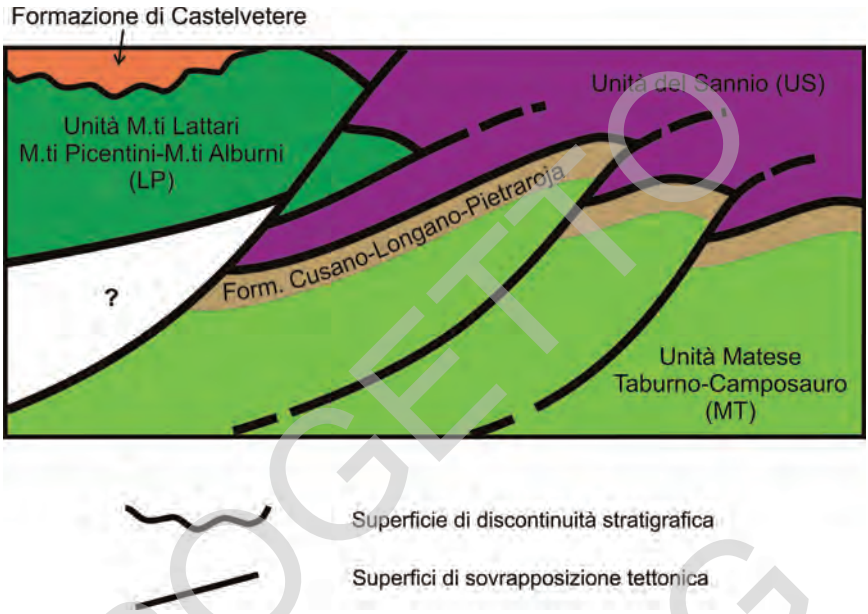


Fig. 2 - *Schema dei rapporti geometrici delle unità tettoniche presenti nel Foglio 431 "Caserta est"*

ternari sono diffusamente presenti sia nel settore della media valle del Volturno, settore centro-occidentale del foglio, che nel settore meridionale compreso tra l'abitato di Caserta e la conca intermontana della Valle Caudina.

I settori contraddisitinti da associazioni litologiche carbonatiche risultano caratterizzati da un paesaggio prevalentemente montuoso, con pendenze medio-alte, elevata energia di rilievo e diffusa presenza di forme strutturali e carsiche.

L'area più rappresentativa è quella del massiccio del Taburno-Camposauro dove vengono raggiunte anche le quote più elevate (1394 m s.l.m.) di tutta l'area in esame. Imponenti versanti di faglia bordano questa morfostruttura, sia sul bordo meridionale che su quello settentrionale e la attraversano anche trasversalmente, identificando la cosiddetta "sella" di Prata, elemento di separazione fisica tra il monte Taburno ed il monte Camposauro. Al piede di questi versanti è ampiamente rappresentata la sub-unità "fascia pedemontana", costituita da vasti *glacis* d'accumulo poligenici, derivanti dalla coalescenza di grandi conoidi alluvionali e falde detritiche.

Lungo il bordo meridionale della carta le unità carbonatiche sono rappresentate dalla dorsale dei Monti di Avella-Caserta, anch'essi delimitati da importanti versanti strutturali a direzione appenninica, impostati lungo le faglie bordiere del "graben" campano.

Le morfologie carsiche più diffuse sono i campi carsici, sia attivi come "Il

PROGETTO CARG

Campo" (M.te Camposauro) e il "Campo di Cepino" (M.te Taburno), che inattivi, come la piana di Castelmorrone e di Durazzano (M.ti di Caserta). Negli ultimi due, la reincisione operata dai torrenti Tenda e Pozzilli, ha portato in affioramento la formazione del Tufo Grigio Campano e le unità vulcaniche più antiche (piana di Durazzano) che ne costituiscono il riempimento.

Tra le forme carsiche bisogna inoltre ricordare delle spettacolari e per certi versi "uniche" tipologie di doline da crollo presenti sia nei Monti di Caserta che lungo la fascia pedemontana del M.te Camposauro. Si tratta delle "Comole" di Castelmorrone e del "Castello" di Valle di Maddaloni (Del Prete *et alii*, 2004) interpretate in letteratura come *collapse sinkhole* e delle numerose doline localizzate nei dintorni di Solopaca, già segnalate da D'argenio (1967) ed interpretate da Del Prete *et alii* (2004) come *cover sinkholes*. Senza entrare nel merito della genesi di queste morfologie, si ricorda in questa sede che la loro presenza testimonia la suscettibilità di queste aeree rispetto alla possibilità di essere soggette a fenomeni di sprofondamento improvvisi e localizzati.

I paesaggi di tipo collinare (Cinque & Romano, 2001) impostati su associazioni litologiche arenaceo-marnoso argillose sono caratterizzati da versanti con pendenze medio-basse (generalmente non superano i 20°), media energia di rilievo, diffusa presenza di incisioni fluviali e di morfologie di tipo gravitativo. La distribuzione di queste unità coincide con l'areale di affioramento delle unità terrigene mioceniche e plioceniche, localizzate prevalentemente nel margine nord occidentale ed orientale del foglio. Esse sono costituite da terreni di natura argillosa, arenacea e conglomeratica a diverso grado di cementazione ed alterazione che formano complessivamente ammassi rocciosi con bassa resistenza all'erosione. Per tale motivo, pur essendo presenti strutture tettoniche complesse (faglie, pieghe), questa unità geomorfologica non presenta eclatanti morfologie di tipo strutturale. I versanti sono generalmente caratterizzati da profili trasversali di tipo concavo-convesso e sono planimetricamente molto articolati, sia per il susseguirsi di valli e vallecole da erosione lineare, sia per la presenza di nicchie e cumuli di frana di varia natura e dimensione.

Il settore settentrionale del Foglio Caserta est è attraversato dal tratto mediano della valle del Fiume Volturno che, nei pressi di Solopaca, riceve uno dei suoi maggiori tributari, il Fiume Calore. Il paesaggio di questo settore è caratterizzato dalla presenza di un ampio fondovalle che presenta almeno due ordini di terrazzi. Il più alto, localizzato tra i 150 e i 200 metri di quota, è associato a lembi di conglomerati fluviali a clasti poligenici mentre il più basso (intorno ai 70 m) coincide con la superficie sommitale dell'Ignimbrite Campana ed è quindi interpretabile come un terrazzo strutturale.

La valle che il F. Volturno ha scavato all'interno di questa potente formazione ignimbritica risulta abbastanza ampia ed è caratterizzata da un alveo con tracciato prevalentemente meandriforme che per lunghi tratti risulta imbrigliato in argini artificiali.

PROGETTO CARG

Infine il settore meridionale compreso tra l'abitato di Caserta e la conca intermontana della Valle Caudina è caratterizzato da un paesaggio completamente pianeggiante derivante dall'aggradazione di materiali clastici e piroclastici sul fondo di una conca subsidente, generatasi nel corso del Pleistocene inferiore, probabilmente in seguito all'attività tettonica delle faglie bordiere dei rilievi carbonatici.

I dati raccolti relativi alla stratigrafia dei depositi quaternari consentono di ricostruire le principali tappe dell'evoluzione del paesaggio del Foglio Caserta est.

La maggior parte dell'area è emersa dal mare tra la fine del Miocene ed il Pliocene come testimonia la distribuzione in affioramento dei depositi marini ascrivibili a questo intervallo temporale. I lineamenti morfostrutturali più importanti, delineatisi già a partire dal Pliocene (Aprile *et alii*, 1980; Brancaccio *et alii*, 1991), sono sicuramente quello dei Monti di Caserta-Avella che borda a nord il graben subsidente della Piana Campana, e quello che delimita sul fianco meridionale la morfostruttura del M.te Taburno. Quest'ultimo è orientato in direzione NW-SE e reca le tracce di una marcata polifasicità, testimoniata dalla presenza, lungo il profilo trasversale del versante di faglia, di terrazzi deposizionali associati al sintema di Laiano (LNO_{a3}, Pleistocene inferiore) fagliati e sospesi di varie centinaia di metri rispetto agli attuali livelli di base.

Questo lineamento è stato responsabile del ribassamento, nel corso del Pleistocene inferiore-medio, della conca della Valle Caudina, all'interno della quale si è deposto un riempimento in facies prevalentemente lacustre, con uno spessore variabile tra 70 e 40 m (Abruzzese, 1979; Abate *et alii*, 1998). La tettonica quaternaria ha dunque vistosamente condizionato l'evoluzione geomorfologica dell'area in esame durante la prima parte del Quaternario, determinando la creazione di blocchi in sollevamento ed in prevalente erosione (M.ti di Caserta, M.te Taburno e Camposauro) e di aree subsidenti, con prevalenza di fenomeni di aggradazione (Piana Campana, Valle Caudina, ma anche bassa valle del F. Calore).

Nel corso del Pleistocene medio la paleogeografia della porzione meridionale del foglio è profondamente diversa da quella attuale in quanto tutto il settore attualmente occupato dalla città di Caserta e dal suo *hinterland*, risulta occupato dal mare, a causa di una forte fase di subsidenza tettonica registrata in tutto il settore settentrionale della Piana Campana (Brancaccio *et alii*, 1991; 1994; Romano *et alii*, 1994). In questo stesso periodo si registra anche una intensa attività vulcanica che determina momentanee e locali variazioni nella posizione della linea di costa.

Dopo l'Ultimo Interglaciale anche la porzione meridionale del foglio emerge dal mare ed entra in dominio continentale e si registra la messa in posto dell'Ignimbrite Campana (*39 ka*, Di Girolamo, 1968; Di Girolamo *et alii*, 1973, 1984; Barberi *et alii*, 1978) datata da De Vivo *et alii*, 2001. La risposta dei sistemi fluviali a questa variazione del livello di base locale, che è anche associata

PROGETTO CARG

alle recrudescenze climatiche dell'Ultimo Glaciale (50-18 ka) si traduce in una intensa fase di incisione che determina la dissezione della unità ignimbritica e la formazione di terrazzi lungo le principali aste vallive.

La dinamica recente ed attuale è riconducibile essenzialmente a processi fluviali e a processi gravitativi.

PROGETTO CARG

III - STUDI PRECEDENTI

Le prime informazioni di carattere geologico, riguardanti i territori che rientrano nell'ambito del foglio, sono della fine del 1700 (Breislak, 1798), altri dati risultano in lavori pubblicati durante il secolo successivo da Tenore (1867, 1872). Molti dei primi studi sono rivolti essenzialmente ad indagini di carattere applicativo, in particolare a ricerche su pietre ornamentali.

Anche in seguito, se si considera la prima metà del 1900, eccettuati alcuni lavori di Cassetti (1895) e le informazioni di carattere generale riscontrabili nella monografia di De Lorenzo (1904, 1937), insieme ad informazioni di carattere paleontologico di Parona (1900, 1911), le pubblicazioni sono in gran parte riferibili a lavori di geologia applicata (Penta, 1933, 1934, 1935, 1936, 1937).

Per quanto concerne i rilievi calcareo-dolomitici, sono riconoscibili:

1) I rilievi del Gruppo Taburno-Camposauro, oggetto fin dal 1800 di studi essenzialmente di carattere applicativo (Zaccagna, 1890), legati alla presenza nei rilievi del Monte Camposauro dei "Marmi di Vitulano", usati come pietre ornamentali nei rivestimenti interni di molte chiese ed in particolare della Reggia di Caserta. Di fondamentale importanza per la conoscenza geologica di questo gruppo è la monografia di D'Argenio (1967) che, preceduta da una serie di lavori specifici dello stesso autore (1960; 1961a, b, c; 1962; 1963 a, b, c; 1964), è corredata da una carta geologica in scala 1:50.000 ed è ricchissima di riferimenti bibliografici. Importanti, erano stati per questo studio, come per tutti i lavori di carattere stratigrafico che partono dagli anni '60, i lavori sulla stratigrafia del Mesozoico dell'Appennino meridionale condotti in primo luogo da Sartoni & Crescenti (1959, 1962) e da Catenacci *et alii* (1963) e con contributi fondamentali rappresentati dai lavori di De Castro.

Nel 1975 vengono pubblicate le note illustrative del Foglio Benevento (Ber-

PROGETTO CARG

GOMI *et alii,* 1975) e la Carta Geologica del F. Benevento che offrono un ulteriore contributo alla conoscenza della geologia del Gruppo Taburno-Camposauro.

Lavori specifici compaiono a partire dagli anni '60 sugli aspetti diagenetici ed in particolare sui fenomeni paleocarsici che caratterizzarono il Cretacico del Monte Camposauro (D'ARGENIO, 1962; 1963 a, b; 1967; CARANNANTE *et alii,* 1987, 1988, 1994; CSOMA *et alii*, 2004), sui "calcari listati", sugli ooidi che sono il loro costituente principale e sulla diffusione di queste facies nel Cretacico inferiore dell'area peritetidea (D'ARGENIO, 1967; SIMONE, 1971, 1974; D'ARGENIO *et alii,* 1975). Al Camposauro viene riconosciuta la trasgressione dei calcari miocenici a briozoi e litotamni e dei successivi calcari marnosi ad Orbulina (D'ARGENIO, 1962, 1967; PESCATORE *et alii,* 1971; BERGOMI *et alii,* 1975). A partire dalla fine degli anni '70 vengono pubblicati ulteriori contributi sul Miocene carbonatico (BARBERA *et alii,* 1978, 1980; SCHIAVINOTTO, 1985; CARANNANTE & SIMONE, 1996). Un interessante contributo alla conoscenza del Gruppo del Camposauro è rappresentato dal lavoro di BOSCAINO (2000) che, con un interesse particolarmente rivolto alla tettonica, da un rapido sguardo anche alla distribuzione delle facies.

In lavori a carattere più generale (D'ARGENIO & MINDSZENTY, 1992; 1995) vengono esaminati i possibili controlli tettonici ed eustatici che hanno portato all'emersione, con creazione di paleocarso e bauxiti.

Le informazioni sui carbonati del rilievo del Taburno sono in quantità molto minore, in gran parte riferibili ai due lavori chiave rappresentati dalla monografia di D'ARGENIO (1967) e dal lavoro di BERGOMI *et alii* (1975). Il riconoscimento al di sopra dei calcari del Giurassico della presenza di corpi di brecce con elementi angolari e subangolari, di dimensioni dai 5 ai 15 cm, legati da cementi policromi apre la possibilità a diverse interpretazioni riguardanti sia l'età che l'ambiente della loro formazione. Il ritrovamento di fossili miocenici sia nella matrice che in una calcarenite intercalata in alcune località fa attribuire almeno in parte all'Elveziano queste brecce (Formazione di Laiano in D'ARGENIO, 1967).

Nel Gruppo del Taburno-Camposauro, sono individuati depositi arenacei in facies di flysch (D'ARGENIO, 1961c, 1967; BERGOMI *et alii,* 1975) con appoggio stratigrafico di tipo trasgressivo (trasgressione sinorogenica in PESCATORE *et alii,* 1971). Infine Argille Varicolori si riscontrano sui rilievi, in esili lembi, e nelle valli, con masse cospicue inglobanti blocchi calcarei di età cretacica e paleogenica delle dimensioni fino al chilometro cubo. Vari Autori (D'ARGENIO, 1967; PESCATORE *et alii,* 1971; BERGOMI *et alii,* 1975) ritengono che la presenza di argille varicolori sia da relazionare o al residuo della trasgressione oligocenico-aquitaniana dei termini quarzoarenitici del Langhiano-Serravalliano oppure a frane gravitative in unità costituite da argilloscisti policromi, calcari cristallini e quarzoareniti. D'ARGENIO (1967) infine segnala la presenza di un depositi conglomeratici ed arenaceo-siltosi del Pliocene inferiore e di depositi argilloso-siltoso-

PROGETTO CARG

arenacei e conglomeratici del Pliocene medio-superiore. Pescatore *et alii* (1971) analizzando i rapporti tra tettonica e sedimentazione nell'Appennino meridionale esaminano anche il Gruppo del Taburno-Camposauro.

Alcuni dei lavori precedentemente citati D'Argenio (1963, 1967), Bergomi *et alii* (1975), Pescatore *et alii* (1970) contemplano anche aspetti strutturali; in un lavoro più recente Boscaino (2000) esamina i rapporti tra la tettonica estensionale plio-pleistocenica e l'assetto strutturale del Gruppo del Monte Camposauro.

2) Gli studi sui rilievi calcarei posti ad occidente del Taburno-Camposauro, per quanto concerne gli aspetti biostratigrafici più generali possono essere riferiti ai lavori di Sartoni & Crescenti (1962) e di De Castro (1965;1966 a e b). Lavori specifici sull'area che ricade nel Foglio Caserta est sono quelli di Ietto (1963; 1964), Pescatore & Sgrosso (1973) ed il Foglio Caserta (Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000) con le relative Note Illustrative (Scarsella, 1971).

Sul settore più settentrionale dei Monti di Cervinara i dati presenti in letteratura sono quelli in Bergomi *et alii* (1975), i quali notano la presenza, insieme a calcari micritici, detritici e più raramente pseudoolitici, di brecce intraformazionali, a cemento calcareo e più raramente verdognolo, probabilmente correlabile con la facies definita come "brecce di Cervinara". Tali brecce che affiorano nella parte più meridionale del foglio sono presenti nella parte alta della sequenza; queste brecce, di età Aptiano *p.p.*-Cenomaniano *p.p.* suggerirebbero una posizione molto prossima al bordo della piattaforma stessa.

Per quanto concerne i rilievi collinari della zona di Caiazzo Selli (1957) ed Ogniben (1957; 1958a, b) descrivono essenzialmente le successioni mioceniche presenti al di sopra dei calcari del Cretacico superiore. I rapporti con le sottostanti formazioni sarebbero stratigrafici per Scarsella, tettonici per Ogniben; anche per Pescatore *et alii* (1971) i rapporti fra le arenarie di Caiazzo e i sottostanti depositi nella località tipo sarebbero di natura tettonica. Al di sopra di tutto Ogniben (1957; 1958b) indica la presenza di argille scagliose con foraminiferi arenacei (Formazione A. S. di Buonomini), a cui in prima approssimazione attribuisce una età compresa fra il Cretacico superiore e l'Oligocene; invece Scarsella (1971) ritiene che la Formazione di Caiazzo sia troncata alla sommità da una coltre di argille varicolori (complesso indifferenziato). Per Ogniben (1957) le Arenarie di Caiazzo sarebbero parautoctone, mentre le Argille Scagliose sarebbero alloctone. Patacca *et alii* (1990) considerano le arenarie di Caiazzo un flysch depositatosi fra il Tortoniano superiore ed il Messiniano.

I depositi quaternari affioranti nel Foglio Caserta est sono rappresentati da depositi continentali di ambiente alluvionale *l.s.* affioranti prevalentemente lungo la valle del F. Volturno e da depositi vulcanoclastici distali di provenienza flegreo-vesuviana.

In letteratura, oltre ai dati provenienti dalla Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 (Scarsella, 1971) non esistono lavori di dettaglio che si riferiscano a

PROGETTO CARG

questo tratto della valle del Volturno. La zona immediatamente a monte, situata nelle vicinanze della confluenza con il fiume Calore, risulta invece più studiata (Mancini, 1953, 1954; Malatesta, 1959; Sevink & Paris, 1989; Di Nocera *et alii*, 1995). La carta geologica d'Italia F. 171 riporta in affioramento i seguenti gruppi di terreni: tufo grigio campano Auct. ("**i**", Pleistocene superiore), argille sabbiose, limi e sabbie scure ("**a**", Olocene) e alluvioni da sabbiose ad argillose della golena del F. Volturno ("**a2**", Olocene).

Di Girolamo (1968); Di Girolamo *et alii* (1973; 1984) e Alessio *et alii* (1973) si interessano allo studio dei depositi piroclastici noti in letteratura come "tufo grigio campano Auct." affioranti nell'area compresa tra Maddaloni e S. Felice a Cancello.

Numerosi sono i lavori che si sono occupati della ricostruzione della stratigrafia del sottosuolo della piana campana sia per fini idrogeologici o di ricerca di idrocarburi, sia per ricostruire la sua evoluzione durante il Quaternario (D'Erasmo, 1931; Civita *et alii*, 1970c; Ippolito *et alii*, 1973; Ortolani & Aprile, 1979; 1985; Bellucci *et alii*, 1990; Brancaccio *et alii*, 1991; 1994; Corniello *et alii*, 1992; Romano *et alii*, 1994; Putignano *et alii*, 2007).

In particolare Romano *et alii* (1994) segnalano la presenza in affioramento di depositi piroclastici pre- Tufo Grigio Campano, localizzati alle falde dei rilievi carbonatici di S. Felice a Cancello, del Tufo Grigio Campano *Auct*. e di piroclastiti ad esso successive, sia in posto che rimaneggiate. Gli stessi autori effettuano anche una ricostruzione dettagliata della stratigrafia superficiale (primi duecento metri) della piana e, nel sottosuolo di S. Felice a Cancello, evidenziano la presenza, al di sotto del tufo grigio, di depositi alluvionali e marini intercalati a formazioni piroclastiche.

Dati di letteratura più recenti (AA.VV., 1998) riconoscono la presenza, al di sotto del Tufo Grigio Campano, di una successione fluvio-lacustre con mammalofaune del Pleistocene medio iniziale, affiorante lungo la scarpata orientale del terrazzo di Saticula, ubicato nei pressi di S. Agata dei Goti, costituita da argille e limi in facies lacustre passanti verso l'alto a torbe, depositi colluviali, vulcaniti e depositi conglomeratici in facies di conoide. Gli Autori indicano per la stessa uno spessore di circa 30 m e segnalano la presenza della seguente fauna: *Mammuthus meridionalis* (Nesti) *Hippopotamus antiquus* (Desmarest), *Axis eurygonos* (Azzaroli), Megacerini indet., *Stephanorhinus* sp., *Equus ex gr. bressanus-suessenbornensis*, *Hyaenidae* gen. sp. indet., *Arviculidae* sp. gen. sp. indet. L'attribuzione cronologica che ne deriva riguarda un intervallo temporale abbastanza ampio, compreso tra 1,5 e 0,9 Ma.

Per quanto riguarda i dati di sottosuolo, in un lavoro di natura prevalentemente idrogeologica, Abruzzese (1979), sulla base di dati provenienti da prospezioni dirette (sondaggi a carotaggio continuo) ed indirette (geofisica e geoelettrica), identifica la presenza di un riempimento quaternario con uno spessore variabile

PROGETTO CARG

tra 70 e 40 m, poggiante su di un substrato miocenico costituito da marne, argille siltose ed arenarie. Relativamente alla stratigrafia dei depositi quaternari riconosce una porzione più superficiale, di natura prevalentemente piroclastica ed una porzione profonda costituita da argille e marne di ambiente lacustre.

In un recente lavoro Abate *et alii* (1998), attraverso l'analisi di numerosi sondaggi geognostici, ricostruiscono la stratigrafia del riempimento quaternario della valle caudina; la successione riconosciuta presenta uno spessore di circa 70 m ed è caratterizzata dalla presenza di due livelli vulcanici, il tufo grigio campano ed un livello tufaceo più antico, chiaramente separati da una successione lacustre. A tetto del Tufo Grigio Campano segnalano inoltre la presenza di un secondo ciclo lacustre.

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

IV - STRATIGRAFIA

Nella descrizione delle singole unità litostratigrafiche è stato adottato il seguente ordine di esposizione: le unità tettoniche vengono descritte procedendo dall'unità geometricamente più alta a quella più bassa, ed all'interno delle singole unità tettoniche sono descritte le unità litostratigrafiche secondo l'ordine deposizionale riconosciuto, ossia dall'unità più antica alla più recente.

1.- UNITÀ TETTONICA DEL SANNIO

Questa unità rappresenta l'elemento strutturale più alto della pila tettonica presente nel Foglio Caserta Est ed è costituita da depositi argillosi e marnosi con intervalli calcarei di ambiente bacinale e quarzareniti che affiorano diffusamente in tutto il settore centro-orientale del Foglio.

I terreni di questa unità sono ascrivibili a successioni già note in letteratura quali le *Coltri sannitiche* introdotte da Selli (1962), ad indicare un gruppo di unità tettoniche alloctone di provenienza interna, costituite da terreni argillosi a struttura caotica con inglobati lembi di calcari organogeni di origine biohermale, passanti ad alternanze di calciruditi, calcareniti e calcilutiti con intercalazioni di argille e marne policrome. Alle unità sannitiche sono state successivamente attribuite molte successioni che affiorano in gran parte della fascia centrale ed esterna dell'Appennino centro-meridionale, tra l'alto Molise e la Basilicata nord-orientale. Tali studi hanno evidenziato che da un punto di vista litostratigrafico le successioni sannitiche sono generalmente costituite da peliti policrome, marne talora silicizzate e risedimenti calcarei bioclastici, attribuiti ad unità stratigrafiche Cretacico superiore-Miocene inferiore, assimilabili al "Flysch Rosso" *Auct*. ed in

PROGETTO CARG

parte alle Argille Varicolori *Auct*., che verso l'alto passano alle quarzareniti del Burdigaliano medio del flysch numidico e ad areniti arcosico-litiche post-numidiche del Burdigaliano medio - Serravalliano (Patacca *et alii*, 1992b; Di Nocera *et alii*, 2002; Lirer *et alii*, 2007; Patacca & Scandone, 2007).

Nell'ambito del Foglio Caserta Est sono state riconosciute e distinte cartograficamente due unità stratigrafiche informali costituite dal basso verso l'alto dalle argille policrome (**ALV**) e dal flysch numidico (**FYN**). All'interno dell'unità (**ALV**) è stata distinta una litofacies calcareo-marnosa (**ALV_a**) mentre nel flysch numidico è stato distinto nella sua porzione inferiore il membro delle argille marne e calcari spongolitici (**FYN_6**). I caratteri litostratigrafici dei singoli intervalli sono descritti di seguito nel dettaglio.

1.1. - argille varicolori superiori (**ALV**)

Questa unità affiora diffusamente nel settore centrale del Foglio tra Dugenta e Longano, ed in maniera ridotta nel settore orientale del Foglio nei pressi di località Rivullo posta circa 2 km a nord di Cirignano. Da un punto di vista litologico questa unità è costituita da argilliti di aspetto scaglioso e di colore variabile dal rosso-violaceo al grigio-verdastro e/o bluastro con sporadiche intercalazioni centimetriche e decimetriche di marne (Fig. 3) e calcari micritici chiari, calcareniti bioclastiche, calari marnosi siliciferi ed arenarie arcosico-litiche di colore grigio. Nella porzione superiore di questa unità è stata distinta una ***litofacies calcarea*** (**ALV_a**) (Fig. 4) costituita da calcari cristallini bianchi da massivi a ben stratificati, calcareniti bioclastiche, brecciole a macroforaminiferi e livelli conglomeratici in matrice marnosa verdastra. Si riconoscono inoltre calcari marnosi, marne e subordinatamente argille rossastre e verdastre (Fig. 5). Questa litofacies affiora in modo discontinuo in diversi settori del foglio, le migliori esposizioni sono comunque localizzate nell'area compresa tra Campoli del Monte Taburno e Montesarchio. L'analisi biostratigrafica di alcuni campioni dell'intervallo più pelitico, ha evidenziato la presenza di un'associazione a nannofossili calcarei costituita da: *Coccolithus pelagicus* (Wallich, 1877) Schiller, 1930, *Cyclicargolithus floridanus* (Roth & Hay *in* Hay *et alii*, 1967) Bukry, 1971, *C. abisectus* (Muller, 1970) Wise, 1973, *Discoaster deflandrei* Bramlette & Riedel, 1954, *Sphenolithus ciperoensis* Bramlette & Wilcoxon, 1967, *Dictyococcites bisectus* (Hay *et alii*, 1966) Bukry & Percival, 1971. Tale associazione è attribuibile alla biozona MNP 25a (Oligocene superiore) per la presenza di *S. ciperoensis* e l'assenza di *Sphenolithus distentus* (Martini, 1965) Bramlette & Wilcoxon, 1967. Inoltre, sulla base del quadro stratigrafico presentato e di dati di letteratura (Patacca & Scandone, 2007) l'età di questa formazione può essere estesa alla parte bassa del Miocene inferiore. La base di questa unità non è osservabile nell'area del foglio,

PROGETTO CARG

Fig. 3 - *Nei pressi di località Cassano, poco a sud di Dugenta, espsizione di argilliti policrome e marne chiare con patine manganesifere nell'unità* (**ALV**)

Fig. 4 - *Panoramica della rupe calcarea su cui si erge il castello di Montesarchio.La succesione calcarea è riferibile all'intervallo calcareo* (**ALVa**) *dell'unità del Sannio, che in questa località si presenta ben stratificato e costituito da calcari bianchi cristallini, conglomeratici, calcari frequentemente bioclastici immersi in abbondante matrice marnosa verdastra.*

PROGETTO CARG

Fig. 5 - *Nei pressi di località Greci, posta nel settore ad est del Taburno, esposizione di fitte alternanze di livelli calcarenitici bioclastici a macroforaminiferi e marne ed argille rosse e subordinatamente verdastre nell'intervallo calcareo* (**ALVa**) *dell'unità del Sannio.*

mentre verso l'alto essa passa per alternanze al membro delle argille, marne e calcari spongolitici (**FYN_6**) del flysch numidico. L'ambiente deposizionale nel suo complesso è di piana abissale sottoalimentata e raggiunta da torbide di natura carbonatica. Lo spessore affiorante è di circa 200-300 m. L'età è *Oligocene superiore-Miocene inferiore*.

1.2. - FLYSCH NUMIDICO (**FYN**)

Il flysch numidico affiora esclusivamente nel settore orientale del foglio ed in modo abbastanza continuo in una fascia orientata nord-sud e compresa tra località Valle di Maio nei pressi di Campoli del Monte Taburno e località Monaca posta poco ad est di Cirignano. Litologicamente l'unità risulta costituita prevalentemente da quarzoareniti di colore giallo ocra, grigie o anche marrone, generalmente in livelli massivi raramente con accenni di gradazione. La caratteristica fondamentale di tali arenarie è la presenza di granuli di quarzo molto ben arrotondati e smerigliati. Si intercalano alle quarzareniti, a varie altezze, strati di argille marnose grigio-verdi (Fig. 6) e livelli biocalcarenitici giallastri e grigiastri di spessore decimetrico contenenti spicole di spugna. I depositi di questa unità, in letteratura

PROGETTO CARG

Fig. 6 - *Esposizione delle arenarie del* flysch *numidico* (**FYN**) *affiorante nei pressi di località Cadavoffolo, localizzata circa 3 km a nord di Montesarchio. La successione è costituita da alternanze di strati di arenarie quarzose di colore grigio, in strati di spessore variabile da circa 10 cm fino a circa 1 m, e livelli argillosi e marnosi di spessore fino a 30-40 cm.*

(PAGLIARO, 1998; LIRER *et alii*, 2007) comprendono le biozone a nannofossili MNN3a e MNN3b (Burdigaliano medio).

Questa unità verso il basso passa per alternanze al membro delle argille, marne e calcari spongolitici (**FYN_6**) e verso l'alto passa in modo graduale alle arenarie di Campoli (**AQZ**). Quest'ultimo passaggio non ben osservabile in campagna è caratterizzato da un progressivo arricchimento della componenente arcosicolitica. L'ambiente di formazione è riferibile ad un ambiente torbiditico bacinale.

Lo spessore affiorante è di circa 300 m. L'età dell'unità è riferibile al *MIOCENE INFERIORE*.

1.2.1. - *membro delle argille, marne e calcari spongolitici* (**FYN_6**)

In corrispondenza della porzione inferiore del flysch numidico è stato possibile distinguere il membro delle *argille, marne e calcari spongolitici*. Questo membro, che rappresenta l'intervallo *pre-numidico* (*sensu* PATACCA *et alii*, 1992b), è presente nelle stesse località di affioramento del flysch numidico, le migliori esposizioni sono ad ogni modo osservabili nei pressi di località Monaca posta

PROGETTO CARG

Fig. 7 - *Nei pressi della Madonna del Carmine in località Cadavoffolo, bella esposizione del membro delle argille, marne e calcari spongolitici* (**FYN$_6$**) *del* flisch *numidico. In questo affioramento l'intervallo è rappresentato da alternanze decimetriche di strati di marne calcaree, argille e calcareniti con laminazione piano-parallela.*

poco ad est di Cirignano. Litologicamente questo membro risulta costituito da argille ed argille marnose (Fig. 7) di colore grigio-verdastro o crema con intercalazioni di livelli calcarenitici e biocalcarenitici grigiastri, di spessore variabile da centimetrico a decimetrico, frequentemente laminati e ricchi in spicole di spugna. Tra i nannofossili calcarei si riconoscono *C. pelagicus* (Wallich, 1877) Schiller, 1930, *C. abisectus* (Muller, 1970) Wise, 1973, *C. floridanus* (Roth & Hay *in* Hay *et alii*, 1967) Bukry 1971, *D. deflandrei* Bramlette & Riedel, 1954, *Helicosphaera carteri* (Wallich, 1877) Kamptner, 1954, *Calcidiscus leptoporus* (Murray & Blackman, 1898) Loeblich & Tappan, 1978. L'assenza di *H. ampliaperta* Bramlette & Wilcoxon, 1967 e *S. belemnos* Bramlette & Wilcoxon, 1967, e la posizione stratigrafica, consentono di attribuire i livelli campionati alla biozona a nannofossili calcarei MNN2a , il cui limite superiore approssima il limite Aquitaniano - Burdigaliano. Tuttavia, l'età di questa formazione, correlabile con la parte alta della formazione Vagliardara – Crocelle – Cardeta di Pagliaro (1998), può essere estesa a parte della biozona MNN3a, Burdigaliano medio (Pagliaro, 1998; Patacca & Scandone, 2008). L'ambiente di sedimentazione è di tipo bacinale profondo. Verso l'alto questa unità passa per alternanze a (**FYN**) e poggia su (**ALV**) ed (**ALV$_a$**). Spessore affiorante circa 100 m. L'età è riferibile al *Miocene inferiore.*

PROGETTO CARG

1.3. - ARENARIE DI CAMPOLI **(AQZ)**

Questa unità affiora diffusamente nel settore centrale ed orientale del Foglio e da un punto di vista litologico è costituita da arenarie quarzose e arcosico-litiche con granulometrie da medie a grossolane che possono presentarsi da massive a ben stratificate in strati di spessore variabile da qualche centimetro fino ad alcuni metri. Le arenarie, di colore generalmente giallo chiaro o marroncino, talora mostrano gradazione e/o laminazione (Fig. 8) e presentano intercalazioni variabili in frequenza e spessore di argille azzurre o grigio-verdastre e marne. Subordinatamente sono presenti intercalazioni di conglomerati, con elementi dal diametro variabile da un centimetro fino a 10 cm, e poligenici, con clasti di rocce cristalline e sedimentarie immersi in un contenuto variabile di matrice arenaceo-siltosa. Nella parte bassa dell'intervallo nelle arenarie possono essere presenti abbondanti granuli di quarzo ben arrotondati e smerigliati. La parte alta dell'intervallo, affiorante con buone esposizione a nord di Tocco Caudio, è invece caratterizzata da un aumento dello spessore degli strati, che possono raggiungere anche alcuni metri, e dalla abbondante presenza di *clay-chips* di dimensioni centimetriche localizzati nella porzione medio-bassa dello strato.

Fig. 8 - *In località S. Tommaso, nei pressi di Cologna, affioramento di arenarie arcosico litiche da sottili a grossolane con interstrati di argille siltose azzurre, appartenenti all'unità* **AQZ**. *Il pacco di strati presenta una polarità stratigrafica rovescia evidenziata dall'appoggio erosivo dello strato grossolano gradato sulla porzione delle arenarie sottili laminate.*

PROGETTO CARG

Questa unità, per le caratteristiche stratigrafiche descritte, potrebbe essere correlata all'intervallo *post-numidico* (*sensu* Patacca *et alii*, 1992b).

Si rinvengono rari e mal conservati foraminiferi planctonici: *Globigerinoides quadrilobatus* d'Orbigny, gr., *Dentoglobigerina altispira altispira* (Cushman & Jarvis), *Globoquadrina dehiscens dehiscens* (Chapman, Parr & Collins), *Globigerinita glutinata* (Egger), *Praeorbulina glomerosa sicana* De Stefani, *Orbulina suturalis* Broennimann, riferibili alle biozone *Praeorbulina glomerosa* s.l. e *Orbulina suturalis*/*Globorotalia peripheroronda* (Di Stefano *et alii*, 2008). Sono inoltre state riconosciute le seguenti zone a nannofossili calcarei: MNN4a, per la presenza di *Sphenolithus heteromorphus* Deflandre, 1953 e di *Helicosphaera ampliaperta* Bramlette & Wilcoxon, 1967; MNN6, per l'assenza di *S. heteromorphus* e la presenza di *Calcidiscus premacintyrei* Theodoridis, 1984; MNN7, riconosciuta sulla base dell'assenza di *C. premacintyrei* Theodoridis, 1984 e la presenza di *C. macintyrei* Bukry & Bramlette, 1969, *H. walbersdorfensis* Muller, 1974 e *Coccolithus miopelagicus* Bukry, 1971. Le arenarie di Campoli sono in appoggio stratigrafico su **FYN**, il tetto non è affiorante. L'ambiente di formazione è riferibile ad un ambiente bacinale torbiditico. Lo spessore affiorante è di circa 400-500 m. L'età è *Burdigaliano superiore-Serravalliano.*

2. - UNITA' TETTONICA M.TI LATTARI-M.TI PICENTINI-M.TI ALBURNI

2.1 - Successione dei Monti di Avella-Caserta

2.1.1. - *calcari oolitici ed oncolitici* **(CDO)**

La succesione è costituita da calcari bianchi oolitici e calcari detritici e pseudoolitici di colore grigio avana e nocciola con intercalazioni di dolomie grigio giallastre, in strati di spessore tra 30 a 100 cm alternati a calcilutiti grigie e grigio scure e nocciola in strati e banchi ben stratificati con prevalenza di *mudstones* e subordinatamente *wackestone*, sono inoltre frequenti livelli costituiti da *floatsones* ad oncoidi. Si rinvengono talora strati ricchi in gasteropodi. Nella parte bassa sono presenti calcareniti oolitiche e livelli a peloidi ed intraclasti; nella parte alta prevalgono invece calcilutiti e calcareniti fini. Tra la macrofauna: gasteropodi e bivalvi, tra la microfauna: *Pfenderina salernitana* Sartoni & Crescenti, *Valvulina lugeoni* Septfontaine, *Protopeneroplis striata* Weynschenk *e Selliporella donzellii* Sartoni & Crescenti. L'ambiente deposizionale individua area di piattaforma esterna evolvente verso l'alto a piattaforma interna a luoghi a circolazione ristretta. Il limite inferiore non è visibile in affioramento, passa superiormente per

PROGETTO CARG

alternanze a **CCM**. La successione affiora esclusivamente nel settore meridionale del foglio in oggetto ben visibile in località S. Cesareo, lungo il Fosso di Agnone e a Costa di Taglio, in questa area, in particolare, sono presenti ottimi affioramenti in prossimità della strada provinciale n. 162, dove si osservano livelli di calcilutiti nocciola con microfaune ricche in *Pfenderina salernitana*. Lo spessore non è inferiore a 700 m. L'età di questa unità è riferibile al Giurassico medio *p.p.* (Bajociano-Bathoniano biozona a *Valvulina lugeoni*; di De Castro, 1991)

2.1.2. - *calcari con Cladocoropsis e Clypeina* (**CCM**)

Questa unità è costituita da calcari grigi e grigio scuri in strati da medi a spessi, talora in banchi di spessore fino a 2 m. Sono presenti rare intercalazioni di dolomie in strati con spessore al massimo di 1 m. Nella parte bassa prevalgono i litotipi fangosostenuti, con frequenti livelli a *Cladocoropsis mirabilis* Felix ed intercalazioni di calciruditi ad oncoidi ed intraclasti che diventano via via più rare nella parte alta, dove le calcilutiti si alternano a frequenti livelli calcarenitici. Le caratteristiche deposizionali indicano un ambiente di piattaforma interna. I macrofossili più frequenti in questa unità sono *Cladocoropsis mirabilis*, gasteropodi, lamellibranchi, chetetidi e coralli solitari. I microfossili più comuni sono foraminiferi bentonici ed alghe dasicladali; si rinvengono nella parte medio alta *Campbelliella striata* (Carozzi) *e Clypeina jurassica* Favre. Sono inoltre frequenti oncoidi costruiti da organismi incrostanti tipo *Lithocodium/Bacinella*, noduli algali di cianoficee. Il limite inferiore è per alternanza con **CDO**, limite superiore per alternanza con **CRQ**. La successione affiora localmente a Nord di Caserta, in prossimità dell'abitato di Limatola, a M.te Carambola e ad est di Caserta, nei dintorni di M.te S. Michele (località S. Lucia), se pur caratterizzata da una intensa tettonizzazione, è visibile la parte medio alta e il passaggio ai depositi dell'unità **CRQ**, marcato dalla comparsa di livelli ad ooliti fibroso-raggiate (Fig. 9). Risulta invece maggiormente sviluppata nei settori più meridionali del foglio in oggetto nell'area compresa tra gli abitati di S. Felice a Cancello e Forchia. Il passaggio con i deposti dell'unità **CDO** è ben visibile in più punti lungo la strada provinciale n. 162 che attraversa il versante meridionale di M. Orni, dove i livelli basali dell'unità sono caratterizzati dalla comparsa di *Cladocoropsis mirabilis*; nell'area a nord della località Talico l'intera successione risulta ben visibile lungo una strada sterrata che raggiunge il Castello di Arienzo. Spessore variabile da 350 m fino a 500 m. L'età di questa unità è riferibile al Giurassico medio *p.p.*-Giurassico superiore (Calloviano-Titoniano; biozona a *Kurnubia palastiniensis* Henson e biozona a *Clypeina jurassica*; di De Castro, 1991).

PROGETTO CARG

2.1.3. - *calcari con requienie e gasteropodi* **(CRQ)**

Questa unità è costituita da calcari biancastri e grigi oolitici e pseudoolitici, calcari con strutture da disseccamento alternati a calcilutiti a dasidaclacee e a miliolidi e a calcareniti bioclastiche e calciruditi a requienidi e gasteropodi; subordinatamente sono presenti calcari dolomitici e dolomie farinose spesso loferitiche. Nella parte alta è stato riconosciuto un membro (**CRQ_4**) costituito da calcari bioclastici ad alveolinidi (*Selliaveolina viallii* Colalongo, *Cisalveolina fraasi* Gumbel) e livelli di dolomie laminate.

In particolare la porzione basale è caratterizzata dalla presenza di calcari biancastri e grigi ad ooliti fibroso-raggiate alternati a calcari a granulometria variabile da *mudstone* (con frequenti cavità da disseccamento) a *grainstone* spesso pseudoolitici, questi depositi si intercalano a calcari a gasteropodi (nerineidi). Lo spessore degli strati è generalmente compreso tra 20-70 cm. Tale porzione è osservabile in prossimità dell'abitato di Limatola (M.te Carambola) e nel settore meridionale a sud di Forchia e ad Arienzo. Sono presenti in questi intervalli microfaune costituite da *Campbelliella striata, Clypeina jurassica, Salpingoporella annulata* Carozzi, indicative di un'età compresa tra il Giurassico superiore *p.p.* – Cretacico inferiore (Kimmeridgiano e il Titoniano superiore-Berriasiano basale). Questa porzione inferiore è riconosciuta in molte parti dell'Appennino campano e costituisce spesso la base delle successioni riferibili prevalentemente al Cretacico inferiore e corrisponde al *membro dei calcari ad ooliti fibroso-raggiate* (**CRQ_1**) secondo le suddivisioni delle successioni carbonatiche della nuova cartografia CARG (ISPRA, Comitati d'area: http://www.apat.gov.it/site/it-IT/Progetti/Progetto_CARG_-_Cartografia _geologica_geotematica/comitati_di _coordinamento).

La parte medio-alta della successione affiora estesamente nella porzione centro-orientale del gruppo dei Monti di Durazzano, ben visibile al M.te San Michele e al M.te Castello (Fig. 9); essa è caratterizzata da calcari dolomitici e dolomie calcaree bianche, farinose o saccaroidi, con intercalazioni di crostoni dolomitici e loferiti a tessitura criptoalgale, alternate a calcareniti grigie e grigio chiaro peloidali e/o bioclastiche e calcilutiti a grossi miliolidi, si rinvengono intercalazioni, a luoghi lenticolari, di calciruditi fango- o grano-sostenute a requienidi, nerineidi o acteonidi e di lenti di brecce ad intraclasti policromi in matrice marnosa giallo-verdognola. Questi ultimi nella parte alta sono prevalenti e si alternano a calcilutiti bianche o avana con macrofaune a gasteropodi (nerineidi ed acteonidi). Tali calcilutiti sono comunemente paleocarsificate. Esse sono caratterizzate, in particolare, da cavità piccole (alcuni centimetri o un decimetro al massimo), talora limitate alla sola *moldic porosity*, e riempite da micriti o più raramente calcisiltiti beige-verdi e più raramente giallo-rossicci e/o sparite (strutture geopete concordi). Va ricordato che nell'area dei M.ti di Durazzano e in una cava a nord dell'abitato di S. Felice a Cancello è stato rinvenuto in questa unità il «livello ad Orbitoline»

PROGETTO CARG

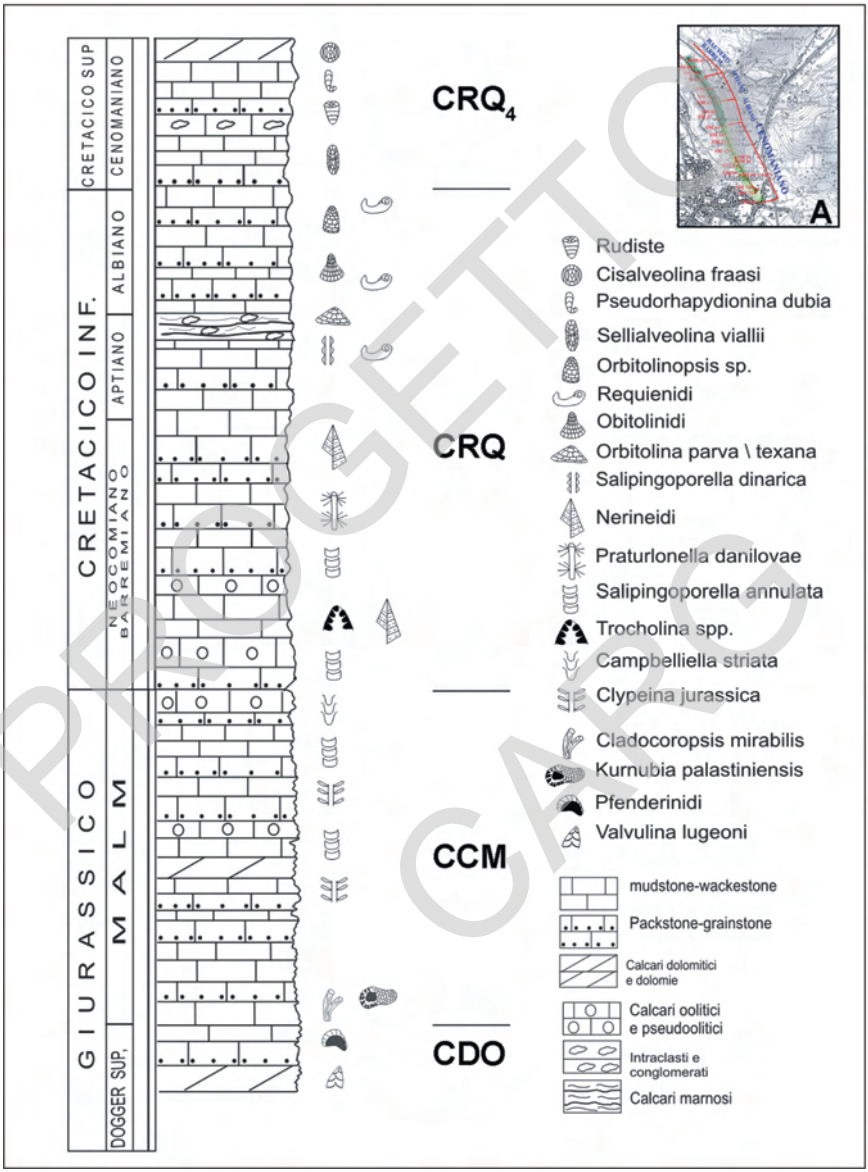


Fig. 9 - *Colonna stratigrafica schematica di una sezione campionata in località S. Michele che mostra le principali caratteristiche litostratigrafiche delle unità del Giurassico-Cretacico superiore presenti nella succassione dei Monti di Avella-Caserta.*

PROGETTO CARG

della Campania (De Castro, 1963; Cherchi *et alii,* 1978) nella sua facies più classica, costituita da alternanze di calcari, calcari marnosi, livelli marnosi verdastri e conglomerati in matrice marnosa verdastra. Lo spessore complessivo di questi livelli è di qualche metro. Questo importante orizzonte guida dell'Aptiano superiore è stato, invece, rinvenuto a sud (Foglio Ercolano) nei Monti D'Avella in facies francamente calcarea (calcari compatti *wackestone* e *packstone* di colore avana), indistinguibile litologicamente dai terreni ad esso sottostanti e sovrastanti (Bravi *et alii*, 2006).

Nell'area a Nord di Durazzano, compresa tra M.te Lecito fino a Luzzano, i depositi riferibili a questa unità sono caratterizzati dalla prevalenza di litotipi più grossolani costituiti da calciruditi a diceratidi, radiolitidi e a gasteropodi e di calciruditi lito- e litobioclastiche con intraclasti policromi, con matrice marnosa giallo-verde; sono frequenti orbitolinidi. L'analisi delle macrofaune ha permesso di riconoscere, associazioni ad acteonidi, requienidi, *Toucasia sp.* ed *Eoradiolites sp.*, nei litotipi ruditici e di *Diptyxis luttickei* (Blanckenhorn) e *Nerinea coquandiana* D'orbigny in quelli prevalentemente micritici. Macrofaune con associazioni ad *Agriopleura* sp., *Caprina* sp., *Offneria italica* Masse e condrodonti sono sono state riconosciute nella parte media della successione a M.te S. Michele.

Tra la microfauna si riconoscono *Sabaudia minuta* Hofker, *Valvulineria* sp. orbitolinidi cf. *Paleorbitolina lenticularis* (Blumenbach), *Orbitolina (Mesorbitolina) sp*. Si ritrovano inoltre *Cayeuxia sp*., *Cuneolina sp*., *Cuneolina scarsellai* De Castro, *Cuneolina laurentii* Sartoni & Crescenti, *Cuneolina camposaurii* Sartoni & Crescenti, *Salpingoporella dinarica* Radoicic, *Praturlonella danilovae* (Radocic), *Praechrysalidina infracretacea* Luperto-Sinni. Nella parte alta di questa unità a Vallone Nocella sono state invece riconosciute orbitolinidi, miliolidi, oogoni di Characeae e *Russoella radoiciciae;* in particolare quest'ultimo rappresenta un parataxon segnalato nell'area di Caserta da De Castro (1965) e Barattolo (1983) come indicativo dell'Albiano superiore. Le caratteristiche ambientali evidenziano che questi depositi costituiscono facies di piattaforma interna. Il limite inferiore è per alternanza con **CCM** ed è marcato dalla presenza dei primi livelli ad ooliti fibroso-raggiate. Il limite superiore è concordante con **CRQ_4;** spesso al top gli strati sono caratterizzati da una leggera carsificazione; il limite superiore con **RDT_c** è sempre marcato invece da una superficie fortemente erosiva. Lo spessore complessivo non è inferiore a 600 m. Sulla base del contenuto fossilifero questa successione è riferibile al Giurassico superiore *p.p.*– Cenomaniano superiore (dalla biozona a *Clypeina jurassica p.p.* alla biozona a *Cisalveolina fraasi* e *Chrysalidina gradata,* di De Castro, 1991).

PROGETTO CARG

2.1.3.1 membro dei calcari ad alveolinidi e dolomie laminate (**CRQ$_4$**)

La successione è costituita da calcari avana e grigi ben stratificati, in strati da medi a spessi costituiti prevalentemente da *wackestone* e *packstone* peloidali, alternati a *packstone* e *grainstone* bioclastici nocciola talora caratterizzati dalla presenza di piccoli clasti nerastri e, localmente da piccoli noduli irregolari di selce. Questi passano lateralmente a livelli di brecce con litoclasti di colore variabile da avana chiaro a grigio scuro in matrice spesso arrossata. Nella parte bassa dell'unità sono frequenti laminiti e crostoni algali alternati a calcilutiti e calcareniti ad alveolinidi primitivi (*Ovalveolina sp.*). V1erso l'alto si intercalano frequentemente strati di dolomie grigiastre e giallastre con bande stromatolitiche. A differenti livelli stratigrafici si rinvengono ostreidi (*Chondrodonta*) di dimensioni crescenti verso l'alto; al top è presente un caratteristico orizzonte di *floatstone* a condrodonti in una matrice costituita da *wackestone* nocciola o biancastri arrossati contenenti chrysalidine e alveoline, lo spessore di questo livello è variabile da 1 a 10 m circa. Localmente crostoni rossi, marroni o nerastri talora pseudobrecciati marcano il top dell'unità. Il limite superiore, qualora visibile, è marcato dalla scomparsa delle faune ad alveolinidi.

Tra la macrofauna sono spesso presenti e talora abbondanti i gasteropodi (nerinee, acteonidi e altri gasteropodi turricolati di piccole dimensioni), rudiste (radiolitidi e, più raramente, requienidi) e frammenti di echinidi. La microfauna, spesso abbondante, è rappresentata da *Sellialveolina viallii* Colalongo, *Cuneolina pavonia* D'orbigny, *Pseudorhapydionina dubia* (De Castro), *Nezzazatidae* (tra cui *Nezzazata simplex* Omara), *Cisalveolina fraasi* Gumbel, miliolidi (tra cui *Pseudonummoloculina* sp.), *Textulariidae, Chrysalidina gradata* D'orbigny, *Cuneolina pavonia parva* Henson. Inoltre sono presenti *Thaumatoporella* spp.

Gli affioramenti di questa unità sono diffusi nel settore centro-meridionale della dorsale del M. S. Michele (Fig. 9), alla base dei rilievi del M. Calvi e del C.le di Maio e nell'intera struttura del M. Cerreto. Altri affioramenti, esigui nell'area rilevata, ma che probabilmente si estendono nel settore confinante orientale, si rinvengono alla base del rilievo immediatamente a E del M. Virgo (Monte Lungo). Sono inoltre presenti nell'intera struttura dei M.ti di Durazzano. Il limite inferiore è concordante con **CRQ** ed è marcato dalla comparsa dei primi livelli calcilutitici ad alveolinidi, a luoghi è marcato da superfici arrossate e\o *hardground*. Il limite superiore è concordante con **RDT** caratterizzato dalla scomparsa delle alveoline, è ben visibile in località i Prospi ad Est dell'abitato di Cervino. Lo spessore in affioramento di questo membro è molto variabile e raggiunge al massimo circa 400 m. Sulla base del contenuto fossilifero questa successione è riferibile all'Albiano superiore-Cenomaniano superiore (dalla biozona a *Peneroplis parvus*, alla biozona a *Cisalveolina fraasi* e *Chrysalidina gradata*; di De Castro, 1991) .

PROGETTO CARG

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

Questa unità è costituita da calcari grigio chiari e biancastri bioclastici, in particolare si ritrovano calcareniti biopelsparitiche e biopelmicritiche in strati medi con base netta, ricche in gasteropodi e requienidi alternate talora a laminiti e crostoni algali di spessore decimetrico. Si alternano spesso a livelli, talora lenticolari, in strati spessi fino a 100-150 cm, di calciruditi grano- o fango- sostenute a radiolitidi, nerineidi, frequentemente ricche di intraclasti e di calcilutiti policrome. Le calciruditi sono caratterizzate da stratificazione incrociata a piccola e media scala. Nel complesso tali depositi costituiscono il riempimento di incisioni canaliformi di dimensioni metriche. Localmente sono presenti *hardground* bioperforati. Le caratteristiche ambientali evidenziano che questi depositi costituiscono facies di piattaforma esterna e di transizione. Tra la macrofauna si evidenzia la presenza di radiolitidi, acteonidi, nerineidi (*Nerinea nobilis* Münster) e *Chondrodonta* sp. Tra la microfauna sono molto frequenti alveolinidi tra cui *Sellialveolina viallii* e *Cisalveolina fraasi* e ad essi si associano *Chrysalidina gradata*, si rinvengono inoltre orbitolinidi, grandi cuneoline e piccoli miliolidi. Le associazioni sopra descritte ed in particolare la presenza di *Nerinea nobilis* indica un'età riferibile al Cenomaniano *p.p.*. Tali depositi sono presenti esclusivamente sul versante occidentale e meridionale del Monte Tairano e a M.te Pizzone. Essi sono probabilmente in rapporti eteropici, con $\mathbf{CRQ_4}$, in contatto stratigrafico con **CRQ**. L'unità si assottiglia gradualmente verso ovest pertanto presenta uno spessore variabile fino a 150 m.

2.1.5 - *calcari a radiolitidi* (**RDT**)

Questa unità è costituita prevalentemente da calcari bioclastici di colore avana o nocciola chiaro con frequenti intercalazioni loferitiche, subordinatamente sono presenti lenti di calciruditi a radiolitidi e più raramente a gasteropodi. Calcari dolomitici e dolomie si alternano ai livelli loferitici. Nella parte bassa talora si rivengono calcari a rudiste, gasteropodi e coralli. Lo spessore complessivo compreso tra 300 e 500 m. In questa unità è stata distinta alla base una litofacies calciruditica ($\mathbf{RDT_c}$) presente esclusivamente nell'area ad est di Durazzano. Tale litofacies è costituita da calciruditi bioclastiche con frammenti e/o gusci interi di radiolitidi, caprinidi a cui si associano frazioni significative di gasteropodi e coralli, si ritrovano talora frequenti litoclasti ed intraclasti. La matrice è generalmente calcarenitica biointrasparitica o più raramente biointramicritica e talora calcilutitica nerastra. Sono piuttosto comuni in questi depositi *bouquet, thicket* di radiolitidi (*Sauvagesinae*) o individui più o meno isolati di caprine e grossi *Chondrodonta*, si ritrovano inoltre cespi di coralli di dimensioni metriche talora

PROGETTO CARG

in posto. Le calciruditi bioclastiche sono caratterizzate alla scala dell'affioramento da una stratificazione incrociata sviluppata su distanze che variano dal metro ad alcune decine di metri. Localmente alla base di questa litofacies, lungo i versanti di Monte Mainiti e Monte Fusanti sono frequenti brecce intraformazionali con clasti policromi. Si ritrovano inoltre lenti di calciruditi a matrice rossa e calcari pseudobrecciati e/o debolmente paleocarsificati con cavità da dissoluzione di limitata estensione riempite da silt policromi.

Nelle aree più meridionali di affioramento di questa litofacies, a sud di Monte Cioppola, sono presenti litotipi più fini con incremento delle frazioni calcareniti-che. Ai margini orientali, in prossimità dell'abitato di Airola (località San Giovanni), affiorano i termini stratigraficamente più alti di questa litofacies caratterizzati da abbondanti calcareniti e calciruditi. A scala maggiore, questi depositi appaiono organizzati in corpi deposizionali sigmoidali e progradanti verso i settori orientali e nord-orientali. Le caratteristiche litologiche, sedimentologiche e geometriche di questi depositi suggeriscono un ambiente deposizionale corrispondente al margine di piattaforma.

Sono state riconosciute 2 principali associazioni macrofaunistiche: 1) *Caprina baylei* (Gemmellaro), *Sauvagesia nicaisei* (Coquand), *Chondrodonta* cfr. *joannae* (Choffat), *Multiptyxis olisiponensis* (Sharpe), coralli tipo *Meandrina* presenti negli affioramenti più settentrionali (Monte Mainiti e Monte Fusanti), riferibili al Cenomaniano medio – superiore (Fig. 10a, b) e 2) *Biradiolites angulosus* (D'ORBIGNY), *Sauvagesia* sp., *Sauvagesia tenuicostata* POLSAK, *Durania* sp., *Nerinea buchi* BRONN. riscontrate in località San Giovanni-Aiola riferibili al Coniaciano/Santoniano basale. L'analisi micropaleontologica, invece, indica la presenza di miliolidi, orbitolinidi e piccole cuneoline, e di textularidi, si rinvengono: *Aeolisaccus sp.*, *Thaumatoporella sp.*, *Cuneolina sp.*, *Dicyclina schlumbergeri* Munier-Chalmas e *Moncharmontia* cfr. *appenninica* (De Castro). Pertanto l'età di questa litofacies è riferibile al Cenomaniano *p.p.* - Coniaciano. Il limite inferiore con i termini della porzione medio alta di **CRQ** (Aptiano-Albiano inferiore), visibile a Monte Mainiti, è marcato da una superficie fortemente erosiva e\o da una netta discordanza spesso associata ad una brusca variazione litologica e geometrica. Nelle aree più settentrionali di affioramento di questa litofacies, si rinvengono al passaggio talora filoni nettuniani. Il limite superiore non è osservabile. Se pur in affioramento non è visibile il contatto con la rimanente porzione del Cretacico superiore (**RDT)**, si suppone abbia con questa rapporti parziali di eteropia.

Tali depositi nel complesso sono caratterizzati da notevoli variazioni di spessore, con un progressivo incremento da ovest verso est (da circa 50 m a 300 m).

I depositi riferibili a **RDT** sono rappresentati da calcilutiti bioclastiche a miliolidi, avana o nocciola chiaro, con frequenti intercalazioni loferitiche; gli strati generalmente presentano spessori compresi tra 10 e 50 cm, talora sono laminati.

PROGETTO CARG

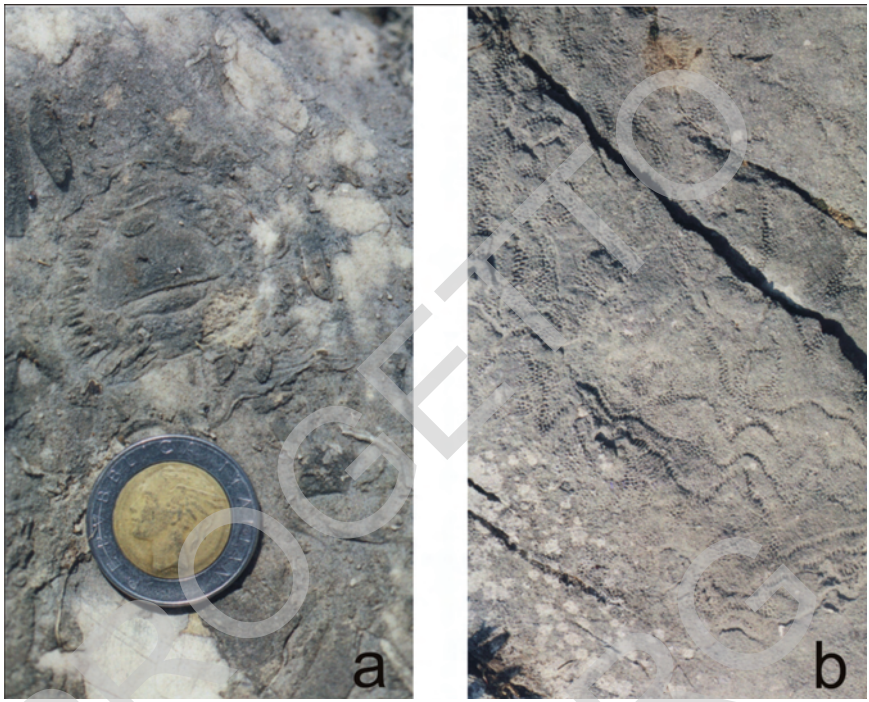


Fig. 10 - *Principali associazioni macrofaunistiche: presenti nella parte bassa di* **RDT$_c$** *riferibili al Cenomaniano medio superiore a)* Caprina baylei *(Gemmellaro), b) coralli tipo Meandrina presenti negli affioramenti più settentrionali (Monte Mainiti e Monte Fusanti.*

Più raramente si rinvengono calcareniti bio- micritiche/sparitiche in strati medi a foraminiferi bentonici. Livelli e lenti di calciruditi grano- o fango-sostenute a radiolitidi e più raramente gasteropodi possono essere localmente frequenti. A luoghi, piccoli *bouquet* a radiolitidi si rinvengono intercalati a sedimenti fangosi. Crostoni dolomitici bianchi, grigi o talora arrossati e/o pseudobrecciati, calcareniti e calcisiltiti talora dolomitiche, con sottili laminazione piano-parallela ed incrociata, formano generalmente gruppi di strati di spessore variabile da 3 a 10 m e si alternano a litotipi calcilutitici e loferitici. La successione si presenta in strati da medi a spessi, talora laminati. Nella parte bassa i microfossili sono generalmente rari e poco significativi, spesso costituiti da soli *Miliolidae* tra cui *Quinqueloculina sp, Nummoloculina cf. irregularis* Decrouez & Radoicic. Oltre a questi ultimi sono stati talora osservati anche *Textulariidae, Nezzazatidae, Nubecularidae, Nezzazatinella* cf. *aegyptiaca* (Said & Kenawy) *Thaumatoporella* sp., *Glomospira sp.*, ostracodi e frammenti di bivalvi e gasteropodi, Questo tratto di successione è ascrivibile al Turoniano tipicamente povero di faune (biozona a *Mayncina* sp., De Castro, 1991).

PROGETTO CARG

Nella parte alta dell'unità sono sempre più frequenti intercalazioni di *floatstone-rudstone* a radiolitidi (*Biradiolites*, *Durania*) anche di grandi dimensioni immersi in una matrice costituita da *packstone-grainstone* bioclastici, costituiti prevalentemente da gusci di rudiste in frammenti minuti e con foraminiferi bentonici, in strati spesso lenticolari, talora di dimensione metrica o decametrica. A luoghi si rinvengono rare intercalazioni dolomitiche grigiastre con sottili laminazioni criptoalgali.

Tra la macrofauna si rinviene *Biradiolites angulosus*, *Durania arnaudi* (Choffat) anche di grandi dimensioni, *Radiolites* cfr. *peroni* (Choffat). Tra la microfauna: miliolidi, textularidi, valvulinidi, lituolidi, peneroplidi, *Scandonea cfr. samnitica* De Castro, *Dicyclina sp*., *Cuneolina sp*., *Moncharmontia appenninica*, *Nezzazzata sp*., *Aeolisaccus sp*, *Sgrossella parthenopeia* De Castro .e *Thaumatoporella sp*. *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri, *Dicyclina schlumbergeri* che ne consentono l'attribuzione al Turoniano-Senoniano *p.p* (biozona a *Mayncina* pp.?- biozona ad *Accordiella conica* Farinacci e *Moncharmontia appenninica*; di De Castro, 1991).

Le caratteristiche litologiche e sedimentologiche suggeriscono un ambiente deposizionale di piattaforma interna. Pertanto tali sedimenti indicano che si sono deposti in aree di piattaforma carbonatica più interne rispetto a quelli dell'unità **RDT$_c$**. Poggiano in concordanza sui calcari dell'unità **CRQ$_4$**, ben visibile in località i Prospi; il contatto a luoghi è marcato da superfici arrossate e\o hardground. Lo spessore complessivo di questa unità è variabile e compreso tra 300 m e 500 m. L'età complessiva di questa porzione è riferibile al Cenomaniano *p.p.* – Santoniano

3. - UNITÀ TETTONICA MATESE-TABURNO-CAMPOSAURO

3.1. - Successione del Camposauro

3.1.1. - *dolomia superiore* (**DBS**)

Dolomie cristalline sottilmente stratificate, lo spessore degli strati è compreso tra 2 e 10 cm, localmente sono presenti banchi massivi spessi 1-2 m a luoghi con evidente tessitura criptoalgale. Tra le principali strutture sedimentarie, laddove preservate, si riconoscono strutture da disseccamento nonché cavità tipo *bird eye*. Affiorano limitatamente al settore centro-settentrionale del Camposauro, in destra orografica del profondo Vallone del torrente Sauccolo. Passano verso l'alto all'unità **CPL** attraverso un incremento graduale della frazione calcarea a scapito

PROGETTO CARG

di quella dolomitica, il limite inferiore non è in affioramento. Le caratteristiche stratigrafiche evidenziano che tali sedimenti si sono deposti in un ambiente di piattaforma interna. Lo spessore affiorante non è inferiore a 300 m. Sulla base dei dati riportati in letteratura sono attribuite al Triassico superiore.

3.1.2. - *Calcari a Palaeodasycladus* (**CPL**)

Calcareniti ad ooidi, oncobioclastiche o biopeloidali alternate a calcari dolomitici e subordinatamente a dolomie calcaree, a luoghi arrossate e a calcilutiti grigie ben stratificate talora laminate. Queste ultime localmente presentano cavità cilindriche subverticali con diametro generalmente inferiore al centimetro e lunghe pochi centimetri (bioperforazioni e\o rizocrezioni) riempite da materiale siltoso verdastro. A luoghi, sono presenti calciruditi a matrice fangosa ricche in frammenti di molluschi ricristallizzati e piccoli gasteropodi. Si rinvengono nei livelli micritici o a grana fine associazioni ricche di *Aeolisaccus sp.* e ostracodi. La stratificazione è regolare e generalmente ben definita con strati spessi da pochi centimetri a qualche decimetro più raramente in banchi spessi 1-2 m circa. Localmente sono state riconosciute superfici erosive profonde 1-2 m ed estese al massimo poche decine di metri. Le caratteristiche deposizionali indicano per questi sedimenti nel complesso un ambiente deposizionale di piattaforma carbonatica interna.

Nella parte bassa si ritrovano *Palaeodasycladus mediterraneus* (Pia), *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri) e meno abbondante *Aeolisaccus sp*. Alla diminuzione di *Palaeodasycladus mediterraneus* corrisponde la comparsa di *Orbitopsella praecursor* (Gumbel). (subzona con spessore di circa 30m). Nella parte alta sono presenti forme spatizzate di gusci di lamellibranchi di grosse dimensioni della "Facies a *Lithiotis Auct*". Il limite inferiore con i depositi dell'unità **DBS** è graduale, marcato dall'aumento della frazione carbonatica. I depositi di **CPL** passano verso l'alto a **CCM,** il passaggio è netto, marcato dalla presenza dei livelli e/o banchi ad ooliti.

Affiorano estesamente sul versante settentrionale del Gruppo del Camposauro, in particolare lungo il versante settentrionale del Monte Palombella, ottimi affioramenti si ritrovano lungo la strada che da Solopaca conduce al santuario di Madonna del Roseto e lungo le pendici di Tumulo della Croce. Spessore complessivo in affioramento circa 400 m. L'età di questa unità è riferibile al Giurassico inferiore (Hettangiano-Toarciano) biozona a *Palaeodasycladus mediterraneus*, di De castro, 1991)

PROGETTO CARG

3.1.3. - *calcari con Cladocoropsis e Clypeina* **(CCM)**

La successione risulta costituita nella parte bassa da calcari oolitici ben stratificati a luoghi in livelli o banchi, generalmente di limitata estensione e di spessore inferiore ai 15 m. Questi sono ben esposti lungo la strada che da Solopaca conduce al santuario di Madonna del Roseto. I calcari oolitici sono alternati e passano verso l'alto a calciluti nerastre a luoghi fetide e a calcareniti bio-peloidali e bioclastiche che a luoghi risultano preponderanti. Gli strati generalmente hanno spessore da medio a spesso con base netta, localmente i livelli oolitici sono caratterizzati da una stratificazione incrociata a piccola e media scala. Si rinvengono talora nella parte medio e alta della successione sottili intercalazioni di dolomie saccaroidi o farinose bianche o lievemente giallastre e calcisiltiti marnose di colore giallo-arancione. A varie altezze stratigrafiche si rivengono inoltre livelli e lenti di calciruditi lito-bioclastiche a matrice sabbioso-marnosa giallo-ocracea o arrossata, che raggiungono uno spessore variabile da pochi metri ad alcune decine di metri. Tali calciruditi sono ben esposte in località Favella-Vallone Duddolo (Camposauro centro-meridionale), lungo la dorsale Tumulo della Croce – Pizzo Alto (Camposauro centro settentrionale) e in località San Mennato (Monte Pentime, Camposauro – Centro-orientale). Sono costituite prevalentemente da litoclasti generalmente grossolani (blocchi sino a 1 m di lunghezza osservabili in località Tumulo della Croce) e più raramente bioclasti e si presentano da massive a ben stratificate. Nelle brecce sono talora presenti grossi blocchi di coralli e spesso clasti di siltiti policrome o con cavità da dissoluzione riempite da siltiti policrome probabilmente derivanti dall'erosione di orizzonti paleocarsificati. La matrice è calcarenitica\calcisiltitica, marnosa giallo-arancione, ovvero calcilutitica grigio-chiara e raramente è sostituita da cementi calcarei giallastri e\o verdognoli. In località Favella alle calciruditi sono localmente associate sottili livelli di calcisiltiti giallo-arancioni le cui superfici stratali sono caratterizzate da croste rossastre ferruginose. Le calciruditi presentano spesso stratificazione di tipo incrociato a scala media e grande; nel complesso costituiscono corpi lenticolari massivi o più raramente stratificati, estesi per alcune decine di metri e spessi al massimo una decina di metri. L'ambiente deposizionale individua area di piattaforma interna, localmente ristretta. La macrofauna piuttosto scarsa comprende gasteropodi e bivalvi a guscio sottile generalmente ricristallizzati. Sono presenti inoltre nerineidi (dei generi *Nerinea, Ptygmatis, Nerinella*) brachiopodi e lamellibranchi con abbondanti inviluppi micritici.

La microfauna è ricca e diversificata ed è caratterizzata nella parte bassa (100 m) da: *Pfenderina trochoidea* Smout & Sugden, *Pseudocyclammina sp., Thaumatoporella parvovesiculifera, Cayeuxia sp., Textularidae, Valvulinidae* e rare *Miliolidae* (subzona a *Pfenderina salernitana* Sartoni & Crescenti). Nella parte intermedia: *Pseudocyclammina sp., Trocholina sp., Thaumatoporella*

PROGETTO CARG

parvovesiculifera, Cayeuxia sp., Aeolisaccus sp, rare Textularidae, Valvulinidae e Ophtalmididae, *Cladocoropsis mirabilis* Felix. (zona a *Kurnubia palastinensis;* di De Castro, 1991)

Nella parte alta (circa 100 m): *Kurnubia palastinensis* Henson, *Pseudocyclammina lituus* (Yokoyama), *Thaumatoporella parvovesiculifera, Salpingoporella apenninica, Cayeuxia sp., Campbelliella striata* (Carozzi) , *Clypeina jurassica* Favre, *Salpingoporella annulata* Carozzi, oogoni di Characee. (zone a *Clypeina jurassica* e *Campbelliella striata;* di De Castro, 1991). Sono presenti anche Textularidae, Valvulinidae, Miliolidae e Ophtalmididae. Nella parte terminale: (con *Pseudocyclammina lituus, Trocholina sp., Glomospira sp., Thaumatoporella parvovesiculifera*, oogoni di Characee (zona a *Salpingoporella appenninica*). Tali associazioni indicano un'età compresa tra il Giurassico medio e la base del Cretacico (Neocomiano). In relazione all'organizzazione generale delle suddivisioni nell'ambito delle successioni carbonatiche dell'Appennino meridionale relative alla nuova cartografia CARG, questi sedimenti allo stato attuale, così cartografati, includono nella parte bassa e media anche successioni riferibili all'unità **CDO**. Essa passa verso l'alto ai calcari attribuibili alle unità **CRQ.** Il limite è rappresentato dalla presenza dei primi livelli di ooliti fibroso-raggiate. Lo spessore complessivo non è inferiore a 200 m.

3.1.4. *calcari con requienie e gasteropodi* (**CRQ)**

Questa unità presenta molte variazioni litologiche pertanto è stata suddivisa in tre litofacies caratterizzate da parziali rapporti eteropici.

litofacies calcarenitica ad ooidi e calcilutiti (*CRQ$_a$*)

Calcareniti grigio chiaro ad ooidi fibroso-raggiati e calcilutiti da grigio-chiaro a scure comunemente laminate e\o sottilmente stratificate con evidenti partiture calcitiche (Fig. 11). Tali depositi sono alternati a calcari e calcari dolomitici laminati caratterizzati dalla alternanza di bande chiare e scure e a più rari livelli paleocarsificati a riempimenti policromi. Nei settori settentrionali del Gruppo del Camposauro, lungo la dorsale M. Pizzuto - M. Pentime, e localmente nei settori centrali (M. Camposauro e M. Rosa) nella parte alta di questa litofacies sono presenti e talora frequenti brecce e pseudobrecce lito- e\o intraclastiche a matrice calcilutitica grigio-scuro, beige o siltosa bianco-lattiginosa e più raramente verde o rossastra. I clasti sono spesso arrotondati e di colore grigio, beige o nero e più raramente rossi e verdi. Le brecce passano lateralmente e verso l'alto, esclusivamente nei settori centrali del Gruppo del Camposauro e a Monte Rosa, ad un intervallo di spessore massimo di 30 m costituito da calcilutiti nere bituminose di colore grigio-scuro o plumbee sottilmente stratificate e laminate alternate a calcareniti biopeloidali e subordinatamente calciruditi bio-oncolitiche,

PROGETTO CARG

Fig. 11 - *Particolare della parte bassa della successione calcarea* (**CRQ$_a$**) *riferibile al Cretacico inferiore basale, caratterizzata da strati ricchi in ooidi fibroso-raggiati, si notano laminiti ad ooidi fibroso-raggiati e cavità prismatiche* sheet crack *riempite da sedimento calcitico. (Monte Campasauro).*

PROGETTO CARG

ad ostreidi e subordinatamente a requienidi. Questi depositi risultano a luoghi paleotettonizzati, brecciati, e blandamente o moderatamente paleocarsificati. Tali associazioni litologiche costituiscono nell'insieme corpi sedimentari lenticolari spessi poche decine di metri ed estesi per poche centinaia di metri sino a qualche chilometro che presentano una stratificazione piano parallela o localmente una stratificazione incrociata a piccola-media scala.

Nei settori orientali invece questa unità risulta intensamente paleocarsificata al *top*. Le cavità estese anche per alcune decine di metri presentano in genere riempimenti costituiti da silt rossici e talora con grosse tasche di sedimento argilloso rosso vivo (bauxite) (Fig. 12).

Le caratteristiche litologiche evidenziano un ambiente di piattaforma interna soggetta a periodiche emersioni; nei settori settentrionali comprendenti i rilievi di M. Pizzuto e M. Pentime, invece si ha una preponderanza di materiali risedimentati indicativa di aree più marginali.

L'intervallo basale ad ooidi fibroso-raggiati contiene associazioni con *Mitchedeaniaceae*, *Miliolidae* e *Textularidae;* nella parte alta di questo intervallo è presente la zona a *Clypeina jurassica* e persiste fino a poco sotto la zona a *Campbelliella striata*. La microfauna presente nella parte alta non indica sempre

Fig. 12 - *Grande cavità carsica nei calcari, Aptiano-Albiano* (**CRQ$_a$**), *mostrante macroscopicamente un riempimento di bauxite ossidata e successive fasi di riempimento costituite da depositi meccanici da rosso a ocracei con intercalazioni di cementi calcitici (Colle Noce).*

la stessa età, in particolare la successione è molto carsificata nei settori orientali, i sedimenti presenti al tetto indicano un'età dell'Aptiano (Cava Uria) (Fig. 13), mentre in altri settori i termini sommitali contengono microfaune dell'Albiano inferiore (Colle Noce) (Fig. 14) e superiore (Pietra con l'acqua) nel complesso si rinvengono: *Cuneolina laurentii* SARTONI & CRESCENTI, *Cuneolina camposauri* SARTONI & CRESCENTI, *Debarina spp.*, *Mesorbitolina gr. sub concava* LEYMERIE, *Salpingoporella dinarica* RADOICIC, *Sabaudia minuta* (HOFKER), *Sabaudia briacensis* ARNAUD-VANNEAU, *Praechrysalidina infracretacea*, *Neoraqia convexa* DANILOVA, *Nezzazata simplex* OMARA. Pertanto l'età di questi sedimenti è da ritenersi compresa tra il Giurassico superiore *p.p.* e l'Albiano superiore.

Tali depositi poggiano in genere in conformità sui calcari della unità **CCM**, sono parzialmente eteropici di **CRQ$_b$** e verso l'alto della litofacies **CRQ$_c$.** Il limite superiore con i depositi dell'unità **RDO**, presente al tetto esclusivamente nei settori orientali, laddove esposto è generalmente marcato da una netta superficie di erosione e\o di esposizione subaerea associata ad evidenze di estesi fenomeni paleocarsici nei sottostanti calcari. Localmente il contatto con **RDO** è marcato da una discordanza angolare e da una brusca variazione nell'architettura deposizionale che passa da un assetto dominato da stratificazione piano parallela

PROGETTO CARG

Fig. 13 - *Calcari dell'Aptiano* (**CRQ$_a$**) *caratterizzati da un complesso reticolo carsico impostato su fratture con riempimenti multifasici in cui sono molto importanti depositi di bauxite rossi ben ossidati. Cava Uria superiore.*

Fig. 14 - *Livello discontinuo bauxitico ad elementi di breccia calcarea del substrato di età Albiano inferiore rappresentate da* wackestone *e* mudstone *con rari ostracodi, corrispondente alla superficie di esposizione pre-cenomaniana. Pietra con l'acqua.*

PROGETTO CARG

ad uno dominato da stratificazione incrociata a media e grande scala. Spessore stimato 500 m circa.

***litofacies calcareo-marnosa-dolomitica* (CRQ$_b$)**

Calciruditi intraclastiche e pseudobrecce alternate a calcilutiti e calcareniti biopeloidali; questi depositi passano nella parte alta a calcareniti grigio scuro e calciruditi a nerineidi, requienidi, caprinidi e rari ostreidi alternate a calcilutiti e calcareniti biopeloidali (a luoghi con ooidi fibroso-raggiati), a livelli marnoso verdastri, pseudobrecce a matrice marnosa verdastra e a livelli e più rari calcari dolomitici e livelli e partiture sabbioso-siltose giallastre spesso con evidenti *pseudoflaser*. I livelli più calcarei sono bioturbati e localmente presentano cavità da dissoluzione prive di alcun riempimento. Nel complesso si rinvengono in strati da sottili a spessi con base netta talora erosiva. I livelli marnosi, invece, poggiano comunemente su superfici precocemente indurite bioperforate e localmente fratturate in cui sia le cavità da perforazione che le fratture sono riempite da sedimenti siltosi e\o marnosi verdastri o più raramente giallognoli o bianco-lattiginosi.

Nella parte alta della successione, ad ovest di M. S. Angelo in località San Michele in Camposcuro, questi litotipi passano lateralmente e verso l'alto a calcilutiti nere bituminose sottilmente stratificate e laminate alternate a più rare calcareniti biopeloidali e calciruditi ad ostreidi e subordinatamente requienidi. Questi depositi bituminosi costituiscono banchi irregolari e spesso lenticolari dello spessore complessivo di poche decine di metri che localmente fungono da termini di passaggio alla litofacies **CRQ$_c$**. Le associazioni litologiche evidenziano un ambiente deposizionale di piattaforma interna, localmente ristretta.

Macrofauna: requienidi e caprinidi più frequenti nella parte bassa, ostreidi progressivamente più frequenti verso l'alto. Tra la microfauna: *Praechrysalidina infracretacea*, *Salpingoporella dinarica*, *Cuneolina sp.*, *Cuneolina laurentii*. L'età di questi depositi è da ritenersi Barremiano – Aptiano.

I depositi di questa unità passano lateralmente verso E e NE a **CRQ$_a$** e verso l'alto a **CRQ$_c$**. Spessore 400 m circa.

***litofacies a calcari ad ostreidi* (CRQ$_c$)**

La successione è costituita alla base da alternanze di calciruditi ad ostreidi, calcilutiti e calcareniti grigio-scure, con livelli conglomeratici a matrice marnosa verdastra o, più raramente, di livelli marnosi verdi dello spessore massimo di alcuni decimetri poggianti su superfici a luoghi estesamente bioperforate con cavità riempite da materiale siltoso\marnoso verde. Buoni affioramenti sono presenti a Monte S.Angelo e Pizzo del Piano. Queste passano verso l'alto ad alternanze di calcilutiti a luoghi bituminose, calcareniti biopeloidali, e calciruditi bio-oncolitiche e\o ricche in rudiste ed ostreidi che costituiscono corpi sedimentari irregolari la cui geometria interna è caratterizzata da una stratificazione incrociata e da numerose superfici di erosione. La stratificazione nel complesso irregolare

PROGETTO CARG

varia da piano-parallela ad incrociata a media e grande scala. Localmente sono presenti evidenze quali cavità da dissoluzione di piccole dimensione, riempimenti siltosi, pseudobrecce a matrice verde che testimoniano fasi di esposizione subaerea. Ambiente di piattaforma interna soggetta periodicamente ad emersione.

Macrofaune: nerineidi, ostreidi, acteonidi, caprinidi e radiolitidi (*Caprina baylei* ex *carinata*, *Sauvagesia* sp.). Microfaune: *Praechrysalidina infracretacea*, *Pseudolituonella spp.*, *Cuneolina pavonia parva*, *Ovalveolina reicheli* DE CASTRO, *Pseudorhapydionina dubia* (DE CASTRO), miliolidi e textularidi. Pertanto l'età di questi sedimenti è da ritenersi compresa tra l'Aptiano *p.p.* e il Cenomaniano *p.p*.

Questa litofacies presenta rapporti eteropici latero-verticali con le litofacies sottostanti **CRQ$_b$** e **CRQ$_a$**, talora si osservano al passaggio discontinuità non ben risolvibili dal punto di vista biostratigrafico marcate dalla presenza a luoghi di carsificazioni presenti al *top* dell'unità sottostante. Se pur non è osservabile sul terreno questi depositi potrebbero essere parzialmente eteropici della parte bassa dell'unità **RDO** della quale rappresenterebbero il corrispondente in facies più interna. Localmente, troncate al *top* da superfici erosive, passa superiormente con contatto inconforme alla formazione di Cusano **CUS** e raramente alla formazione di Longano **LNG**. Spessore variabile fino a 150 m circa.

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

Calciruditi a radiolitidi e ad ostreidi in matrice calcarenitica peloidale e calciruditi litoclastiche e bio-litoclastiche alternate a livelli calciruditici bio-oncolitici con oncoidi talora di grosse dimensioni. In strati da medi a spessi, talora banchi, con base netta talora erosiva e lenticolare, talora a tessitura caotica o gradata ove a luoghi si rilevano strutture trattive. Subordinatamente si alternano calcareniti biopeloidali e più rare calcilutiti in strati generalmente medi. Localmente, come è osservabile in località Pizzo Cupole, sono presenti anche calcilutiti sottilmente stratificate, bituminose e fetide alla percussione le quali formano corpi di limitata estensione e spessore intercalati alla successione prevalentemente calciruditica. Le calciruditi sono caratterizzate da stratificazione incrociata a media e grande scala. Localmente, sono frequenti e\o dominanti livelli e lenti di calciruditi litoclastiche con abbondanti frammenti di calcari carsificati policromi, visibili a Pizzo Cupole e a Torre d'Arienzo. Alla base, sono presenti livelli di pseudobrecce a matrice marnosa verdastra o più raramente livelli marnosi verdi spesso associati a calcari ricchi in ostreidi di grandi dimensioni. Localmente si associano blande evidenze di esposizione subaerea di breve durata.

Al *top* della successione i calcari sono interessati da cavità paleocarsiche, centimetriche e decimetriche, con limiti netti e con riempimenti dati da sedimento

PROGETTO CARG

Fig. 15 - *Superficie di contatto dei calcari del Cenomaniano* (**RDO**) *non carsificati giacenti su calcari profondamente carsificati dell'Aptiano* (**CRQ$_a$**). *Cava Uria superiore.*

rossastro ocraceo o giallo/verdognolo. In alcuni casi si osserva una dissoluzione più pervasiva con riempimenti diffusi in maniera irregolare. Solo raramente si rinvengono piccoli peloidi bauxitici e/o clasti con ooidi rosso cupo in matrice ocracea. Le associazioni litologiche evidenziano un ambiente deposizionale di settori di piattaforma carbonatica aperta localmente e bruscamente passanti ad aree a circolazione ristretta.

Macrofaune: nerineidi, ostreidi, acteonidi, caprinidi (*Caprina baylei* ex *carinata* e *Neocaprina gigantea* PLENICAR), radiolitidi, *Sauvagesia* sp.). Microfaune: *Pseudorhapydionina dubia*, *P. laurinensis* (DE CASTRO), *Peneroplis parvus* DE CASTRO, *Pseudolituonella reicheli* MARIE, miliolidi e textularidi. L'età di tali sedimenti è riferibile alla parte alta dell'Albiano superiore-Cenomaniano *p.p.* I rapporti con i sottostanti depositi riferibili all'unità **CRQ** ed in particolare con la litofacies **CRQ$_a$,** non sempre sono ben esposti, il contatto è inconforme, marcato da superfici erosive che evidenziano esposizione sub-aerea (paleocarso) (Fig. 15). Il limite superiore è inconforme (di tipo erosivo) con **RDT** e **CUS**. L'unità **RDO** è contraddistinta da notevoli variazioni di spessore e nella geometria interna anche su brevi distanze, pertanto lo spessore varia da 50-200 m circa.

PROGETTO CARG

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

Calcareniti ben classate costituite essenzialmente da frammenti di gusci di molluschi e da foraminiferi bentonici in strati e banchi da medi a spessi con base netta talora erosiva. Le calcareniti presentano a luoghi evidenze di cementazione precoce sottomarina (*hardground*). I principali macrofossili sono costituiti da rudiste: si rinvengono nella parte bassa calciruditi a radiolitidi con subordinati ippuritidi le quali passano verso l'alto a calcari ad ippuritidi alternate a *grainstone* bioclastici. Le rudiste, spesso in posizione di vita, costituiscono talora piccoli cespi costituiti da un esiguo numero di individui di piccolo diametro (0.5 cm) in tipici *bouquet*. Localmente si osservano grandi gasteropodi e frammenti di coralli. Alla base si rinvengo talora rudiste, soprattutto in frammenti di diverse dimensioni, associate ad calcari fango-sostenuto a prevalenti ostracodi e foraminiferi bentonici. I caratteri deposizionali evidenziano un ambiente di piattaforma aperta carbonatica evolvente ad aree marginali della stessa.

La macrofauna prevalentemente costituita da rudiste è costituita da: radiolitidi di cui si ritrovano *Sauvagesia tenuicostata* e *Durania* sp. in associazione con *Bournonia wiontzeki* PEJOVIC, *Vaccinites* sp., *Vaccinites fortisi* (CATULLO), *Distefanella* cfr. *bassanii* PARONA, *Biradiolites* sp. e *Sauvagesinae*; tra le ippuritidi sono presenti forme appartenenti sia al genere *Hippurites* che *Vaccinites* (tra cui *V. taburni* (GUISCARDI)). Tra la microfauna: miliolidi, textularidi, *Aeolisaccus sp.*, *Dicyclina schlumbergeri* MUNIER-CHALMAS. Pertanto l'età di questi depositi è riferibile al Turoniano – Senoniano inferiore.

I depositi attribuiti all'unità **RDT** poggiano in paraconcordanza, talora in discordanza angolare, sui termini dell'unità **RDO** o si rinvengono a riempimento di filoni sedimentari tagliati nella suddetta unità sottostante. Il limite superiore è di tipo erosivo con **CUS** e **LNG**. Gli spessori sono molto variabili anche perché questa unità è trasgredita su un substrato caratterizzato da una paleofisiografia molto accidentata. Spessore massimo osservato in affioramento è di 100 m circa.

3.1.7. - *formazione di Cusano* (**CUS**)

Calcareniti e calciruditi bianche o grigie ad alghe rosse, briozoi, bivalvi e serpulidi, talora con echinidi in posizione di vita. A luoghi sono presenti banchi di pectinidi e subordinatamente ostreidi, visibili in località Tuoro Zucculillo e Orti di Michele, e rughe algali in località Fontana Trinità, Orti di Michele. Localmente a M. Sant'Angelo e a Pizzo del Piano la base di questa unità è costituita da lenti o orizzonti di brecce litoclastiche polimittiche e\o litobioclastiche in strati da 10 a 30 cm e più raramente in banchi spessi 50-150 cm, con litoclasti del substrato mesozoico, intraclasti miocenici e spesso abbondanti clasti glauconitici e più

PROGETTO CARG

raramente fosfatici. La stratificazione generalmente piano-parallela è localmente incrociata a media e grande scala (Pizzo del Piano e Monte S. Angelo). In particolare, in località Pizzo del Piano, nell'ambito di questa unità sono stati rinvenuti corpi sedimentari canaliformi ampi da alcune decine ad oltre un centinaio di metri ed immergenti verso i settori settentrionali. Questi canali presentano una base erosiva spesso marcata dalla presenza di brecce litobioclastiche analoghe a quelle prima descritte e sono riempiti per lo più da calciruditi bioclastiche a tessitura caotica talora gradata con rare strutture da trazione evidenziate dalla presenza di grani isorientati. La stratificazione all'interno di questi corpi è incrociata a media scala ed è comunemente associata a multiple superfici di erosione. L'ambiente deposizionale è di piattaforma aperta di tipo Foramol (*sensu* Lees & Buller, 1972) con condizioni più marginali riscontrabili nei settori occidentali e dubitativamente sudorientali. Macrofauna: ostreidi, pectinidi, briozoi, balanidi ed echinidi. Microfauna: *Lithotamnium* sp., *Amphistegina* sp., *Miogypsina* sp. (fra cui *Miogypsina intermedia* DROOGER–DE MULDER) *Cibicides* sp., *Bolivina* sp. *Flabellipecten burdigalensis* BALDI, lagenidi, operculinidi, rotalidi e rari globigerinidi. Pertanto l'età è riferibile al Burdigaliano medio - Langhiano?. L'unità **CUS** poggia in contatto erosivo concordante sui vari termini dei depositi cretacici appartenenti all'unità **CRQ** e su **RDT.** Il contatto è visibile in località Fontana Trinità, talora è marcato da discordanza angolare (Pizzo del Piano)**;** lungo la zona di contatto si rinvengono filoni sedimentari e\o complessi sistemi di cavità da bioerosione; possono essere inoltre presenti sottili croste arrossate poggianti sui differenti termini di età cretacica. Quest'ultimo contatto è visibile in località Colle Noce e Pietra con L'Acqua. Passano verso l'alto in continuità stratigrafica a **LNG.** Lo spessore in affioramento non è superiore a 100 m.

3.1.8**. -** *formazione di Longano* (**LNG**)

Marne calcaree, calcari marnosi e calcareniti a foraminiferi planctonici di colore grigio, nocciola e localmente caratterizzate dalla presenza di sottili interstrati marnosi di colore nerastro. La stratificazione è in genere regolare, piano-parallela con strati spessi da 1 a 25 cm, ma localmente sono presenti strutture da scivolamento sin-sedimentario e\o diagenetiche (sliccoliti) che hanno comportato la deformazione della successione e la formazione di pieghe di tipo *chevron-folds* (Fig. 16).

Si associano localmente calcareniti a frammenti di echinidi, serpulidi, foraminiferi bentonici. Nella parte bassa, al passaggio con la unità **CUS**, sono talora frequenti granuli fosfatici e glauconitici. Le evidenze di bioturbazione sono frequenti e rappresentate dall'associazione di icniti tipo *Chondrites* e *Planolites*. Tale bioturbazione, localmente molto intensa, ha portato in generale ad una parziale

PROGETTO CARG

Fig. 16 - *Tipico aspetto dei depositi calcareo-marnosi* (**LNG**) *caratterizzati da pieghe tipo* chevron. *Camposauro Fontana Trinità.*

obliterazione delle principali strutture sedimentarie sebbene localmente siano ancora distinguibili una gradazione diretta o inversa e strutture trattive (tappeti trattivi, laminazione incrociata) attribuibili a deposizione da flussi gravitativi e\o a rimaneggiamento da corrente di fondo. Le caratteristiche sedimentologiche indicano deposizione di tipo emipelagica, pelagica e localmente torbiditica su rampa distale o aree marginali di piattaforma passante a scarpata. Si rinvengono associazioni a foraminiferi planctonici ricche e ben diversificate, tra i principali taxa ricordiamo: *Dentoglobigerina altispira altispira* (Cushman & Jarvis), *Globoturborotalita druryi* (akers), *Globigerinoides quadrilobatus* (d'Orbigny), *Globoquadrina dehiscens dehiscens* (Chapman, Parr & Collins), *Globorotalia scitula* (Brady), *Orbulina universa* d'Orbigny and *Turborotalia quinqueloba* (Natland), *G. subquadratus* (Bronnimann) e *G. obliquus obliquus* Bolli, *Globigerinella obesa* (Bolli), *Globorotalia praemenardii-menardii* gr. (*sensu* Foresi *et alii*, 2002), *Paragloborotalia siakensis* (Le Roy), *P. partimlabiata* (Ruggeri e Sprovieri), *P. mayeri* (Cushman & Ellisor), *Neogloboquadrina acostaensis* (Blow) sinistrorsa e destrorsa, *N. atlantica praeatlantica* (Foresi, Iaccarino & Salvatorini), *N. atlantica atlantica* (Berggren). Pertanto l'età di questi sedimenti è riferibile al Serravalliano inferiore-Tortoniano inferiore (biozone *Dentoglobigerina altispira altispira* (MMi6)- *Neogloboquadrina acostaensis* (MMi11), (Sprovieri *et alii*, 2002; Di Stefano *et alii*, 2008).

PROGETTO CARG

Poggiano in concordanza sui calcari dell'unità (**CUS**) e localmente su differenti termini di **CRQ** e su **RDT.** Tale contatto è ben visibile a Monte Sant'Angelo, Monte Gaudello. Si rinvengono anche a riempimento di filoni sedimentari tagliati nel substrato mesozoico in località Colle Noce, Pietra con l'Acqua. Lo spessore in affioramento è inferiore a 100 m.

3.1.9. - *formazione di Pietraroja* (**FPJ**)

Marne argilloso-siltose in strati da pochi centimetri a pochi decimetri con base netta alternate subordinatamente a arenarie fini a cemento calcareo in strati da medi a spessi. Le strutture sedimentarie sono riconducibili a gradazioni dirette, sono frequenti nelle siltiti intervalli di Bouma (Td-e e Tc-e). Rapporto A/P è variabile da << 1 a < 1. Alla scala metrica costituiscono talora sequenze di tipi *Coarsening Upward*. In particolare è riconoscibile una porzione basale prevalentemente pelitica costituita da argille marnose grigio-azzurrognole, associate a siltiti ed arenarie fini grigio-biancastre a luoghi sottilmente laminati e marne biancastre, che passano gradualmente ad una porzione sommitale in cui si alternano depositi arenaceo-pelitici in banchi massivi in strati da medio a spessi. Nel complesso la successione descritta è ascrivibile ad un sistema deposizionale bacinale, torbiditico di avanfossa.

Il limite inferiore non è osservabile, limite superiore erosionale con **AIZ**. Lo spessore risulta difficile da calcolare in quanto la successione è poco esposta, risulta spesso molto alterata e soggetta a estesi fenomeni di colluvionamento, in affioramento lo spessore è inferiore a 100 m. Pochi affioramenti sono osservabili a nord dell'abitato di Caiazzo.

L'età di questi depositi è attribuita al Tortoniano (Lirer *et alii*, 2005).

3.2. - Successione del Taburno

3.2.1. *dolomia superiore* (**DBS**)

Dolomie e subordinatamente dolomie calcaree di colore chiaro o bianche a stratificazione generalmente indistinta, localmente si presentano in strati di spessore pluridecimetrico con una rozza laminazione piano parallela osservabile a Vallone delle Fratte. Talora sulle superfici esposte presentano una tipica cariatura. Nella porzione superiore di questo intervallo sono presenti livelli calcarei di colore bianco, intensamente ricristallizzati, a luoghi chiaramente conglomeratici (Fig. 17). Le caratteristiche stratigrafiche evidenziano che tali sedimenti si sono

PROGETTO CARG

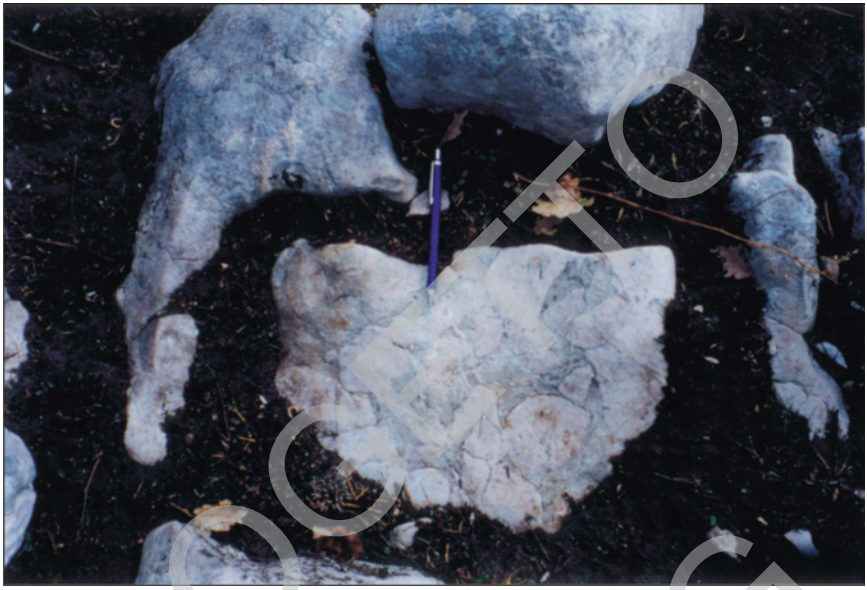


Fig. 17 - *Particolare di un bancone conglomeratico appartenente alla successione dei conglomerati calcarei di Tuoro Maleconsiglio* (**TNS**) *affiorante nei pressi delle pendici meridionali del Monte Taburno. L'affioramento è costituito da elementi calcarei con tessitura* mudstone-wackestone *di colore bianco e rosato, di dimensioni centimetriche con spigoli sub-arrotondati, contenuti in una matrice calcareo-marnosa di colore verdastro.*

PROGETTO CARG

deposti in un ambiente di piattaforma interna.

Tale unità è esposta lungo le aree perimetrali del M.te Taburno; in particolare esse affiorano nello spigolo nord-occidentale del rilievo (nei pressi di Nansignano), lungo i versanti della dorsale più meridionale del gruppo montuoso (a NE della Madonna del Taburno) e nella porzione settentrionale tra Masseria Serratola e la chiesa di S. Cosimo. Nella maggior parte dei casi, ed in particolar modo nel settore settentrionale, le dolomie sono intensamente tettonizzate, talora fino a risultare farinose. La base dell'intervallo non è nota mentre verso l'alto le dolomie fanno passaggio a **TNS**. Il passaggio avviene attraverso alternanze di livelli calcarei e dolomitici di spessore decametrico, in un breve intervallo stratigrafico. Tale passaggio è osservabile nella parte alta di Tuoro Maleconsiglio (settore settentrionale) e nella porzione occidentale della dorsale Cresta del M.te Taburno.

Lo spessore affiorante di questo intervallo è di circa 700 m. L'età di **DBS** può essere solo desunta su base stratigrafica e da letteratura essendo risultati indeterminabili i campioni analizzati. Pertanto tali dolomie sono riferibili al Triassico superiore.

3.2.2. - *conglomerati calcarei di Tuoro Maleconsiglio* (**TNS**)

Conglomerati calcarei, generalmente massivi o mal stratificati, costituiti da clasti di *mudstone-wackestone* di colore generalmente bianco, raramente rosato, di dimensioni da centimetriche a pluri-decimetriche e con spigoli sub-arrotondati, contenuti in una matrice calcareo-marnosa generalmente di colore verdastro. I clasti, che solo saltuariamente contengono ooliti, oncoidi e bioclasti, mostrano spesso contorni sfumati e, insieme alla matrice verdastra, sono fortemente ricristallizzati. La proporzione clasti/matrice è variabile e, prevalentemente nella parte bassa dell'intervallo, quest'ultima può ridursi a sottili patine tra gli elementi calcarei. Localmente la matrice calcareo-marnosa presenta colorazione chiara e rende difficoltosa la distinzione dei clasti.

Possono essere presenti intervalli costituiti da calcari (*wackestone-packstone*) di colore chiaro formanti strati di spessore variabile da 5-10 cm a 1,5 m e contenenti resti di gasteropodi, bivalvi e coralli. In particolare nell'area della cima del M. Taburno l'aspetto prevalente è dato da strati di spessore inferiore al metro costituiti da calcari micro/biodetritici, *mudstone* e porzioni oolitiche. Lungo la dorsale di Serralonga e sui versanti sud-occidentali del M. Cardito è osservabile invece l'aspetto conglomeratico caratteristico di questa unità.

Verso l'alto **TNS** passa stratigraficamente, ed in modo conforme, a **CLU**. Tale passaggio non avviene in modo netto ma si può sviluppare in un intervallo stratigrafico abbastanza ampio (ad esempio sul lato nord di Campo di Cepino); esso è osservabile inoltre lungo il versante meridionale del M. Cardito e lungo la dorsale della Cresta del M. Taburno. Lo spessore di **TNS** appare molto variabile ed in prima approssimazione sembra aumentare da occidente verso est e nordest. Lo spessore minore è presente nel rilievo di M. Cardito dove sono esposti circa 250 metri di successione; mentre in corrispondenza della Cresta del Taburno lo spessore ricavato da sezione geologica è di circa 500 m. Le numerose campionature sia in sezione che sparse eseguite in questa unità denotano uno scarso contenuto fossilifero e la microfauna è estremamente rarefatta, si rileva la presenza di *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri). L'ambiente di deposizione è di pertinenza sublitorale, in un ambito di piattaforma aperta o rampa.

L'età di questo intervallo è riferibile al Giurassico inferiore (Lias inf. *p.p.*).

3.2.3. - *calcari e calcari dolomitici* (**CLU**)

Calcari e subordinatamente calcari dolomitici, di colore dal grigio chiaro al nocciola, a granuli ricoperti e microdetritici, con resti di gasteropodi, lamellibranchi e coralli talora presenti al nucleo di oncoliti; si presentano mal stratificati, con strati dallo spessore variabile da un decimetro a 1,5 m, o a stratificazione indi-

PROGETTO CARG

stinta. Ai calcari microdetritici sono frequentemente associati livelli di *mudstone* nocciola o grigio chiaro, e livelli di brecce intraformazionali formate da clasti di dimensioni da centimetriche a decimetriche, a spigoli vivi. Nella porzione medio-bassa della successione possono essere presenti livelli di conglomerati a matrice calcareo-marnosa verdastra.

I depositi dell'unità **CLU** sono esposti nella sommità della maggior parte dei rilievi presenti nel gruppo montuoso, ed in particolare essi sono ben esposti al Colle dei Paperi e Maitiello (parte bassa) e lungo il versante meridionale della Cresta del M.te Taburno (parte alta). Nella porzione alta di questo intervallo, esposta a Tuoro Alto ed a nord del M. Cardito, sono presenti delle brecce e conglomerati calcarei, poligenici, talora con scarsa matrice verdastra, che rappresentano il tetto della successione affiorante; tali depositi mostrano una età corrispondente al Cretacico inferiore. In base alle datazioni effettuate l'età dell'intero intervallo **CLU** è compresa tra il Giurassico inferiore *p.p.* e il Cretacico inferiore, per la presenza di *Orbitopsella praecursor*, *Palaeodasycladus mediterraneus*, *Selliporella donzellii* Sartoni & Crescenti, *Protopeneroplis striata* Weynschenk., *Cladocoropsis mirabilis* Felix, *Kurnubia palastiniensis* Henson, *Clypeina jurassica* Favre e, nella parte più elevata, *Trocholina* spp. e miliolidi. La successione è attribuibile nel complesso ad un ambiente neritico di piattaforma. Lo spessore affiorante di **CLU**, nell'area di Colle dei Paperi e di M. Cardito, non è inferiore ai 500 metri.

4. - UNITÀ LITOSTRATIGRAFICHE SINOROGENE

4.1. - arenarie di Caiazzo **(AIZ)**.

Arenarie grossolane, microconglomerati e conglomerati a composizione quarzoso-feldspatiche grigie, e subordinatamente quarzoso-litiche, bruno-giallastre all'alterazione e grigio marroncine poco cementate, in strati da medi a spessi con base netta talora erosiva e frequentemente banchi talora lenticolari di spessore metrico spesso amalgamati. Si alternano talora sottili intercalazioni marnoso-siltose. Il rapporto A/P è variabile da > di 1 a >> di 1. In particolare nella porzione basale sono osservabili associazioni di facies prevalentemente arenacee costituite da arenarie massive e talora microconglomeratiche con stratificazione indistinta per amalgamazioni in strati spessi e molto spessi. Si intercalano in questa porzione depositi caotici ad elementi extrabacinali, carbonatici ed argillosi, interpretati come olistostromi (**ol_1**).

Nella porzione superiore di questa unità prevalgono i litotipi più grossolani individuando associazioni litologiche arenaceo-conglomeratiche. Si tratta prevalentemente di arenarie grossolane e microconglomeratiche in banchi amalgamati

PROGETTO CARG

dello spessore metrico con base netta, talora erosionale. Le strutture sedimentarie sono scarse e spesso sono riconducibili ad una grossolana gradazione, talora sono presenti alla base livelli argillosi a *clay chips* e con inclusioni granulari, si riconoscono talora strutture da fuga d'acqua. Tali depositi passano talora verso l'alto a litofacies arenacee a stratificazione interna piana in strati medio-spessi e marne e marne siltose. Le litofacies conglomeratiche sono caratterizzata dalla presenza talora alla base di livelli discontinui con ciottoli calcarei, le strutture sedimentarie sono scarse e spesso costituite solo da una gradazione diretta. Si ritrovano in banchi amalgamati e mal stratificati dallo spessore variabile qualora visibili non superiore a qualche metro. Le associazioni litologiche della porzione sommitale individuano talora sequenze metriche di tipo *fining upward*. In questa porzione sono frequenti a varie altezze stratigrafiche intercalazioni prevalentemente carbonatiche costituite da calciruditi poligeniche con scarsa o assente matrice brunastra in strati e banchi lentiformi; si ritrovano inoltre talora associati depositi caotici costituiti da elementi extrabacinali prevalentemente rappresentati da olistoliti carbonatici immersi in scarsa matrice argillosa interpretati come olistostromi **(ol_2)**

***olistostroma ol_1*:** tali depositi sono costituiti prevalentemente da massi e blocchi di varie dimensioni non oltre una decina di metri di calcari stratificati, calcari marnosi fratturati i cui litotipi sono riferibili a calcari a litotamni e briozoi appartenenti all'unità **CUS** e a depositi mesozoici di piattaforma carbonatica. Tali depositi presentano struttura caotica, si ritrovano talora associati a queste litologie argille scagliose e blocchi arenacei, essi individuano nel complesso livelli costituiti da olistoliti e talora risultano identificabili come "olistostromi" qualora si associno esigui materiali contenenti elementi argillosi rossastri e verdastri e calcilutiti marnose, tipo pietra paesina, di probabile provenienza dalle unità "internidi". Tali deposititi sono prevalentemente presenti nella parte bassa di questa unità, tuttavia se pur abbastanza frequenti non presentano sempre uno spessore tale da poter essere cartografati.

olistostroma ol_2 : si ritrovano intercalati a varie altezze stratigrafiche nella porzione superiore di **AIZ** depositi caotici costituiti prevalentemente da elementi extrabacinali rappresentati da blocchi, con dimensioni talora superiori a migliaia di mc, di calcilutiti, calcareniti, subordinatamente calciruditi grigio chiare in strati e banchi, in facies di piattaforma carbonatica *s.l.*, e blocchi calcarei in matrice arenacea (o pelitico-arenacea), la matrice che ingloba tali olistoliti è molto scarsa e qualora presente risulta costituita da sedimenti argillosi grigio azzurri, verdastri e rossastri probabilmente ascrivibili a depositi di provenienza interna (**ALV**). Questi depositi sono abbastanza frequenti in questa porzione e talora presentano una estensione areale ampia da poter essere cartografati.

Nel complesso la successione descritta è ascrivibile ad un sistema deposizionale di base di scarpata nell'ambito di un bacino tettonicamente instabile di avanfossa deformata, a sedimentazione mista (silicoclastica e carbonatica) e con

PROGETTO CARG

sporadiche venute di materiale alloctono sotto forma di *slides* gravitativi (olistostromi). Ottimi affioramenti si ritrovano nei dintorni di Caiazzo, in particolare la porzione inferiore è ben visibile in località Capitolo e Squarciavacche, i livelli ad olistoliti e olistostroma sono osservabile presso l'abitato di Squille. La porzione superiore è ben visibile ad Est di San Giovanni e Paolo, nella zona di Selvetella e presso il cimitero di Caiazzo.

I campioni prelevati in questa unità sono risultati sempre sterili all'analisi biostratigrafica, pertanto l'età di questi sedimenti è attribuibile al Tortoniano superiore – Messiniano inferiore dai dati di letteratura (Patacca *et alii*, 1992a; Di Nocera *et alii*, 1993). Limite inferiore inconforme con **FPJ**. Limite superiore non affiorante. Spessore difficile da valutare per l'intesa tettonizzazione non inferiore a 500 – 600 m.

4.2. - Formazione di Castelvetere (**CVT**)

Arenarie grossolane e microconglomeratiche in strati da medi a spessi con base netta, talora erosiva, tra le strutture si rinvengono una grossolana gradazione diretta e talora tappeti di trazione. Il rapporto A/P è sempre molto maggiore di 1; questi depositi si alternano a conglomerati in scarsa matrice argilloso sabbiosa in strati lenticolari con base fortemente erosiva di spessore non superiore al metro. I ciottoli di natura prevalentemente carbonatica hanno dimensioni molto variabili fino a 20 cm, si rinvengono clasti sia della piattaforma carbonatica di età giurassica, cretacica che calcilutiti biancastre e rossastre probabilmente derivanti dall'erosione di terreni di provenienza interna riferibili alle "Argille Varicolori" *Auct*. ed arenarie quarzose e micacee. Sono frequenti a varie altezze olistoliti carbonatici di dimensioni pluridecametrici costituiti prevalentemente da blocchi del Cretacico inferiore (**ci**).

Tali depositi si ritrovano esclusivamente nel settore meridionale del foglio, nell'area della Valle Caudina. In particolare a sud dell'abitato di S. Martino è visibile prevalentemente la porzione conglomeratica dove talora è possibile seguire i corpi conglomeratici interpretabili come depositi canalizzati. Sono osservabili inoltre alla base del versante di M. Cornito ricoperti da uno esiguo deposito detritico di versante. Tali depositi sono in contatto stratigrafico discordante sopra le successioni carbonatiche riferibili a **RDO** osservabile in località S. Paolino. Questi inoltre si ritrovano imbricati nei piani di faglia come è osservabile in località Casino del Duca e lungo una faglia presente a nord del Bosco della Cervinara.

Nel complesso la successione descritta è ascrivibile ad un sistema deposizionale di base di scarpata nell'ambito di un bacino tettonicamente instabile, caratterizzato da apporti grossolani e da sedimentazione mista (silicoclastica e carbonatica).

PROGETTO CARG

I campioni prelevati in questa unità sono risultati sempre sterili all'analisi biostratigrafica, pertanto l'età di questi sedimenti è attribuibile al Tortoniano superiore-Messiniano inferiore dai dati di letteratura (Patacca *et alii*, 1992a; Pescatore, 1992; Critelli & Le Pera, 1995; Sgrosso, 1998; Amore *et alii*, 2003). Limite inferiore inconforme su **RDO**. Spessore complessivo non inferiore a 200 m.

5. - DEPOSITI E COPERTURE CONTINENTALI QUATERNARI

5.1. unità non ubiquitarie pertinenti il bacino del golfo di napoli – piana campana

In questa zona, compresa tra il versante settentrionale dei Monti di Caserta-Cervinara ed il fondovalle della Piana Campana, sono stati riconosciuti il sintema Vesuviano-Flegreo (Pleistocene superiore - Attuale) e il supersintema Flegreo Ischitano (Pleistocene inferiore – Pleistocene superiore). La superficie di discontinuità che li separa è individuabile al tetto del deposito vulcanico flegreo del Tufo Grigio Campano (**TGC**).

5.1.1. - *supersintema Flegreo Ischitano* **(FI)**

Il supersintema racchiude tutti i depositi di riempimento del graben campano, compresi tra la superficie sommitale del TGC e il tetto del substrato carbonatico, ben individuato da perforazioni profonde e dalla sismica a riflessione. Al suo interno sono stati distinti due sintemi (Pimonte BPI e Gragnano GGN) e l'unità litostratigrafica TGC. Pleistocene inferiore – Pleistocene superiore *p.p.*

5.1.1.1. - sintema di Pimonte **(BPI)**

Il sintema di Pimonte è limitato inferiormente e superiormente da superfici di discontinuità: quella inferiore, di erosione, taglia il substrato meso-cenozoico mentre quella superiore è rappresentata dalla superficie di accumulo dei depositi clastici continentali inclusi all'interno dell'unità, spesso profondamente reincisa e sospesa rispetto ai livelli di base attuali. Pleistocene inferiore – Pleistocene medio *p.p.*?.

Nell'area oggetto del rilevamento affiora la seguente litofacies:

(**BPI_{a3}**) - Brecce più o meno grossolane di natura prevalentemente carbonati-

PROGETTO CARG

ca, scarsamente cementate, da stratificate a caotiche, con intercalazioni di paleosuoli bruni e livelli piroclastici rimaneggiati.

5.1.1.2. - sintema di Gragnano **(GGN)**

Il sintema di Gragnano è limitato inferiormente da una superficie di erosione che incide il substrato meso-cenozoico e, locamente, taglia le brecce di versante clinostratificate e sospese rispetto ai livelli di base attuali del sintema di Pimonte. La superficie superiore è costituita dalla superficie di erosione presente a tetto del TGC. Pleistocene medio *p.p.*?–Pleistocene superiore *p.p.*.

Esso include, oltre all'unità litostratigrafica **TGC**, la seguente litofacies:

sedimenti alluvionali a clasti carbonatici e matrice limoso sabbiosa, molto grossolani, contenenti intercalazioni di materiale piroclastico, formati per processi torrentizi (**GGN_i**).

Si tratta di depositi fluviali in facies di conoide, localizzati allo sbocco delle principali aste torrentizie della Valle Caudina. Corrispondono a lembi di antiche conoidi alluvionali ormai inattive, dissecate anche profondamente dal torrente distributore.

5.1.1.3. - piroclastiti di Maddaloni **(MDE)**

La successione "tipo" di questi depositi è ubicata in una cava abbandonata nei pressi del cimitero di Maddaloni (loc. Carmiano), segnalata da Romano *et alii*, (1994) e descritta in dettaglio da Bellucci *et alii*, (2003). In questo sito, al di sotto del Tufo Grigio Campano, sono presenti circa 8 m di depositi piroclastici, poggianti su brecce calcaree a matrice sabbiosa arrossata che ricoprono il substrato carbonatico (Fig. 18). In questi depositi, procedendo dal basso verso l'alto, sono chiaramente individuabili tre unità: una unità pomicea basale, una unità cineritica centrale ed una unità pomicea sommitale.

L'unità pomicea basale (2 m di spessore)si presenta clinostratificata con angoli di circa 25° e, nella parte bassa, è costituita prevalentemente da livelli centimetrici di pomici granulo-sostenute, a spigoli vivi, con debole gradazione inversa, di color grigio avana e con dimensioni medie dell'ordine di 1,5 cm. Per le caratteristiche appena descritte questi livelli sono interpretabili come il prodotto in posto dell'accumulo di depositi piroclastici da caduta. Nella parte alta sono presenti alternanze di livelli cineritici e livelli pomicei in matrice sabbiosa che sono interpretabili invece come il prodotto del rimaneggiamento lungo il versante, dei livelli primari da caduta. Nel suo insieme questa unità testimonia il ripetersi nel tempo di vari eventi eruttivi.

PROGETTO CARG

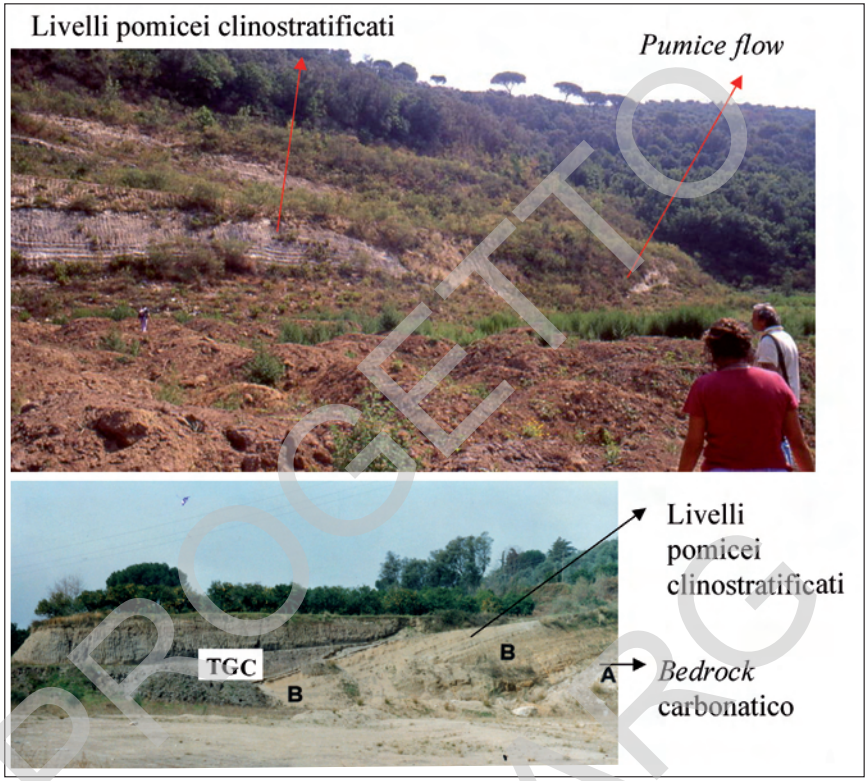


Fig. 18 - *Località Carmiano, Maddaloni. Rapporti tra* **TGC** *e piroclastiti di Maddaloni* (**MDE**). *B in figura.*

Spostandosi lateralmente nella cava è possibile osservare che su questa unità pomicea poggia chiaramente, con contatto erosionale, un deposito piroclastico a struttura massiva (unità cineritica centrale), caratterizzato dalla presenza di pomici grigie subarrotondate e di dimensioni centimetriche, immerse in una matrice sabbioso – cineritica di color giallo–marrone, interpretabile come il prodotto di un flusso piroclastico. Il suo spessore è variabile (da 2 a 4 m) e la parte alta è parzialmente pedogenizzata. L'unità da flusso è a sua volta ricoperta da circa 1,5 m di depositi piroclastici da caduta alternati a depositi piroclastici rimaneggiati (unità pomicea sommitale).

Riguardo alla composizione chimica, le analisi finora effettuate (Marciano, 2005) su alcuni campioni prelevati nell'unità pomicea basale e nell'unità cineritica da flusso, hanno rilevato una composizione ricadente nel campo delle trachiti alcaline; le fasi minerali predominanti sono rappresentate da feldspati, pirosseni e miche.

PROGETTO CARG

Gli affioramenti più significativi dei livelli pre -Tufo Grigio Campano sono localizzati nei dintorni di Maddaloni e di Durazzano. Le colonne stratigrafiche e le sezioni geologiche sono state realizzate spesso grazie a tagli "freschi" legati alla coltivazione di alcune cave e sono state descritte in dettaglio da Bellucci *et alii*, (2003). Esiste inoltre una datazione assoluta $^{39}Ar/^{39}Ar$ su un campione di questi depositi tufacei ("tufo di Durazzano" di Rolandi *et alii*, (2003), prelevato lungo la strada che da Forchia sale verso l'abitato di Durazzano, che ha fornito un'età di 116 +/- 4.4 ka. Riguardo alla provenienza di questi depositi vulcanici, si può ritenere la "Campanian Volcanic Zone" (CVZ) di Rolandi *et alii*, (2003), come la sorgente responsabile della loro emissione. *Pleistocene superiore*

5.1.1.4. - Tufo Grigio Campano(**TGC**) (Ignimbrite Campana *Auctt.*)

L'unità è costituita da almeno tre differenti litofacies non sempre tutte presenti nei vari affioramenti. La litofacies più profonda, descritta anche in base al sondaggio effettuato, è costitituita da depositi cineritico-sabbiosi, incoerenti, di colore grigio scuro, contenenti grosse scorie e pomici; alla base è presente un livello decimetrico di pomici spigolose, grossolane, di colore bianco rosato. La litofacies intermedia è costituita da un tufo cineritico lapideo grigio scuro con frequenti scorie grigie e nere e, subordinatamente, litici lavici e cristalli (sanidino, plagioclasi, clinopirosseni ricchi in Ca e biotite). La litofacies superiore è caratterizzata da un tufo lapideo con una caratteristica colorazione giallastra legata a processi di zeolitizzazione (facies molto ossidate con zeoliti e idrossidi di ferro). Il grado di cementazione è variabile; il cemento è di origine secondaria ed è costituito da K-feldspati di neoformazione, zeoliti, gel idratati di ferro e idrossidi di ferro. Le caratteristiche litologiche e petrografiche degli affioramenti del Tufo Grigio Campano nei dintorni di Caserta sono ampiamente descritte da Di Girolamo (1968) e pertanto, per ulteriori approfondimenti si rimanda a tale lavoro.

Riguardo alla genesi di questa imponente coltre ignimbritica, numerosi studi indicano i Campi Flegrei come possibile centro di emissione (Barberi *et alii*, 1991; Fisher *et alii*, 1993; Orsi *et alii*, 1999; Rosi *et alii*, 1999; Ort *et alii*, 1999). Studi più recenti (Rolandi *et alii*, 2003) contraddicono questo modello e rivalutano l'ipotesi, già avanzata in passato (Di Girolamo, 1968; Di Girolamo *et alii*, 1984; Barberi *et alii*, 1978) di un'eruzione fissurale lungo sistemi di fratture parallele alle faglie peritirreniche che bordano la Piana Campana.

Nell'area di studio la base del Tufo Grigio Campano è ben visibile nell'area di Durazzano dove l'unità si ritrova al di sopra di MDE; il tetto a seconda delle situazioni, può essere rappresentato o dal top di un terrazzo morfologico oppure, quando è ricoperto da altre unità, da una superficie di erosione, spesso marcata

PROGETTO CARG

da un paleosuolo marrone con spessore di almeno 50 cm. Ove accumulatasi con spessore superiore alla decina di metri, l'unità da flusso ignimbritico presenta consistenza litoide ed appare attraversata da fessurazioni colonnari da raffreddamento. Affiora diffusamente in tutto il Foglio, colmando paleo-depressioni morfologiche ed è presente spesso nel sottosuolo, al di sotto di depositi alluvionali e colluviali più recenti.

Belle esposizioni del Tufo Grigio Campano si rinvengono in numerose località del Foglio Caserta est. Gli affioramenti più significativi sono generalmente ubicati in cave attive o abbandonate (territorio comunale di Caserta). Lo spessore in affioramento è compreso tra 5 e 25 m, i dati di sottosuolo mostrano uno spessore complessivo di circa 40 m (cfr. sondaggio S1). L'età è Pleistocene superiore (39 ka, De Vivo *et alii,* 2001).

5.1.2. - *sintema Vesuviano-Flegreo* **(VEF)**

Il sintema è compreso tra la discontinuità erosiva, localmente di non deposizione, presente al tetto dei depositi del **TGC** (39 ka) e la superficie topografica. Esso risulta suddiviso in alcuni subsintemi: nell'area del Foglio Caserta est affiora solo il subsintema dell'Agro-Nocerino-Sarnese (**VEF_2**). Pleistocene superiore *p.p.*–Attuale.

5.1.2.1. - subsintema dell'Agro-Nocerino-Sarnese (**VEF_2**)

Il subsintema è compreso tra la discontinuità erosiva presente a tetto del sottostante subsintema di Scanzano, non affiorante nell'area del foglio, e la superficie topografica. Esso include due litofacies e due unità litostratigrafiche, l'unità di Casalnuovo - Casoria (**CCU**) e l'unità di Piano delle Selve (**PNV**).

- ***La litofacies*** **VEF_{2i}** è costituita da ghiaie monogeniche (carbonatiche) o poligeniche, a clasti decimetrici, in abbondante matrice argilloso-sabbiosa marrone, di prevalente natura piroclastica messe in posto per processi di tipo torrentizio. Localmente sono presenti limi argillosi marroni di prevalente natura piroclastica con locali lenti di ghiaie carbonatiche. I clasti delle ghiaie possono raggiungere anche dimensioni di alcuni dm^3. Lo spessore è variabile, da 1 m a 4-5 m. La base è rappresentata da diverse formazioni più antiche, il tetto da una superficie deposizionale di origine fluvio-torrentizia. Questa litofacies affiora lungo il margine meridionale del foglio dove sono presenti apparati di conoide attivi, localizzati in corrispondenza dello sbocco in pianura di alcune aste torrentizie a regime molto variabile. Questi apparati nel corso degli ultimi decenni sono stati più volte soggetti a eventi di piena eccezionali, con imponenti episodi di trasporto solido,

PROGETTO CARG

causando numerosi danni alle popolazioni locali. In particolare, sono stati registrati danni ed allagamenti ai comuni di S. Maria a Vico, San Felice a Cancello, Arienzo, Forchia ed Arpaia (alluvioni 1956, 1960, 1971, 1974, 1984, 1998, 2001, 2002). Olocene – Attuale.

- ***La litofacies*** **VEF_{2b}** è costituita da depositi alluvionali prevalentemente sabbiosi e sabbioso-limosi ad alimentazione prevalentemente vulcanoclastica. Si tratta di depositi fluviali di piana di esondazione e di fondovalle il cui areale di affioramento è limitato allo spigolo sud-occidentale del foglio. Olocene – Attuale.

5.1.2.1.1. – unità di Casalnuovo-Casoria **(CCU)**

In tutta l'area investigata, al tetto pedogenizzato del **TGC**, o sui sedimenti alluvionali che la ricoprono, sono stati rinvenuti depositi piroclastici che non erano stati distinti nella precedente cartografia geologica ufficiale del Foglio 172 "Caserta".

Essi hanno uno spessore complessivo variabile dai 50 ai 200 cm e presentano quasi sempre nella parte bassa cineriti bianche e grigie, fittamente laminate, con intercalazioni di livelli pomicei bianchi. Nella parte alta invece si rinviene costantemente un livello di pomici immerse in una matrice cineritica giallastra, a struttura massiva, avente uno spessore di circa 60 cm (Fig. 19). Affiorano prevalentemente al *top* di superfici terrazzate e la base spesso poggia su un paleosuolo marrone che si sviluppa a tetto del **TGC** o su depositi alluvionali e/o colluviali.

La presenza costante in tutti gli affioramenti delle cineriti bianche stratificate passanti ad un livello pomiceo massivo di colore giallastro, lo spessore complessivo poco variabile della successione piroclastica (circa 1-2 m), la chiara posizione stratigrafica, sicuramente più recente del **TGC**, la diffusione areale pressoché continua tra Caserta e Solopaca (Fig. 20) fanno ritenere che si tratti sempre dello stesso deposito piroclastico. La parte basale di questi depositi, caratterizzata da alternanze di cineriti bianche e grigie fittamente laminate, presenta elevate analogie sedimentologiche con la parte basale del lower member del Tufo Giallo Napoletano *Auct.* (12 ka, Alessio *et alii*, 1973) individuato e descritto nei dintorni di Caserta (S. Angelo in Formis) da Cole & Scarpati (1993) e da Wolhetz *et alii*, (1995). In particolare i livelli cineritici laminati potrebbero essere correlati con l'unità **LM_1** di Wolhetz *et alii*, (1995). In alternativa tali depositi potrebbero essere correlati alle piroclastiti datate 18 ka che trovano corrispondenza con "l'ignimbrite di Giugliano" (De Vivo *et alii*, 2001) e con il livello di tephra Y3 rinvenuto in carotaggio nel Mar Tirreno (Munno & Petrosino, 2007). Allo stato attuale non si dispone di analisi certe (datazioni, etc.) che consentano di propendere per l'una o per l'altra ipotesi.

Gli affioramenti più significativi sono ubicati nelle numerose cave presenti nei dintorni di Caserta, come nella cava di San Marco Evangelista (Fig. 21) dove è

PROGETTO CARG

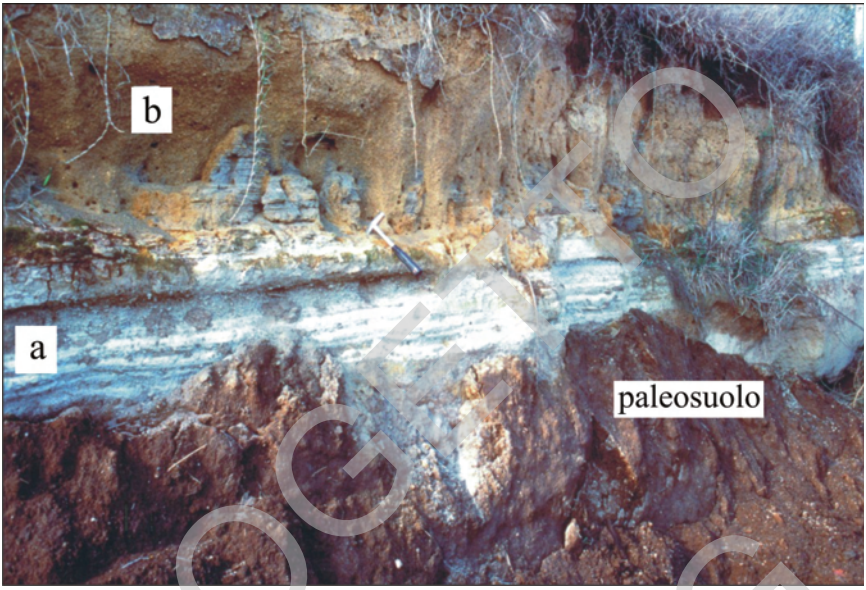


Fig. 19 - *Particolare dell'unità di Casalnuovo-Casoria* (**CCU**)*; a) cineriti bianco grigiastre laminate; b) livello pomiceo massivo in matrice cineritica giallastra.*

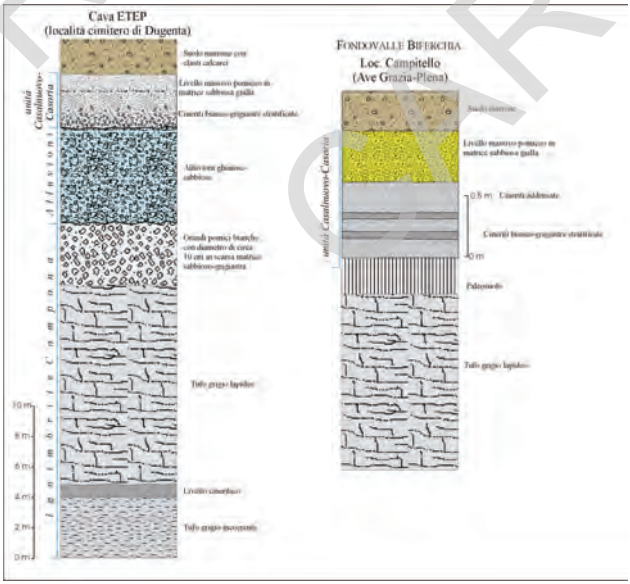


Fig. 20 - *Sezioni stratigrafiche esplicative dei rapporti tra* **TGC e CCU** *nella zona del fondovalle del Volturno.*

PROGETTO CARG

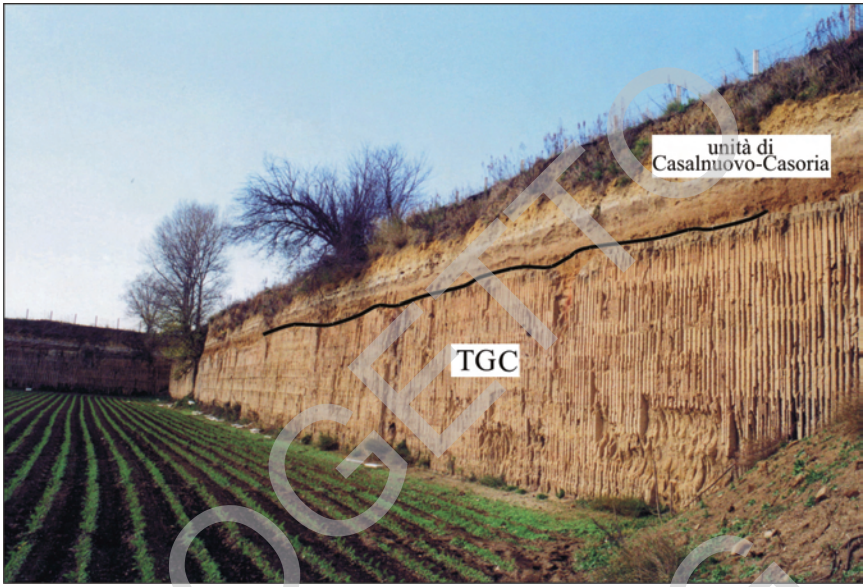


Fig. 21 - *Contatto tra i depositi dell'unità Casalnuovo-Casoria* (**CCU**) *e* **TGC**. *Località S. Marco Evangelista.*

chiaramente visibile il paleosuolo interposto tra il *top* del **TGC** e questi depositi da caduta, riconoscibili anche da lontano per la colorazione biancastra e giallastra. Altri affioramenti significativi sono ubicati tra Limatola e Dugenta. Pleistocene superiore tardo-Olocene

5.1.2.1.2. - unità di Piano delle Selve (**PNV)**

Questa unità litostratigrafica è costituita dalla sovrapposizione di differenti livelli piroclastici da caduta pomicei e cineritici, parzialmente rimaneggiati in contesto di versante; a più altezze sono presenti orizzonti pedogenizzati. Tra i livelli pomicei da caduta si riconoscono quelli riconducibili alle eruzioni vesuviane di Mercato e di Avellino cartografati singolarmente nel Foglio n. 448 Ercolano, (cfr. PMR e PAV). Tale unità affiora in maniera discontinua e con spessori variabili al margine meridionale del foglio, lungo i versanti dei Monti Avella – Cervinara. Olocene – Attuale

PROGETTO CARG

5.2. - Unità non ubiquitarie pertinenti la confluenza tra i fiumi Calore-Volturno

Tutta la zona rimanente appartiene al bacino imbrifero del F. Volturno e pertanto è stata considerata come un unico bacino.

In quest'area sono stati individuati il sintema di Limatola – Montesarchio (Pleistocene superiore – Olocene) ed il supersintema del Volturno (Pleistocene inferiore – Pleistocene superiore).

5.2.1. - *supersintema del Volturno* **(VO)**

Il supersintema del Volturno (**VO**) racchiude tutti i depositi di riempimento del fondovalle del F. Volturno e dei suoi affluenti principali (Calore ed Isclero), compresi tra le superfici erosionali presenti a tetto del **TGC** (39 ka) e al tetto del substrato meso-cenozoico. Pleistocene inferiore-Pleistocene superiore. Al suo interno sono stati distinti due sintemi.

5.2.1.1. - sintema di Laiano **(LNO)**

Questo sintema include i depositi continentali che si rinvengono sospesi lungo i versanti carbonatici e che presentano tracce di deformazioni tettoniche. La superficie inferiore coincide con una superficie di erosione che taglia il substrato mesocenozoico, la superficie limite superiore coincide con la superficie morfologica superiore dei corpi deposizionali (falde detritiche, conoidi) che si presenta sempre reincisa e sospesa rispetto al livello di base attuale. All'interno di questo sintema è distinguibile una litofacies (**LNO_{a3}**) costituita da brecce calcaree spigolose, crioclastiche, a luoghi cementate, alternate a livelli decimetrici di paleosuoli bruni. Lo spessore è variabile da pochi metri a 20-30 m. Affiorano in piccoli lembi nella sola zona di Solopaca dove, in località Gesucristiello, sono state rinvenute evidenze di faglie subverticali con componente trascorrente a direzione prevalente N120°. I rapporti stratigrafici tra le brecce e i depositi più recenti (subsintema di Bonea) sono illustrati in Fig. 22. Altri affioramenti significativi sono distribuiti lungo il versante occidentale e meridionale del M. Taburno (località Laiano, Castelluccio), dove le brecce risultano associate a antichi ripiani deposizionali, sospesi di alcune centinaia di metri rispetto all'attuale livello di base. Pleistocene inferiore.

PROGETTO CARG

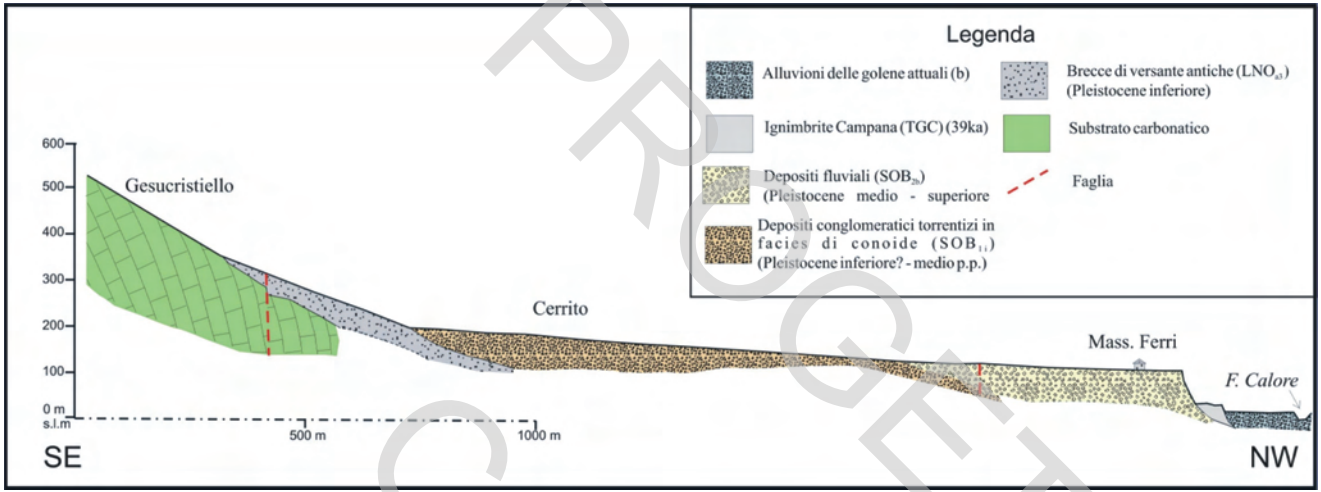


Fig. 22 - *Versante settentrionale del Monte Camposauro: rapporti tra brecce di versante antiche* (**LNO$_{a3}$**9, *conoidi antiche* (**SOB$_{li}$**) *e depositi fluviali* (**SOB$_{2b}$**) *e Ignimbrite Campana* (**TGC**).

PROGETTO CARG

NoteIllustrativeF431.indd 65 24/03/2010 10.18.54

5.2.1.2.- sintema di Solopaca (**SOB**)

Questo sintema è delimitato alla base dalla superficie erosivo-deposizionale presente a tetto del sottostante sintema di Laiano. La superficie di discontinuità superiore invece coincide con il tetto del Tufo Grigio Campano.

Esso include, oltre l'unità litostratigrafica **TGC**, tre subsintemi coincidenti con tre differenti ordini di superfici terrazzate. Pleistocene inferiore?–Pleistocene superiore.

5.2.1.2.1. - subsintema di Bonea **(SOB_1)**

Questo subsintema è costituito da ghiaie prevalentemente calcaree in matrice sabbioso-limosa contenenti localmente blocchi di brecce cementate, alternate a livelli di paleosuoli di natura piroclastica, messe in posto per processi di tipo torrentizio (**SOB_{1i}**). Il limite inferiore coincide con il limite superiore del sintema di Laiano; il limite superiore coincide con una superficie deposizionale, terrazzata mediamente a quote comprese tra 250 e 350 m s.l.m.; fanno eccezione i depositi che si rinvengono nella sella della Piana di Prata, tra il M.te Taburno ed il Camposauro, che sono terrazzati a quote comprese tra i 700 e gli 800 m s.l.m..

I depositi si presentano generalmente clinostratificati verso valle e conservano ancora la classica forma di conoidi alluvionali, pur risultando fortemente reincisi dai corsi d'acqua distributori.

Affiorano estesamente nelle fasce pedemontane dei Monti Taburno e Camposauro e le migliori esposizioni sono localizzate in alcune cave attive e abbandonate, presenti al piede del Monte Taburno.

In particolare, in località Masseria Camberra, nei pressi di S. Agata dei Goti, AA.VV. (1998) hanno rinvenuto nella porzione basale di questa successione (venuta a giorno durante i lavori di scavo effettuati per la costruzione del metanodotto) le seguenti mammalofaune: *Mammuthus meridionalis* (Nesti), *Hippopotamus antiquus* Desmarest, *Axis eurygonos* (Azzaroli), Megacerini indet., *Stephanorhinus* sp., *Equus ex gr. bressanus-suessenbornensis*, *Hyaenidae* gen. sp. indet., *Arviculidae* sp. gen. sp. indet. L'attribuzione cronologica che ne deriva riguarda un intervallo temporale abbastanza ampio, compreso tra 1,5 e 0,9 Ma.

Per quanto riguarda il materiale piroclastico intercalato all'interno di questi depositi si può ipotizzare una provenienza dall'apparato del Roccamonfina. Pleistocene inferiore?–medio *p.p.*.

PROGETTO CARG

5.2.1.2.2.- subsintema di S. Leonardo **(SOB_2)**

Il subsintema è costituito da ghiaie fluviali poligeniche di prevalente natura calcarea con abbondante matrice sabbiosa; localmente sono presenti intercalazioni e lenti di sabbie e limi dello spessore di alcuni decimetri (**SOB_{2b}**). Lo spessore visibile è di almeno 35 m; la base non affiora.

Il limite inferiore di questo subsintema coincide con la superficie erosivo-deposizionale presente al tetto del subsintema di Bonea; il limite superiore corrisponde ad una superficie terrazzata disposta a quote comprese tra 150 e 70 m s.l.m.

I depositi in oggetto costituiscono la copertura di alcuni piccoli lembi di terrazzi fluviali, in gran parte erosi, che rappresentano i relitti di un antico e più esteso terrazzo alluvionale che doveva esistere nell'area di confluenza tra il F. Calore ed il F. Volturno.

Non si esclude, a causa della diversità di quote a cui si rinvengono i residui terrazzati di questi depositi e della presenza di scarpate rettilinee che li bordano, che essi siano stati interessati da tettonica anche se, alla scala dell'affioramento, non sono state rinvenute evidenze di fagliazione. Pleistocene medio-superiore *p.p.*.

5.2.1.2.3. - subsintema di Amorosi **(SOB_3)**

Questa unità è costituita da depositi travertinosi in facies fitoermale (**SOB_{3f1}**) che affiorano in maniera molto limitata al margine settentrionale del Foglio (località Ficocelle), lungo una scarpata di erosione fluviale che delimita una superficie terrazzata disposta intorno ai 60 m s.l.m.. In tale località i travertini risultano chiaramente sottoposti alla formazione del **TGC**. Pleistocene superiore *p.p.*.

5.2.1.2.4. - Tufo Grigio Campano (**TGC**) (Ignimbrite Campana *Auctt.*)

L'unità è costituita da almeno tre differenti litofacies non sempre tutte presenti nei vari affioramenti. La litofacies più profonda, descritta anche in base al sondaggio effettuato, è costitituita da depositi cineritico-sabbiosi, incoerenti, di colore grigio scuro, contenenti grosse scorie e pomici; alla base è presente un livello decimetrico di pomici spigolose, grossolane, di colore bianco rosato. La litofacies intermedia è costituita da un tufo cineritico lapideo grigio scuro con frequenti scorie grigie e nere e, subordinatamente, litici lavici e cristalli (sanidino, plagioclasi, clinopirosseni ricchi in Ca e biotite). La litofacies superiore è caratterizzata da un tufo lapideo con una caratteristica colorazione giallastra legata a processi

PROGETTO CARG

di zeolitizzazione (facies molto ossidate con zeoliti e idrossidi di ferro). Il grado di cementazione è variabile; il cemento è di origine secondaria ed è costituito da K-feldspati di neoformazione, zeoliti, gel idratati di ferro e idrossidi di ferro. Le caratteristiche litologiche e petrografiche degli affioramenti del Tufo Grigio Campano nei dintorni di Caserta sono ampiamente descritte da Di Girolamo (1968) e pertanto, per ulteriori approfondimenti si rimanda a tale lavoro.

Riguardo alla genesi di questa imponente coltre ignimbritica, numerosi studi indicano i Campi Flegrei come possibile centro di emissione (Barberi *et alii*, 1991; Fisher *et alii*, 1993; Orsi *et alii*, 1999; Rosi *et alii*, 1999; Ort *et alii*, 1999). Studi più recenti (Rolandi *et alii*, 2003) contraddicono questo modello e rivalutano l'ipotesi, già avanzata in passato (Di Girolamo, 1968; Di Girolamo *et alii*, 1984; Barberi *et alii*, 1978) di un'eruzione fissurale lungo sistemi di fratture parallele alle faglie peritirreniche che bordano la Piana Campana.

In questo settore la base del Tufo Grigio Campano non è affiorante; il tetto a seconda delle situazioni, può essere rappresentato o dal top di un terrazzo morfologico oppure, quando è ricoperto da altre unità, da una superficie di erosione, spesso marcata da un paleosuolo marrone con spessore di almeno 50 cm. Ove accumulatasi con spessore superiore alla decina di metri, l'unità da flusso ignimbritico presenta consistenza litoide ed appare attraversata da fessurazioni colonnari da raffreddamento. Affiora diffusamente in tutto il foglio, colmando paleo-depressioni morfologiche ed è presente spesso nel sottosuolo, inferiormente a depositi alluvionali e colluviali più recenti.

Belle esposizioni del Tufo Grigio Campano si rinvengono in numerose località del Foglio Caserta est. Gli affioramenti più significativi sono generalmente ubicati in cave attive o abbandonate (territorio comunale di Dugenta) nonché in numerosi tagli di incisioni fluviali (S. Agata dei Goti).

Lo spessore in affioramento è compreso tra 5 e 25 m, i dati di sottosuolo mostrano uno spessore complessivo di circa 40 m (cfr. sondaggio S1). L'età è Pleistocene superiore (39 ka, De Vivo *et alii*, 2001).

5.2.2. - *sintema Limatola* **(LMH)**

Questo sintema è compreso tra la discontinuità erosiva presente a tetto del Tufo Grigio Campano (39 ka), ben individuabile in tutta l'area, e la superficie topografica attuale. Pleistocene superiore-Olocene. Esso risulta costituito da due litofacies:

- ***litofacies alluvionale*** (**LMH_b**).

E' costituita da limi sabbiosi e sabbie grigio-verdastre, di natura prevalentemente piroclastica con locali lenti ghiaiose carbonatiche o poligeniche; lo spessore, non ben misurabile, è sicuramente maggiore di 10 m. Tali depositi affiorano in

PROGETTO CARG

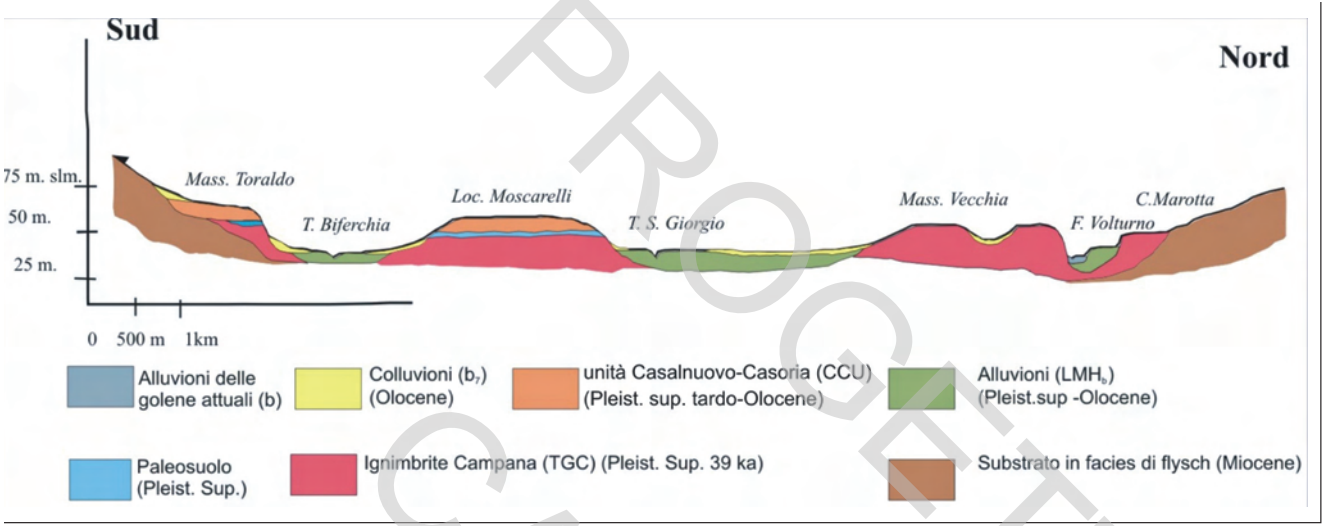


Fig. 23 - *Sezione geologica schematica attraverso la valle del Volturno.*

PROGETTO CARG

NoteIllustrativeF431.indd 69 24/03/2010 10.18.57

modo continuo lungo il fondovalle del F. Volturno, in corrispondenza di un esteso terrazzo, localizzato a circa 30 m s.l.m. La base di tali terreni non è sempre visibile ma, lateralmente, è possibile osservare la loro sovrapposizione stratigrafica ai terreni del **TGC**. Dove ciò non è visibile, si può osservare che il terrazzo ad essi associato è incastrato in quello impostato sul TGC (vedi sezione geologica di Fig. 23) e ciò conferma che tali terreni sono da ritenersi successivi a questa importante formazione vulcanica.

In località "Monaci" nei pressi di una fabbrica di laterizi, affiorano con buone esposizioni alcuni metri di questi limi di color grigio-biancastro, sottilmente stratificati, costituiti prevalentemente da materiale piroclastico rimaneggiato e deposto in un ambiente fluviale a bassa energia. Tali terreni affiorano anche sulla sponda opposta del F.Volturno, in Località. "Masseria Burro" ed in località "Padule-Metapaolo" e si seguono fino al ponte della Fagianeria. Pleistocene superiore -Olocene.

- ***litofacies lacustre*** (**LMH_e**)

E' costituita da limi e argille a forte componente piroclastica, pedogenizzati nella parte alta. Sono visibili in affioramento lungo piccole scarpate erosionali, localizzate nei dintorni dell'abitato di Moiano. Poggiano su **TGC** ed hanno spessori medi di circa 6 m. In alcune località (Airola), grazie ad alcuni scavi di fondazione, è stato possibile osservare che sono ricoperti (Fig. 24) da un livello

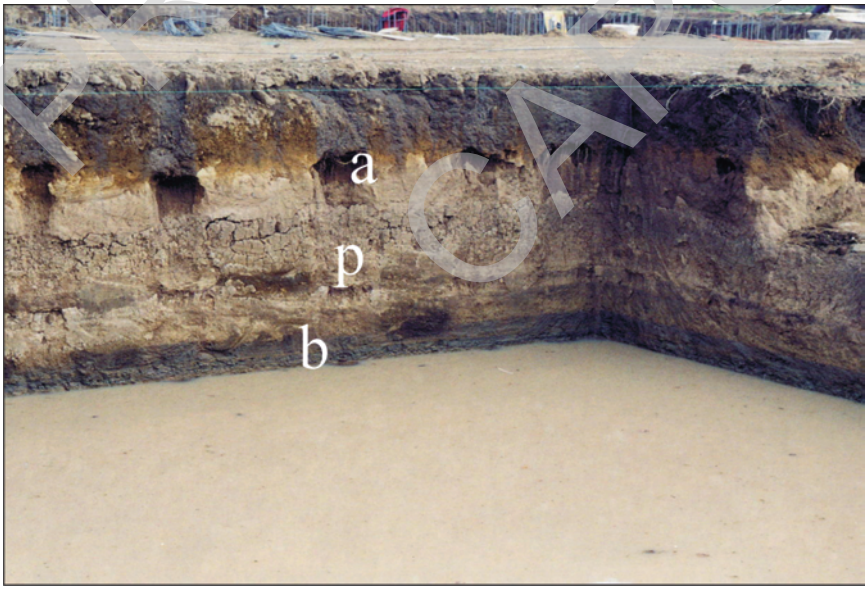


Fig. 24 - *I limi lacustri della valle caudina* **LMH_{e2}** (b) *contengono nella parte alta un paleosuolo* (p) *e, localmente, le piroclastiti dell'unità Casalnuovo-Casoria* (a).

PROGETTO CARG

piroclastico che, sulla base della caratteristiche macroscopiche, è stato correlato con le piroclastiti post Tufo Grigio Campano (**CCU**). Nel resto della zona la loro presenza è stata desunta da dati di sottosuolo (cfr. par. 5.4.2.). Pleistocene superiore–Olocene.

5.2.2.1. - unità di Casalnuovo-Casoria (**CCU**)

In tutta l'area investigata, al tetto pedogenizzato del **TGC**, o sui sedimenti alluvionali che la ricoprono, sono stati rinvenuti depositi piroclastici che non erano stati distinti nella precedente cartografia geologica ufficiale del Foglio 172 "Caserta".

Essi hanno uno spessore complessivo variabile dai 50 ai 200 cm e presentano quasi sempre nella parte bassa cineriti bianche e grigie, fittamente laminate, con intercalazioni di livelli pomicei bianchi. Nella parte alta invece si rinviene costantemente un livello di pomici immerse in una matrice cineritica giallastra, a struttura massiva, avente uno spessore di circa 60 cm. Affiorano prevalentemente al *top* di superfici terrazzate e la base spesso poggia su un paleosuolo marrone che si sviluppa a tetto del **TGC** o su depositi alluvionali e/o colluviali.

La presenza costante in tutti gli affioramenti delle cineriti bianche stratificate passanti ad un livello pomiceo massivo di colore giallastro, lo spessore complessivo poco variabile della successione piroclastica (circa 1-2 m), la chiara posizione stratigrafica, sicuramente più recente del **TGC**, la diffusione areale pressoché continua tra Caserta e Solopaca fanno ritenere che si tratti sempre dello stesso deposito piroclastico. La parte basale di questi depositi, caratterizzata da alternanze di cineriti bianche e grigie fittamente laminate, presenta elevate analogie sedimentologiche con la parte basale del lower member del Tufo Giallo Napoletano *Auct*. (12 ka, Alessio *et alii*, 1973) individuato e descritto nei dintorni di Caserta (S. Angelo in Formis) da Cole & Scarpati (1993) e da Wolhetz *et alii*, (1995). In particolare i livelli cineritici laminati potrebbero essere correlati con l'unità **LM_1** di Wolhetz *et alii*, (1995). In alternativa tali depositi potrebbero essere correlati alle piroclastiti datate 18 ka che trovano corrispondenza con "l'ignimbrite di Giugliano" (De Vivo *et alii*, 2001) e con il livello di tephra Y3 rinvenuto in carotaggio nel Mar Tirreno (Munno & Petrosino, 2007). Allo stato attuale non si dispone di analisi certe (datazioni, etc.) che consentano di propendere per l'una o per l'altra ipotesi.

Gli affioramenti più significativi sono ubicati nelle numerose cave presenti nei dintorni di Caserta, come nella cava di San Marco Evangelista dove è chiaramente visibile il paleosuolo interposto tra il *top* del **TGC** e questi depositi da caduta, riconoscibili anche da lontano per la colorazione biancastra e giallastra. Altri affioramenti significativi sono ubicati tra Limatola e Dugenta. Pleistocene superiore tardo-Olocene

PROGETTO CARG

5.3. - Depositi ubiquitari

5.3.1. - *depositi di frana antichi* **(a_{1b})**

Quando questi depositi risultano sospesi rispetto agli attuali livelli di base vengono considerati inattivi e quindi riferibili a depositi di frana antichi. Pleistocene superiore - Olocene

5.3.2. - *depositi di frana* **(a_{1a})**

Si tratta di depositi a giacitura caotica di natura prevalentemente argillosa, contenenti pezzame lapideo di varia natura e granulometria. Sono riconducibili ad accumuli gravitativi non completamente formati o in evoluzione. Olocene – Attuale.

5.3.3. – *depositi colluviali* **(b_7)**

Sono stati cartografati con questo simbolo i depositi colluviali derivanti dai processi di erosione ed accumulo attivi lungo tutti i versanti impostati sulle unità terrigene.

Gli spessori sono generalmente limitati (1-3 m), i depositi sono costituiti da sedimenti limoso - argillosi in cui sono presenti clasti o pezzame lapideo di natura prevalentemente arenacea o calcareo-marnosa in funzione della litologia del substrato. Olocene - Attuale

5.3.4. - *coltri eluviali e colluviali* **(b_2)**

Affiorano prevalentemente lungo le aree di raccordo tra i rilievi collinari in substrato calcareo e terrigeno ed il fondovalle. Spesso presentano estensioni notevoli con spessori variabili generalmente tra i 0,5 ed i 5 m. Le colluvioni hanno una granulometria limoso – sabbiosa e sono prevalentemente di natura piroclastica; alla base dei versanti più acclivi possono includere cumuli di colate fangose (spessore massimo 2-3 m). In corrispondenza dello sbocco in pianura delle principali aste torrentizie contengono clasti calcarei smussati e carsificati, e spesso, resti ceramici. Poggiano indifferentemente su tutte le unità più antiche ed il tetto è caratterizzato da un suolo marrone scuro di natura limoso-sabbiosa di spessore compreso tra i 0,5 e i 1,5 m.

PROGETTO CARG

In corrispondenza invece delle ampie superfici terrazzate coincidenti con il top deposizionale del **TGC,** sono presenti suoli bruni con spessori di 1-2 m che rappresentano il prodotto dell'alterazione in situ di questa potente formazione ignimbritica. Olocene-Attuale

5.3.5. - *depositi alluvionali* **(b)**

Depositi fluviali localizzati lungo le aste principali dei fiumi Calore e Volturno; essi sono costituiti prevalentemente da depositi limoso sabbiosi di natura piroclastica e subordinatamente da ghiaie carbonatiche. Olocene-Attuale.

5.3.6. - *depositi torrentizi* **(i)**

I depositi in oggetto sono costituiti da ghiaie e sabbie carbonatiche in abbondante matrice argilloso-sabbiosa marrone, di prevalente natura piroclastica, intercalate a paleosuoli bruni (Fig. 25). Localmente prevalgono limi argillosi marroni di prevalente natura piroclastica con locali lenti di ghiaie carbonatiche. Affiorano diffusamente lungo la fascia pedemontana del M. Taburno e dei Monti di Cervinara, hanno spessori variabili tra 2 e 6 m e sono cartografabili su base morfologica in quanto costituiscono degli ampi ventagli con apice incastrato nelle

Fig. 25 - *Ghiaie carbonatiche intercalate a paleosuoli bruni. Depositi torrentizi (i) località Pastorano.*

PROGETTO CARG

Fig. 26 - *Particolare di frammenti ceramici rinvenuti nei depositi torrentizi della conoide di Pastorano*

valli che dissecano le conoidi più antiche. Durante il rilevamento è stato inoltre possibile osservare che i lobi deposizionali più recenti, individuati su basi topografiche 1:5.000, contengono frammenti di resti ceramici (Fig. 26), e quindi sono stati attivi in epoca storica. Olocene–Attuale.

5.3.7. – *depositi antropici* **(h)**

Costituiscono terreni di colmata di zone bonificate. Sulla base del confronto tra i fotogrammi Alisud 1981, Volo Regione Campania 1998 e la carta topografica IGM vecchia serie (1: 25.000), sono state cartografate con questo simbolo tutte le zone che risultavano di pertinenza fluviale fino agli anni 50 e che sono state successivamente bonificate. Le operazioni di bonifica sono rappresentate da opere di colmata e da incanalamento in argini artificiali di entrambi i corsi d'acqua. Tali terreni sono localizzati nella zona di confluenza del F. Calore nel F. Volturno. Attuale.

PROGETTO CARG

5.4.- Il sottosuolo della piana di Caserta e della piana di Montesarchio

A causa della morfologia estremamente pianeggiante e della assenza di affioramenti si è ritenuto necessario eseguire dei sondaggi a carotaggio continuo nella Piana di Caserta e nella Piana di Montesarchio, per caratterizzare e chiarire la stratigrafia quaternaria.

5.4.1. - *Il sottosuolo di Caserta*

Al fine di caratterizzare la porzione più superficiale (primi 100 metri) del sottosuolo della pianura di Caserta, è stato effettuato un sondaggio a carotaggio continuo (S1) in una cava abbandonata localizzata nel territorio comunale di S. Marco Evangelista (coordinate UTM: 33TVF46084248). L'ubicazione del sondaggio è stata scelta sulla base della re-interpretazione delle stratigrafie di più di duecento sondaggi geognostici raccolti presso vari Enti, integrata dallo studio dei dati di letteratura. La scelta della profondità (80 m) è stata in primo luogo condizionata da fattori economici; l'obiettivo che ci si è posti è stato quello di caratterizzare le formazioni vulcaniche e le formazioni argilloso - sabbiose sottoposte al TGC, evidenziate sia dai dati di letteratura (Romano et alii,1994) che dalle sezioni rinvenute in affioramento.

Il sondaggio è stato ubicato al fondo di una cava abbandonata che espone in parete, per circa 11 m, la parte alta della formazione del **TGC** e delle piroclastiti da caduta ad essa successive (**CCU**). I dati di affioramento e quelli della perforazione hanno permesso di ricostruire la successione stratigrafica dei primi 90 m di profondità di questa parte della Piana Campana; essi sono serviti anche per tarare i dati stratigrafici provenienti dai sondaggi raccolti e possono quindi ritenersi significativi di un intorno molto più vasto.

Per quanto riguarda i livelli idrici si ricorda che la perforazione ne ha rinvenuti 3 alle seguenti profondità: falda libera a 22 m s.l.m., falda in pressione a -2 m s.l.m., falda in pressione a -24 m s.l.m..

Descrizione della stratigrafia

L'antico piano di cava è ubicato a 32 m s.l.m. ed è attualmente utilizzato per scopi agricoli. Il sondaggio è stato ubicato nella zona centrale della cava e la stratigrafia di dettaglio ricostruita è riportata in Fig. 27.

Dopo circa due metri di materiale di riporto antropico, il sondaggio ha incontrato la formazione del **TGC** fino a 35 m dal p.c. (-3 m s.l.m.). Essa risulta avere in quest'area uno spessore di circa 40 m ed è caratterizzata da una facies coerente saldata per i primi 6 m, nella quale sono impostate tutte le cave presenti nella zona. La facies saldata, verso il basso, passa ad una facies incoerente di natura

PROGETTO CARG

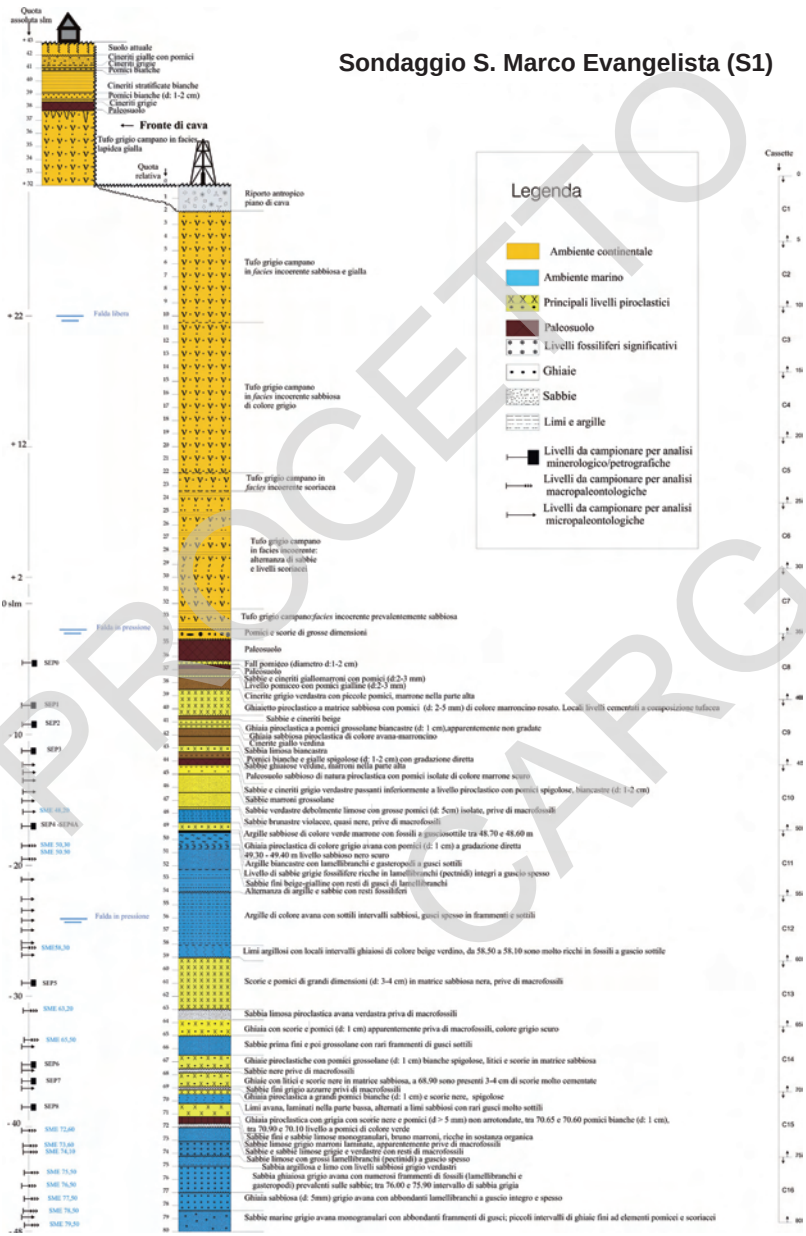


Fig. 27 - *Stratigrafia del sondaggio di S. Marco Evangelista.*

PROGETTO CARG

sabbioso-cineritica e poi ad una facies incoerente di natura scoriacea.

Alla base del **TGC** è presente un paleosuolo bruno, a tessitura sabbiosa e di natura piroclastica, avente uno spessore di circa 2 m.

Tra 36,5 e 44 m di profondità (fino a -12 m s.l.m.) sono presenti alternanze più o meno fitte di depositi da fall piroclastico (livelli pomicei e cineritici) localmente separati da orizzonti di paleosuoli che testimoniano una deposizione in ambiente continentale.

Tra 44 e 49,5 m di profondità la stratigrafia è caratterizzata dalla presenza di sabbie di colore marrone, verde e grigiastro alternate a livelli limosi talvolta di colore nerastro.

A 49,5 m di profondità (-17,50 m s.l.m.) compaiono per la prima volta delle argille e dei limi argillosi biancastri ricchi di lamellibranchi e gasteropodi a guscio sottile, di chiaro ambiente marino. Queste argille biancastre poggiano su di una alternanza di sabbie e limi di colore grigio e beige ricche in resti fossiliferi , che si seguono fino a 59 metri di profondità (-27 m s.l.m.).

Tra 59 e 65 m di profondità è presente un importante orizzonte di materiale piroclastico costituito da scorie e pomici di grosse dimensioni (3-4 cm di diametro) immerse in matrice sabbiosa di colore grigio scuro.

Tra 65 e 67 m di profondità è presente un orizzonte di sabbie con rari frammenti di gusci di lamellibranchi.

Tra 67 e 72 m di profondità sono presenti alternanze di livelli pomicei grossolani e sabbie e limi grigi e avana generalmente privi di macrofossili.

A partire da 72 m di profondità (-40 m s.l.m.) e fino a fine sondaggio sono presenti alternanze di sabbie e limi ricchi in resti di gusci di lamellibranchi e gasteropodi, di chiaro ambiente marino.

5.4.1.1. - Sintesi dei dati di sottosuolo nella zona Caserta –Maddaloni

Sulla base dei dati stratigrafici ricavati dal sondaggio a carotaggio continuo effettuato in località S. Marco Evangelista, è stata effettuata una revisione delle stratigrafie raccolte presso vari Enti relative al sottosuolo della zona Caserta-Maddaloni. Da tale analisi è emersa una notevole concordanza dei dati stratigrafici che ha reso possibile l'individuazione di 5 unità distribuite in maniera continua su tutto l'areale considerato. Pertanto si propone la sezione di Fig.28 come esemplificativa della ricostruzione stratigrafica dei primi 100 metri di profondità di tutta la zona che costituisce il bordo meridionale del Foglio Caserta est.

Al di sotto di coperture costituite da depositi eluviali e colluviali, piroclastiti da caduta o da depositi alluvionali, è possibile riconoscere le seguenti unità:

Unità 1: coincide con la formazione del **TGC** distinguibile nella sua facies in-

PROGETTO CARG

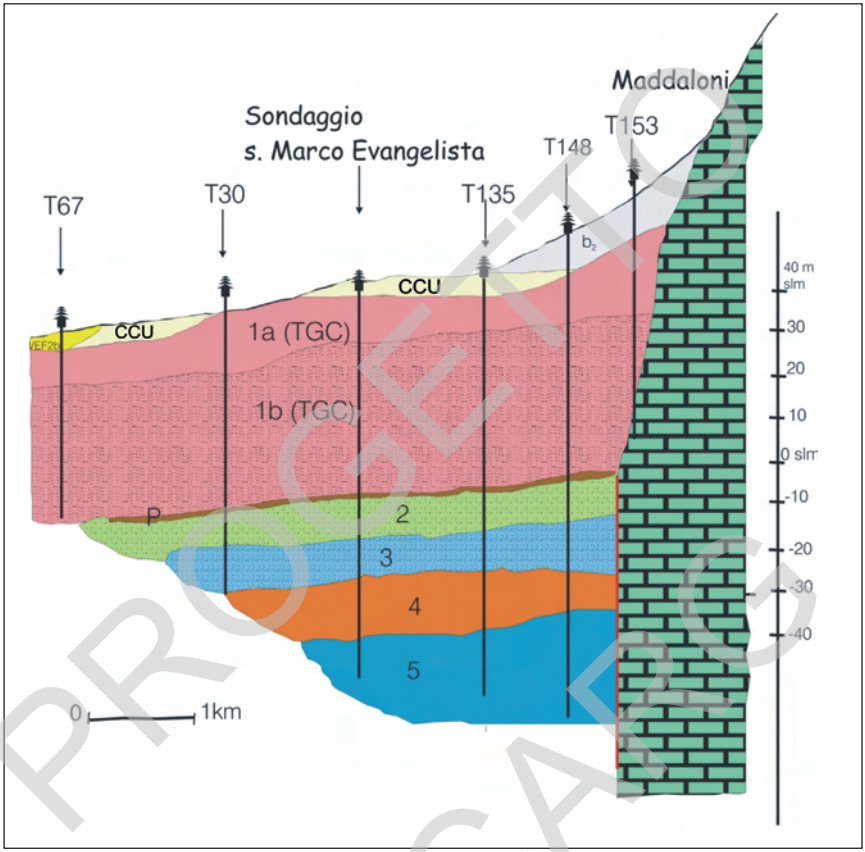


Fig. 28 - *Sezione geologica schematica del sottosuolo di Caserta-Maddaloni. Per la descrizione delle unità si rimanda al testo.*

coerente gialla (1a) e grigia (1b). Il tetto di questa unità, facilmente identificabile in tutti i sondaggi considerati rappresenta il limite tra il sintema vesuviano-flegreo e il supersintema flegreo-ischitano. Alla base è presente ovunque un paleosuolo sabbioso argilloso di colore marrone scuro e spessore variabile tra 0,5 e 1,5 m.

Unità 2: Nella parte alta è costituita da alternanza tra livelli cineritici e pomicei e paleosuoli; verso il basso compaiono sabbie e sabbie argillose verdi e marroni.

Unità 3: Nella parte alta è caratterizzata da livelli di argille e sabbie biancastre ricche in macrofossili ben conservati; verso il basso compaiono sabbie, limi argillosi ed argille di colore grigio biancastro con abbondanti frammenti di fossili.

Unità 4: Sabbie e limi sabbiosi grigio nerastri con intercalazioni di livelli piroclastici costituiti da pomici, anche di grandi dimensioni, litici e scorie.

PROGETTO CARG

Unità 5: Sabbie e sabbie limose grigio-verdastre ricche in resti fossiliferi. Nella parte alta sono presenti livelli con grossi gusci di lamellibranchi.

Santangelo *et alii*, (2010) hanno effettuato una analisi multidsiciplinare (macro e micro paleontologia, tefrostratigrafia, datazione Ar/Ar) sui sedimenti della carota di S. Marco Evangelista che ha consentito di porre degli importanti vincoli di tipo cronologico e paleoambientale alla ricostruzione stratigrafica di sottosuolo proposta in Fig. 28. In particolare hanno interpretato i depositi dell'unità 2 e dell'unità 4 come il prodotto di un'intensa attività vulcanica, confinata cronologicamente tra 39 e 105 ka (unità 2) e tra 142 e 130 ka (unità 4), in particolare per posizione stratigrafica, l'unità 2, potrebbe essere correlata, almeno in parte, all'unità vulcanica affiorante **MDE**. I depositi marini fossiliferi delle unità 3 e 5 hanno restituito associazioni fossilifere tipiche di ambienti lagunari (lagune a *Cerastoderma glaucum* Poiret) che sono state attribuite alle ingressioni marine legate alle risalite eustatiche dell'OIS 5e (unità 3) e dell'OIS 7 (unità 5). Per ulteriori dettagli si rimanda al lavoro citato.

5.4.2. - *Il sottosuolo della Piana caudina*

Nel corso del rilevamento è stata effettuata la raccolta dei dati di sottosuolo disponibili nell'area, relativi ai PRG dei comuni di Bucciano, Paolisi, Airola, Montesarchio, Bonea e Moiano. Tali dati, purtroppo, nella maggior parte dei casi si sono rivelati poco significativi per la scarsa profondità (max 20 m) e/o per la cattiva descrizione litologica. In alcuni casi hanno contribuito a chiarire e/ o a confermare i rapporti geometrici tra conoidi recenti e Tufo Grigio Campano (sondaggi 1, 6, 15, 16, 19, del PRG. del comune di Bucciano) e tra LMH_e e TGC (sondaggi 3, 4, 5 PRG del comune di Moiano).

Al fine di caratterizzare in maniera completa il riempimento quaternario della Valle Caudina è stato effettuato un carotaggio continuo (S2) di 80 metri di profondità, ubicato a quota 268 m. s.l.m., nel territorio comunale di Rotondi, nei pressi della località Mass. Tirone (coordinate UTM 33TVF67504430). Il posizionamento del sondaggio è stato scelto sulla base dei dati di sottosuolo più profondi disponibili in letteratura (Abruzzese, 1979).

Descrizione della stratigrafia

La stratigrafia ricostruita è riportata in Fig. 29. Dall'alto verso il basso è possibile individuare le seguenti unità:

0-3 m:	Alternanza di livelli piroclastici bruno marroni pedogenizzati
3-4,50:	Piroclastite bruno giallastra poggiante su un paleosuolo bruno marrone
4,50-9,00:	Alternanze di limi e sabbie a forte componente piroclastica, in facies lacustre

PROGETTO GNRG

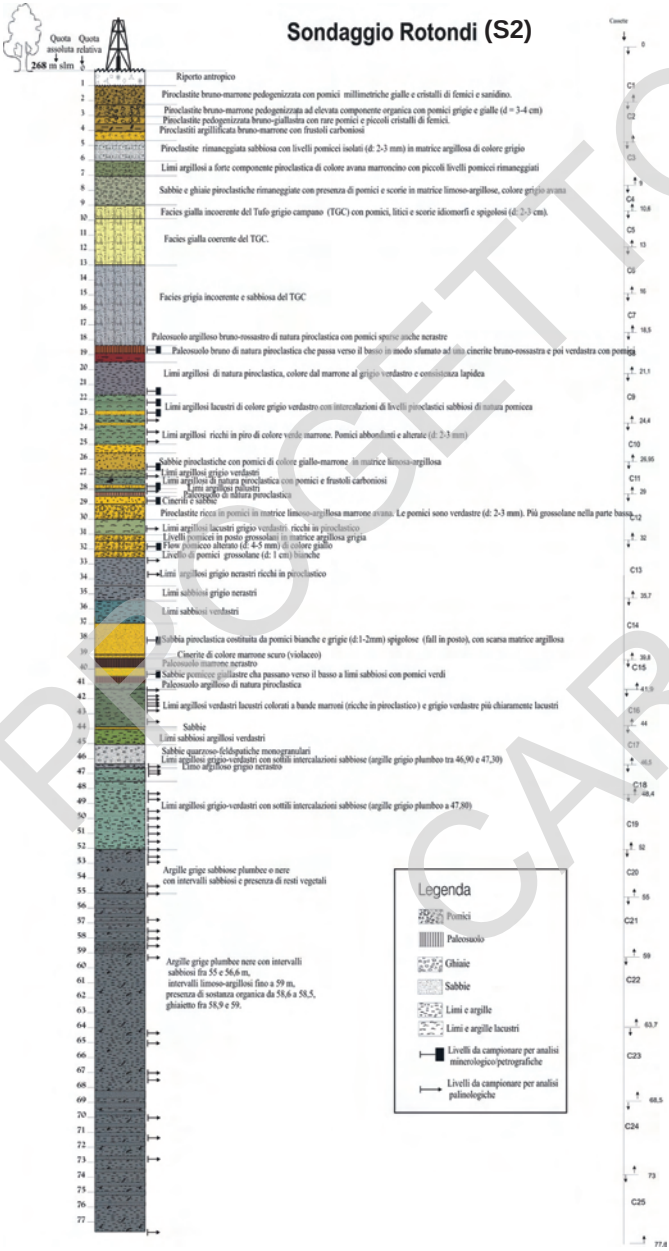


Fig. 29 - *Stratigrafia del sondaggio di Rotondi (S2).*

PROGETTO CARG

9,00-18,70 : Tufo Grigio Campano (in facies gialla incoerente tra 9,00 e 10,20; in facies gialla coerente tra 10,20 e 13,00; in facies grigia incoerente tra 13,00 e 18,70)
18,70-19,00: Paleosuolo bruno marrone
19,00-19,20: Livello piroclastico
19,20-19,80: Paleosuolo argilloso bruno nerastro
19,80- 22,00: Limi argillosi a forte componente piroclastica
22,00- 25,00: Limi lacustri grigio verdi con sottili intercalazioni di livelli pomicei
25,00-27,00: Limi e sabbie piroclastiche
27,00-28,00: Limi argillosi lacustri grigio verdi
28,00-28,20: Livello piroclastico
28,20-28,30: Limi lacustri
28,30-29,00: Paleosuolo
29,00-30,00: Livello piroclastico
30,00-31,00: Limi lacustri
31,00-32,20: Livello piroclastico costituito nella parte alta (31,00-31,40) da pomici da caduta e nella parte bassa da un flusso pomiceo di colore giallastro.
32,20-36,50: Limi argillosi e sabbie di ambiente lacustre
36,50-39,20: Livello piroclastico
39,20-39,90: Paleosuolo
39,90-40,30: Livello piroclastico
40,30-40,90: Paleosuolo
40,90-47,80: Alternanze di limi argillosi, argille e sabbie di ambiente lacustre
47,80-80,00: Argille lacustri grigio-plumbee, sovraconsolidate, con locali intercalazioni di livelli sabbiosi.

La successione registra un importante record lacustre contemporaneamente ad un significativo record tefrostratigrafico. I depositi lacustri presenti a tetto del **TGC** tra 4 e 9 metri di profondità rappresentano l'unità cartografata come **LMH_e;** al di sotto dell'ignimbrite si rinviene una successione lacustre di almeno 60 metri di spessore di cui non è stata raggiunta la base. All'interno di questa è possibile distinguere una porzione più superficiale (tra 20 e 40 m di profondità) in cui si registra l'occorrenza di numerosi livelli piroclastici, talora anche molto potenti (p.es tra 31,00 e 32,20 oppure tra 36,50 e 39,20) ed una porzione profonda (tra 40,90 e 80,00) meno ricca in apporti vulcanici. Nella porzione più superficiale inoltre, la frequente presenza di paleosuoli, spesso localizzati a tetto dei livelli piroclastici più importanti, testimonia la ripetuta scomparsa dello specchio d'acqua probabilmente per colmamento prodotto dall'intensa attività vulcanica.

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

V - TETTONICA

Il settore di catena sud-appenninica ricadente nel Foglio Caserta Est è costituito da tre grandi unità tettoniche (Fig. 30) derivanti dalla deformazione di domini paleogeografici di natura bacinale (Unità del Sannio) e differenti domini di piattaforma carbonatica (Piattaforma Campano-Lucana e Piattaforma Abruzzese-Campana di D'Argenio *et alii* (1973); Unità della Piattaforma Carbonatica Appennica e Piattaforma Apula (*sensu* Mostardini & Merlini, 1986), con età comprese tra il Mesozoico ed il Terziario.

L'organizzazione geometrica delle unità tettoniche è schematizzata in Fig. 2 dove è possibile riconoscere, procedendo d'alto verso il basso: l'Unità del Sannio, l'Unità M.ti Lattari-M.ti Picenti-M.ti Alburni ed infine l'Unità Matese-Taburno-Camposauro.

La configurazione geometrica attuale delle unità presenti nel Foglio è il risultato di una articolata storia deformativa caratterizzata da fasi compressive mio-plioceniche seguite da episodi di trascorrenza ed estensionali durante il Pliocene superiore-Pleistocene.

L'elemento geometricamente più elevato della pila tettonica esposta nel Foglio Caserta Est è rappresentato dall'Unità del Sannio con la sua copertura silicoclastica miocenica. Questa unità, derivante da un dominio bacinale originariamente localizzato ad occidente dei domini di piattaforma carbonatica, si sovrappone con vergenza orientale sulle due unità di piattaforma carbonatica. L'età della sovrapposizione tettonica dell'Unità del Sannio (US) sull'Unità M.ti Lattari-M.ti Picenti-M.ti Alburni (LP) è riferibile al Tortoniano inferiore-medio, mentre l'età della sovrapposizione tettonica sulla Unità Matese-Taburno-Camposauro (MT) risulterebbe successiva alla deposizione delle arenarie di Caiazzo (AIZ) del Tortoniano superiore-Messiniano inferiore (Patacca *et alii*, 1990; Di Nocera *et alii*,

PROGETTO CARG

1993). L'evoluzione tettonica dell'area è caratterizzata inoltre dalla sovrapposizione dell'unità LP sui depositi silicoclastici dell'unità MT rappresentati dalle arenarie di Caiazzo (AIZ). Il quadro tettonico è complicato dalla presenza di piani inversi ad alto angolo, successivi ai *thrust* regionali a basso angolo, che determinano la sovrapposizione di differenti livelli stratigrafici delle unità carbonatiche sui depositi dell'Unità del Sannio.

La pila tettonica così formata viene successivamente disarticolata dalla tettonica trascorrente ed estensionale plio-pleistocenica coeva all'apertura della porzione meridionale del bacino Tirrenico (Casciello *et alii*, 2006). In questo settore della catena la tettonica trascorrente ed estensionale del Pliocene superiore-Pleistocene agisce prevalentemente su lineamenti ad alto angolo con orientazione appenninica ed antiappenninica, riattivando localmente strutture ereditate dalle precedenti fasi tettoniche compressive.

Le dislocazioni prodotte durante questo periodo determinano un ribassamento generalizzato verso SE delle unità precedentemente impilate. Nel settore della piana Campana queste ultime formano, infatti, una gradinata di blocchi strutturali ribassati verso il margine tirrenico e coperti da potenti successioni vulcaniche ed alluvionali del Quaternario (Brancaccio *et alii*, 1991; Romano *et alii*, 1994). Nel settore dei rilievi carbonatici posti a NE si assiste invece al sollevamento e venuta a giorno dei livelli strutturali più bassi della catena (Unità Matese-Taburno-Camposauro). A questa generazione di strutture deformative appartiene il lineamento tettonico ad orientazione NW-SE che borda verso sud il massiccio del Taburno. Questa struttura determina l'accostamento dei terreni cretacei dell'unità LP con le porzioni giurassiche dell'unità MT, con un rigetto di ordine chilometrico.

1. - STRUTTURE COMPRESSIVE

Le strutture contrazionali nell'area del Foglio Caserta Est, nonostante siano fortemente disarticolate per la sovraimposizione di una intensa attività tettonica estensionale plio-quaternaria, mostrano una buona continuità laterale e marcate evidenze locali.

L'evento tettonico più antico riconosciuto all'interno del Foglio è riconducibile alla sovrapposizione a vergenza orientale dei terreni bacinali dell'Unità del Sannio sulle unità di piattaforma carbonatica (LP e MT). Questa sovrapposizione è osservabile in diverse località del M.te Camposauro ed in località Monte Lungo posto 2,5 km a nord-est di Caserta Vecchia nel settore occidentale del Foglio. L'Unità del Sannio, in queste località, si presenta sotto forma di *klippen* di limitata estensione poggianti con piano a medio-basso angolo su vari termini delle successioni carbonatiche. Il piano di sovrapposizione non è mai osservabile direttamente in campagna ma i depositi dell'Unità del Sannio, fortemente defor-

PROGETTO CARG

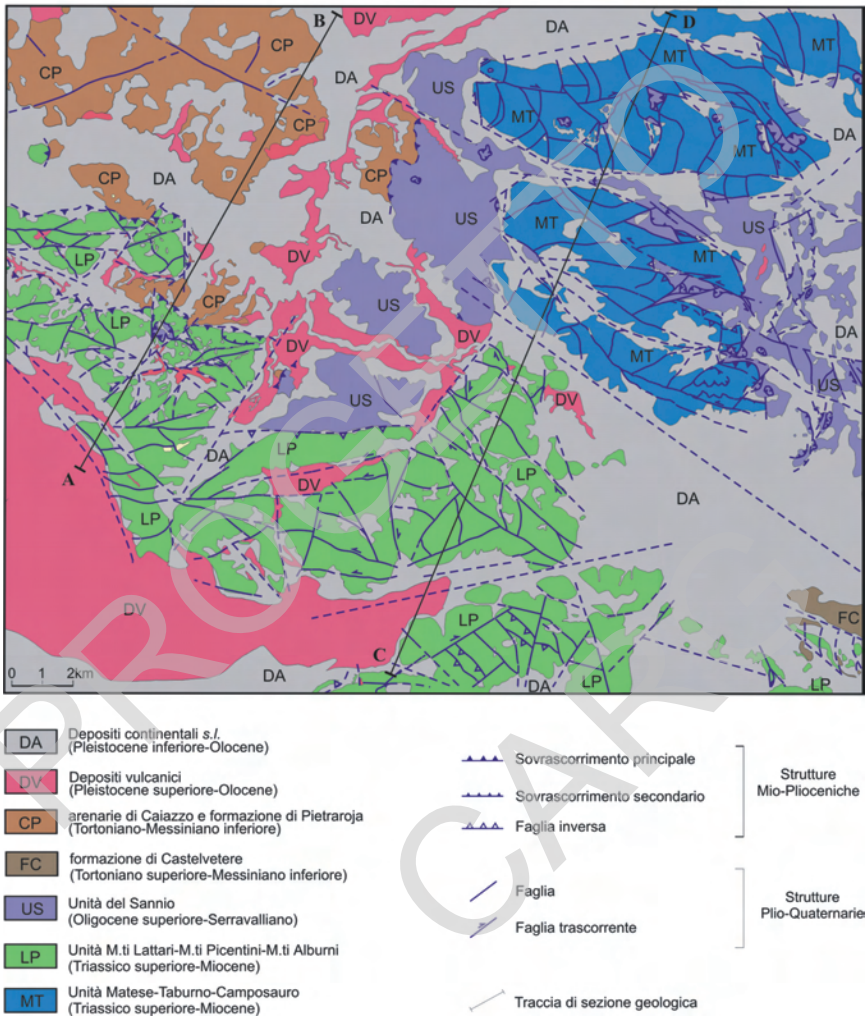


Fig. 30 - *Schema tettonico del Foglio 431 "Caserta est".*

mati, mostrano nei pressi di Fontana Trinità, localizzata nel settore centrale del Camposauro, mesopieghe ad asse circa N-S, e piani tettonici vergenti ad est.

In destra del Fiume Volturno, nel settore di Dugenta si assiste alla sovrapposizione dell'Unità del Sannio sulle arenarie di Caiazzo (AIZ), tale sovrapposizione non ben esposta in campagna è ipotizzabile dall'andamento in pianta del limite tra le unità AQZ e AIZ.

A questo importante evento tettonico si accompagnano anche importanti

PROGETTO CARG

raddoppi all'interno dell'unità del Sannio. Infatti, in corrispondenza del settore orientale del foglio, tra Montesarchio e Cautano la porzione calcarea dell'Unità del Sannio (ALV_a) si trova in sovrapposizione sull'intervallo più alto della stessa unità, rappresentato dalla successione silicoclastica (AQZ). Quest'ultima è deformata a formare una importante struttura plicativa ad asse circa N-S deducibile dalla dispersione dei dati giaciturali di questo settore. Il *klippen* del livello carbonatico (ALV_a) è rimasto preservato in corrispondenza del nucleo di tale sinclinale. In alcune località lungo il margine orientale del *klippen* è osservabile il piano di sovrapposione. Sul margine orientale del M.te Vocito tale piano è orientato N230E/35 e mostra un senso di trasporto tettonico verso N110E (Fig. 31). Anche nel settore posto ad ovest del M.te Taburno sono preservate testimonianze di questo raddoppio ma con *klippen* di limitata estensione. Le migliori esposizioni del contatto sono osservabili in località S. Tommaso poco a nord di Nansignano e nel settore compreso tra Melizzano e Frasso Telesino.

Strutture plicative alla mesoscala riconducibili a questo primo evento deformativo sono ben osservabili nei pressi di località Cadavoffolo ed interessano le quarzoareniti del flysch numidico (FYN) (Fig. 32).

Le strutture tettoniche compressive più diffuse nel Foglio sono però riconducibili all'evento tettonico a vergenza nord-orientale e settentrionale che determina la sovrapposizione dell'unità LP sull'unità MT. Tale sovrapposizione è ben evidente lungo l'allineamento M. Maino-M. Castello-M. Virgo posto a nord-est di Caserta Vecchia. Tale struttura rappresenta l'unità tettonica carbonatica LP che si sovrappone verso nord alle arenarie di Caiazzo (AIZ), mediante un piano a basso angolo. Questo assetto geometrico è confermato dalla dispersione giaciturale nelle arenarie che, nella fascia immediatamente a N dell'allineamento dei rilievi carbonatici, presentano una generale immersione verso S, al di sotto del piano tettonico. Tali rapporti sono evidenti nella porzione più orientale della valle di Castel Morrone, mentre sono nascosti da potenti spessori di Tufo Grigio Campano (TGC) nella sua parte orientale.

A N della valle di Castel Morrone è presente un'altra dorsale carbonatica, allungata in direzione E-W, costituita dai rilievi cretacei del M. Pesaturo, M. Traverso e M. Zecchinoso. Osservazioni di campagna, suffragate da dati di sondaggio profondi per scopi idrogeologici (Celico *et alii*, 1977), documentano anche in questo caso la sovrapposizione tettonica degli elementi carbonatici al di sopra della successione miocenica delle arenarie di Caiazzo. Con molta probabilità tale dorsale rappresenta un *klippe* della scaglia carbonatica posta a sud di Castel Morrone che viene ribassata verso nord dall'attività di faglie ad orientazione NW-SE. La sovrapposizione prima descritta è anche responsabile della formazione delle ampie pieghe orientate NW-SE riconoscibili dalla dispersione dei dati giaciturali nelle arenarie di Caiazzo diffusamente affioranti nel settore a nord della dorsale di M. Pesaturo, M. Traverso e M. Zecchinoso (Fig. 33A).

PROGETTO CARG

Fig. 31 - *Versante sud-orientale del Monte Vocito, sovrapposizione tettonica ESE vergente, della porzione calcarea* (**ALV$_a$**) *dell'unità del Sannio sulle arenarie* (**AQZ**) *della stessa unità.*

Nel settore dei M.ti di Durazzano alla base del versante settentrionale del rilievo di M. Longano è invece osservabile la sovrapposizione delle unità carbonatiche di piattaforma sulla porzione argillosa (ALV) dell'Unità del Sannio. Tale sovrapposizione si esplica attraverso un piano a medio alto angolo orientato circa est-ovest. La conca intramontana di Durazzano si imposta su una struttura sinclinalica (geometricamente riconducibile ad una sinclinale di rampa) con asse orientato circa est-ovest a cui si associano mesopieghe e piani inversi vergenti a sud (Fig. 33B).

Nell'insieme le strutture descritte definiscono una serie di scaglie sovrapposte costituite da elementi carbonatici, accavallati con vergenza verso i quadranti settentrionali su vari termini dell'Unità del Sannio o sui depositi miocenici posti al *top* dell'Unità Matese-Taburno-Camposauro.

Strutture tettoniche riconducibili a questa fase deformativa sono presenti anche nel settore del M. Taburno-M. Camposauro e si esplicano essenzialemte attraverso lo svilippo di piani di taglio a basso angolo di valenza minore e più importanti lineamenti ad alto angolo con cinematica traspressiva la cui attività è in parte responsabile del peculiare assetto morfologico e strutturale del bordo orientale del blocco del M. Taburno. Alle prime strutture è da ricondurre il *thrust* presente alla sommità del M. Taburno che porta, con direzione di trasporto tettonico N 210E, i termini del Giurassico inferiore rappresentati dall'intervallo TNS

PROGETTO CARG

Fig. 32 - *Nei pressi di località Cadavoffolo piega isoclinale con piano assiale immergente di circa 48° verso W nei termini arenaceo-marnosi delle quarzoareniti numidiche* (**FYN**). *Le frecce indicano la polarità stratigrafica.*

sulla parte medio alta dell'unità Giurassico inferiore-Cretacica CLU.

I lineamenti traspressivi mostrano sicuramente maggiori evidenze e sono caratterizzati da piani con orientazione variabile da NW-SE ad E-W e subordinatamente N-S. Questi lineamenti sono particolarmente ben evidenti lungo i margini meridionali delle due depressioni presenti sul lato orientale del blocco del M. Taburno (Acquasanta e Pizzo le Coppole) occupate dai terreni dell'unità dal Sannio. In queste aree si osserva l'accostamento, tramite faglie inverse con orientazione WNW-ESE e vergenti verso nord dei carbonati della successione del M. Taburno con i terreni dell'unità del Sannio (Fig. 34).

2. - STRUTTURE ESTENSIONALI

L'intera area del Foglio Caserta Est è interessata da sistemi di faglie estensionali ad alto angolo (Fig. 35A) ed è possibile distinguere settori in cui prevalgono determinate associazioni di faglie.

Tutte le famiglie riconosciute nei diversi settori sono il risultato di due episodi estensionali distinti di cui il più antico è caratterizzato da un senso di estensione NW-SE ed il successivo è caratterizzato da un senso di estensione orientato NE-

PROGETTO CARG

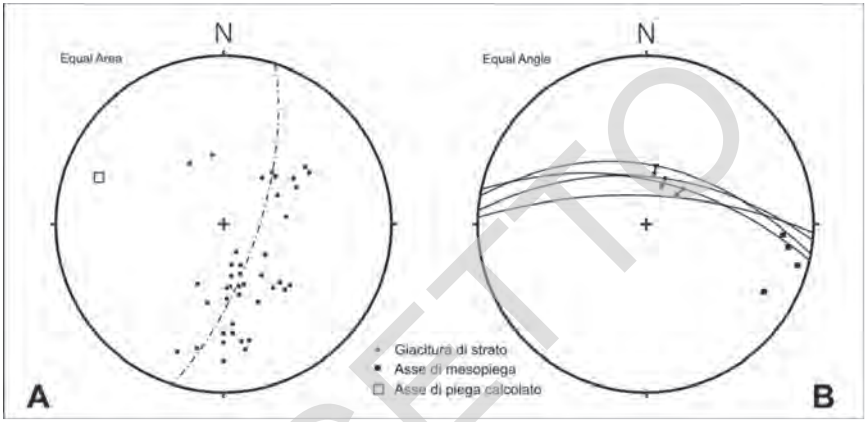


Fig. 33 - *Stereogrammi mostranti: A) la dispersione dei dati giaciturali delle arenarie di Caiazzo* (**AIZ**) *nel settore a nord della dorsale di M. Pesaturo, M. Traverso e M. Zecchinoso. B) piani inversi ed assi di mesopieghe relativi al settore di Durazzano.*

SW. Durante il primo episodio (databile al Pleistocene inferiore-medio) si formano strutture orientate NE-SW e ENE-WSW con cinematiche *dip-slip,* strutture orientate WNW-ESE ed E-W con cinematica trastensiva sinistra e faglie orientate circa N-S con cinematica trastensiva destra. Il secondo episodio è databile al Pleistocene superiore ed è caratterizzato da un senso di estensione NE-SW e si esplica attraverso lo sviluppo di faglie con cinematica estensionale pura su piani orientati NW-SE e riattiva in trastensione destra i lineamenti WNW-ESE, ENE-WSW ed E-W e sinistra i piani N-S.

In corrispondenza della porzione meridionale del Foglio Caserta Est (zona tra Luzzano e Maddaloni) (Fig. 35B), sono state riconosciute numerose faglie sia dirette che trascorrenti a medio-alto angolo, con orientazioni variabili da circa E-W a NW-SE, NE-SW e WSW-ENE. A quest'ultima famiglia sono riconducibili le importanti strutture che dissecano la valle di Durazzano e che mostrano cinematiche trastensive sinistre.

Il settore compreso tra Caserta e Limatola (Fig. 35C) è invece caratterizzato da strutture E-W, ben evidenti nella porzione meridionale dell'area, e strutture NW-SE e NE-SW. Due segmenti di un importante lineamento orientato NW-SE sono localizzati nella valle di Castel Morrone, tali elementi non sono affioranti poiché coperti dai depositi vulcanici dell'unità TGC, ma determinano il ribassamento verso nord della porzione terminale della scaglia carbonatica affiorante a sud della valle di Castel Morrone.

Il settore del M. Taburno (Fig. 35D) è invece caratterizzato dalla predominanza di strutture orientate NW-SE e WNW-ESE. Queste ultime mostrano cinematismi trastensivi sinistri che dissecano l'intero blocco carbonatico e ne definiscono

PROGETTO CARG

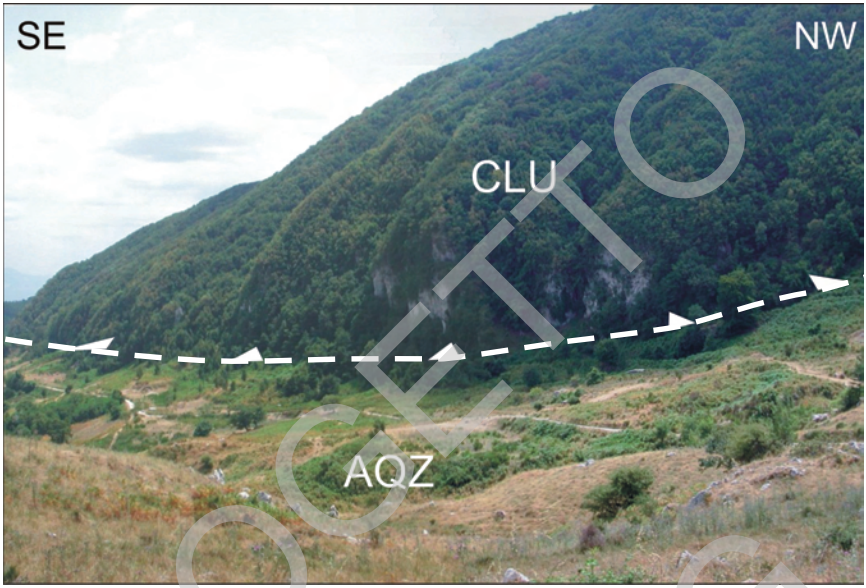


Fig. 34 - *Panoramica del margine sud occidentale della piana di Acquasanta, impostata nei depositi dell'unità del Sannio. Nella foto è ben visibile il versante settentrionale di Turi Sarapunno impostato su un piano di faglia ad orientazione circa WNW-ESE che con cinematica traspressiva determina la sovrapposizione dei calcari e calcari dolomitici* (**CLU**) *sulle arenarie di Campoli* (**AQZ**).

PROGETTO CARG

inoltre il margine meridionale ed orientale. Sul lato settentrionale della depressione di Acquasanta (Fig. 36), posta sul margine orientale del blocco, è presente una importante struttura trastensiva, ad orientazione WNW-ESE, che si estende verso ovest fino al Campo di Cepino. Questa struttura, nel settore di Acquasanta, tende ad accostare i termini carbonatici dell'unità del Taburno ai depositi dell'Unità del Sannio. Lungo il margine meridionale del M. Taburno nei pressi di località Madonna del Taburno le brecce pleistoceniche del sintema di Laiano (LNO_{a3}) risultano accostate per faglia ai calcari dell'Unità TNS. Il lineamento, ad alto angolo, mostra un'orientazione WNW-ESE e si segue bene lungo tutto il margine meridionale del rilievo. Le brecce dell'unità (LNO_{a3}) sono deformate da piani orientati NNE-SSW e ENE-WSW, e mostrano strie che indicano estensione NE-SW (Fig. 37).

Il blocco del Camposauro invece è caratterizzato essenzialmente da lineamenti orientati WNW-ESE e NNW-SSE. I primi sono caratterizzati da cinematismi trastensivi destri mentre i secondi da cinematismi estensionali ed obliqui sinistri. L'attività di queste strutture nel loro insieme determina il progressivo ribassamento dei blocchi carbonatici verso SW come già indicato da Boscaino (2000). Il bordo meridionale del Camposauro è rappresentato dalla depressione morfostrut-

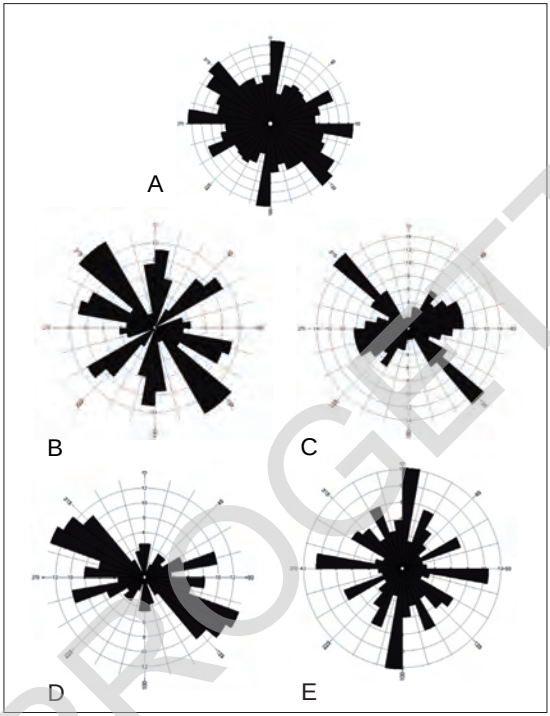


Fig. 35 - *Diagrammi a rosa mostranti le frequenze delle famiglie di faglie dei diversi settori del Foglio. A) frequenza delle faglie dell'intero Foglio; B) frequenza relativa al settore Luzzano-Maddaloni; C) frequenza relativa al settore Caserta-Limatola; D) frequenza relativa al settore del Taburno ed E) frequenza relativa al settore del Camposauro*

turale di Piana di Prata, che collega questo rilievo a quello del M. Taburno con interposizione dei depositi dell'Unità del Sannio. Questa depressione orientata WNW-ESE rappresenta una importante e complessa zona di taglio in cui il suo bordo settentrionale (verso il Camposauro) è caratterizzato da strutture con cinematiche trastensive sinistre ed estensionali, ed il suo bordo meridionale (verso il M. Taburno) è caratterizzato da cinematismi sia traspressivi che estensionali.

PROGETTO CARG

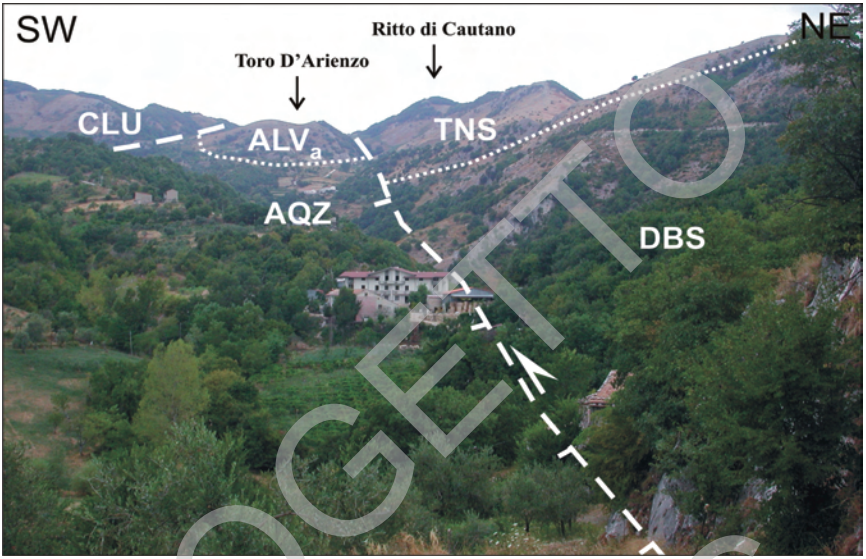


Fig. 36 - *Panoramica del fianco nord orientale della valle di Acquasanta in cui affiorano diffusamente i terreni dell'unità del Sannio* (**AQZ-ALV$_a$**). *Tali successioni sono in contratto tettonico, tramite una importante faglia ad orientazione NW-SE con cinematica trastensiva sinistra, con le porzioni medio basse della successione carbonatica del Taburno* (**DBS-TNS**).

PROGETTO CARG

VI - CARATTERISTICHE GENERALI DELLA SISMICITÀ

Dal punto di vista sismologico il settore che ricade all'interno del Foglio Caserta è prossimo ad una delle aree dell'Appennino meridionale caratterizzate dalla più alta manifestazione di attività sismica. Infatti, esso risente della prossimità

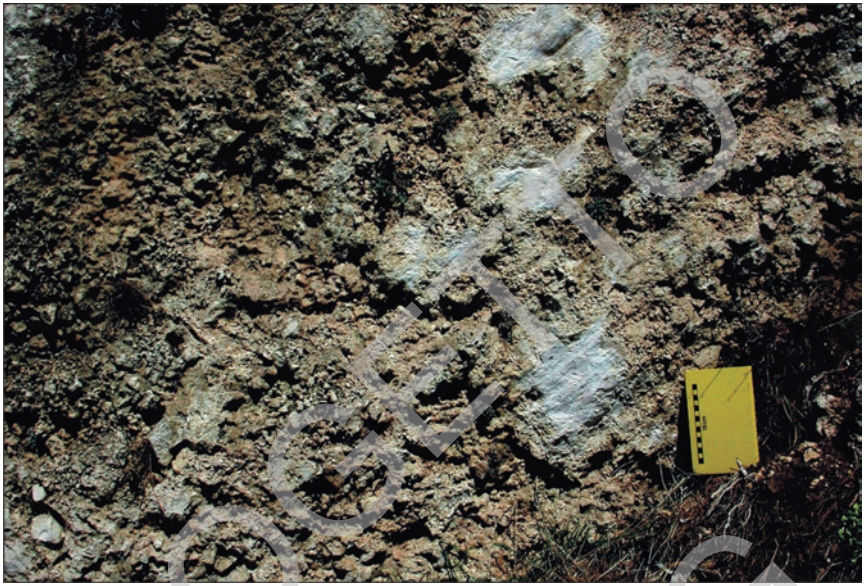


Fig. 37 - *Lungo la strada che conduce alla Madonna del Taburno, lungo il versante meridionale dell'omonimo rilievo, affioramento di brecce cementate* (**LNO$_{a3}$**) *del Pleistocene Inferiore mostranti chiare evidenze di tettonizzazione. In particolare nella foto sono mostrati i relitti di uno specchio di faglia orientato N 60/90 con strie che indicano un movimento obliquo sinistro.*

PROGETTO CARG

della dorsale appenninica lungo la quale l'attività di sistemi di faglie normali aventi prevalentemente un trend NO-SE, che si muovono in risposta ad un campo di deformazione distensivo attivo dal Pleistocene medio-superiore (Cinque *et alii*, 1993) ed il cui asse di minimo stress (σ3) è orientato all'incirca in senso anti-appenninico (Amato *et alii*, 1995; Kiratzi, 1994; Mariucci & Müller, 2003; Montone *et alii*, 2004), ha determinato un generale sollevamento ancora in atto (Ciaranfi *et alii,* 1983) e la formazione di bacini intra-montani. L'esistenza di tale campo di deformazione si manifesta anche con una sismicità localizzata entro i primi 20 km di crosta (Castello *et alii,* 2005; Chiarabba *et alii,* 2005; Bollettino Sismico Italiano) e meccanismi focali prevalentemente distensivi/trastensivi (Montone *et alii*, 2004; Vannucci & Gasperini, 2004).

Tuttavia, a dispetto di tale assetto geologico-sismologico, il settore che ricade nel foglio Caserta Est, compreso tra Caiazzo (CE) a Nord-Ovest, Vitulano (BN) a Nord-Est, San Martino Valle Caudina (AV) a Sud-Est e San Marco Evangelista (CE) a Sud-Ovest, non è sede epicentrale di sismi importanti ma sicuramente ha risentito degli effetti collegati a terremoti localizzati nelle regioni adiacenti.

Il Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (Gruppo di Lavoro, CPTI, 2004) riporta, in questo settore, 5 eventi storici (Tab.1) le cui magnitudo (M_{aw} ***) sono moderato-basse (Fig. 38):

Un quadro differente è deducibile, invece, dalla sismicità storica delle regioni circostanti, in particolare del Molise e della Basilicata, per le quali sono noti

molti eventi le cui intensità epicentrali (I_0 **) hanno superato il 9° grado MCS e raggiunto M_{aw}*** (Magnitudo Momento) = 6.96 (Tab.2).

In particolar modo, Esposito *et alii,* 1987 e Esposito *et alii,* 1988 fanno notare come, in occasione del terremoto del 26 Luglio 1805, l'isosista VIII° grado MCS risulta curvata proprio in corrispondenza del Taburno-Camposauro e allungata in direzione della Piana Campana (anche in Postpischl d., 1985), così come l'isosista VII° grado MCS del terremoto lucano del 16 Dicembre 1857, investe la stessa area anche se con un andamento differente (Porfido *et alii,* 1988, in parte in accordo con Postpischl d., 1985). Anche la ricostruzione dell' isosista IX° grado MCS dei terremoti del 1456, 1688, 1702, 1732 e del 1930 (Alessio *et alii,* 1996) mostra un parziale interessamento dell'area che ricade all'interno del foglio Caserta, stavolta con un caratteristico allungamento in senso appenninico. In particolare, in riferimento al terremoto del 1456, altri autori (Fracassi & Valensise, 2007) ritengono che si sia manifestato attraverso scosse multiple su tre diversi segmenti di faglia, uno dei quali localizzato nel Sannio. La sorgente sismogenetica di questo, come degli altri eventi, sarebbe da ricercare nell'avampaese apulo, nei lineamenti orientati E-O, differentemente dal resto della sismicità appenninica. Anche in questo caso è riportata una vistosa curvatura delle isosiste in direzione della piana campana con l'estensione dell'area di danneggiamento (isosista IX° grado MCS) che investe chiaramente la città di Caserta.

L'evento sismico storico più importante e recente che ha colpito quest'area è stato sicuramente quello de 23 Novembre 1980. Il sisma, Ms = 6.9, intensità epicentrale X° grado MCS, è stato il primo per il quale è stata osservata una dislocazione in superficie (fino ad 1m di rigetto lungo le scarpate); fu provocato da un complesso processo di fagliazione avvenuto lungo diversi segmenti di faglia (complessivamente da Nusco, spostandosi in direzione SE, verso il Pantano di S. Gregorio Magno), dando luogo a più picchi di accelerazione che seguirono la prima scossa. Il meccanismo focale sintetico, caratterizzante l'intera rottura, evidenziò un chiaro evento distensivo lungo un piano orientato da N40O ÷ N50O con pendenza di circa 60° e una bassa componente *strike-slip*. Le scosse principali furono seguite da centinaia di *aftershocks*, compresi due eventi di Ml = 4.9 (25 Novembre ed il 3 Dicembre), a profondità crostali differenti a seconda dei segmenti coinvolti, ma comunque entro i primi 20 km di crosta (Pantosti & Valensise, 1990; Westaway, 1992; Bernard & Zollo, 1989).

Il terremoto del 1980 è stato il più forte degli ultimi ottanta anni, con circa 3000 vittime e la totale distruzione di almeno 15 paesi; fu avvertito in tutta l'Italia meridionale e centrale e relativamente ai comuni del Foglio Caserta Est l'analisi del campo macrosismico li colloca tra l'isosista VII° e VIII° grado MCS (Postpischl d., 1985).

Fatta eccezione per il sisma del 1980, i dati derivanti dalla sismicità strumentale nella regione campana (Castello *et alii,* 2005 – selezione degli eventi per

PROGETTO CARG

Tab. 1

01/02/1895	14617	41.017	6.0	4.83	Montesarchio
16/12/1902	14.600	41.033	5.5	4.63	Montesarchio
04/05/1903	14.557	41.034	7.0	5.17	Valle Caudina
03/04/1936	14.586	41.040	5.5	4.58	Valle Caudina
14/02/1981	14.613	40.985	7.0	4.91	Baiano

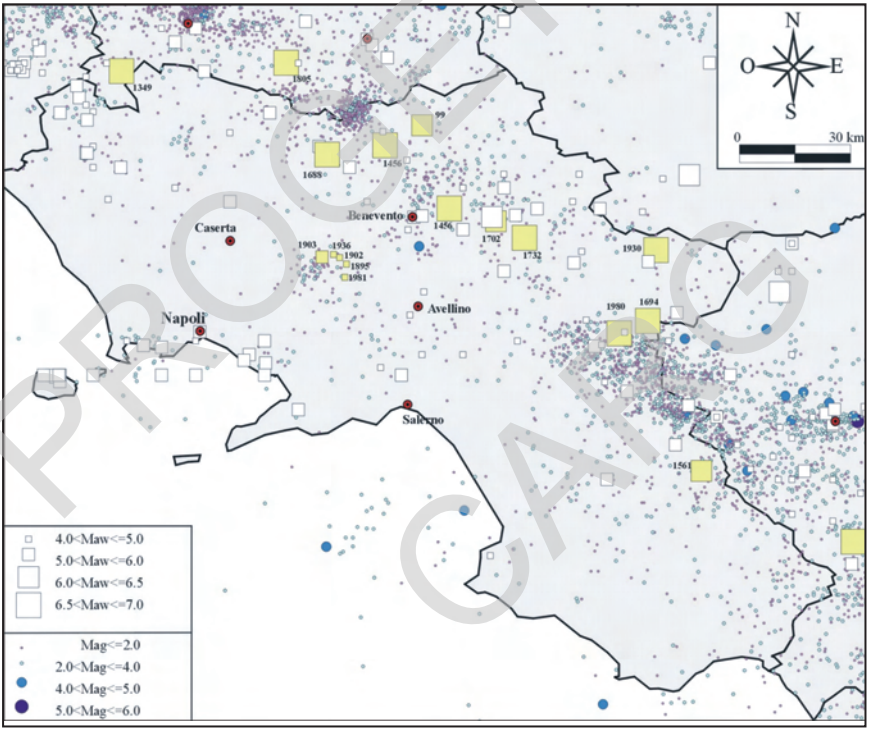


Fig. 38 - *Sismicità dell'area campana estratta da CASTELLO* et alii*, 2005 (BOLLETTINO SISMICO ITALIANO); i rettangoli rappresentano gli eventi storici estratti dal CPTI, WORKING GROUP CPTI, 2004; in giallo gli eventi storici citati nel testo (tutti posteriori all'anno 0).*

i quali era disponibile una magnitudo e con errore sulle coordinate orizzontali e verticali < 5km; Bollettino Sismico Italiano) e riferibili ad un periodo che va dal 1981 al Giugno 2007 (Fig. 38), mostrano come la sismicità si manifesti con sequenze sismiche di bassa energia e a sciame, i cui ipocentri sono concentrati all'interno dei primi 10-20 km di crosta (Chiarabba *et alii*, 2005; Gruppo di La-

PROGETTO CAPG

Tab. 2

Giorno/ mese/ anno	I_0	M_{aw}	Località	Giorno/ mese/ anno	I_0	M_{aw}	Località
99 d.C.	9,5	6,30	Circello	08/09/1694	10,5	6,87	Irpinia -Basilicata
09/09/1349	10.0	6,62	Lazio meridionale-Molise	14/03/1702	9,5	6,32	Beneventano-Irpinia
05/12/1456	10,0	6,96	Molise	29/11/1732	10,5	6,61	Irpinia
05/12/1456	10,0	6,60	Beneventano	26/07/1805	10,0	6,57	Molise
19/08/1561	9,5	6,36	Vallo di Diano	16/12/1857	10,5	6,96	Basilicata
05/06/1688	11,0	6,72	Sannio	23/07/1930	10,0	6,72	Irpinia

VORO, MPS, 2004) in analogia con il resto della sismicità appenninica. Nell'area che ricade all' interno del Foglio Geologico Caserta Est, non si evidenziano sequenze sismiche di particolare importanza, fatta eccezione per quella verificatasi nel periodo Aprile-Ottobre 2005, i cui eventi hanno raggiunto il 21 Maggio una Ml* (Magnitudo Locale) massima di 3.7, ed una profondità (massima) di circa 17 Km. L'area non sembrerebbe destare particolare preoccupazione dal punto di vista sismico; tuttavia, essa è molto prossima al beneventano e negli ultimi anni, lo studio di sciami simici in questo settore (sequenza del 1990, in ALESSIO *et alii,* 1996) pone l'attenzione su una possibile correlazione tra il loro verificarsi e la mancanza di eventi disastrosi nelle stesse aree, quindi come un possibile campanello d'allarme in un area da considerasi ad elevato potenziale sismogenetico. D'altronde, già in BARBANO *et alii,* 1989 si riconosceva il settore beneventano come ad elevato rischio sismico, condizionato dalla sismicità compresa all'interno di due Zone Sismogenetiche importanti (la 2 - Appennino Molisano-Campano - e la 3a - Irpinia) e con i massimi valori attesi in termini di intensità MCS rispetto ad altre località dell'Appennino meridionale (Bojano, Lucera, Melfi, Pomigliano d'Arco).

Più recentemente DI BUCCI *et alii.,* 2005 ipotizzano, immediatamente a Sud del M. Camposauro, la presenza nel sottosuolo di una importante struttura sismogenetica responsabile del terremoto del 1688 (anche in VILARDO *et alii,* 2003) e supposizioni circa l'attività di faglie in aree prossime a quella che ricade nel Foglio Caserta Est, sono riportate anche in CINQUE *et alii,* 2000 e VALENSISE & PANTOSTI, (2001 a e b). In particolare questi ultimi pongono l'attenzione sul forte rilascio di energia sismica in una zona dove *slip rates* bassi e quindi, tempi di ricorrenza lunghi, potrebbero trarre in inganno ed indurre a sottovalutare il potenziale sismogenetico di molte strutture.

Dal punto di vista sismogenetico, la maggiorparte dei comuni del Foglio Caserta Est ricade all'interno della zona 927 (Zonazione Sismogenetica ZS9 -

PROGETTO CARG

Working Group, MPS, 2004), mentre alcuni comuni sud-occidentali non sono compresi in nessuna zona o appena all'interno della 928, zona il cui contributo sismico è del tutto trascurabile rispetto a quello della 927, caratterizzata, invece, dal rilascio massimo di energia legata alla distenzione generalizzata che ha interessato l'Appennino merionale. Infatti, nella zona sismogenetica 927 (ex zone 57, 58, 62÷64 in Zonazione Sismogenetica ZS4 – Scandone & Stucchi, 2000), il meccanismo di fagliazione prevalente che ci si attende è di tipo *dip-slip* e lo strato sismogenico è localizzato tra i 10 e i 20 km (anche in Chiarabba *et alii*, 2005).

Più recentemente, anche in Gruppo di Lavoro, DISS (2007) si ricalca, almeno per quel che riguarda questo settore, quanto previsto nelle precedenti zonazioni, individuando la zona sismogenetica "Castelpetroso-Valle Ufita" la quale include, tra gli altri, il terremoto storico del 1688.

Anche la Regione Campania, con delibera della Giunta Regionale n° 5447 del 7 Novembre 2002, ha approvato la nuova classificazione sismica del territorio regionale, aggiornandola rispetto a quella del 1981. I comuni risultano ad oggi classificati in tre categorie sismiche alle quali corrispondono diversi gradi di sismicità (S), decrescenti dalla I^a alla III^a, e corrispondenti a valori di S rispettivamente pari a 12 (I^a categoria), 9 (II^a categoria), 6 (III^a categoria). Nel particolare dei comuni che ricadono nel Foglio Caserta Est, questi risultano tutti classificati come sismici ed appartenenti alla II^a categoria, fatta eccezione per Cautano, Vitulano e Campoli del Monte Taburno, i quali appartengono, invece, alla I^a categoria.

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

VII - ELEMENTI DI GEOLOGIA APPLICATA E CENNI DI IDROGEOLOGIA

1.- I PROCESSI GRAVITATIVI

Le morfodinamiche di versante sono abbastanza diversificate. Mentre sui versanti che intagliano unità terrigene sono molto frequenti fenomeni attivi e quiescenti di frane da scorrimento e colamento oppure scorrimento-colamento (quali quelli impostati sulle unità terrigene di Caiazzo), sui versanti carbonatici il fenomeno è notevolmente più contenuto. Infatti essi sono interessati da diffusi crolli lungo le cornici litologiche e da più limitati fenomeni da scorrimento.

Peculiari inoltre sono le frane da scorrimento-colata rapida che interessano le coperture piroclastiche che ammantano i versanti carbonatici posti nel settore meridionale del foglio.

In generale sono noti più di 1000 fenomeni franosi ma solo un 10% mostra indizi di una attività recente.

Le frane da colamento e scorrimento

Queste frane prevalgono nelle zone di affioramento delle Arenarie di Caiazzo e dell'Unità del Sannio. Si tratta infatti di litologie a forte componente argillosa ed arenacea. Questi terreni si trovano spesso scompaginati per fenomeni di destrutturazione tettonica (pieghe, faglie e pieghe-faglie) a cui si accompagna una bassa resistenza agli sforzi di taglio. Laddove i raccordi crinale-fondovalle hanno caratteri di bassa maturità morfologica (come ad es. lungo le scarpate fluviali) la pendenza dei versanti e il *local relief* costituiscono la condizione morfogenetica predisponente più importante per l'innesco di questi fenomeni.

Gli eventi rilevati sono principalmente di tipo complesso, costituiti da scor-

PROGETTO CARG

rimenti rotazionali che evolvono in colata, e subordinatamente di tipo colata singola. Meno frequenti gli scorrimenti singoli che risultano più presenti sulle formazioni più litoidi. In generale si tratta di movimenti con velocità da lenta a moderata. Per quanto concerne lo stato di attività si tratta in prevalenza di frane quiescenti; infatti solo per il 12 % risultavano, al momento dei rilievi, segni di attività o di riattivazione. Ciò è ben evidenziato dall'alto grado di degradazione morfologica della zona di nicchia e di cumulo, dovuta a processi di denudazione legati sia al deflusso delle acque di superficie sia a fenomeni di accomodamento superficiale delle masse spostate per soliflusso/*creep*. Non ultimo, un importante agente di rimodellamento, risulta la attività antropica.

Una delle aree più colpita è la zona a sud del Vallone Ciummento nella località di Petrignano a sud del paese di Ave Gratia Plena . Qui dominano i fenomeni complessi di tipo scorrimento-colata con stato di attività quiescente che spesso presentano localizzati fenomeni di riattivazione che coinvolgono in genere la massa spostata (in diminuzione *sensu* Varnes). In questi settori i corpi di frana attigui tendono a dare vita a forme coalescenti. Ciò ricorre anche in altre aree ed in particolare in quella situata ad ovest di S. Agata dei Goti.

I fenomeni di crollo

Sulle litologie carbonatiche si innescano spesso crolli dovuti a scorrimenti o ribaltamenti di blocchi dalle pareti rocciose ad alta acclività (come lungo le *free faces*) e in particolare dove è concomitante la presenza, nella roccia in posto, di un elevato numero di discontinuità primarie e secondarie.

Sono molto diffusi lungo il versante meridionale del M. Taburno e del M. Camposauro.

Le colate rapide di piroclastiti e di detrito

La zona sud, centrale e orientale, del Foglio Geologico, (riferita alla porzione centro meridionale della tavoletta topografica 1:25.000 "S. Felice a Cancello" ed alla porzione meridionale della tavoletta topografica 1:25.000 "Montesarchio") è caratterizzata da versanti impostati su rocce carbonatiche che spesso sono ammantati da una copertura di piroclastiti sciolte (costituite in prevalenza da ceneri e pomici talora anche con un elevato grado di argillificazione; unità litostratigrafica **PNV**). Questi versanti, soprattutto quelli del settore sudorientale (Cervinara) sono stati interessati da imponenti fenomeni franosi impostati nelle coperture piroclastiche.

Tali fenomeni si riferiscono quasi esclusivamente a frane di colamento e di scorrimento-colamento che si impostano nella coltre piroclastica per imbibizione di queste coperture poggianti generalmente su un substrato calcareo ad alta pendenza (generalmente > 30°). Queste colate a causa dell'alto contenuto di acqua mostrano una cinematica ascrivibile alle colate rapide di terra sensu Cruden & Varnes (1996).

Tra questi fenomeni va citata la ben nota "frana di Cervinara" che è tra le più recenti occorse nell'area (notte del 15 dicembre 1999).

PROGETTO CARG

L'evento occorso in questo caso presenta strette analogie con gli eventi franosi che hanno interessato nel 1998 la dorsale montuosa di Pizzo D'Alvano. Anche in questo caso il fenomeno si è innescato dopo un prolungato evento pluviometrico (tre giorni) che ha attivato quattro colate di grandi dimensioni e numerose altre di minore estensione che hanno mobilizzato circa 30.000 m^3 di materiale. Le frane prodottesi durante l'evento sono essenzialmente dovute a fenomeni di scorrimento evolventi in colata rapida innescatesi sui fianchi che bordano il Vallone Castello ed a fenomeni minori innescati dallo scalzamento al piede dei versanti prodotto dal deflusso delle acque dei torrenti in piena di Castello e San Gennaro.

Il materiale franato è costituito da ceneri, pomici, lapilli e subordinati frammenti calcarei che si sono scollati dal substrato calcareo su cui poggiavano invadendo parte dei centri abitati di Castello e di Ioffredo.

I danni subiti nel centro abitato sono stati consistenti ed il bilancio in termini di vite umane fu di quattro vittime ed oltre ad una decina di feriti.

Lo stesso evento meteorico ha provocato l'innesco di ulteriori colate rapide sui fianchi di Monte Pizzone al cui piede poggia il Paese di S. Martino Valle Caudina.

Ad eccezione delle frane più recenti in generale bisogna sottolineare che le tracce morfologiche di questi fenomeni sono poco conservative e, di solito, nel giro di alcune decine di anni le frane minori risultano completamente invisibili a causa della ricostituzione, per colluvionamento, della copertura piroclastica e per l'attecchimento della vegetazione arborea.

Anche gli accumuli in genere non mostrano evidenze chiare in quanto vanno a costituire corpi più ampi, costituenti fasce detritiche colluviali (b_2) alla base dei versanti o conoidi di natura prevalentemente piroclastica (i) allo sbocco di valloni.

Le colate rapide di detrito, invece, sono molto ricorrenti allo sbocco dei valloni ad alta pendenza che intagliano i massicci carbonatici del M. Camposauro e del M. Taburno.

Alcune di esse ricadono nella categoria dei *debris avalanche* sensu VARNES. Ciò accade in particolare nelle zone di accumulo dei materiali detritici provenienti dalle *free face* o cornici litologiche e costituenti le falde detritiche sospese o di piede di versante (*talus* detritici).

2. - LE CAVE

E' stato condotto inoltre un censimento di tutte le attività estrattive individuando tutte le cave sia attive che inattive ampiamente diffuse in tutta l'area. Sono state localizzate ben 197 cave, di queste 29 (14,7% del totale) sono risultate attive e 168 inattive (85,3% del totale).

PROGETTO CARG

Esse non risultano equamente distribuite sul territorio ma si concentrano maggiormente nelle aree di fondovalle, per le cave a fossa, e al bordo dei rilievi calcarei, per le cave di monte con fronte unico di scavo o gradonato.

La zona di Caserta risulta quella maggiormente interessata, con un numero di cave pari a 62.

Le tipologie di materiale estratto riguardano in particolare calcari (Fig. 39) e prodotti piroclastici sia sciolti che litoidi (quale ad es. il Tufo Grigio Campano) (Fig. 40), non mancano aree di estrazione di ghiaie fluviali sui terrazzi alluvionali di fondovalle.

I calcari e i calcari dolomitici estratti nell'area del Foglio sono impiegati in buona misura come materiali da costruzione anche se non mancano usi nel campo della produzione industriale.

Infatti si possono ricondurre a tre grandi categorie le destinazioni di uso:

1) Produzione di cementi e di calce per il settore edilizio. Il calcare in questi ambiti costituisce uno dei principali costituenti, insieme alla argilla, dei cementi.

2) Produzione di pietrisco a varia granulometria utilizzato come inerte per i calcestruzzi o come pietrisco per uso stradale.

3) Produzione di carbonato di calcio polverizzato per impieghi nel campo edilizio, agroalimentare e nella industria chimica in generale.

Nell'area di Maddaloni, dove i calcari registrano tenori di $CaCO_3$ elevati (> 94%), si sviluppa uno dei principali poli estrattivi della Campania.

Nell'area sono presenti anche aree estrattive per la produzione di pietre ornamentali. In particolare vanno segnalati i "Marmi" di Vitulano e quelli di Caiazzo, si tratta di calcari che vengono levigati e venduti con il termine merceologico di marmi.

I Marmi di Vitulano costituiscono sicuramente la pietra ornamentale più pregiata di tutta la regione Campania. Si tratta di calcari micritici e detritici grigiastri, del Cretacico, intercalati a banchi e strati di calcari brecciati, brecce policrome e calcari a lumachella. Le aree di estrazione di questa pietra ornamentale concidono con quella del M. Taburno e del Camposauro.

Le vulcanoclastiti cavate nell'area possono essere ricondotte essenzialmente al Tufo Grigio Campano. Come è noto il **TGC** è distinguibile in due facies entrambe litificate: quella grigia e quella gialla. Nell'area in particolare affiora la facies gialla (nota anche come Tufo giallo casertano per distinguerla merceologicamente dal Tufo Giallo Napoletano) che viene ampiamente utilizzata per la produzione di mattoni da impiegare nella industria edile.

Le cave di tufo si addensano nell'area compresa tra Maddaloni e S. Nicola la Strada, dove si estrae la facies di Tufo giallo casertano più largamente impiegata nell'edilizia campana.

3. - IDROGEOLOGIA

PROGETTO CARG

Fig. 39 - *Cava di calcare attiva in località S. Eustacchio a nord di Maddaloni.*

Il Foglio Caserta Est è caratterizzato da una notevole complessità geologica per la presenza di differenti unità litostratigrafiche e tettoniche e di un complesso assetto strutturale delle stesse. L'analisi degli aspetti geologico-applicativi è riferibile, in senso lato, ad unità aventi caratteristiche geologico-tecniche uniformi alla scala di analisi, identificate mediante l'accorpamento o la suddivisione delle unità riconosciute e cartografate mediante il rilevamento geologico. Per la parte idrogeologica si è fatto riferimento all'assetto dei complessi idrogeologici come descritto in Allocca *et alii*, 2007 e alla carta idrogeologica allegata. I complessi descritti in letteratura sono stati sostituiti con le unità tettoniche affioranti all'interno del foglio geologico Caserta est così come mostrato nella tabella allegata (Tab. 3).

L'identificazione delle unità geologico-tecniche di valenza idrogeologica, definibili unità idrostratigrafiche (Maxey, 1964) o complessi idrogeologici (Civita, 1975), consente di riconoscere nel Foglio Caserta Est la presenza di terreni ad elevato grado di permeabilità relativa, per fessurazione e carsismo, rappresentati dai litotipi calcarei delle Unità tettoniche dei M.ti Lattari-M.ti Picentini-M.ti Alburni qui espressi nella successione dei Monti di Avella-Caserta e dell'Unita' tettonica Matese-Taburno-Camposauro nelle successione del Camposauro e del Taburno, e di terreni caratterizzati da uno scarso grado di permeabilità relativa

PROGETTO CARG

Fig. 40 - *Cava in tufo inattiva.*

(per porosità e/o, fessurazione) o impermeabili, ascrivibili ai depositi di bacino, a componente pelitica delle unità del Sannio e delle unità litostratigrafiche neogeniche silicoclastiche (Flysch di Pietraroja, arenarie di Caiazzo e Formazioni di Castelvetere). In sintesi, all'interno del Foglio, è riscontrabile il motivo idrogeologico regionale tipico dell'Appennino meridionale: la giustapposizione laterale e verticale di unità idrogeologiche carbonatiche, caratterizzate da elevata permeabilità per fratturazione, da un'elevata infiltrazione efficace e quindi da un ingente circolazione idrica sotterranea basale, con unità idrogeologiche a scarsa permeabilità, che permettono una modesta, se non trascurabile, possibilità di captazione idrica sotterranea. Al contatto con i terreni a permeabilità più bassa, il deflusso idrico sotterraneo delle unità carbonatiche viene a giorno generando grandi sorgenti basali (Celico, 1978; 1983; 1988; Allocca *et alii*, 2007). Variazioni di questo schema di circolazione idrica sotterranea sono associabili, all'interno dei massicci carbonatici, a fattori strutturali che possono costituire un ostacolo alla circolazione idrica sotterranea per una riduzione locale della permeabilità. Laddove le unità carbonatiche sono in contatto laterale con i depositi alluvionali quaternari sono possibili travasi idrici sotterranei verso le piane alluvionali e quindi l'alimentazione dei corpi idrici superficiali.

Nell'area del Foglio ricadono importanti strutture idrogeologiche carbonatiche: i Monti Tifatini, i Monti di Durazzano, i Monti di Avella ed i Monti del

PROGETTO CARG

Taburno-Camposauro. Sono inoltre di assoluta rilevanza gli acquiferi detritico-alluvionali-piroclastici che costituiscono le unità idrogeologiche della piana del basso corso del fiume Calore e della piana dell'Isclero.

Le seguenti descrizioni, comprese la numerazione delle sorgenti (numeri) e dei campi pozzi (lettere), si riferiscono allo schema idrogeologico di sintesi illustrato in Fig. 41.

3.1. - Monti Tifatini

I Monti Tifatini, posizionati nel settore occidentale del Foglio costituiscono un'unità idrogeologica carbonatica (Celico, 1978; 1983), formata prevalentemente, da calcari del Cretaceo e, subordinatamente, da calcari e calcari dolomitici del giurassico, appartenenti all'unità tettonica dei M.ti Lattari-M.ti Picentini-M.ti Alburni. Ad essa sono ascrivibili i monti Montagnano (413 m s.l.m.), Virgo (620 m s.l.m.), Castello (456 m s.l.m.), Calvi (526 m s.l.m.), S. Michele (427 m s.l.m.) e, nel Foglio Caserta Ovest, Tifata (605 m s.l.m.).

Il limite della struttura idrogeologica è rappresentato, a nord-est, dalla sovrapposizione tettonica sui terreni arenaceo-marnoso-argillosi, scarsamente permeabili, appartenenti alle unità litostratigrafiche neogeniche sin-orogene. Lo stesso limite strutturale è stato ipotizzato continuare verso nord, lungo la valle del fiume Volturno, al disotto dei depositi alluvionali quaternari. Ad est e a sud-est l'unità idrogeologica è in contatto con i depositi quaternari piroclastici della Piana Campana che per il grado di permeabilità, generalmente medio, non isolano l'unità dal punto di vista idrogeologico consentendo travasi verso le falde della piana Campana. Ad est, nella Valle di Maddaloni, l'unità è idrogeologicamente separata dai Monti di Durazzano da strutture tettoniche compressive cui sono interposti terreni impermeabili delle Unità Interne (Celico *et alii*, 1977), ascrivibili, nel foglio, all'Unità del Sannio; ciò comporta l'esistenza di una continuità idrogeologica tra la circolazione idrica sotterranea dei Monti Tifatini e dei Monti di Durazzano che, come è stato confermato anche da studi idrogeochimici, sono caratterizzate da circuiti diversi (Celico *et alii*, 1980).

Il composito assetto strutturale esistente nel massiccio comporta la suddivisione dell'unità in più substrutture idrogeologiche, distinte e reciprocamente interconnesse dal punto di vista idraulico (Celico *et alii*, 1977). Inoltre, da dati di perforazione, è stato possibile ipotizzare, almeno nel settore occidentale dell'unità idrogeologica, la sovrapposizione tettonica anche sulle Unità Interne in accordo con Celico *et alii* (1977). Il piano di accavallamento tettonico è stato rinvenuto a quota più alta rispetto ai margini del massiccio e ciò rappresenta un forte condizionamento sulla circolazione idrica sotterranea.

I principali recapiti della falda dell'acquifero carbonatico sono rappresentati

PROGETTO CARG

Tab. 3 - *Complessi idrogeologici e corrispondenza con le sigle e le denominazioni di riferimento della legenda del Foglio Caserta Est. US: unità tettonica del Sannio; MT: unità tettonica Matese-Taburno-Camposauro; LP: unità tettonica Monti Lattari-Monti Picentini-Monti Alburni.*

Complessi Idrogeologici (Allocca *et alii*, 2007)	**Litologie prevalenti**	**Unità tettoniche e/o denominazioni sigle in carta**
1) Complessi alluvionali e piroclastici quaternari	Ghiaie, sabbie, argille in facies alluvionale, limi argillosi in facies lacustre, coltri eluvio-colluviali, brecce con intercalazioni di piroclastiti rimaneggiate Piroclastiti sciolte	LMH-VEF$_2$ - BPI - b$_2$, b CCU - MDE
2) Complessi detritici plio-quaternari	Travertini in facies fitoermale. Ghiaie fluviali con intercalazioni e lenti di sabbie e di paleosuoli. Ghiaie in facies di conoide Brecce calcaree	SOB, i LNO
3) Complesso delle piroclastiti da flusso	Tufi da poco coerenti a coerenti	TGC
4) Complessi delle unità da pre- sin-orogene	Argille, marne, argille di aspetto scaglioso, marne rosate e verdastre, calcari e calcari marnosi localmente siliciferi. Argille, marne ed arenarie torbiditiche con intercalazioni carbonatiche.	Unità tettonica US (AQZ, FYN, ALV) FPJ - AIZ - CVT
5) Complesso carbonatico dell'Unità monti Picentini-Taburno	Calcari e dolomie	Unità tettonica MT - successione del Taburno (DBS, TNS, CLU) Unità tettonica LP - successione dei Monti di Avella - Caserta (CDO, CCM, CRQ, RDO, RDT)
6) Complesso dell'Unità Matese-Monte Maggiore	Calcari e dolomie	Unità tettonica MT - successione del Camposauro (DBS, CPL, CCM, CRQ, RDO, RDT)
Complessi dolomitici	Dolomie	Unità tettonica LP (fuori carta)

da sorgenti e da travasi idrici sotterranei verso le falde dei depositi quaternari che bordano la struttura idrogeologica. La principale sorgente alimentata dalla falda di base del massiccio è ubicata al margine settentrionale, la sorgente di Santa Sofia (n. 1), posta nel settore occidentale, poco al di fuori del Foglio, caratterizzata

PROGETTO CARG

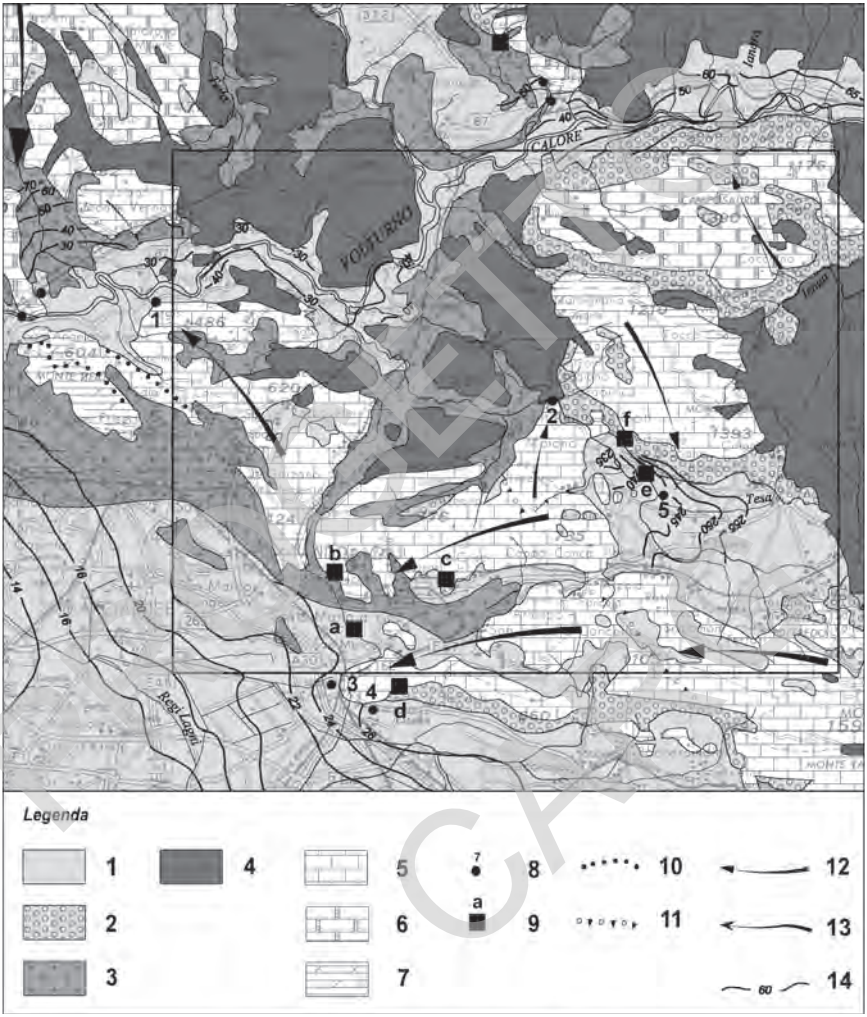


Fig. 41 - *Schema idrogeologico del Foglio 341 "Caserta Est" (da* Allocca et alii *2007; ridisegnato). Legenda: 1) complessi alluvionali e piroclastici quaternari; 2) complessi detritici plio-quaternari; 3) complesso delle piroclastiti da flusso; 4) complessi delle unità da pre- a tardo-orogene; 5) complesso carbonatico dell'unità Monti Picentini-Taburno; 6) complesso dell'unità Matese-Monte Maggiore; 7) complessi dolomitici; 8) sorgente; 9) campi pozzi; 10) spartiacque sotterraneo aperto (i triangoli indicano la direzione di travaso); 11) spartiacque sotterraneo chiuso; 12) direttrice del deflusso idrico sotterraneo; 13) asse di drenaggio preferenziale; 14) isopiezometrica. Gli spartiacque sotterranei corrispondono, nelle unità idrogeologiche carbonatiche, ai principali lineamenti tettonici.*

NOTE ILLUSTRATIVE DELLA CARTA

approssimativamente da una portata di circa 0,900 m^3/s e captata mediante un campo pozzi (circa 1,30 m^3/s) ubicato poco a monte del recapito naturale delle acque sotterranee.

In base al complesso assetto geologico-strutturale del massiccio sono ipotizzabili diverse direzioni di flusso della circolazione idrica sotterranea, orientate da SE verso NW e che interessano il più esteso settore nordorientale della struttura; le acque sotterranee di questa porzione hanno il loro recapito verso la sorgente Santa Sofia ed alimentano i travasi verso le falde della valle del fiume Volturno. I rilievi del Monte Tifata (Foglio 430 - Caserta Ovest) e Monte San Michele sono invece caratterizzati da direzioni di flusso della falda di base che vanno verso la Piana Campana, dove l'analisi dei dati piezometrici nei depositi quaternari indicano travasi idrici sotterranei alimentati dai carbonati (Celico *et alii*, 1977).

La stima della potenzialità idrica sotterranea nell'area carbonatica, con una estensione valutata in circa 65 km^2, indica volumi di infiltrazione efficace pari a circa $36{,}0 \times 10^6$ m^3/anno; il rendimento specifico dell'unità è stato valutato in 0,017 m^3/s per km^2 (Celico *et alii*, 1977).

3.2. - Monti di Durazzano

I Monti di Durazzano sono un'unità idrogeologica carbonatica localizzata nel settore centro-meridionale del Foglio, costituita prevalentemente dai calcari cretacei, appartenenti all'unità tettonica dei M.ti Lattari-M.ti Picentini-M.ti Alburni, ricoperti nelle depressioni tettono-carsiche da depositi alluvionali e piroclastici quaternari. Ad essi sono ascrivibili i monti Decoro (296 m s.l.m.), Longano (556 m s.l.m.), Guardia (439 m s.l.m.), Mainiti (578 m s.l.m.), Fusanti (554 m s.l.m.), Saucolo (753 m s.l.m.), Coppola (592 m s.l.m.), Tairano (729 m s.l.m.) e Burrano (769 m s.l.m.).

L'unità idrogeologica è delimitata, nel settore nordorientale, da strutture compressive che ne comportano la sovrapposizione tettonica sulle Unità Interne, ascrivibili alle Unità del Sannio. Ad ovest, nella valle di Maddaloni, la stessa unità idrogeologica sembra essere delimitata da un lineamento tettonico circa N-S. A nord-est e ad est, l'unità dei Monti di Durazzano è delimitata da un importante lineamento tettonico che la separa strutturalmente e idraulicamente dal Monte Taburno. Ad est, la struttura idrogeologica è limitata dai depositi alluvionali e detritici della Piana dell'Isclero che, in termini di permeabilità, si presentano molto eterogenei. A sud, l'unità idrogeologica è delimitata dai depositi piroclastici della Piana Campana, da poco a mediamente permeabili. Nel settore sudorientale, nella valle di Arpaia, la funzione di separazione idraulica dai limitrofi rilievi carbonatici dei Monti Avella-Pizzone-Alvano è stata ipoteticamente attribuita a motivi tettonici (Celico & de Riso, 1978).

PROGETTO CARG

Sebbene l'unità idrogeologica sia costituita da litotipi ad elevato grado di permeabilità per fessurazione e carsismo e sia quindi sede di un' ingente infiltrazione efficace, non si evidenziano, al contatto con i terreni circostanti, importanti sorgenti basali; fa eccezione la sorgente Razzano (altrimenti nota con il nome di Viparelli) caratterizzata da una portata di circa 0.180 m^3/s. Da ciò si è dedotto che il deflusso idrico sotterraneo dell'unità dei Monti di Durazzano trovi recapito nel settore meridionale, mediante travaso idrico sotterraneo nei depositi piroclastico-alluvionali quaternari della piana Campana. Detta interconnessione tra la circolazione idrica sotterranea del massiccio carbonatico ed i depositi quaternari ha una conferma lungo l'allineamento Cancello-Maddaloni sia per il rinvenimento della falda nell'acquifero carbonatico a quota più bassa (35 m s.l.m.) che per il chimismo intermedio tra quello tipico della circolazione nell'acquifero carbonatico e quello piroclastico. Al contrario, nel settore orientale, l'acquifero carbonatico riceve alimentazione da quello alluvionale della Piana dell'Isclero, che a sua volta riceve una consistente alimentazione dalle acque sotterranee del M.te Taburno. Ne consegue che la principale direzione di flusso della falda di base delle rocce carbonatiche è orientata da NE verso SW, con una circolazione idrica sotterranea che avviene attraverso serbatoi in serie, identificati da strutture a carattere compressivo e distensivo. Una direzione di flusso secondaria riguarda una ridotta porzione settentrionale del massiccio, quella che alimenta la sorgente Razzano e che genera un incremento delle portate nell'alveo del fiume Isclero (Allocca & Grasso, 1998).

La potenzialità medio annua dell'unità idrogeologica, stimata sulla base del bilancio idrologico presunto, effettuato sull'intera area di affioramento (circa 61 km^2), indica l'infiltrazione efficace pari a circa $40{,}0 \times 10^6$ m^3/anno e l'alimentazione indiretta attraverso l'acquifero della Piana dell'Isclero pari a circa $15{,}0 \times 10^6$ m^3/anno.

Le risorse idriche sotterranee della struttura carbonatica sono intensamente utilizzate per l'approvvigionamento di acqua potabile dai pozzi di Ponte Tavano (circa 1,50 m^3/s) (a), Cervino (circa 0,300 m^3/s) (b) e Santa Maria a Vico (circa 0,050 m^3/s) (c), localizzati al margine meridionale della struttura carbonatica.

3.3. - Monti di Avella

I monti di Avella, compresi solo parzialmente nel settore meridionale del Foglio, fanno parte della più ampia unità idrogeologica dei monti di Avella - Monte Vergine - Pizzo d'Alvano (Civita *et alii*, 1970b; Celico, 1978; Celico & De Riso, 1978; Celico, 1983) estesa anche nei Fogli 448 - Ercolano e 449 - Avellino. Nello specifico, sono ascrivibili all'unità idrogeologica i monti Vorrano (798 m s.l.m.), Veccio (856 m s.l.m.), Laraturo (927 m s.l.m.), Chianola (939 m s.l.m.),

PROGETTO CARG

Ariella (630 m s.l.m.), Pizzone (801 m s.l.m.) e Cima Recuorvo (949 m s.l.m.) costituiti da calcari e calcari dolomitici (Cretaceo superiore-Giurassico inferiore), appartenenti all'unità tettonica dei M.ti Lattari-M.ti Picentini-M.ti Alburni.

Nel Foglio Caserta Est è presente il limite settentrionale dell'unità idrogeologica, che coincide con la discontinuità strutturale Arpaia-Cancello, che la separa, a nord, dai monti di Durazzano. Esternamente al Foglio Caserta Est, l'unità idrogeologica è delimitata, a nord-ovest, dai depositi terrigeni delle unità stratigrafiche neogeniche presenti a sud dalla valle del Solofrana e ad ovest dai depositi quaternari piroclastico-alluvionali della piana Campana.

Sul bordo settentrionale è stata ipotizzata l'esistenza di una limitata continuità idraulica con l'unità dei monti di Durazzano a causa della bassa permeabilità esistente in corrispondenza della fascia di transizione, legata agli stress tettonici e/o all'interposizione di terreni a basso grado di permeabilità. A sud, invece, esiste un consistente travaso dai monti di Solofra, soprattutto attraverso gli acquiferi alluvionali della valle del torrente Solofrana. Nel settore occidentale, avviene il travaso della circolazione idrica sotterranea basale verso gli acquiferi quaternari della piana Campana.

All'interno di questa unità idrogeologica, recentemente sono stati evidenziati motivi tettonici a carattere compressivo (Bravi *et alii*, 2006), riconosciuti nella dorsale di Monte Fellino (Foglio Ercolano), la cui propaggine settentrionale ricade all'interno del Foglio Caserta est. Tali elementi tettonici hanno permesso di ipotizzare (Civita *et alii*, 1970b; Civita *et alii*, 1973) la presenza di una substruttura idrogeologica, a cui può essere ascritta la circolazione idrica sotterranea basale che affiora nelle sorgenti di Calabricito (0,700 m^3/s) (n. 3) e di Mefito I e II (0,500 m^3/s) (n. 4), localizzate nei pressi di Cancello. Da ciò è stato dedotto che i monti di Avella hanno una circolazione idrica sotterranea basale orientata da E a W, con recapito nelle sorgenti di Cancello, e che traggono alimentazione anche dalla struttura idrogeologica del Monte Vergine.

Ulteriori recapiti della struttura idrogeologica sono rappresentati da travasi idrici sotterranei verso l'acquifero della Piana Campana dove, al passaggio tra i due acquiferi, sono presenti coltri detritico-piroclastiche, relativamente più permeabili.

Per la restante parte dell'unità idrogeologica, la circolazione idrica sotterranea è condizionata principalmente dall'assetto strutturale. Sebbene sia stata riconosciuta un'unica falda di base nell'acquifero carbonatico, per spiegare l'ubicazione dei due principali gruppi sorgivi è stato ipotizzato un deflusso idrico sotterraneo compartimentato in più substrutture (Celico & de Riso, 1978; Civita *et alii*, 1970). Si ritiene, in particolare, che l'insieme idrogeologico si comporti come una serie di serbatoi interconnessi il cui alto idrogeologico corrisponde con il Monte Avella da cui si dipartono due principali direzioni di flusso, una orientata verso il gruppo sorgivo di Cancello ed un'altra verso il gruppo sorgivo di Sarno.

PROGETTO CARG

L'elevata mineralizzazione delle sorgenti di Cancello fa supporre, in accordo alla complessità strutturale della omonima collina, un approfondimento dei circuiti idrici sotterranei (Celico & de Riso, 1978). Un'opera di captazione, costituita da pozzi in galleria (circa 1,00 m^3/s) (d), ubicati a monte del recapito naturale, ha permesso l'utilizzo di acque qualitativamente migliori di quelle effluenti dalle sorgenti Mofito e Calabricito ma ha comportato l'estinzione del deflusso naturale delle sorgenti.

3.4. - Monte Taburno - Monte Camposauro

I monti Taburno e Camposauro sono due unità idrogeologiche carbonatiche indipendenti delimitate da importanti lineamenti tettonici; entrambe sono costituite da calcari, calcari dolomitici e dolomie mesozoici, rispettivamente appartenenti alle successioni ascrivibili all'Unità tettonica Matese-Taburno-Camposauro. Si ritrovano, interposti tra i due massicci carbonatici, depositi pelagici e torbiditici poco permeabili, ascrivibili ai differenti termini dell'Unità del Sannio. Fin dai primi studi, la chiara discontinuità dei due rilievi carbonatici ha permesso di ipotizzare l'isolamento idrogeologico delle due unità (Civita *et alii*, 1970a; 1971). Per il resto, entrambe le unità sono delimitate ad est e ad ovest dai terreni a scarso grado di permeabilità, ascrivibili ai differenti termini dell'Unità del Sannio, il cui contatto, avvenendo a quota più elevata di quello dei limiti settentrionale e meridionale, ne condiziona il deflusso idrico sotterraneo. L'unità del Monte Camposauro a nord e l'unità del Monte Taburno a sud sono infatti delimitate da estese fasce detritiche pedemontane, rispettivamente passanti ai depositi alluvionali del fiume Calore e del fiume Isclero. L'altimetria del limite idrogeologico, tra gli acquiferi carbonatici ed i terreni a scarso grado di permeabilità, fa si che, in entrambi i casi, la falda idrica di base abbia recapito verso le quote più basse del contatto con gli stessi e quindi verso le coltri detritiche pedemontane e i depositi alluvionali, del fiume Calore, per il Monte Camposauro, e del fiume Isclero, per il Monte Taburno. In particolare, al contatto tra la fascia detritica e i depositi alluvionali della Piana dell'Isclero, è presente il principale affioramento delle acque sotterranee del Monte Taburno rappresentato dalle sorgenti del Fizzo (circa 0,400 m^3/s) (n. 5). Ulteriori recapiti dell'unità idrogeologica del Monte Taburno (Budetta & de Riso, 1982) sono rappresentati dai travasi idrici sotterranei (circa 0,500 m^3/s) verso l'acquifero di piana, attraverso l'anzidetta coltre detritica, caratterizzata da elevata trasmissività, e dalle altre captazioni presenti al piede del rilievo (circa 0,300 m^3/s). Ne consegue che la falda di base della struttura idrogeologica ha una generale direzione di flusso orientata da N verso S.

Ulteriori elementi che completano lo schema di circolazione idrica sotterranea sono deducibili dal *deficit* esistente tra la potenzialità globale del Monte Taburno

PROGETTO CARG

(Civita *et alii*, 1971) e le uscite misurabili attraverso la coltre detritica pedemontana. Da ciò, per la continuità idrogeologica tra la struttura del Taburno e quella dei monti di Durazzano è stato ipotizzato che quest'ultima dreni la falda detritica. Infatti, sondaggi meccanici eseguiti in destra idrografica del fiume Isclero, a nord-ovest di Pastorano, hanno rinvenuto una coltre detritico-piroclastica di spessore variabile tra i 130 ed i 30 metri circa, poggiante direttamente su un substrato calcareo che è risultato sterile ed ha dato luogo a perdite della falda o a notevoli abbassamenti del suo livello statico. Ciò, in base ad osservazioni dei livelli piezometrici, ha consentito di ipotizzare che il substrato carbonatico raggiunto non appartenesse all'unità del Monte Taburno, bensì all'adiacente unità dei monti di Durazzano, la cui falda di base trova recapito a 30 metri di altitudine circa (Celico, 1983). I motivi per i quali la falda stessa venga a trovarsi ad una quota più alta di quella corrispondente ai monti di Durazzano sono probabilmente legati alla scarsa permeabilità complessiva del fronte carbonatico nord-orientale dei monti di Durazzano, dovuta all'interposizione nel piano di scorrimento di depositi terrigeni a bassa permeabilità.

Lungo la fascia detritica pedemontana che borda il versante settentrionale del Monte Camposauro non sono invece presenti sorgenti afferenti alla falda di base del massiccio. Pertanto la falda di base dell'acquifero carbonatico travasa, attraverso la coltre detritica, in direzione dell'acquifero alluvionale della piana del fiume Calore (ricadente nel Foglio 418 – Piedimonte Matese). Ne consegue che, in questo caso, la circolazione idrica nell'acquifero fratturato e carsificato ha una generale direzione di flusso orientata da S verso N (Civita *et alii*, 1971). Prove di questa circolazione sono le misure differenziali effettuate nell'alveo del fiume Calore che indicano l'esistenza, in periodo di magra, di incrementi di portata tra Paupisi e Telese, per circa 1 m^3/s. Gran parte di detto volume d'acqua proviene certamente dalla falda di base del Monte Camposauro, così come è dimostrato dal bilancio idrologico e dall'assenza di grandi sorgenti.

La potenzialità delle risorse idriche sotterranee delle due unità idrogeologiche (Civita *et alii*, 1971) è stata stimata indirettamente in circa $30{,}0 \times 10^6$ m^3/anno di infiltrazione efficace per il massiccio del Monte Taburno (circa 40 km^2 di superficie) e circa $40{,}0 \times 10^6$ m^3/anno per il massiccio del Monte Camposauro (circa 50 km^2 di superficie). Queste valutazioni sono confermate dalle uscite di acque sotterranee dalle due unità idrogeologiche; per il Monte Taburno, è stata valutata una portata in uscita di acque sotterranee di circa 1,10 m^3/s, distribuita tra le captazioni presenti nel piedimonte del versante meridionale ed i travasi verso l'acquifero della Piana dell'Isclero (Allocca & Grasso, 1998); per il Monte Camposauro, è stata valutata una portata dei travasi verso l'acquifero della Piana del fiume Calore di circa 1,40 m^3/s (Guadagno *et alii*, 1998).

Per quanto riguarda il Monte Taburno, le sorgenti del Fizzo sono captate mediante un campo-pozzi (e) ma nella stessa fascia pedemontana sono presenti ulte-

PROGETTO CARG

riori pozzi (Pastorano) (f), che forniscono una portata complessiva di circa 0,700 m^3/s. Attualmente, per il Monte Camposauro, quasi tutti i travasi idrici sotterranei verso la Piana del fiume Calore non sono captati, anche se è prevista la messa in funzione del campo-pozzi di Solopaca, per il quale è prevista una portata di emungimento di 0,300 m^3/s.

3.5. - Piana del basso corso del fiume Calore

La piana del basso corso del fiume Calore è identificabile come un'unità idrogeologica (Celico, 1983; Allocca *et alii*, 2007) costituita prevalentemente da acquiferi quaternari alluvionali, detriti di versante e subordinatamente piroclasti (tra cui **TGC**). L'unità idrogeologica ricade solo parzialmente nel settore nordoccidentale del Foglio 431 - Caserta Est, estendendosi prevalentemente nel Foglio 418 - Piedimonte Matese e nel Foglio 417 - Teano.

Nella sua porzione più alta, l'unità idrogeologica alluvionale occupa un basso strutturale compreso tra i rilievi carbonatici mesozoici del Matese, a nord, e del Camposauro, a sud, mentre nel settore più basso, l'unità è compresa nel basso strutturale tra i rilievi carbonatici del Monte Maggiore, a nord, e dei monti Tifatini a sud. L'acquifero detritico-alluvionale, oltre che dall'alimentazione zenitale, riceve alimentazione dai monti del Matese, tra Sant'Angelo d'Alife e Piedimonte Matese; lungo il margine nord-orientale del Monte Maggiore (Foglio 417 - Teano), l'alimentazione dall'acquifero carsico è invece limitata o nulla per l'interposizione di depositi terrigeni a scarso grado di permeabilità.

Nel settore in cui l'unità idrogeologica attraversa il Foglio 431 - Caserta Est, risulta delimitata, a nord, dai terreni torbiditici sinorogeni, a scarso grado di permeabilità, e da depositi piroclastici da flusso, a medio grado di permeabilità. A sud, l'unità idrogeologica è delimitata, nel tratto più alto del corso del fiume Volturno, dalla fascia detritica che borda il piedimonte del Monte Camposauro; nel tratto intermedio, dai terreni torbiditici sinorogeni a scarso grado di permeabilità e da depositi piroclastici da flusso a medio grado di permeabilità; nel tratto più basso, dai versanti settentrionali dei monti Tifatini dai quali è separato da terreni torbiditici sinorogeni.

Lo spessore dei depositi detritici ed alluvionali, che costituiscono il principale acquifero della piana, è variabile da pochi metri ad alcune decine di metri, raggiungendo, in talune aree, anche i 150 metri. Interposti tra l'acquifero detritico-alluvionale ed il substrato carbonatico mesozoico sono presenti depositi argilloso-arenacei e calcareo-marnosi, riferibili alle arenarie di Caiazzo e calcareo-clastici e calcareo-marnoso-argillosi, riferibili all'Unità del Sannio. Risulta pertanto che, per l'interposizione dei terreni a scarso grado di permeabilità, la circolazione idrica sotterranea è autonoma rispetto al substrato carbonatico ad elevato grado di permeabilità.

PROGETTO CARG

Per la maggiore quota piezometrica e per la mancanza di ostacoli al deflusso idrico sotterraneo, l'alveo del fiume Volturno costituisce il recapito della circolazione idrica sotterranea dell'acquifero. Le ricostruzioni della morfologia piezometrica dell'acquifero della piana hanno evidenziato la presenza di una falda convergente verso il fiume Calore. I rapporti tra falda e fiume sono di alimentazione dalla prima verso il secondo, a valle di Santo Stefano (sul piedimonte settentrionale del Monte Camposauro). A Monte di Santo Stefano invece, i rapporti tra falda e fiume sono asimmetrici, in quanto in sinistra idrografica, la falda alimenta il fiume, mentre in destra idrografica è il fiume ad alimentare la falda (Guadagno *et alii*, 1998). Ciò costituisce un'ulteriore conferma dello schema di circolazione idrica sotterranea dell'unità del Monte Camposauro la cui falda di base travasa nella fascia detritica pedemontana e, successivamente, nell'acquifero alluvionale del fiume Volturno.

3.6. - Piana dell'Isclero

I depositi quaternari di origine alluvionale, fluviale, lacustre e piroclastica, da sciolti a litoidi (Ignimbrite Campana *Auct.*), che costituiscono la piana del fiume Isclero sono sede di una circolazione idrica sotterranea unitaria. Da ciò deriva che la piana del fiume Isclero è un'unità idrogeologica di assoluta rilevanza, soprattutto per l'interconnessione che essa ha con le limitrofe unità idrogeologiche carbonatiche del Monte Taburno, a nord, dei monti di Durazzano, ad est e dei monti di Avella a sud. L'unità è delimitata, solo ad est, da depositi arenaceo-marnoso-argillosi delle unità litostratigrafiche silicoclastiche mioceniche che per il grado di permeabilità generalmente scarso impediscono lo scambio idrico con le altre unità idrogeologiche poste più ad est.

Come già descritto in precedenza, l'unità del Monte Taburno alimenta la falda dell'acquifero alluvionale del fiume Isclero attraverso la coltre detritica pedemontana; la falda si livella a quote comprese tra 240 e 250 m s.l.m. Questa, poiché poggia direttamente sui calcari dei monti di Durazzano, in contatto tettonico con l'unità del Monte Taburno, consente il travaso di quote d'acqua non trascurabili anche verso quest'ultima unità idrogeologica.

Dai dati di perforazione si suppone la presenza di una falda basale a quote più basse, quindi compatibile con lo schema di circolazione idrica sotterranea dell'unità dei Monti di Durazzano, in accordo con le quote di falda (circa 30 m s.l.m.) dei pozzi di Ponte Tavano (a) che traggono alimentazione da detto massiccio.

I rapporti idrogeologici tra la piana dell'Isclero e la dorsale di Avella sono stati altresì chiariti dall'andamento delle isopiezometriche e dai risultati di una perforazione che è risultata improduttiva, nonostante essa sia stata spinta fin sotto

PROGETTO CARG

il livello del mare, e quindi oltre 30 metri al disotto della quota di sfioro delle sorgenti di Cancello. La scarsa permeabilità dei litotipi carbonatici è stata attribuita alla presenza di strutture tettoniche compressive, e ai rapporti strutturali esistenti tra i Monti di Durazzano e il Monte Taburno.

Da tutto ciò deriva che l'unità idrogeologica della piana del fiume Isclero riceve alimentazione, oltre a quella diretta zenitale, dall'unità del Monte Taburno per circa 0,500 m^3/s. I recapiti della circolazione idrica sotterranea della piana sono chiaramente indicati da incrementi di portata nel fiume Isclero, pari a circa 0.160 m^3/s in magra e 0.520 m^3/s in piena nel 1978 (Celico, 1983), 0.150 m^3/s in magra e 0.440 m^3/s in piena nel 1981 (Budetta & de Riso,1982) e circa 0.100 m^3/s in magra nel 1997 (Allocca & Grasso, 1998).

Le risorse idriche sotterranee dell'acquifero sono captate dagli anzidetti campi-pozzi di Fizzo (e) e Pastorano (f) (complessivamente circa 0.700 m^3/s) nel piedimonte del Monte Taburno, utilizzati per l'approvvigionamento potabile, e da pozzi diffusi sul territorio di piana a servizio delle utenze irrigue ed industriali locali.

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

ABSTRACT

The survey of the Geological Map n. 431 (Caserta Est), covers an interesting sector of the southern Apennines Chain. This area was previously reported in the Geological maps (scale: 1. 100.000) n. 172 Caserta and 173 Benevento.

Since the sixties, several biostratigraphic and structural studies were performed on this Chain sector in order to reconstruct the geometrical relationships among the different Geological Units and to recognize the original palaeoenvironments and palaeogeographic domains.

Particular emphasis was placed on the researches concerning the belonging of the outcropping carbonate successions to different carbonate domains (Piattaforma Carbonatica Campano Lucana and Piattaforma Carbonatica Abruzzese Campana *Auct.*, D'Argenio *et alii*, 1973). The main elements to distinguish the above domains were the litho- and bio-stratigraphic features plus the structural position of the recognized Units in the Chain.

More recently, new data by several Authors (Di Nocera *et alii*, 1973; 1993; 2002; Mostardini & Merlini, 1986; Patacca & Scandone 1989; 2007; Patacca *et alii*, 1990; Sgrosso 1998) contributed to offer a more complex vision of the palaeogeographic and structural settings.

The tectonic setting resulting from the recent survey allow us to recognize two main Tectonic Units characterized by shallow water (inner to outermost shelf/upper slope) limestone, Mesozoic/Cenozoic in age, (Unità M.ti Lattari Picentini-Alburni and Unità Matese Taburno Camposauro) and a Tectonic Unit characterized by basinal deposits (Unità del Sannio, *sensu* Patacca et *alii*, 1992b).

A brief description of the outcropping successions corresponding to those presented in the legend of the geological sheet is reported below.

LEGEND

h - Filling up deposits in reclaimed areas

b_2/b_7 - eluvium-colluvium
colluvial deposits, silty and sandy soil of pyroclastic nature with calcareous pebbles and pottery remains. Thickness: from 0.5 to 5 m. *HOLOCENE - PRESENT*

b - fluvial deposits
Silts and sands of pyroclastic nature, locally containing calcareous gravels, located along the Calore and Volturno rivers beds. *HOLOCENE – PRESENT.*

i – alluvial deposits
Monogenic (calcareous) or polygenic gravels of alluvial fan facies, with decimetric pebbles and abundant, brown, clayey-sandy matrix of pyroclastic nature. Clayey brown silts of pyroclastic nature with local lenses of calcareous gravels. *HOLOCENE – PRESENT*

a_{1a} - landslide deposits
Landslide bodies not completely formed or still evolving made up of chaotic clayey deposits with rocky pebbles of various nature and dimension. *HOLOCENE - PRESENT.*

a_{1b} - ancient landslide bodies
Ancient landslide bodies completely formed made up of chaotic clayey deposits with rocky pebbles of various nature and dimension. *UPPER PLEISTOCENE - HOLOCENE*

Napoli Gulf – Campania Plain domain
In this area two main synthemic units have been distinguished: the Vesuviano-Flegreo Synthem (Upper Pleistocene *p.p.* – Present) and the supersynthemic Flegreo-Ischitano unit (Lower Pleistocene – Upper Pleistocene *p.p.*. The main unconformity between them is an erosional surface located at the top of **TGC**.

VEF - Vesuviano-Flegreo Synthem
This synthemic unit is included between the erosional (or non-depositional) surface located at the top of **TGC** and the present day topographic surface. It was divided in sub-synthems. In the Caserta est sheet crop out the Agro Nocerino Sarnese subsynthem (**VEF_2**). *UPPER PLEISTOCENE p.p.– PRESENT*

PROGETTO CARG

VEF_2 - Agro Nocerino Sarnese subsynthem

The subsynthem is included between the erosional surface located at the top of VEF_1 and the present day topographic surface. *HOLOCENE – PRESENT*

VEF_{2i} - This litofacies is made up of monogenic (calcareous) or polygenic gravels of alluvial fan facies, with decimetric pebbles and abundant, brown, clayey-sandy matrix of pyroclastic nature. Locally clayey brown silts of pyroclastic nature with local lenses of calcareous gravels are present. *HOLOCENE – PRESENT*

VEF_{2b} - This litofacies is prevailingly alluvial deposits made up of silts and silty sands of pyroclastic nature. *HOLOCENE – PRESENT*

PNV - Piano delle Selve unit

Colluvial and detrital sandy and gravelly -sandy deposits of volcanic nature with various weathering degree, containing different fall pomiceous layers (Mercato and Avellino eruptions). *HOLOCENE – PRESENT*

CCU – Casalnuovo-Casoria unit

Laminated white and grey ash layers and pumices with yellow matrix and massive texture located at the top of the paleosoil covering the **TGC** formation. Thickness from 0,5 to 2,00 m. *UPPER PLEISTOCENE-HOLOCENE*

FI - Flegreo-Ischitano supersynthem

It includes all the filling in deposits of the Campania graben. It is bounded by the erosional surface located at the top of **TGC** and the erosional surface located at the top of the carbonate substratum. The last is well defined by deep boreholes and seismic prospection. It includes two synthemic units and the **TGC** litostratigraphic unit. *LOWER PLEISTOCENE – UPPER PLEISTOCENE p.p.*

GGN – Gragnano synthem

It is bounded at the base by an erosional surface cutting the meso-cenozoic substratum and, locally, ancient uplifted slope breccias. The upper unconformity is represented by the erosional surface located at the top of TGC. This synthem includes alluvial fan calcareous gravels with silty sandy matrix, and contains pyroclastic levels (**GGN_i**). *MIDDLE PLEISTOCENE p.p.? – UPPER PLEISTOCENE.*

TGC – Campanian Grey Tuff

Ash tuff with juvenile scorias and lithics. Different lithofacies can be recognized, not always present, which from the base are: low cemented grey tuff with scoria and pumices; well cemented grey tuff with dark and grey scoria and pumices; well cemented yellowish tuff. Outcropping thickness from 5 to 25 m (39 ka;

PROGETTO CARG

De Vivo *et alii*, 2001). *UPPER PLEISTOCENE*

MDE – Maddaloni pyroclastic deposits

Fall pomiceous layers (thickness from 5 to 30 cm) often clino-stratified along carbonate slope and ash flow deposits (thickness from 2 to 6 m), yellowish-brownish in colour, with massive texture, containing decimetric grey pumices (116+ 4.4 ka; Rolandi *et alii*, 2003). They are intercalated with detrital and colluvial deposits. *UPPER PLEISTOCENE*

BPI – Pimonte synthem

It is bounded at the bottom and at the top by erosional surfaces: the lower one cuts the meso-cenozoic substratum, the upper one is represented by a terraced depositional surface made up by continental deposits. The dominant lithofacies (**BPI_{a3}**) is made up of carbonate slope breccias with texture variable from massive to stratified. Intercalation of brown-dark soils and pyroclastic materials are also present. *LOWER PLEISTOCENE – MIDDLE PLEISTOCENE p.p.?*

Calore and Volturno rivers junction domain

In this area two main synthemic units have been distinguished: the Limatola synthem (Upper Pleistocene – Holocene) and the Volturno supersynthem (Lower Pleistocene – Upper Pleistocene).

LMH – Limatola synthem

This synthemic unit is included between the erosional (or non-depositional) surface located at the top of **TGC** and the present day topographic surface. It is made up of two lithofacies:

LMH_b - alluvial lithofacies: grey and greenish sandy silts and sands mainly of pyroclastic nature with local lenses of carbonate or polygenic gravels. Thickness: >10m. *UPPER PLEISTOCENE – HOLOCENE*.

LMH_{e2} - lacustrine litofacies: silts and clays with high pyroclastic content, weathered at the top. *UPPER PLEISTOCENE – HOLOCENE.*

VO - Volturno supersynthem

It includes all the filling in deposits of the Volturno river valley. It is bounded at the bottom by an erosional surface located at the top of the meso-cenozoic substratum. The upper unconformity is the erosional surface located at the top of TGC (39 ka). Two synthems have been distinguished.

LOWER PLEISTOCENE – UPPER PLEISTOCENE

SOB – Solopaca synthem

It is bounded at the base by an erosional – depositional surface cutting the

PROGETTO CARG

meso-cenozoic substratum and the Laiano synthem. The upper unconformity is represented by the erosional surface located at the top of **TGC**. It includes three sub-synthems coinciding with different order of depositional terraces and **TGC**.

TGC – Campanian Grey Tuff

Ash tuff with juvenile scorias and lithics. Different lithofacies can be recognized, not always present, which from the base are: low cemented grey tuff with scoria and pumices; well cemented grey tuff with dark and grey scoria and pumices; well cemented yellowish tuff. Outcropping thickness from 5 to 25 m (39 ka; De Vivo *et alii,* 2001). *UPPER PLEISTOCENE*

SOB_3 - Amorosi sub-synthem

Travertines with phytohermal facies. *UPPER PLEISTOCENE p.p.*

SOB_2 – S. Leonardo sub-synthem

Poligenic fluvial gravels with dominant carbonate pebbles, sandy matrix and local lenses (some dm thick) of sands and silts. *MIDDLE PLEISTOCENE – UPPER PLEISTOCENE p.p.*

SOB_1 – Bonea sub-synthem

Alluvial calcareous gravels with sandy silty matrix, containing big blocks of slope breccias, alternating with paleosoils of pyroclastic nature. *LOWER PLEISTOCENE? – MIDDLE PLEISTOCENE p.p.*

LNO - Laiano synthem

This synthem includes all the continental deposits cropping out along the carbonate slopes of the area which are interested by faulting. It is bounded at the bottom and at the top by erosional surfaces: the lower one cuts the meso-cenozoic substratum, the upper one is represented by a terraced depositional surface made up by continental deposits (slope breccias and/or alluvial fan facies), which is always strongly uplifted in respect of the present day local base level. It includes the lithofacies **LNO_{a3}** made up by angular slope breccias, locally well cemented, including levels of brown dark paleosoils, some dm thick. *LOWER PLEISTOCENE.*

SYNOROGENIC UNIT

CVT – Castelvetere Formation

Coarse-grained and micro-pebbly sandstones, in medium to thick strata, having a sharp, locally erosive base. A coarse normal gradation and/or evidence of traction carpets are locally present. These deposits alternate with rudstones in which carbonate pebbles up to 20 cm in diameter occur in a clay arenaceous matrix. These rudstones build up lenticular beds that show erosive base and do

PROGETTO CARG

not exceed 1 meter in thickness. The A/P ratio is always greater that 1. At various stratigraphic levels, deposits made up of carbonate blocks having pluridecametric size occur. These blocks are prevalently made up of shallow water limestone, lower Cretaceous in age (***ci***). Environment: base of the slope. Thickness not less than 200 m. *UPPER TORTONIAN-LOWER MESSINIAN.*

AIZ - Caiazzo sandstones

Coarse-grained sandstones, micro- conglomerates and conglomerates grey in colour and rich in quartz and feldspar components. Subordinately these deposits have a quartz-lithic composition and are yellowish - brown in colour (brownish - grey after weathering) and poorly cemented. These deposits constitute medium to thick beds having a sharp base and frequently lenticular amalgamated banks of metric thickness. They show thin marly-silty intercalations. The A/P ratio ranges from > 1 to>> di 1. The coarser lithotypes prevail in the higher part. Chaotic deposits containing extrabasinal elements are intercalated (olistostromes). They may be subdivided in: (***ol***$_1$) present in the lower part, constituted by boulders and blocks of variable dimensions (olistolithes), not more than 10 meters in diameter, made up of fractured, stratified limestones and marly limestone related to the unit **CUS** and to Mesozoic shallow water limestone. Scaly clays, probably deriving from internal domains, and arenaceous blocks also occur. (***ol***$_2$) present in the upper part, constituted by poligenic rudstones, with little or no matrix, in lenticular strata and banks; blocks, locally exceeding one thousand of cubic meters, also occur made up of light grey shallow water calcilutites, calcarenites and subordinated calcirudites. They form beds and banks that pass laterally and upwards to poligenic calcirudites in a sandy matrix. Environment: base of the slope. Thickness 500-600 m. *UPPER TORTONIAN – LOWER MESSINIAN.*

AQZ - Campoli sandstones

Medium to coarse, yellowish quartz and arkosic-lithic sandstones in beds ranging from some centimeters to some meters in thickness, or locally massive. Gradation and/or laminations are present and blue or greenish grey clay levels are intercalated.

Subordinately, conglomerates are present with poligenic clasts of cristalline and sedimentary rocks, up to 10 cm in diameter, embedded in a sandy-silty matrix. In the lower part of this unit, sandstones with abundant well-rounded and frosted quartz grains are present. In the upper part, centimeter-sized clay-chips are present at the base of the thicker strata. **AQZ** is in stratigraphic contact with the underlying **FYN**, the top does not crop out. Environment: basin with turbiditic supply. Outcropping thickness: 400-500 m. *UPPER BURDIGALIAN-SERRAVALLIAN.*

PROGETTO CARG

FYN - numidian flysch

Yellow ochreous, grey or brown quartzarenites, generally massive, rarely graded, with well rounded and frosted quartz grains. Sponge spicula-rich grey-green marly clay beds and yellowish and brownish biocalcarenitic levels, several decimetres in thickness, are intercalated. In its lower part, the member **FYN_6** can be distinguished, it gradually passes upwards by alternations to the typical lithotypes of the **FYN** that, in turn, pass upward by rapid alternations to AQZ. Environment: basin with torbiditic supply. The outcropping thickness is near 300 m. *LOWER MIOCENE.*

FYN_6- clay, marls and spongolithic limestone member: grey-greenish or cream clays or marly clays with intercalated greyish calcarenitic or biocalcarenitic levels, ranging in thickness from few centimeters to some decimetres, frequently laminated and rich in sponge spicula. This member rests on **ALV** and **ALV_a** and passes upwards, by alternations, to the typical lithotypes of **FYN**. Environment: deep basin with limited calci-turbiditic supply. Maximum outcropping thickness near 100 meters. *LOWER MIOCENE*

ALV - upper varicoloured clay

Red-violet, grey-greenish and /or blueish scaly shales with sporadic centimetric and decametric intercalations of light marls and micritic limestone, bioclastic calcarenites, siliciferous marly limestone and grey arkosic-lithic sandstones. Subordinately reddish and greenish clays. In the upper part, a carbonate lithofacies (**ALV_a**) is present, made up of massive to well-stratified white crystalline limestone, bioclastic calcarenites, macroforam-rich micro-breccias and conglomeratic levels with a greenish marly matrix. The lower limit does not crop out, going upwards the **ALV** or **ALV_a** pass, by alternations, to **FYN_6**. Environment: starved deep-sea plain, with a repeated supply of carbonate turbidites which become more frequent upwards. Out-cropping thickness 200-300 m. *UPPER OLIGOCENE-LOWER MIOCENE*

M.TI LATTARI-M.TI PICENTINI-M.TI ALBURNI TECTONIC UNIT
M. Avella - M. Caserta Succession

RDT - Limestones with radiolitids

Pale- to light-brown bioclastic calcilutites with frequent loferitic intercalations; bio-micritic calcarenites with benthonic foraminifera. Beds, from 10 to 50 cm in thickness, are locally laminated. Beds bearing little bouquets of radiolitids intercalate with muddy strata. White or grey, locally reddened and/or pseudobrecciated, dolomitic crusts locally occur, they normally show thin plane-parallel and crossed laminations. In the lower part, a calciruditic lithofacies can be locally distinguished (**RDT_c**). Environment: carbonate inner shelf. The **RDT** unit and,

PROGETTO CARG

locally, its lithofacies **RDT_c** conformably rest on **CRQ_4**. Thickness ranges from 300 m- to 500 m.*CENOMANIAN p.p.-SANTONIAN*.

RDT_c - calcirudites litofacies

Bioclastic calcirudites with fragments and/or whole shells of radiolitids and caprinids, gastropods and corals, frequently lithoclasts and intraclasts also occur in a matrix of biointra-micrite and locally blacky calcilutite. Medium to thick beds locally show cross stratification at mesoscale. Bouquets and thickets of radiolitid (*Sauvagesinae*) or more or less isolated shells of caprinids and large *Chondrodonta* occur. In addition, locally, it is possible to recognize *in situ* large heads of corals of metric dimension. Locally, intraformational breccias occur; they are made up of polychromatic clasts of calcirudites with a red matrix as well as of pseudobrecciated and/or paleokarstified limestone with polychromatic fillings. Environment: shelf margin. Generally, **RDT_c** as well as its heteropic lithotypes, typical of the **RDT**, rest on the limestone of the unit **CRQ** with an erosive contact. Upper limit does not crop out. Thickness ranges from 50 to 300 m. *CENOMANIAN p.p.- CONIACIAN*

RDO - limestones with rudists and orbitolinids

Biopelsparitic and biopelmicritic calcarenites with gastropods and requienids alternated with laminites and algal crusts, in medium thickness strata with a sharp base. Locally, lens-shaped intervals occur with strata up to 100-150 cm in thickness. The related sediments are grain- and mud- supported calcirudites with radiolitids and nerineids; locally with polychromatic calcilutite intraclasts. These latter may show cross stratification at medium and small scale. Locally bioeroded hardgrounds are present. Environment: outer shelf and transition to the slope. Partially heteropic with **CRQ_4**, they are in stratigraphic contact on the limestone of the **CRQ** unit. The upper limits does not crop out. Thickness is variable and may reach 150 m. *CENOMANIAN p.p.*

CRQ - limestones with requienids and gasteropods

Whitish and grey oolithic and pseudooolithic limestone with dolomitic crusts and criptalgal loferitic laminae. These lithotypes alternate with calcilutites bearing dasycladacean algae and miliolids, bioclastic calcarenites and mud- or grain- supported calcirudites bearing requienids and gastropods. Polychromathic intraclasts, subordinately dolomitic limestone and loferitic dolomite also occur. In the lower part, cacilutites and grey calcarenites with radial-fibrous ooids and pseudo-polithes in thin to medium beds prevail. Frequently, they alternate with levels rich in gastropods and muddy beds with solution cavities. In the middle part, dolomitic and loferitic limestone alternate with pale grey peloidal and/or bioclastic calcarenites bearing orbitolinids, and calcilutites with large miliolids. At places, lenticular beds of calcirudites with requienids and gastropods and

PROGETTO CARG

lenses of polychrome breccia with a yellow-greenish matrix are present. The upper part shows bioclastic limestone with alveolinids and levels of laminated dolomite. Environment: inner shelf. Downwards, **CRQ** passes by alternation to **CCM** and its upper part includes the **CRQ_4** member. The limit with the overlyng **RDT_c** is erosive. The total thickness normally exceeds 600 m. *UPPER JURASSIC p.p.-UPPER CENOMANIAN.*

CRQ_4 – limestones with alveolinids and laminate dolomites member

Pale brown peloidal calcilutites in medium to thick strata alternated with light brown bioclastic calcarenites with alveolinids. Locally, black clasts and small cherty nodules occur. The base of the unit is characterized by laminated calcilutites and calcarenites with primitive alveolinids. Upwards in the succession, beds of greyish and yellowish dolomite with stromatolitic bands are present. At different stratigraphic levels, ostreids (*Chondrodonta*) that become longer and larger upwards, are present. At the top, a characteristic horizon with chondrodonta in a matrix of reddened, pale brown or whitish wackestone occurs; it ranges from 1m to 10 m in thickness. Environment: inner shelf. The lower stratigraphic limit is with the typical lithotypes of **CRQ**, the upper conformable limit with **RDT**. The outcropping thickness of this member is very variable, reaching a maximum of near 400 m. *UPPER ALBIAN-UPPER CENOMANIAN*

CCM - limestones with *Cladocoropsis* and *Clypeina*

Grey and dark grey limestone in medium to thick beds locally forming banks up to 2 meter thick. Rare intercalations of dolomites, in strata with a maximum thickness of 1 m. In the lower part, the mud-supported litothypes are prevailing with frequent levels bearing *Cladocoropsis mirabilis* and intercalations of calcirudites with oncoids and intraclasts. In the upper part, they alternate with calcarenites in which gastropods, pelecypods, chetetids and solitary corals are present. Environment: carbonate inner shelf. The lower limit is with **CDO** to which they pass by repeated alternations, the upper limit is by alternations with **CRQ**. The variable thickness ranges from 350 m to 500 m. *MIDDLE GIURASSIC p.p.– UPPER JURASSIC.*

CDO - oolithic and oncolitic limestones

White oolithic limestone and detritic pseudoolithic limestone, grey, pale brown and light brown in colour, with intercalations of yellowish grey dolomite. Beds range from 30 and 100 cm in thickness and alternate with well stratified grey, dark grey and light brown beds and banks with frequent levels rich in oncoids and gastropod shells. In the lower part, oolithic calcarenites are present. In the upper part, calcilutite and fine calcarenites prevail. Environment: carbonate outer shelf areas evolving upwards to inner shelf areas locally with restricted circulation. The

PROGETTO CARG

lower limit does not crop out and **CDO** passes upward by alternations to **CCM**. Thickness not lower than 700 m. *MIDDLE JURASSIC p.p.*

MATESE-TABURNO-CAMPOSAURO TECTONIC UNIT

CAMPOSAURO SUCCESSION

FPJ - Pietraroja formation

Clay-silty marls and subordinated fine-grained sandtones with carbonate cement. The thin laminae show Bouma intervals (Td-e and Tc-e). A/P ratio ranges from<<1 to<1. Environment: foredeep basin, with turbiditic supply. The lower limit does not crop-out, the upper limit is erosional with **AIZ**. Thickness does not exceed 100 m. *TORTONIAN.*

LNG - Longano formation

Grey and light brown calcareous marls, marly limestone and calcarenites bearing planktonic foraminifera, with thin blackish marly interbeds. Beds range from 1 to 25 cm in thickness and show sharp bases. Calcarenite intervals with bioclasts of echinoids, serpulids and benthonic foraminifers are also present. In the lower part, at the transition to the underlying unit **CUS**, phosphatic and glauconitic grains occur. Bioturbation by *Chondrites* and *Planolites* associations is frequently recognizable as well as normal or inverse grading and groove casts. Environment: distal ramp or outermost shelf/upper slope areas with hemipelagic, pelagic and locally turbiditic deposition. **LNG** conformably lay on the **CUS** unit limestone or, locally, on different terms of **CRQ** and on **RDT**. Sedimentary dykes filled with **LNG** are locally present in the Mesozoic substrate. The outcropping thickness does not reach 100 m. *LOWER SERRAVALLIAN-LOWER TORTONIAN.*

CUS - Cusano formation

White and subordinately grey calcirudites and subordinately calcarenites with red algae, bryozoans, pelecypods and serpulids, locall with echinoids, in beds ranging from 10 -30 cm to 1 m in thickness with sharp bases. Locally pectinid and subordinately ostreid banks are present. In some places, at the base of this unit planar or lens-shaped strata made up of polymictic lithoclastic and/or litho-bioclastic breccias are present; clasts are fragments of the Mesozoic substrate, Miocene intraclasts and abundant glauconitic more rarely phosphatic grains. Locally lens-shaped bodies made up of bioclastic calcirudites crop out. These channel-related sedimentary bodies are from ten to more than a hundred meters large and show thick beds with erosive base: a chaotic texture, normal grading and cross-stratification at medium-scale can be recognized. Environment: foramol-

PROGETTO CARG

type carbonate open shelf. The **CUS** unit covers with an erosive contact different terms of **CRQ** and **RDT** and **CUS** sediments fill sedimentary dykes and/or complex bore hole networks in the Mesozoic substrate. Locally thin reddened crusts occur. In stratigraphic continuity, **CUS** passes upwards to **LNG**. The thickness is variable and does not exceed 100 m. *MIDDLE BURDIGALIAN-LANGHIAN*

RDT - Limestones with radiolitids

Well-sorted calcarenites made up mainly of mollusk bioclasts and benthonic forams in medium to thick beds and banks with sharp erosive bases. Hardgrounds are locally present. Rudists are largely dominant among the macrofossils; the lower part of **RDT** shows mainly calcirudites with radiolitids and subordinated hippuritids. Upwards in the succession hippuritid-bearing calcirudites tend to prevail along with well-washed bioclastic grainstone. Locally large gastropods and coral fragments are present. Environment: middle to marginal areas of carbonate open shelf. The **RDT** un-conformably covers, locally with an angular unconformity, the **RDO** filling also sedimentary dykes that cut into the underlying unit. The upper limit, at the transition to **CUS** and **LNG**, is erosive locally densely bored by lithofagous assemblages. The thickness is very variable, at maximum reaching about 100 m. *TURONIAN-LOWER SENONIAN*

RDO - limestones with rudists and orbitolinids

Calcirudites with radiolitids and ostreids in a peloidal calcarentic matrix and litho- and biolitho-clastic calcirudites in beds and banks with sharp locally erosive base; a medium scale cross stratification can be locally recognized. Calciruditic levels rich in large oncoids occur as well as medium to thick lens-shaped strata and banks with sharp, erosive bases: textures may be chaotic or normally graded and groove casts are locally present. Subordinately, biopeloidal calcarenites and more rare thiny stratified bituminous calcilutites occur. At base, pseudo-breccias with a greenish marly matrix or, more rarely, green marly levels associate with calcirudites rich in large ostreid shells. Polychromatic breccias and solution cavities filled by polychromatic silt, characterize different stratigraphic intervals. At the top of the succession, the **RDO** limestone shows a palaeokarst network with ochreous, reddish or greenish/yellow internal fillings. Environment: carbonate open shelf areas, locally and abruptly passing to restricted areas. The lower limit with $\mathbf{CRQ_a}$ is generally erosive marked by subaerial exposure surfaces. The upper limit with **RDT** and **CUS** is also erosive and locally very sharp. Thickness ranges from 50 to 200 meters. *UPPER ALBIAN-CENOMANIAN p.p.*

CRQ - limestones with requienids and gasteropods

This unit shows many lithologic variations and therefore it has been subdivided in three partially heteropic lithofacies. *UPPER JURASSIC p.p.- CENOMANIAN p.p.*

PROGETTO CARG

CRQ_c – limestones with ostreids lithofacies

Alternation of ostreid-bearing calcirudites, dark-grey calcilutites and calcarenites with conglomeratic levels rich in a greenish marly matrix. More rarely green marly levels up to some decimeters in thickness occur. Upwards in the succession, calcilutites locally bituminous, biopeloidal calcarenites and bio-oncolithic and/or rudist- and ostreid-rich calcirudites crop out in thin to thick beds that locally show cross stratification. Locally, small solution cavities with silty internal filling and levels of pseudo-breccias with a green matrix are present. Environment: inner shelf areas with periodical emersion episodes. This lithofacies is partially heteropic with the upper part of the **CRQ_a** and **CRQ_b** lithofacies. **CRQ_c** passes upwards unconformably to **CUS** and more rarely to **LNG**. Variable thickness up to a maximum of 150 meters. *APTIAN p.p.-CENOMANIAN p.p.*

CRQ_b – calcareous-marly-dolomitic lithofacies

Intraclastic calcirudites and pseudobreccias alternate with biopeloidal calcilutites and calcarenites. Upwards in the succession, dark-grey calcarenites and calcirudites with nerineids, requienids and caprinids alternate with calcilutites and calcarenites (locally with radial-fibrous ooids). These deposits alternate with dolomite and dolomitic limestone, frequently showing a cryptoalgal texture, and with dolomitic crusts. From thin to thick beds with erosive bases. Laterally and at top of this lithofacies bituminous thinly stratified and laminated calcilutites occur. Environment: inner-shelf locally evolving to restricted areas. This unit passes laterally to **CRQ_a** and upwards to **CRQ_c**. Thickness up to near 400 meters. *BARREMIAN-APTIAN*

CRQ_a - calcarenites with ooids and calcilutites lithofacies

Light grey calcarenites with radial-fibrous ooids and light to dark grey calcilutite commonly laminated and/or thinly stratified with clear calcite bands, alternated with laminated limestone and dolomitic limestone: These latter typically show alternations of light and dark bands and rarer palaeokarstified levels with polychromous filling. Litho- and/or intra-clastic breccias and pseudobreccias with a dark-grey, beige calcilutitic or milky white and more rarely reddish silty matrix are also present; they contain polychromous, often rounded clasts. In the upper part, dark-grey or plumbeous bituminous calcilutites locally occur; they may alternate with peloidal limestone and, subordinately, with biooncolithic calcirudites bearing ostreids and, less frequently, requienids and/or nerineids. Environment: inner shelf areas with periodical emersion episodes, locally showing characteristics of more marginal areas. This unit conformably cover the limestone of the unit **CCM**; it is partially heteropic with **CRQ_b** and, in its upper part, with **CRQ_c**. The upper limit with **RDO** is a sharp erosive surface, in some cases a clear subaerial exposure surface. Locally, a sharp angular unconformity is present. Thickness up

PROGETTO CARG

to near 500 meters. *UPPER JURASSIC p.p.-UPPER ALBIAN*

CCM - limestones with *Cladocoropsis* and *Clypeina*

Well stratified oolithic limestone locally in levels or banks, generally of limited extent and thickness less than 150 m. The oolithic limestone alternate with and pass upwards to blackish, locally foul, calcilutites and bio-peloidal and bioclastic calcarenites; these latter may locally become prevalent. In the medium-high part, thin intercalations of white or yellowish sucrose or floury dolomite and yellow-orange marly calcisiltites are found. Lenses of litho-bioclastic calcirudites with yellow-ochre or reddened sandy-marly matrix repeatedly occur. The bed thickness ranges from 50 to 120 cm, in some cases banks may reach several meters. The macrofauna is generally scarce, made up mainly of gastropods and thin-shelled pelecypods whose shells appear re-crystallized. Nerineids and brachiopods also occur. The lower limit is sharp with **CPL**; the upper limit is gradual with the terms of the unit **CRQ**. The total thickness is not less than 200 m. *MIDDLE JURASSIC-NEOCOMIAN.*

CPL - limestones with *Palaeodasycladus*

Ooidal, oncobioclastic or biopeloidal calcarenites alternated with dolomitic limestone and subordinately with calcareous dolomite and grey, locally reddened, calcilutites; these latter are well stratified, in some cases laminated with a large amount of shrinkage cavities. Locally, calcirudites with a muddy matrix rich in re-crystallized fragments of molluscs and small gastropods are present. The beds are generally thinly stratified with a maximum thickness of a few centimetres, only rarely banks may reach 2 metres. In the upper part, very large sparitic pelecypod's shells are present ("Facies a *Lithiotis Auct*"). Environment: inner shelf. The lower limit with the unit **DBS** is gradual, the upper limit with **CCM** is sharp, marked by oolithic levels and/or banks. Total thickness near 400 m. *LOWER JURASSIC*

DBS – upper dolomites

Thinly stratified crystalline dolomite, locally showing a clear cryptalgal texture. Locally, presence of massive banks 1-2 m in thickness. Shrinkage structures and birds-eyes are recognizable. Upwards in the succession, **DBS** unit pass to the **CPL** unit by a gradual increase of the calcareous fraction *vs* the reduction of the dolomitic one. The outcropping thickness normally exceeds the 300 metres. *UPPER TRIASSIC*

Taburno Succession

CLU – limestones and dolomitic limestones

Badly stratified limestone and subordinately dolomitic limestone, light grey

PROGETTO CARG

to light brown in colour, with coated and microdetritic grains, remains of gastropods, pelecypods and corals in some cases at nucleus of algal oncoids; strata ranges in thickness from a decimeter to 1,5 m. Locally, levels of light brown or light grey mudstones frequently occur as well as intraformational breccias with centimetric to decimetric clasts. In the medium-low portion of the succession conglomeratc levels with a greenish calcareous marly matrix prevail. Environment: Shallow water platform. The succession conformably covers by repeated alternances the **TNS** unit. The outcropping thickness reaches near 500 m. *LOWER GIURASSIC p.p.-LOWER CRETACEOUS.*

TNS – Tuoro Maleconsiglio calcareous conglomerates

White, rarely pink calcareous conglomerates, generally massive or not well stratified, whose elements are sub-rounded lithoclasts, centimetric to pluri-decimetric in diameter, made up of mudstone-wackestone in a greenish calcareous-marly matrix. The clasts may contain ooids, oncoids and bioclasts and are strongly recrystallized. The ratio clast/matrix is variable and in the lower part, the matrix may be reduced up to a thin clay film between the calcareous grains. Whitish wackestone-packstone in beds of thickness variable from 5-10 cm to 1,5m bearing gastropod, pelecypod and coral remains also occur. Environment: subtidal open shelf or ramp. These deposits stratigraphically cover **DBS** and stratigraphically and conformably pass upwards to **CLU**. The thickness varies from 250 to 500 m. *LOWER JURASSIC p.p.*

DBS – upper dolomites

Light coloured or white dolomite and subordinately calcareous dolomite with an indistinct stratification, locally present in beds of pluridecimetric thickness with a rough plane parallel lamination. In the upper portion of this interval whitish, intensely recrystalized and locally conglomeratic calcareous levels are present. Environment: inner shelf. Thickness near 700 m. The lower limit does not crop out and upwards in the succession, **DBS** passes to **TNS** by alternance of calcareous and dolomitic levels of decametric thickness. *UPPER TRIASSIC*

PROGETTO CARG

BIBLIOGRAFIA

AA.VV. (1998) – *La Campania antica dal Pleistocene all'età romana.* - Electa Ed. Napoli.

Abate D., de Pippo T., Ilardi M. & Pennetta M. (1998) – *Evoluzione morfologica tardo-quaternaria della valle Caudina (Benevento, Italia)* – Il Quat., **11**, 255-265.

Abruzzese V. (1979) - *Studi e ricerche idriche in Valle Caudina. Ente per lo sviluppo dell'irrigazione e la trasformazione fondiaria in Puglia e Lucania*, Dir. Reg. Irpinia. Poligrafica Ruggiero Ed., pp. 24.

Alessio G., Gorini A., Vilardo G. & Iannacone G. (1996) - *Low energy sequences in areas with high seismic potential: Benevento (Southern Apennines),* April 1990. Earthquake Hazard and Risk, V. Schenk (ed.), 3-16.

Alessio M., Bella F., Improta S., Belluomini G., Calderoni G., Cortesi C. & Turi B. (1973) - *University of Rome Carbon-14 dates X.* Radiocarbon **15**, 165-178.

Allocca V., Celico F., Celico P., De Vita P., Fabbrocino S., Mattia S., Musilli I., Piscopo V. & Summa G. (2007) - *Note illustrative della Carta idrogeologica dell'Italia meridionale* - Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, ISBN 88-448-0215-5, p. 211, con carte allegate, ISBN 88-448-0223-6 (3 tavole fuori testo).

Allocca V. & Grasso T. (1998) - *L'idrostruttura dei Monti di Durazzano: idrodinamica, potenzialità e interconnessioni con gli acquiferi adiacenti*. Tesi di Laurea in Idrogeologia, Università degli Studi di Napoli "Federico II", Napoli.

Amato A., Montone P. & Cesaro M. (1995) - *State of stress in southern Italy from borehole breakout and focal mechanism data.* Geophysical Research Letters, **22**(23), 3119-3122;

Amore F. O., Ciampo G., Morabito S., Ruggiero E., Santini U. & Sgrosso I. (2003) – *Datazione biostratigrafica ed inquadramento regionale di alcuni depositi miocenici discordanti dell'Appennino campano-lucano.* FIST - Geoitalia 2003, Riassunti: 286-288.

Aprile F., Brancaccio L., Cinque A., Di Nocera S., Guida M., Iaccarino G., Lambiase S., Ortolani F., Pescatore T., Sgrosso I. & Torre M. (1980) - *Dati preliminari sulla neotettonica dei fogli 161 (Isernia), 171 (Gaeta), 173 (Benevento) e 209 (Vallo della Lucania*) – Prog. Fin. Geodin., C.N.R., Pubbl. n. **356**.

Barattolo F. (1983) - *Su alcuni organi riproduttori isolati di Dasicladacee nel Cretacico dell'Appennino*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **92**, 17-49, fig. 14, tav. 3, Napoli.

Barbano M.S., Colombo F. & Zonno G., (1989) - *Preliminary results of seismic hazard assessment in the Sannio-Matese Area of Southern Italy*. Natural Hazard, **2**, 307-328.

Barbera C., Carannante G., D'argenio B. & Simone L. (1980) - *Il Miocene calcareo dell'Appennino meridionale: contributo della paleoecologia alla costruzione di un modello ambientale*. In C. Loriga Broglio (cur.), *Ecologia e Paleoecologia delle Comunità benthoniche*. Atti Ann. Univ. di Ferrara, n.s., sez. IX, Sc. Geol. Paleont., suppl. 6, 281-309, Ferrara.

Barbera C., Simone L. & Carannante G. (1978) - *Depositi circalitorali di piattaforma aperta nel Miocene campano. Analisi sedimentologica e paleoecologica.* Boll. Soc. Geol. It., **97**, 821-834.

Barberi F., Innocenti F., Lirer L., Munno R., Pescatore T. & Santacroce R. (1978) – *The Campanian Ignimbrite: a major prehistoric eruption in the neapolitan area (Italy)* – Bull. Volcanol., **41**(1), 1-22.

Barberi F., Cassano E., La Torre P. & Sbrana A. (1991) - *Structural evolution of Campi Flegrei caldera in the light of volcanological and geophysical data.* J.Volcanol Geotherm res. **48**, 33-49.

Bellucci F., Corniello A., de Riso R. & Russo D. (1990) – *Idrogeologia della piana a NE di Napoli*. Mem. Soc. Geol. It, **45**, 339-349.

Bellucci F., Santangelo N. & Santo A. (2003) – *Segnalazione di nuovi depositi piroclastici intercalati alle successioni continentali del Pleistocene superiore-Olocene della porzione nordorientale della Piana Campana*. Il Quat., **16**(2), 279-287.

Bergomi C., Manfredini M. & Martelli G. (1975) – *Note illustrative della carta geologica d'Italia Foglio 173 Benevento*. Serv. Geol. d'It., pp. 1-166. Roma.

PROGETTO CARG

Bernard P. & Zollo A. (1989) - *The Irpinia (Italy) 1980 earthquake: detailed analysis of a complex normal faulting.* J. of Geoph. Res., **94**, 1631-1647.

Bollettino Sismico Italiano - *http://www.ingv.it/~roma/reti/rms/bollettino/*.

Boscaino M. (2000) - *Relazione tra tettonica estensionale plio-pleistocenica e assetto strutturale del gruppo del Camposauro (Appennino Meridionale).* Boll. Soc. Geol. It., **119**, 623-635.

Brancaccio L., Cinque A., Romano P., Rosskopf C., Russo F., Santangelo N. & Santo A. (1991) – *Geomorphology and neotectonic evolution of a sector of the tyrrhenian flank of the southern Apennines (region of Naples, Italy)* – Z. Geom., **82,** Suppl. Bd., 47-58.

Brancaccio L., Cinque A., Romano P., Rosskopf C., RussoF. & Santangelo N. (1994) - *L'evoluzione delle pianure costiere della Campania: geomorfologia e neotettonica*. Mem. Soc. Geogr. It., **53**, 313-337.

Bravi S., Civile D., Martino C. & Putignano M. L. (2006) - *La struttura da interferenza nei carbonati mesozoici della dorsale di Monte Fellino (Appennino Campano.* Boll. Soc. Geol. It., **125**, 105-116,

Breislak S. (1798) -*Topografia fisica della Campania*. Brazzini, Firenze.

Budetta P. & De Riso R. (1982) - *Osservazioni sulla tettonica e sulla idrogeologia della media valle del F. Isclero a sud del Taburno.* Mem. e Note Ist. Geol. Appl., Napoli, **12**, 5-27.

Carannante G., D'argenio B., Dello Iacovo B., Ferreri V., Mindszenty A. & Simone L. (1988) - *Studi sul carsismo cretacico dell'Appennino campano*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, pp. 733-759.

Carannante G., D'argenio B., Ferreri V. & Simone L. (1987) - *Cretaceous paleokarst of the Campania Apennines: from early diagenetic to late filling stages. A case history*. Rend. Soc. Geol. It. **9**, 251-256, f Roma.

Carannante G., D'argenio B., Mindszenty A., Ruberti D. & Simone L. (1994) - *Cretaceous-Miocene shallow water carbonate sequences. Regional unconformities and facies patterns*. Pre meeting fieldtrip guidebook 15th IAS Regional Meeting, April 1994, Ischia, pp. 25-59, Napoli.

Carannante G. & Simone L. (1996) - *Rhodolith facies in the Central-southern Apennines Mountains, Italy.* SEPM Concept in Sedimentology and Paleontology, **5**, p. 261-275.

Casciello E., Cesarano M. & Pappone G. (2006) - *Extensional detachment faulting on the Tyrrhenian margin of the Southern Apennines contractional belt (Italy).* J. of Geolog. Soc. **163**, n.4, 617-629.

Cassetti M. (1895). *Osservazioni geologiche eseguite l'anno 1894 in alcune parti dell'Appennino meridionale.* Boll. Com. geol. d'It., s. III, **26**, 329-345, Roma.

Castello B., Selvaggi G., Chiarabba C. & Amato A. (2005) - *CSI Catalogo della sismicità italiana 1981-2002,* vers. 1.0. INGV-CNT, Roma. *http://www.ingv.it/CSI/*.

Catenacci E., De Castro P. & Sgrosso I. (1963) - *Complessi-guida del Mesozoico calcareo-dolomitico nella zona orientale del massiccio del Matese*. Mem. Soc. Geol. It., **4**, fasc. II, 837-852.

Celico P. (1978) - *Schema idrogeologico dell'Appennino carbonatico centro – meridionale.* Mem. e Note dell'Ist. di Geol. App., **14**, pp. 3 – 97, Napoli.

Celico P. (1983) - *Idrogeologia dei massicci carbonatici, delle piane quaternarie e delle aree vulcaniche dell'Italia centro-meridionale (Marche e Lazio meridionali, Abruzzo, Molise e Campania).* Quad. Cassa per il Mezz., **4**, 2, 225, Roma.

Celico P. (1988) - *Prospezioni idrogeologiche*. Liguori Editore, Napoli.

Celico P., Civita M. & Corniello A. (1977) – *Idrogeologia del margine nord-orientale della conca Campana (massicci dei Tifatini e del monte Maggiore)*. Mem. e Note dell'Ist. di Geol. App., **13**, Napoli.

Celico P., de Gennaro M., Ferreri M., Ghiara M.R., Russo D., Stanzione D. & Zenone F. (1980) – *Il margine orientale della piana Campana: indagini idrogeologiche e geochimiche*. Per. di Miner., **49**, Roma.

Celico P. & de Riso R. (1978) – *Il ruolo idrogeologico della valle Caudina nella idrogeologia del Casertano e del Sarnese (Campania).* Mem. e Note dell'Ist. di Geol. App., **14**, Napoli.

Cherchi A., Marini a., Murru M. & Robba E. (1978) - *Stratigrafia e paleoecologia del Miocene*

PROGETTO CARG

superiore della Penisola del Sinis (Sardegna occidentale). Rivista italiana di paleontologia e stratigrafia, **84**(04), 973-1036.

Chiarabba C., Jovane L. & Di Stefano R. (2005) - *A new view of Italian seismicity using 20 years of instrumental recordings.* Tectonophysics, **395**, 251-268.

Ciaranfi N., Guida M., Iaccarino G., Pescatore T., Pieri P., Rapisardi L., Ricchetti G., Sgrosso I., Torre M., Tortorici L., Turco E., Scarpa R., Cuscito M., Guerra I., Iannacone G., Panza G.G. & Scandone P. (1983) - *Elementi sismotettonici dell'Appennino meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., 102, 201-222.

Cinque A., Ascione A. & Caiazzo C. (2000) - *Distribuzione spazio-temporale e caratterizzazione della fagliazione quaternaria in Appennino meridionale*. In F. Galadini, C. Meletti, A. Rebez (A cura di), Le ricerche del GNDT nel campo della pericolosità sismica (1996-1999), CNR-Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti - Roma , 397 pp.

Cinque A., Patacca E., Scandone P. & Tozzi M. (1993) - *Quaternary kinematic evolution of the Southern Apennines. Relationship between surface geological features and deep lithospheric structures.* Ann. di Geof., **36**(2), 249-260.

Cinque A. & Romano P. (2001) – *L'ambiente geologico della Campania: Evoluzione geomorfologica e caratterizzazione- oroidrografica.* In: L'ambiente geologico della Campania, a cura di Vallario A., 59-90, Ed. CUEN.

Civita M. (1975) – *Idrogeologia*. In: Ippolito F., Nicotera P., Lucini P., Civita M., De Riso R., Geologia tecnica per ingegneri e geologi. Isedi, Milano.

Civita M., De Masi R., de Riso R. & Vallario A. (1970a) – *Idrogeolgia del massiccio del Taburno Camposauro (Campania)* – Mem. Soc. Geol. It., **9**.

Civita M., De Masi R., de Riso R. & Vallario A. (1970b) – *Possibilità di rinvenimento di nuove fonti di approvvigionamento idrico nella media valle dell'Isclero e nella bassa valle del Calore (Campania)*. Geologia Tecnica, **6**, Milano.

Civita M., de Medici G.B., de Riso R., Nicotera P. & Nota d'Elogio E. (1973) – *Carta idrogeologica della Campania nord-occidentale e relativa memoria descrittiva.* Atti del 2° convegno internazionale sulle acque sotterranee, Palermo.

Civita M., de Riso R. & Nicotera P. (1970c) – *Sulla struttura idrogeologica alimentante le sorgenti del fiume Sarno e le falde pedemontane nella parte sud-orientale della conca Campana*. Atti 1° convegno internazionale sulle acque sotterranee. Palermo.

Civita M., de Riso R., Vallario A. & De Masi R. (1971) - *Idrogeologia del massiccio del Taburno-Camposauro (Campania)*. Mem. Soc. Geol. It., **10**, Pisa.

Cole P.D. & Scarpati C. (1993) – *A facies interpretation of the eruption and emplacement mechanism of the upper part of the neapolitan Yellow Tuff, Campi Flegrei, (Southern Italy).* Bull. Volcanol., **55**, 311-326.

Corniello A., de Riso R. & Ducci D. (1992) – *Idrogeologia e geochimica della piana campana* – Mem. Soc. Geol. It., **45**, 351-360.

Csoma A. E., Goldstein R. H., Mindszenty A. & Simone L. (2004) - *Diagenetic Salinity Cycles And Sea Level Along A Major Unconformity, Montecamposauro, Italy.* J. of Sed. Res., **74**, 6, 889–903.

Critelli S. & Le Pera E. (1995) - *Tectonic evolution of the Southern Apennines Thrust-Belt (Italy) as reflected in modal compositions of Cenozoic sandstone*. J. Geol., **103** (1), 95-105, Chicago.

Cruden D. M. & Varnes D. J. (1996) - *Landslide types and processes*. In: Turner A. K. and Schuster R. L. (Editors) Landslides: Investigation and mitigation. Transportation Research Board Special Report, **247**, 36-75.

D'Argenio B. (1960) – *Osservazioni geomorfologiche sul gruppo del Taburno.* Boll. Soc. Nat., **68**, Napoli.

D'Argenio B. (1961a) - *Linee isopiche e strutturali persistenti nell'Appennino campano.* Rend. Acc. Sc. Fis. Mat. **102**, 367-393, Napoli.

D'Argenio B. (1961b) - *Osservazioni sulla genesi e l'età dei "marmi di Vitulano" e sulla paleogeo-*

PROGETTO CARG

grafia del Monte Camposauro. Boll. Soc. Natur. in Napoli 70, pp. 12, tav. 4, Napoli.

D'Argenio B. (1961c) - *Sul Miocene autoctono del M. Camposauro (Gruppo del Taburno-Benevento)*. Boll. Soc. Natur. in Napoli 70, 77-79, Napoli.

D'Argenio B. (1962) -*Sull'età dei livelli a requienie nell'Appennino Campano*. Boll. Soc. Natur. in Napoli **71**, 103-135, Napoli.

D'Argenio B. (1963a) - *I filoni sedimentari del Taburno-Camposauro (Appennino Campano).* Boll. Soc. Natur. in Napoli, **72**, 138-144, Napoli.

D'Argenio B. (1963b) - *Lineamenti tettonici del gruppo del Taburno-Camposauro*. Atti Acc. Pontaniana in Napoli, **13**, 185-208, Napoli.

D'Argenio B. (1963c) - *Una trasgressione del Cretacico superiore nell'Appennino Campano*. Atti Convegno Sociale sul tema "La Geologia dell'Appennino", Mem. Soc. Geol. It., **4**, 1-53 , Bologna.

D'Argenio B. (1964) - *Una trasgressione del Cretacico superiore nell'Appennino campano.* Mem. Soc. Geol. It., **4**(02), 881-957.

D'Argenio B. (1967) – *Geologia del gruppo del Taburno-Camposauro (Appennino campano)* – Atti Acc. Sc. Fis. e Mat., s.**3**, 6, Napoli.

D'Argenio B., De Castro P., Emiliani C. & Simone L. (1975) - *Bahamian and Apennine limestones of identical lithofacies and age*. AAPG Bull., **59**, 524-530.

D'Argenio B. & Mindszenty A. (1992) - *Tectonic and climatic control on paleokarst and bauxites.* Gior. di Geol., **54**, 207-218.

D'Argenio B. & Mindszenty A. (1995) - *Bauxites and related paleokarst: tectonic and climatic event markers at regional unconformities*.- Eclogae geol. Helv., **88** (3), 453-499.

D'argenio B., Pescatore T. & Scandone P. (1973) - *Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania e Lucania)*. Atti del Conv. "Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino" Acc. Naz. dei Lincei, **183**, 49-72.

D'Erasmo G. (1931) – *Studio geologico dei pozzi profondi della Campania.* Boll. Soc. Natur. In Napoli, **43**, 15-143.

De Castro P. (1963) - *Nuove osservazioni sul livello ad Orbitolina in Campania.* Boll. Soc. Natur., Napoli, **71**, p. 103-135.

De Castro P. (1965) - *Su alcune Soritidae (Foraminiferida) del Cretacico della Campania.* Note stratigrafiche sul gruppo montuoso del Tifata. - Boll. Soc. Nat. Napoli. **74**, 317-372, 9 figg., 22 tavv., (Napoli).

De Castro P. (1966a) - *Contributo alla conoscenza delle alveoline albiano-cenomaniane della Campania*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **75**, 219-275, 22 figg., 17 tavv., (Napoli).

De Castro P. (1966b) - *Sulla presenza di un nuovo genere di Endothyridae nel Cretacico superiore della Campania: Note biostratigrafiche sulla successione sedimentaria di età turoniana e senoniana, in facies di retroscogliera, in Campania.* Boll. Soc. Nat. Napoli, **75**, 317-347, 7 figg., 5 tavv., (Napoli).

De Castro P. (1991) - *Mesozoic*. In: F. Barattolo, P. De Castro & M. Parente (Eds.): «*Field Trip Guide-book. 5th International Symposium on Fossil algae: Capri, 7-12 april 1991*»: 21-44, Giannini, Napoli.

De Lorenzo (1904) - *Geologia e geografia fisica dell'Italia meridionale*. Bari.

De Lorenzo (1937) – *Geologia dell'Italia Meridionale*. Napoli

De Vivo B., Rolandi G., Gans P.B., Calvert A., Bohrson W.A., Spera F.J. & Belkin H.E. (2001) - *New constraints on the pyroclastic eruptive history of the Campanian volcanic Plain (Italy).* Miner. and Petr. **73**, 47-65

Del Prete S., De Riso R. & Santo A. (2004) - *Primo contributo sui sinkholes di origine naturale in Campania*. Atti del Conv. " Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali locali nel governo del territorio" Roma 20-21 maggio, APAT, 361-376.

Di Bucci D., Massa B., Tornaghi M. & Zuppetta A. (2005) - *Structural setting of the 1688 Sannio earthquake epicentral area (Southern Italy) from surface and subsurface data*. J. of Geodyn., **40**, 294–315.

PROGETTO CARG

Di Girolamo P. (1968) – *Petrografia dei tufi campani: il processo di pipernizzazione (tufo – tufo pipernoide – piperno). Petrografia, rilevamento e natura ignimbritica del tufo campano del casertano*. Rend. Acc. Sc. Fis. Mat., s. **4**, 35, Napoli.

Di Girolamo P., Ghiara M.R., Lirer L., Munno R., Rolandi G., & Stanzione D. (1984) – V*ulcanologia e petrografia dei Campi Flegrei*. Boll. Soc .Geol. It., **103**, 349-413.

Di Girolamo P., Rolandi G. & Stanzione D. (1973) – L*'eruzione di pomici a letto dell'ignimbrite campana.* Period. Min., **42**, 436-468.

Di Nocera S., Matano F. & De Palma L. (1995) - O*sservazioni geomorfologiche sulla media-bassa valle del F. Calore (Benevento).* Rend. Acc. Sc. Mat. Fis., Napoli, **62**, 165-182.

Di Nocera S., Matano F. & Torre M. (2002) – *Le Unità Sannitiche Auct. (Appennino centro-meridionale): rassegna delle correnti interpretazioni stratigrafiche e paleogeografiche e nuova ipotesi interpretativa con l'introduzione dell'unità di Frigent.* Studi Geol. Camerti, N.S. **1**, 87-102.

Di Nocera S., Torre M. & Viti P. (1993) – *Le arenarie di Caiazzo nell'evoluzione tortoniano-messiniana dell'Appennino campano.* Atti Ticinesi di Scienze della Terra, Pavia, **36**, 91-102.

Di Stefano A., Foresi L. M., Lirer F., Iaccarino S. M., Turco E., Amore F. O., Mazzei R., Morabito S., Salvatorini G. & Abdul Aziz H. (2008) – *Calcareous Plankton High Resolution Bio-Magnetostratigraphy For The Langhian Of The Langhian Of The Mediterranean Area*. Riv. It. Paleont. Strat., **114**: 51-76, Milano.

Esposito E., Luongo G., Marturano A. & Porfido S. (1987) - *Il terremoto di S. Anna del 26 Luglio 1805.* Mem. Soc. Geol. It., **37**, 171-191.

Esposito E., Luongo G., Marturano A. & Porfido S. (1988) - *I terremoti recenti dal 1980 al 1986 nell'Appennino meridionale.* Mem. Soc. Geol. It., **41**, 1117-1128.

Fisher R., Orsi G., Ort M. & Heiken G. (1993) - *Mobility of a large-volume pyroclastic flow -emplacement of the Campaninan Ignimbrite, Italy*. J. Volcanol. Geoth. Res. **56**, 205-220.

Foresi L.M., Iaccarino S., Mazzei R. & Salvatorini G. (1998) - *New data on calcareous plankton biostratigraphy of the middle-late Miocene (Serravallian/Tortonian) of the Mediterranean area.* Riv. Ital. Paleont. Strat., **104** (1), 95-114.

Foresi L.M., Iaccarino S.M. & Salvatorini G. (2002) – *Neogloboquadrina atlantica praeatlantica, new subspecies from late Middle Miocene.* Riv. Ital. Paleont. Strat., **108**: 325-336, Milano

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

Fornaciari E. & Rio D. (1996) – *Latest Oligocene to early Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region.* Micropaleontology, **42**: 1-37, New York.

Fracassi U. & Valensise G. (2007) - *Unveiling the sources of the catastrophic 1456 multiple earthquake: hints to an unexplored tectonic mechanism in Southern Italy.* Bull. of the Seismol. Soc. of America. **97**(3), 725-748.

Gruppo di lavoro, CPTI (2004) - *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, version 2004 (CPTI04)*. INGV. *http://emidius.mi.ingv.it/CPTI/.*

Gruppo di lavoro, DISS (2007) - *Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), Version 3.0.3: A compilation of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy and Surrounding Areas. http://www.ingv.it/banchedati/banche.html*

Gruppo di lavoro, MPS (2004) - *Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'Ordinanza PCM del 20 marzo 2003. Rapporto Conclusivo per il Dipartimento della Protezione Civile*, INGV, Milano-Roma, April 2004, 65 pp. + 5 appendici. *http://zonesismiche.mi.ingv.it/.*

Guadagno F. M., Piscopo V., Iesce M.T., Vecchiarelli R. & Aquino S. (1998) - *Caratterizzazione idrogeologica e potenzialità della bassa valle del fiume Calore (Campania).* Quad. Geol. Appl., **5**, 2, 25-39.

Iaccarino S. (1985) - *Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera.* In: Plankton stratigraphy Eds: Bolli, H.M.Saunders, J.B.Perch-Nielsen, K. p. 283-314.

PROGETTO CARG

Ietto A. (1963) - *Osservazioni geologiche su alcune zone del Matese (Appennino campano)*. Boll. Soc. Natur. in Napoli **72**, 112-116, Napoli.

Ietto A. (1964) - *Osservazioni stratigrafiche e tettoniche sul Cretacico dei Monti di Caserta.* Boll. Soc. Natur., Napoli, **72**, p. 97-107.

Ippolito F., Ortolani F. & Russo M. (1973) - *Struttura marginale tirrenica dell'Appennino campano: reinterpretazione di dati di antiche ricerche di idrocarburi*. Mem. Soc. Geol. It., 1**2**, 227-250.

ISPRA - *Comitati d'area. http://www.apat.gov.it/site/it-IT/Progetti/Progetto_CARG_-_Cartografia_geologica_e_geotematica/Comitati_di_coordinamento/Appennino_Meridionale/*

Kiratzi A. (1994) *Active seismic deformation in the italian peninsula and in Sicily*. Annali di Geofisica, Vol,**XXXVII**, N°1, Aprile.

Lees A. & Buller A.T. (1972) - *Modern temperate-water and warm-water shelf carbonate sediments contrasted*. Mar. Geol. **13** (5): M67-M73, 3 figg., Amsterdam.

Lirer F., Persico D. & Vigorito M. (2005) - *Calcareous plankton biostratigraphy and age of the Middle-Miocene deposits of Longano Formation (Eastern Matese Mountains, Southern Apennines).* Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **111** (1), 91-108.

Lirer F., Cascella A., Cesarano M., Casciello E. & Pappone G. (2007) - *Study on the Miocene calcareous turbidite deposits of the eastern sector of the Southern Apennine chain (Italy): the integrated stratigraphy.* Riv. Ital. Paleont. Strat., **113**, 269-286

Malatesta A. (1959) – *Note di geologia e morfologia sulla valle caudina e sulla valle del Calore* – Boll. Serv. Geol. It., **80** (2-3), 255-260.

Mancini F. (1953) – *Carta pedologica del bacino dell'Isclero (Benevento e Caserta)* – Min. Agric. E Foreste, Corpo forestale dello stato, Firenze.

Mancini F. (1954) –*Ricerche geologiche nel bacino dell'Isclero (Benevento e Caserta).* Acc. It. Sc. Forest., Firenze.

Marciano R. (2005) – *Analisi stratigrafica e tefrostratigrafica di livelli piroclastici nelle successioni quaternarie della Campania.* Tesi di Dottorato in Scienze della Terra, XV**II** ciclo, Dip. Sc. della Terra, Università di Napoli Federico II.

Mariucci M.T. & Müller B. (2003) - *The tectonic regime in Italy inferred from borehole breakout data*. Tectonophysics **361**, 31-35.

Matarazzi G. (1907) – *Elephas antiquus FALC., rinvenuto presso S. Agata dei Goti (Bn)* – Riv. It. Paleont., 1**3**, 130-134, Perugia.

Maxey G.B. (1964) - *Hydrostratigraphic Units*. J. of Hydr., **2**, pp. 124-129.

Montone P., Mariucci M.T., Pondrelli S. & Amato A. (2004) - *An improved stress map for Italy and surrounding regions (central Mediterranean).* J. of Geoph. Res., **109**.

Mostardini F. & Merlini S. (1986) - *Appennino centro-meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., 3**5**, (1): 177-202, 10 figg., 2 tabb., 3 tavv., Roma.

Munno R. & Petrosino P. (2007) - T*ephra layers in the S. Gregorio Magno lacustrine succession.* J. of Quat. Sc., **22**(3), 247-266.

Ogniben L. (1957) - *Flysch miocenico autoctono e parautoctono ed argille scagliose nella zona di Caiazzo (Caserta)*. Atti del Conv. Sociale sul tema "Le Argille Scagliose ed i terreni in facies di flysch nell'Appennino", 30 giugno–1-2 Luglio 1956, Firenze. Boll. Soc. Geol. It., **75**, 169-179, Roma.

Ogniben L. (1958a) - *Melobesie basso-elveziane di Caiazzo (Caserta)*. Paleontogr. Ital., **53** (n.ser. vol. 23), 49-73, tav. 6 [XXIII-XXVIII], Pisa.

Ogniben L. (1958b) - *Stratigrafia del Terziario nella zona di Caiazzo (Caserta)*. Riv It. Paleont. Stratigr. **64**, n. 2, p. 89-142 , Milano.

Orsi G., Civetta L. & Valentine G.A. (1999) - *Volcanism in the Campi Flegrei.* J. Volcanol. Geotherm. Res., **91**, 470.

Ort M.H., Rosi M. & Anderson C.D. (1999) - *Correlation of deposits and vent locations of the proximal Campanian Ignimbrite deposits, Campi Flegrei, Italy, based on natural remanent magnetization and anisotropy of magnetic susceptibility characteristics*. J.Volcanol. Geotherm. Res., **91**,167-178.

PROGETTO CARG

Ortolani F. & Aprile F. (1979) - *Sulla struttura profonda della Piana Campana*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **88**, 1-19.

Ortolani F. & Aprile F. (1985) – *Principali caratteristiche stratigrafiche e strutturali dei depositi superficiali della piana campana.* Boll. Soc. Geol. It., **104**, 195-206.

Pagliaro S. (1998) – *Geologia dei monti del Sannio: stratigrafia dell'unità Sannio e rapporti con il massiccio del Matese.* Univ. Degli Studi di Pisa, Dottorato di Ricerca in Scienze della Terra, Dissertazione Finale, 138 pp.

Pantosti D. & Valensise G. (1990) - *Faulting mechanism and complexity of the Novembre 23, 1980, Campani-Lucania Earthquake, inferred from surface observations*. J. of Geoph. Res.,**95**,

Sevink J. & Paris S. (1989) – *Late wurmian to early Holocene lake deposits and pyroclastics in the middle Volturno basin (Caserta province, Italy)* – Il Quat., **2**, 119-123.

Parona C.F. (1900) - *Sopra alcune rudiste senoniane dell'Appennino meridionale.* Mem. Acc. delle Sc. di Torino, Classe di Scienze fisiche, matematiche e naturali, **50**, 1-23, Torino.

Parona C.F. (1911) - *Nuovi studii sulle rudiste dell'Appennino (radiolitidi).* Memorie dell'Accademia delle Scienze di Torino, Classe di Scienze fisiche, matematiche e naturali, **62**, 273-293, Torino

Patacca E., Sartori R. & Scandone P. (1992a) - *Tyrrhenian basin and Apenninic Arcs: kinematic relations since late Tortonian times*. Mem. Soc. Geol. It., **45** (1990), (1): 425-451, 5 figg., 6 tabb., Roma.

Patacca E. & Scandone P. (1989) - *Post-Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relic lithospheric slab*. In: A. Boriani, M. Bonafede, G.B. Piccardo & G.B. Vai (Eds.): «*The litosphere in Italy. Advances in Earth Science Research*». It. Nat. Comm. Int. Lith. Progr., Mid-term Conf. (Roma 5-6 Maggio 1987), Atti Conv. dei Lincei, **80**: 157-176, Roma.

Patacca E. & Scandone P. (2007) – *Geology of the Southern Apennines.* Boll. Soc. Geol. It., Spec. Issue 7, 75-119.

Patacca E., Scandone P., Bellatalla M., Perilli N. & Santini U. (1992b) - *The Numidian-sand event in the Southern Apennines*. Mem. Sci. Geol., All. al n. **43**: 297-337, 11 figg., 3 tabb., 3 tavv., Padova.

Penta F. (1933) - *Marmi e pietre della prov. di Benevento. Lo scult. e il marmo,* n.**42**, p.2, Milano.

Penta F. (1934) - *Calcari della ex prov. di Caserta. Lo scult. e il marmo, a. 31*, n° **15**, p.2, Milano.

Penta F. (1935) - *I materiali da costruzioni dell'Italia meridionale.* Fondaz. Polit. Mezzog. d'It., **2** in 8°, pp. III+V+672, Napoli.

Penta F. (1936) - *Marmi della prov. di Benevento. Lo scult. e il marmo, a. 33*, n. **19**, p. 2, Milano.

Penta F. (1936) - *Marmi, Graniti e Pietre della Campania. Marmi, pietre e graniti,* a.14, n. **6**, p. 11-30, Carrara.

Pescatore T. (1992) - *La sedimentazione miocenica nell'Appennino Campano-Lucano*. Mem. Soc. Geol. It., **41** (1988), (1): 37-46, Roma.

Pescatore T. & Sgrosso I. (1973) - *I rapporti tra la piattaforma Campano-Lucana e la piattaforma Abruzzese-Campana nel Casertano*. Boll. Soc. Geol. It., **92**, 925-938, Roma.

Pescatore T., Sgrosso I. & Torre M. (1971) - *Lineamenti di tettonica e sedimentazione nel Miocene dell'Appennino campano-lucano*. Mem. Soc. Natur. in Napoli, suppl. al Boll. **80**, 337-408, Napoli.

Porfido S., Esposito E., Luongo G. & Maturano A. (1988) - *I terremoti del XIX secolo dell'Appennino campano-lucano.* Mem. Soc. Geol. It., **41**, 1105-1116.

Postpischl D. (1985) - *Atlas of isoseismal of Italian earthquakes.* Progetto Finalizzato Geodinamica, Barberi F., Consiglio Nazionale delle Ricerche.

Putignano M.L., Ruberti D., Tescione M. & Vigliotti M. (2007) – *Evoluzione tardo quaternaria del margine casertano della Piana Campana (Italia Meridionale).* Boll. Soc. Geol. It., **126**, 11-24.

Rolandi G. (1988) – *Le ignimbriti della Piana campana.* Atti 74° Congr. Soc. Geol. It., B, 350-352.

Rolandi G., Bellucci F., Heizler M. T., Belkin H. E. & De Vivo B. (2003) - T*ectonic controls on*

PROGETTO CARG

the genesis of ignimbrites from the Campanian Volcanic Zone, Southern Italy. Miner. and Petro., **79**, 3–31

Romano P., Santo A. & Voltaggio M. (1994) – L'*evoluzione geomorfologica della pianura del F. Volturno (Campania) durante il tardo-Quaternario (Pleistocene medio – superiore – Olocene)* – Il Quat., **7** (1), 41-56.

Rosi M., Vezzosi L., Castelmanzano A. & Greco G. (1999) - *Plinian pumice fall deposit of the Campanian Ignimbrite eruption (Phlegrean Fields, Italy)*. J. of Volcan. and Geother. Res., **91** (2-4), 179-198.

Santangelo N., Ciampo G., Di Donato V., Esposito P., Petrosino P., Romano P., Russo Ermolli E., Santo A., Toscano F.m & Villa I. (2010) - *The late Quaternary buried lagoons of the northern Campanian Plain (southern Italy): evolution of a coastal system under the influence of volcano-tectonics and eustatism.* Boll. Soc. Geol. It, **129** (1).

Sartoni S. & Crescenti U. (1959) - *La zona a Palaeodasycladus mediterraneus (PIA) nel Lias dell'Appennino meridionale.* Giorn. di Geol., s.II, **27** (1956-1957), 115-146, Bologna.

Sartoni S. & Crescenti U. (1962) – *Ricerche biostratigrafiche nel Mesozoico dell'Appennino meridionale*. Giorn. Geol., ser. 2, **29,** 162-303, 1 tab., 52 tavv., Bologna

Scandone P. & Stucchi M. (2000) - *La zonazione sismogenetica ZS4 come strumento per la valutazione della pericolosità sismica.* In F. Galadini, C. Meletti, A. Rebez (A cura di), Le ricerche del GNDT nel campo della pericolosità sismica (1996-1999), CNR-Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti - Roma, 2000, 397 pp.

Scarsella F. (1971) – *Note illustrative della carta geologica d'Italia Foglio 172 Caserta* – Serv. Geol. d'It., 1-123, Roma.

Schiavinotto F. (1985) - *Le Miogypsinidae alla base della trasgressione miocenica del Monte Camposauro (Appennino meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It. **104**, 53-63, Roma.

Selli R. (1957) - *Sulla trasgressione del Miocene nell'Italia meridionale*. Giorn. Geol., ser. 2, **26** (1954-55): 1-54, 2 tabb., 3 tavv., Bologna.

Selli R. (1962) - *Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **3,** 737-789, Pavia.

Servizio Geologico d'Italia (1971) – *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio n. 173 "Benevento"*. Roma

Servizio Geologico d'Italia (1971) – *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio n. 172 "Caserta"*. Roma

Sgrosso I. (1998) - *Possibile evoluzione cinematica miocenica nell'orogene centro-sud-appenninico*. Boll. Soc. Geol. It., **117** (3): 679-724, Roma.

Simone L. (1971) - *Sedimentologia dei "Calcari listati" del Cretacico inferiore del Monte Camposauro (Appennino Campano)*. Boll. Soc. Natur. in Napoli **80**, 23-48, Napoli.

Simone L. (1974) - *Genesi e significato ambientale degli ooidi a struttura fibroso-raggiata di alcuni depositi mesozoici dell'area appenninico-dinarica e delle Bahamas meridionali*. Boll. Soc. Geol. It., **93** (2): 513-545, Roma.

Sprovieri R., Bonomo S., Caruso A., Di Stefano A., Di Stefano E., Foresi L.M., Iaccarino S., Lirer F., Mazzei R. & Salvatorini G. (2002) - *An integrated calcareous plankton biostratigraphic scheme and biochronology for the Mediterranean Middle Miocene*. Riv. It. Paleont. Strat., **108**, n.2, 337-353.

Tenore G. (1867) – *Carta geologica della provincia di Terra di Lavoro.* Caserta.

Tenore G. (1872) - *Saggio sull'industria mineraria e sulla costituzione geologica di Terra di Lavoro, con la carta geologica della provincia.* La scienza e l'arte dello ing. Arch., a. III, n. 1, Napoli.

Valensise G. & Pantosti D. (2001a) - *Seismogenic faulting, moment release patterns and seismic hazard along the central and southern Apennines and the Calabrian arc*. Vai G.B. & Martini I.P. Anatomy of an Orogen: the Apennines and Adjacent Mediterranean Basins, 495-512. Kluwer Academic Publishers.

Valensise G. & Pantosti D. (2001b) - *The investigation of potential earthquake sources in peninsular Italy: a review*. J. Seismol., **5**, 287–306.

PROGETTO CARG

VANNUCCI G. & GASPERINI P. (2004) - *The new release of the database of Earthquake Mechanisms of the Mediterranean Area (EMMA vers. 2)*. Ann. di Geof., Suppl. **47,** 307-334.

VILARDO G., NAPPI R., PETTI P. & VENTURA G. (2003) - *Fault geometries from the space distribution of the 1990-1997 Sannio-Benevento earthquake: inference on the active deformation in Southern Apennines*. Tectonophysics, **363**, 259-271.

WESTAWAY R. (1992) - *Revised hypocentre and fault rupture geometry for the 1980 November 23 Campania-Basilicata earthquake in southern Italy*. Geophys. J. Int., **109**, 376-390.

WOHLETZ K., ORSI G. & DE VITA S. (1995) – *Eruptive mechanism of the Neapolitan yellow Tuff interpreted from stratigraphic, chemical and granulometric data.* J. Vol. Geoth. Res., **67**, 263-290.

ZACCAGNA D. (1890) - *Giacimento dei marmi di Vitulano (Perizia nella causa Finanza contro Izzo)*. Napoli, 1890. Sunto in: Boll. Com. geol. d'It. **22** (1891), 286-287, Roma.

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG