



A P A T

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



DIPARTIMENTO DIFESA DEL SUOLO

Servizio Geologico d'Italia

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

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

foglio 503

VALLO DELLA LUCANIA

a cura di:

L. Martelli¹ e G. Nardi²

con contributi di:

S. Bravi², G. Cavuoto² e R. M. Toccaceli²

Coordinamento scientifico: **G. Nardi²**

Redazione scientifica 1:50.000: **L. Martelli¹**

Direzione del rilevamento 1:10.000: **L. Martelli¹**

Rilevamento 1:10.000: **S. Bravi², A. Cammarosano², G. Cavuoto²,
M. Danna, F. de Rienzo², A. Sgrosso², R.M. Toccaceli²**

Coordinamento analisi biostratigrafiche delle unità terrigene: **P. De Capoa²**

Analisi biostratigrafiche delle unità terrigene: **A. Di Staso², S. Giardino²**

Analisi biostratigrafiche delle unità carbonatiche: **S. Bravi²**

Consulenza per la stratigrafia: **A. Valente³**

Esperto di settore per il Quaternario: **R.M. Toccaceli²**

¹ Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli, Regione Emilia-Romagna

² Dipartimento di Scienze della Terra, Università "Federico II" di Napoli

³ Dipartimento di Studi Geologici ed Ambientali, Università del Sannio, Benevento

Ente realizzatore



**Università degli Studi di Napoli
"FEDERICO II"**

**Polo di Scienza e Tecnologia
Dipartimento di Scienze della Terra**

Direttore Vicario del Servizio Geologico d'Italia: N. Accardi

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

***Responsabile del Progetto CARG per
l'Università degli Studi "Federico II" di Napoli: D. Stanzione***

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

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

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA:

Revisione scientifica:

Coordinamento cartografico:

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

PER L'UNIVERSITÀ "FEDERICO II" DI NAPOLI

Coordinamento Scientifico:

G. Nardi

Direttore di Foglio:

L. Martelli

Coordinamento informatizzazione dei dati geologici

G. Nardi

Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa dalla Banca Dati

a cura della **SystemCart S.r.l.**

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

M.T. Lettieri (Servizio Geologico d'Italia)

C. Russo & R. Piccirillo (Università "FEDERICO II")

Stampa:

INDICE

I	- INTRODUZIONE	Pag. 5
II	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO	“ 9
III	- CARTOGRAFIA E LETTERATURA PRECEDENTI	“ 13
IV	- STRATIGRAFIA	“ 19
1.	- SUCCESSIONE EPISUTURALE	“ 21
1.1	- GRUPPO DEL CILENTO	“ 21
1.1.1	- <i>Arenarie di Pollica</i>	“ 22
1.1.2	- <i>Formazione di San Mauro</i>	“ 23
1.2	- CONGLOMERATI DI MONTE SACRO	“ 26
2.	- UNITÀ TETTONICA NORD-CALABRESE	“ 27
2.1	- FORMAZIONE DELLE CRETE NERE	“ 28
2.2	- FORMAZIONE DEL SARACENO	“ 28
2.3	- ARENARIE DI CANNICCHIO	“ 30
3.	- UNITÀ TETTONICA DI CASTELNUOVO CILENTO	“ 31
3.1	- ARGILLITI DI GENESIO	“ 32
3.2	- MARNE E CALCARENITI DEL TORRENTE TRENICO	“ 33
3.3	- ARENARIE DI PIANELLI	“ 34
4.	- UNITÀ TETTONICA SICILIDE	“ 35
4.1	- FORMAZIONE DI MONTE SANT'ARCANGELO	“ 36
4.2	- ARGILLE VARICOLORI DI TEMPA ROTONDA	“ 37
5.	- UNITÀ TETTONICA DEI MONTI ALBURNO-CERVATI-POLLINO	“ 38
5.1	- SUCCESSIONE DI PIATTAFORMA	“ 39
5.1.1	- <i>Calcari di Monteforte Cilento</i>	“ 39
5.1.2	- <i>Calcari di Monte Varco Cervone</i>	“ 42
5.1.3	- <i>Formazione di Trentinara</i>	“ 44
5.1.4	- <i>Formazione di Roccadaspide</i>	“ 46
5.2	- DEPOSITI DI AVANFOSSA	“ 47
5.2.1	- <i>Formazione del Bifurto</i>	“ 47
5.3	- DEPOSITI DI PIGGYBACK	“ 48

5.3.1	- <i>Calciruditi ed Arenarie di Piaggine</i>	“ 48
6.	- I DEPOSITI CONTINENTALI E DI TRANSIZIONE	“ 49
6.1	- CONGLOMERATI DI CENTOLA	“ 51
6.2	- ALLUVIONI TERRAZZATE ANTICHE (II ORDINE), DEPOSITI FLUVIO-PALUSTRI E TORRENZIALI	“ 52
6.3	- DETRITI DI FALDA CEMENTATI	“ 52
6.4	- DEPOSITI DI SPIAGGIA	“ 53
6.5	- COLTRI ELUVIO-COLLUVIALI	“ 53
6.6	- TRAVERTINI DI PAESTUM	“ 54
6.7	- ALLUVIONI TERRAZZATE DEL I ORDINE	“ 55
6.8	- DETRITI DI FALDA	“ 55
6.9	- DEPOSITI LAGUNARI	“ 55
6.10	- SABBIE EOLICHE	“ 56
6.11	- DEPOSITI DI SPIAGGIA RECENTE	“ 56
6.12	- ACCUMULI DI FRANE	“ 56
6.13	- ALLUVIONI ATTUALI	“ 57
6.14	- DEPOSITO DI SPIAGGIA ATTUALE	“ 57
V	- TETTONICA	“ 59
VI	- EVOLUZIONE PALEOGEOGRAFICA, STRATIGRAFICA E STRUTTURALE	“ 63
VII	- CENNI DI GEOMORFOLOGIA E GEOLOGIA APPLICATA	“ 67
1	- IDROGEOLOGIA	“ 68
1.1	- IDROLOGIA SUPERFICIALE	“ 68
1.1.1	- <i>Fiume Alento</i>	“ 69
1.1.2	- <i>Fiume Calore</i>	“ 69
1.1.3	- <i>Fiume Solofrone</i>	“ 70
1.1.4	- <i>Torrente Testene</i>	“ 70
1.2	- IDROLOGIA SOTTERRANEA	“ 71
2.	- FENOMENI DI DISSESTO	“ 72
2.1	- FRANE	“ 73
2.1.1	- <i>Distribuzione e tipologia dei movimenti franosi</i>	“ 73
2.2	- ALTRI FENOMENI DI DISSESTO	“ 75
	BIBLIOGRAFIA	“ 76

I - INTRODUZIONE

Il Foglio 503 Vallo della Lucania ricade nel Cilento settentrionale, zona meridionale della provincia di Salerno compresa tra la piana di Paestum, il Tirreno e il Vallo di Diano. Buona parte del foglio 503 è compresa nel Parco Nazionale del Cilento e del Vallo di Diano.

Il foglio è delimitato a nord dal parallelo 40° 24' 00" passante per il comune di Trentinara, a sud dal parallelo 40° 12' 00" passante poco a nord di Acciaroli e per Massascusa, ad est dal meridiano 15° 20' 00" passante poco a ovest della cima del Monte Sacro (o Monte Gelbison) e ad ovest dal meridiano 15° 00' 00" passante per Agropoli e Agnone Cilento.

Quasi tutti i corsi d'acqua che attraversano il foglio appartengono ai bacini del fiume Alento e del fiume Calore, affluente di sinistra del fiume Sele, ad eccezione di bacini minori, come il rio Lavis, il torrente Testene e il fiume Solofrone, che dopo pochi chilometri sfociano in mare nel tratto di costa compreso tra Agnone e Paestum.

Nell'area del foglio esistono due bacini artificiali, entrambi gli sbarramenti sono costituiti da dighe in terra. Quello più importante è nel quadrante nord-occidentale, lungo il corso del fiume Alento, immediatamente dopo la confluenza con il rio di Prugnano, in località Piano della Rocca; quello minore, è nel quadrante sud-orientale, poco a nord di Cannalonga, lungo il rio del Carmine.

I rilievi principali sono costituiti dagli oltre 1600 metri delle pendici del Monte Sacro nel quadrante sudorientale (la cima del monte, a metri 1705, ricade nell'estremità sud-ovest del Foglio n. 504 Sala Consilina) e dalla dorsale del Monte Chianello (metri 1314). Le principali aree pianeggianti sono costituite

dall'estremità meridionale della piana costiera di Paestum, attraversata in questo tratto dal fiume Solofrone, e dalla piana del fiume Alento.

La realizzazione di questo foglio geologico è stata svolta nell'ambito dell'accordo di programma del 20/11/1996 tra il Servizio Geologico d'Italia e l'Università "Federico II" di Napoli.

I rilevamenti di dettaglio alla scala 1:10.000 sono stati effettuati nel quadriennio 1997-2001. Il criterio di rilevamento adottato, come indicato nel Quaderno 1, serie III, "Carta Geologica d'Italia 1:50.000 - Guida al rilevamento" (SGN, 1992), è quello litostratigrafico e sono state seguite le indicazioni dei più recenti codici di stratigrafia (NASC, 1988; SALVADOR, 1994).

Nel foglio affiorano principalmente unità terrigene di origine torbiditica e in minor misura (circa 50 kmq) rocce carbonatiche di piattaforma.

In particolare, per il rilevamento delle unità terrigene sono stati considerati i seguenti parametri:

- il rapporto arenite/pelite (A/P);
- lo spessore medio e la geometria degli strati; le classi di spessore sono quelle proposte in BOSELLINI *et alii* (1989), che modificano leggermente quelle indicate da CAMPBELL (1967);
- la composizione delle areniti sulla base del riconoscimento alla scala del campione a mano del detrito che ne costituisce l'ossatura *sensu* VALLONI *et alii* (1991);
- la posizione stratigrafica;
- la variazione delle associazioni dei litotipi.

Il rilevamento di dettaglio ha consentito il riconoscimento sul terreno dei rapporti geometrici, della tipologia dei contatti e dell'assetto strutturale. Ciò ha permesso di osservare che alcune delle unità terrigene presentano un differente grado e stile di tettonizzazione a seconda della diversa posizione geometrica nell'edificio strutturale e che tale deformazione diventa omogenea, per stile e intensità, nelle unità che occupano la stessa posizione strutturale.

Il rilevamento di terreno delle unità terrigene è stato integrato con analisi biostratigrafiche del nannoplancton calcareo, svolte dal Dr. S. Giardino, e dei dinoflagellati, svolte dalla Dr.ssa A. Di Staso, con il coordinamento dalla Prof.ssa P. De Capoa del Dipartimento Scienze della Terra dell'Università "Federico II" di Napoli. Lo schema tempo di riferimento per le unità terrigene eo-mioceniche è quello proposto da AMORE *et alii* (1988b).

Anche il rilevamento dei carbonati è stato integrato con numerose analisi biostratigrafiche eseguite dal Dr. S. Bravi del Dipartimento Scienze della Terra dell'Università "Federico II" di Napoli.

In entrambi i casi le campionature sono state effettuate in dettaglio lungo sezioni di cui era chiara la posizione geometrica e stratigrafica.

In particolare, la taratura biostratigrafia della successione carbonatica è stata

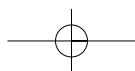
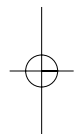
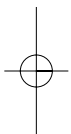
effettuata mediante il fitto campionamento in serie eseguito lungo quattro diverse sezioni stratigrafiche ubicate rispettivamente nei pressi di Trentinara, Monteforte Cilento, Capizzo e Magliano Vetere.

La caratterizzazione litostratigrafica è stata improntata sul riconoscimento dei diversi litotipi, della loro relativa abbondanza e sulle variazioni di spessore e geometria degli strati, ancora in base alla classificazione di CAMPBELL (1967) come riportata in BOSELLINI *et alii* (1989).

Le indagini sedimentologiche di campagna ed in sezione sottile sono state incentrate sul riconoscimento del rapporto granuli/matrice (in base alla classificazione di DUNHAM, 1962), sulla individuazione di strutture da disseccamento e dissoluzione, sulla osservazione delle caratteristiche dei clasti (natura, forma, arrotondamento, eventuale alterazione), del colore della roccia fresca ed alterata, sulla identificazione delle superfici arrossate, delle strutture sedimentarie (laminazioni, gradazione) ed eventuali superfici di erosione.

Il rilevamento di dettaglio ha consentito anche l'individuazione, in campagna, di numerosi orizzonti guida. La loro cartografia minuziosa ha permesso di individuare o ipotizzare la presenza di strutture mascherate dalle coperture.

Per un inquadramento regionale e per la definizione di una gerarchia delle unità litostratigrafiche distinte, sono state studiate anche alcune sezioni chiave ricadenti al di fuori del presente foglio, in Cilento meridionale, Basilicata (sezione di Corleto-Perticara) ed al confine calabro-lucano (sezioni del torrente Saraceno e del torrente Frido), di formazioni ed unità indicate da vari Autori (per esempio BONARDI *et alii*, 1988a e b, LENTINI *et alii*, 1991) come correlabili con le unità litostratigrafiche affioranti nel Cilento settentrionale.



II - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Il Cilento è una delle aree geologicamente più interne dell'Appennino meridionale. Come tutto il sistema Alpi-Appennino, è costituito da falde originate dall'accrescimento di prismi sedimentari a partire dalla fase di collisione ensialica (subduzione tipo A di BALLY *et alii*, 1985) medio-eocenica dell'orogenesi alpina. La vergenza generale delle strutture è verso est.

In particolare i terreni affioranti nel Cilento nord-occidentale possono essere ricondotti a due grandi insiemi, nettamente differenti per litologia e posizione strutturale e provenienti da domini paleogeografici ben distinti: 1) le unità terrigene, note come "Internidi", 2) la successione carbonatica di piattaforma, nota come piattaforma carbonatica interna dell'Appennino meridionale o dei Monti Alburni-Cervati-Pollino con la sua copertura terrigena (COCCO & PESCATORE, 1968; OGNIBEN, 1969; COCCO, 1971; MOSTARDINI & MERLINI, 1986; SGROSSO, 1986; BONARDI *et alii*, 1988b).

Le unità terrigene "Internidi" sono costituite da torbiditi bacinali argilloso-calcaree e argilloso-arenacee, di età per lo più oligo-miocenica, originariamente deposte su un substrato di tipo oceanico o su crosta continentale assottigliata. Esse sono strutturate in almeno tre unità tettoniche, intendendo per "unità tettonica" un corpo roccioso, di importanza regionale, limitato alla base e al tetto (quando affiorante) da superfici di scorrimento e che si differenzia dalle altre unità tettoniche per diverse caratteristiche strutturali e una diversa successione stratigrafica. Si tratta di terreni riferibili, dall'alto verso il basso, alle formazioni dell'Unità Nord-calabrese (formazioni delle Crete Nere e del Saraceno) di BONARDI *et alii* (1988a, b), ben rappresentata al confine calabro-lucano (VEZZANI, 1968a e b; DE BLASIO *et alii*, 1978), tra la Val d'Agri, il Pollino e la

costa ionica (province di Cosenza e Potenza), ai terreni ad “affinità sicilide” *Auctt.* (BONARDI *et alii*, 1988a, b) ed ai terreni riferibili alle unità sicilidi s.s., ben affioranti in Basilicata, nella successione di Corleto-Perticara (PZ). Sull’unità tettonica più alta, corrispondente anche all’Unità Silentina di Base di MAURO & SCHIATTARELLA (1988), giace in discordanza una successione torbiditica sintettonica prevalentemente arenacea e marnoso-arenacea, di bacino confinato di età miocenica media, riferibile al Gruppo del Cilento *Auctt.*, correlata con la Formazione di Albidona del confine calabro-lucano (SELLI, 1962, IETTO *et alii*, 1965, COCCO & PESCATORE, 1968; VEZZANI, 1970; BONARDI *et alii*, 1985; BONARDI *et alii*, 1988b; COLELLA & ZUFFA, 1988, VALENTE 1992; CIESKOWSKI *et alii*, 1994, 1995), e quindi i Conglomerati di Monte Sacro del Miocene superiore, correlati con il Flysch del Gorgoglione (AMORE *et alii*, 1988a; GUERRERA *et alii*, 1993).

La denominazione di “Internidi” deriva dall’interpretazione della probabile posizione paleogeografica del bacino di formazione, individuato all’interno, cioè ad ovest, della piattaforma carbonatica interna (piattaforma interna Campano-Lucana dell’Appennino meridionale) (SGROSSO, 1986, MOSTARDINI & MERLINI, 1986) e impostato su crosta oceanica e di transizione. Per la loro posizione strutturale, le facies e la possibile interpretazione paleogeografica questi terreni sono stati correlati alle Liguridi dell’Appennino settentrionale (OGNIBEN, 1969; MOSTARDINI & MERLINI, 1986, BONARDI *et alii*, 1988b).

La successione carbonatica affiorante è costituita da calcari di piattaforma, di età compresa tra il Cretacico inferiore e il Miocene inferiore (SELLI, 1957, 1962; SARTONI & CRESCENTI, 1963; SGROSSO, 1968; CESTARI, 1971; BONI, 1974; BONI *et alii*, 1978; PERRONE, 1987; SANTO & SGROSSO, 1987; CARANNANTE *et alii*, 1988; BARATTOLO & PARENTE, 1991; TORRENTE *et alii*, 2000), su cui poggiano in discordanza argille e marne emipelagiche con intercalazioni di torbiditi calcareo-marnose di bacino profondo del Miocene medio (Formazione del Bifurto) (SELLI, 1957) e un’unità terrigena di *piggy back* costituita da brecce e torbiditi arenaceo-pelitiche del Miocene medio e superiore (Calciruditi ed Arenarie di Piaggine) (CASTELLANO *et alii*, 1997). Nell’area rilevata non affiora la porzione triassico-giurassica della successione di piattaforma e quindi non è possibile conoscere i rapporti di base; tuttavia, sulla base di dati di sottosuolo (MOSTARDINI & MERLINI, 1986; PATACCA *et alii*, 2000) e relazioni geometriche visibili in altre aree dell’Appennino meridionale, questa successione si presenta scollata dal suo basamento triassico e accavallata verso est sulle unità lagonegresi e quindi, insieme a queste, sulla piattaforma apula.

L’edificio strutturale di questo settore interno della catena appenninica meridionale è costituito dalla sovrapposizione delle unità terrigene “Internidi” sui carbonati, di questi sulle unità lagonegresi e di queste sulla piattaforma apula interna (vedere ad esempio MOSTARDINI & MERLINI, 1986; LENTINI *et alii*, 1996;

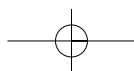
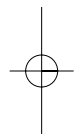
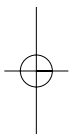
PATACCA *et alii*, 2000) e si presenta come un *duplex* complesso, il cui *roof-thrust* è costituito dalla superficie di sovrascorrimento di base dell'unità Nord-Calabrese mentre il *floor-thrust* è costituito dalla superficie di accavallamento delle unità lagonegresi sulla piattaforma apula interna.

Ancora oggi i rapporti tra le unità "Internidi" e i carbonati sono quasi ovunque di sovrapposizione tettonica delle prime sulla successione carbonatica; tuttavia, localmente queste relazioni di sovrapposizione sono rielaborate e mascherate dalla tettonica recente, responsabile del forte sollevamento dei carbonati e di locali inversioni dei rapporti. Infatti, quasi sempre, le cime più alte sono costituite da rilievi carbonatici, come la dorsale del Monte Vesole-Monte Chianello o il più orientale Monte Cervati (Foglio n. 504 Sala Consilina) che raggiunge quota 1899 metri, mentre le unità pelitico-arenacee, più facilmente erodibili, sono conservate solo nelle valli e nei bassi strutturali.

I rilevamenti e i nuovi dati di terreno hanno sostanzialmente confermato la strutturazione in unità tettoniche e successioni sopra sinteticamente illustrata e già descritta da vari Autori (OGNIBEN, 1969; AMORE *et alii*, 1988a; BONARDI *et alii*, 1988a; BONARDI *et alii*, 1988b; BONARDI *et alii*, 1988c; CAMMAROSANO *et alii*, 2000); in sintesi, dall'alto è riconoscibile la seguente successione geometrica:

- Gruppo del Cilento e Conglomerati di Monte Sacro;
- unità Nord-calabrese;
- unità di Castelnuovo Cilento (cfr. "affinità sicilidi" *Auctt.*);
- unità sicilide;
- unità dei Monti Alburni-Cervati-Pollino.

Queste unità sono localmente ricoperte in discordanza da lembi relitti di depositi continentali riferibili ai Conglomerati di Centola (SGROSSO & CIAMPO, 1966; GUIDA *et alii*, 1979), dai depositi alluvionali terrazzati e attuali e da detriti di versante, particolarmente abbondanti e frequenti ai piedi e sui versanti dei rilievi carbonatici e dei terreni grossolani del Gruppo del Cilento. Alcune aree in cui sono preservati i depositi continentali più antichi, detriti di versante e terrazzi alluvionali forse riferibili al Pleistocene medio, sono interessati da fratturazione pervasiva e da faglie.



III - CARTOGRAFIA E LETTERATURA PRECEDENTI

Non essendo intenzione degli Autori e né scopo delle presenti note una descrizione e discussione critica dei precedenti lavori, in questo capitolo saranno indicati i principali lavori di riferimento per un inquadramento stratigrafico e strutturale a scala regionale dell'area e quelli risultati utili per l'allestimento del foglio e delle presenti note illustrative. Nei successivi capitoli saranno citati e discussi vari lavori specifici, utili per confronti o come fonte di dati disponibili.

Il foglio 503 ricade nei fogli 198 Eboli e 209 Vallo della Lucania della seconda edizione della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (note illustrative a cura di CESTARI, 1971 e COCCO, 1971).

Per un inquadramento alla scala della catena il riferimento principale è costituito dalla Carta Geologica dell'Appennino Meridionale alla scala 1:250.000 (BONARDI *et alii*, 1988c) che sintetizza e reinterpreta la seconda edizione della Carta Geologica d'Italia 1:100.000 alla luce di nuovi dati acquisiti a partire dagli anni '70 e delle interpretazioni della fine degli anni '80. Negli stessi anni è stata allestita anche la Carta Neotettonica d'Italia 1:500.000 (AMBROSETTI *et alii*, 1987) e successivamente la carta 1:500.000 "Structural Model of Italy" (CNR, 1992).

Per comprendere l'assetto strutturale alla scala della catena risultano fondamentali le sezioni profonde basate su dati per la ricerca di idrocarburi di MOSTARDINI & MERLINI (1986) e la recente pubblicazione preliminare della sezione CROP-04 in PATACCA *et alii* (2000).

Lavori fondamentali che hanno aperto la strada alla comprensione della complessa geologia di questo settore di catena sono le descrizioni e le sintesi stratigrafiche e d'inquadramento regionale di SELLI (1957, 1962), la descrizione del Flysch del Cilento di IETTO *et alii* (1965) e la sintesi stratigrafico-strutturale alla

scala della catena di OGNIBEN (1969) che per primo ha proposto un modello evolutivo dell'Appennino meridionale e della Sicilia, con importanti correlazioni con l'Appennino settentrionale.

I primi importanti lavori per la descrizione delle successioni terrigene affioranti in Cilento, oltre alle note illustrative di COCCO (1971) e CESTARI (1971) dei fogli 198 Eboli e 209 Vallo della Lucania della Carta Geologica d'Italia 1:100.000 e ai lavori di IETTO *et alii* (1965) e COCCO & PESCATORE (1968), sono quelli di VEZZANI (1968a, 1968b, 1970) in cui sono descritte le principali formazioni (Frido, Crete Nere, Saraceno, Albidona) affioranti nel settore calabro-lucano e successivamente correlate da BONARDI *et alii* (1988a, 1988b) con i terreni del Cilento. Un'importante revisione della Formazione del Saraceno si deve a DE BLASIO *et alii* (1978) che hanno ridescritto e reinterpretato una delle serie tipo tenendo conto della polarità rovesciata in tutta la successione affiorante.

Il settore calabro-lucano si è rivelato un importante riferimento anche per la comprensione dei rapporti geometrici e dell'assetto strutturale delle unità affioranti in Cilento; in particolare i rapporti geometrici tra le varie unità sono descritti in CELLO *et alii* (1990) e LENTINI *et alii* (1990) e MONACO *et alii* (1995).

Nella precedente cartografia ufficiale del Cilento, come in gran parte dei lavori su quest'area, esistono dettagliate suddivisioni litostratigrafiche del Gruppo del Cilento *Auctt.* (AMORE *et alii*, 1988a; BONARDI *et alii*, 1988b) e della successione carbonatica (vedere i fogli n. 198 Eboli, n. 209 Vallo della Lucania e n. 210 Lauria con note illustrative della Carta Geologica d'Italia 1:100.000) mentre non esistono suddivisioni nella porzione inferiore del cosiddetto substrato del Gruppo del Cilento, genericamente indicato come "complesso caotico" oppure descritto come un'unica unità litostratigrafica indistinta indicata come "Formazione di Santa Venere" (IETTO *et alii*, 1965) o "Formazione di Ascea" (Carta Geologica d'Italia 1:100.000, Foglio n. 209 Vallo della Lucania; COCCO, 1971). In realtà questi terreni non sono così omogenei ma sono costituiti da varie litologie e presentano un differente grado di tettonizzazione. Alla fine degli anni '80, BONARDI *et alii* (1988b) e AMORE *et alii* (1988a) hanno evidenziato che il substrato del Gruppo del Cilento è differenziabile, essenzialmente su base litologica, in litotipi in parte riferibili a formazioni del settore calabro-lucano (formazioni del Saraceno e delle Crete Nere) e in parte a litotipi ad affinità sicilide. Tuttavia, fino ad oggi non è stata prodotta, almeno per il Cilento, una cartografia sistematica di tali unità; le correlazioni e le distinzioni sopra citate sono per lo più di carattere informale e, in particolare, non risultavano chiari i rapporti geometrici tra l'unità Nord-calabrese e i terreni ad affinità sicilide.

L'intensa deformazione di questi terreni ha spinto alcuni autori, ad esempio PASSERO (1994), ad interpretare alcune unità apparentemente "caotiche" come il risultato di un franamento in massa (olistostroma) intercalato nella successione del Gruppo del Cilento.

Solo recentemente CAMMAROSANO *et alii* (2000), partendo da osservazioni sistematiche e di estremo dettaglio nell'area tra il Monte Sacro e Castelnuovo Cilento e rivisitando alcune sezioni tipo, hanno proposto correlazioni a scala regionale, riconoscendo una strutturazione del substrato del Gruppo del Cilento in due unità tettoniche, l'unità Nord-calabrese in posizione superiore e l'unità di Castelnuovo Cilento in posizione inferiore, ognuna caratterizzata da una propria successione stratigrafica. L'unità Nord-calabrese in Cilento, secondo questi Autori, è costituita essenzialmente dalla Formazione del Torrente del Saraceno e da lembi della Formazione delle Crete Nere mentre l'unità di Castelnuovo Cilento, corrispondente ai "terreni ad affinità sicilide" *Auctt.*, è costituita da una litofacies ad argilliti varicolorate alla base (litofacies argillitica di Genesio), da una litofacies torbidity marnoso-calcareo in posizione intermedia (litofacies marnoso-calcareo del Torrente Trenico) e da una litofacies arenaceo-pelitica a torbidity sottili al tetto (litofacies arenaceo-pelitica di Pianelli).

Il Gruppo del Cilento è invece stato oggetto di numerosi e dettagliati studi stratigrafici e biostratigrafici. CIAMPO *et alii* (1984) e, successivamente, GUIDA *et alii* (1988), hanno aperto la strada alla revisione della parte superiore del Flysch del Cilento *Auctt.*; COLELLA & ZUFFA (1983, 1984, 1988) hanno presentato interessanti correlazioni a scala regionale tra alcuni importanti orizzonti guida del Miocene "mesoautoctono" del confine calabro-lucano (Formazione di Albidona) e del Cilento (Formazione di San Mauro) dimostrando la validità e l'importanza dell'istituzione del Gruppo del Cilento. Dettagliate descrizioni stratigrafiche e sedimentologiche con interpretazioni paleoambientali sono state presentate da VALENTE (1992) e CIESZKOWSKI *et alii* (1994, 1995).

Le più recenti sintesi biostratigrafiche sulle unità Nord-calabrese e sul Gruppo del Cilento, sono contenute nei lavori di AMORE *et alii* (1988a), BONARDI *et alii* (1989a, 1989b), RUSSO *et alii* (1995). In particolare, AMORE *et alii* (1988a), BONARDI *et alii* (1989, 1989b), dall'analisi del nannoplancton calcareo, riconoscono per la parte alta della Formazione del Saraceno un'età almeno oligocenica superiore e un'età non più antica del Burdigaliano superiore-Langhiano per il Gruppo del Cilento; RUSSO *et alii* (1995), analizzando i foraminiferi delle formazioni del Gruppo del Cilento nell'area del Monte della Stella, riconoscono un'età langhiana per la base e un'età tortoniana inferiore per la parte sommitale.

Indicazioni sulla petrografia delle areniti delle unità del "complesso ligure", del Gruppo del Cilento e dei Conglomerati di Monte Sacro, sono contenute nei lavori di CRITELLI (1987, 1991), CRITELLI & LE PERA (1990a, 1990b). CRITELLI (1993, 1995), proprio a partire dalla composizione delle areniti e dalla relativa evoluzione nel tempo e nello spazio, ha proposto anche ricostruzioni sull'evoluzione stratigrafico-strutturale e sulla paleogeografia di questo settore.

Per quanto riguarda la letteratura sulle unità sicilidi, poiché le successioni migliori affiorano nei dintorni di Corleto Perticara (PZ) e nella Sicilia nord-

orientale, per le correlazioni con alcuni litotipi affioranti nel foglio, sono risultati utili la Carta Geologica del Bacino del fiume Agri di LENTINI *et alii* (1991), la nuova carta strutturale di BONINI & SANI (1999), la recente cartografia con note illustrative della Provincia di Messina realizzata da LENTINI *et alii* (2000) e il recente lavoro di DE CAPOA *et alii* (2000).

Lavori di riferimento per la descrizione del Miocene e della porzione terrigena al tetto dei carbonati, oltre al già citato lavoro di SELLI (1957), sono quelli di SGROSSO (1981, 1988), SANTO & SGROSSO (1987) e di CASTELLANO *et alii* (1997).

Riguardo i carbonati meso-cenozoici affioranti nell'area, i primi studi di SELLI (1957, 1962) e SARTONI & CRESCENTI (1963) ancora oggi costituiscono dei riferimenti fondamentali per la geologia e la biostratigrafia dell'Appennino meridionale, grazie alla caratterizzazione di formazioni paleogeniche quali quelle di Trentinara e Roccadaspide (SELLI, 1957, 1962) e dei terreni mesozoici di Monte Chianello per uno spessore di oltre mille metri (SARTONI & CRESCENTI, 1963).

Successivamente, SGROSSO (1968) caratterizza in dettaglio la successione stratigrafica di Monte Vesole, presso Trentinara, individuando già in essa elementi che, a seguito del presente rilevamento, si sono rivelati reperibili realmente a costituire importanti orizzonti-guida.

La realizzazione del Foglio 198 Eboli della seconda edizione della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 e delle relative Note Illustrative (CESTARI, 1971) pone in evidenza nell'area della dorsale carbonatica la presenza di cinque unità cartografabili: gli intervalli Neocomiano-Cenomaniano, Turoniano-Senoniano, Paleocene superiore - Eocene inferiore (Formazione di Trentinara), Eocene medio, Aquitaniano (Formazione di Roccadaspide), oltre ad un livello lentiforme di argille rosse bauxitiche al contatto tra le formazioni di Trentinara e Roccadaspide, affiorante però con la migliore esposizione nell'area del Monte Sottano.

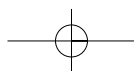
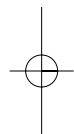
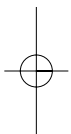
Gli studi più recenti sui carbonati meso-cenozoici della dorsale si sono focalizzati invece su alcuni caratteri peculiari di determinate unità stratigrafiche, sviluppando talora tematiche più specialistiche. Tra questi vanno ricordati i lavori di BONI (1974) e BONI *et alii*, (1978), a carattere sedimentologico e geochimico, sui livelli di argille presenti nella successione cretaco-miocenica ed al passaggio Paleocene-Miocene; PERRONE (1987) ipotizza l'appartenenza della formazione di Roccadaspide al più antico dei cicli sinorogeni (ciclo pre-irpino di PERRONE & SGROSSO, 1982), attribuendovi di conseguenza un'età corrispondente al Burdigaliano superiore-Langhiano; SANTO & SGROSSO (1987) concordano con l'attribuzione delle calcareniti di Roccadaspide al ciclo sinorogeno Burdigaliano anziché a quello pre-orogeno Aquitaniano; inoltre ancora PERRONE (1987) segnala all'interno delle calcareniti di Roccadaspide la presenza di una frazione di origine vulcanica, costituita prevalentemente da plagioclasti e piros-

seni calcici, riferibile alla probabile presenza di un'arco vulcanico attivo a carattere andesitico, nel Burdigaliano superiore - Langhiano.

CARANNANTE *et alii* (1988) in uno studio sedimentologico di dettaglio, attribuiscono invece un'età Aquitaniana alle calcareniti di Roccadaspide sulla base di studi specialistici sulle Miogypsine in esse presenti. BARATTOLO & PARENTE (1991) forniscono una descrizione di dettaglio di una successione cretacico-paleogenica affiorante presso Roccadaspide, datando la porzione attinente alla Formazione di Trentinara al Paleocene sup.-Eocene medio-superiore.

Recenti lavori sull'assetto strutturale ed evoluzione tettonica della dorsale Monte Vesole - Monte Chianello si devono a ZUPPETTA & MAZZOLI (1995, 1997) e a TORRENTE *et alii* (2000). Di particolare interesse in questi lavori è il riconoscimento di strutture compressive retrovergenti, cioè verso il Tirreno. In particolare, secondo ZUPPETTA & MAZZOLI (1995, 1997), il sollevamento dei carbonati sarebbe dovuto ad un *back-thrusts* responsabile anche della strutturazione delle pieghe ovest-vergenti del Monte Vesale. SAITTO *et alii* (2002) riconoscono invece per le strutture che bordano le dorsali carbonatiche una componente prevalentemente trascorrente sinistra.

La letteratura relativa al quaternario del Cilento settentrionale è purtroppo limitata. A parte i lavori di carattere generale sulla geomorfologia del Cilento di LAURETI (1975) e BAGGIONI (1975) e sull'evoluzione neotettonica di questo settore di catena a cura di APRILE *et alii* (1980), i principali lavori di stratigrafia ed evoluzione del quaternario si riferiscono per lo più al Cilento meridionale (SGROSSO & CIAMPO, 1966; LIRER *et alii*, 1967; BRANCACCIO & SINNO, 1969; BAGGIONI, 1977; BAGGIONI *et alii*, 1981; GUIDA *et alii*, 1979; GUIDA *et alii*, 1981; GUIDA *et alii*, 1987, 1989; D'ELIA *et alii*, 1987; BORELLI *et alii*, 1988). Fa eccezione il lavoro di GUIDA *et alii* (1980) sull'evoluzione morfologica dell'area ad ovest del Monte Sacro, ricadente quasi interamente nel quadrante sud-est del foglio.



IV - STRATIGRAFIA

La legenda e la descrizione delle unità marine pre-quadernarie sono organizzate secondo la sovrapposizione geometrica delle unità tettoniche riconoscibili. All'interno delle unità tettoniche la descrizione delle unità litostratigrafiche segue il criterio stratigrafico.

La descrizione dei terreni quadernari segue invece l'ordine cronologico; la descrizione di questi terreni è presentata alla fine del presente capitolo.

La successione geometrica delle unità pre-quadernarie che compongono l'edificio strutturale di questo settore del Cilento è così costituita, dall'alto:

- successione episuturale costituita dal Gruppo del Cilento e dai Conglomerati di Monte Sacro;
- unità tettonica Nord-calabrese;
- unità tettonica di Castelnuovo Cilento, costituita dai terreni "ad affinità sicilide" *Auctt.*;
- unità tettonica sicilide;
- unità tettonica dei Monti Alburno-Cervati-Pollino, costituita dai carbonati di piattaforma con al tetto le unità terrigene delle formazioni di Bifurto e di Piaggine.

Su queste unità giacciono in discordanza i depositi continentali e costieri essenzialmente quadernari.

Parte dei terreni affioranti nel foglio, sia terreni molto studiati come il Gruppo del Cilento e la successione carbonatica sia le unità "caotiche" del substrato del Gruppo del Cilento o "complesso liguride" *Auctt.*, nella letteratura e nella cartografia precedenti, non sono mai stati descritti sistematicamente né

denominati come previsto dai codici di stratigrafia, con conseguente notevole confusione di termini e rango.

Per ovviare a questi inconvenienti, in questa sede si propongono, oltre a descrizioni sistematiche, anche denominazioni per ora informali ma conformi ai codici di stratigrafia (SALVADOR, 1994) e alle indicazioni al rilevamento per la nuova Carta Geologica d'Italia (SGN, 1992).

La descrizione delle unità litostratigrafiche secondo i criteri previsti dai codici di stratigrafia e il rilevamento di dettaglio hanno fornito numerosi nuovi dati e l'occasione per una revisione di gran parte delle unità litostratigrafiche cartografate.

Per esempio è emerso che il limite tra la Formazione del Saraceno e il Gruppo del Cilento *sensu* BONARDI *et alii* (1988b) non è discordante bensì graduale e le principali variazioni di facies, con probabile discontinuità di importanza regionale, sono state riconosciute all'interno della Formazione di Pollica *Auctt.*, in corrispondenza del passaggio tra la parte inferiore, o membro di Cannicchio, e quella superiore, o membro di Pollica. Pertanto, il membro inferiore della Formazione di Pollica *Auctt.* costituisce l'evoluzione graduale verso l'alto della Formazione del Saraceno, e quindi è, a nostro avviso, da considerarsi appartenente all'unità Nord-calabrese; al contrario, il limite superiore è netto e probabilmente discontinuo; di conseguenza si propone che il Gruppo del Cilento cominci con l'ex-membro di Pollica *Auctt.*. Considerati l'estensione geografica, lo spessore e la durata temporale, i due membri della Formazione di Pollica *Auctt.* possono essere elevati al rango di formazioni, rispettivamente con la denominazione di Arenarie di Cannicchio e Arenarie di Pollica.

Il rilevamento ha anche evidenziato la possibilità di cartografare alla scala del foglio numerosi orizzonti guida (megastrati carbonatici e corpi caotici) della Formazione di San Mauro, ma, per le rapide variazioni di facies, è emersa la sostanziale impossibilità di riconoscere a scala regionale la suddivisione in due membri proposta per questa formazione nell'area di Monte Sacro (VALENTE, 1992; CIESZKOWSKI *et alii*, 1994, 1995).

Al contrario, nella Formazione del Saraceno è stato riconosciuto, a scala regionale, un trend evolutivo che permette la sistematica distinzione e rappresentazione di una sottounità arenaceo-pelitica sommitale.

Per quanto riguarda i terreni "ad affinità sicilide", qui raggruppati nell'Unità tettonica di Castelnuovo Cilento, il rilevamento ha confermato, almeno nell'ambito del foglio, la successione stratigrafica descritta da CAMMAROSANO *et alii* (2000) e qui adottata. Anche queste nuove unità litostratigrafiche, per estensione geografica e spessore, possiedono caratteristiche tali da essere considerate formazioni.

Altre importanti proposte riguardano la porzione cretacea della successione carbonatica. In letteratura e nelle cartografie precedenti, questa successione è stata spesso suddivisa sulla base del contenuto fossilifero e le unità stratigrafiche

cartografate sono state indicate informalmente come “carbonati del Cretacico inferiore” e “carbonati del Cretacico superiore”. Le suddivisioni, descrizioni e denominazioni qui adottate cercano di tenere conto, in accordo con i codici di stratigrafia, sia delle differenze e caratteristiche di età che di quelle litologiche.

Il rilevamento dei depositi continentali ha messo in evidenza la possibilità di distinguere e classificare i depositi alluvionali e costieri secondo i moderni criteri delle *Unconformity Bounded Stratigraphic Units (UBSU)*. L'utilizzo delle *UBSU* pone il problema delle correlazioni a scala almeno di bacino, preferibilmente regionale, e, conseguentemente, la definizione del rango delle unità cartografate. Ad esempio, il Calore è un affluente del Sele ed è senz'altro più corretto descrivere i suoi depositi sulla base di un quadro stratigrafico alla scala dell'intero bacino del Sele. Anche la descrizione e la classificazione dei depositi costieri sarebbero senz'altro più corrette se inquadrare in un contesto che tenga conto dell'evoluzione neotettonica ed eustatica alla scala del Cilento e della Piana del Sele. Purtroppo ciò non è stato possibile in quanto i rilevamenti per il progetto CARG 50.000 lungo la maggior parte della costa cilentana e nel bacino del Sele, al momento della stesura delle presenti note, non sono ancora disponibili. Quindi, allo stato attuale, non esistono dati, ad eccezione di quelli sui conglomerati di Centola, che permettano classificazioni e descrizioni di *UBSU* in termini stratigrafici regionali. Pertanto, poiché i tempi di realizzazione del presente foglio non sono compatibili con quelli dei fogli limitrofi, tali depositi saranno descritti seguendo la vecchia nomenclatura basata sulla litologia e i processi morfogenetici, indipendentemente dal bacino di appartenenza e senza connotazione stratigrafica.

1. - SUCCESSIONE EPISUTURALE

È la successione pre-aterniana geometricamente più alta, costituita dal Gruppo del Cilento e dai Conglomerati di Monte Sacro. Per le facies spesso grossolane e le rapide variazioni latero-verticali, per la geometria spesso lenticolare degli strati e dei corpi, nonché per la posizione geometrica, questa successione è interpretata come deposta in un bacino confinato, al di sopra di cunei in accrezione tipo bacino episuturale *sensu* BALLY *et alii* (1985) (cfr. anche BONARDI *et alii*, 1988c; AMORE *et alii*, 1988a; RUSSO *et alii*, 1995).

1.1 - GRUPPO DEL CILENTO

Questa unità litostratigrafica di ordine superiore è stata istituita da AMORE *et alii* (1988a) per comprendere le successioni terrigene in discordanza al di sopra del “Complesso liguride”; appartengono a questo gruppo le formazioni di Pollica

e San Mauro del Cilento e la Formazione di Albidona del confine calabro-lucano (cfr. “mesoautoctono” di SELLI, 1962). BONARDI *et alii* (1988b) considerano appartenenti a questo gruppo anche le formazioni del Torrente Bruca e di Albanella; quest’ultima, però è stata successivamente attribuita ai terreni “ad affinità sicilide” (CRITELLI *et alii*, 1994).

Come anticipato all’inizio del capitolo, durante la realizzazione del foglio è emersa la necessità di una revisione litostratigrafica. In particolare, il rilevamento e le analisi biostratigrafiche hanno messo in evidenza che il membro inferiore, o di Cannicchio, della Formazione di Pollica *Auctt.* passa in maniera graduale alla sottostante Formazione del Saraceno mentre il limite superiore con il membro di Pollica *Auctt.* è marcato da un netto cambio di facies e da una probabile lacuna stratigrafica, lasciando ipotizzare una superficie di discontinuità tra i due membri della Formazione di Pollica *Auctt.*, come già indicato anche da CRITELLI & LE PERA (1990a). Considerando i rapporti con le formazioni sotto e soprastanti e la probabile *unconformity* tra le due unità litostratigrafiche, il membro di Cannicchio *Auctt.* è stato considerato la parte stratigraficamente sommitale dell’unità Nord-calabrese mentre il membro di Pollica *Auctt.* è stato considerato la parte inferiore del Gruppo del Cilento.

Considerando l’estensione areale e lo spessore, i due membri sono stati elevati al rango di formazioni con le denominazioni di Arenarie di Cannicchio e Arenarie di Pollica.

Per quanto riguarda la Formazione di San Mauro, il rilevamento delle diverse aree di affioramento (Monte della Stella, Vesalo, Monte Sacro) ha evidenziato la possibilità di cartografare altri livelli guida oltre a quelli già noti in letteratura mentre, per le rapide variazioni laterali di facies, non è a nostro avviso sostenibile la proposta suddivisione in due membri (cfr. PESCATORE, 1966; VALENTE 1992; CIESZKOWSKI *et alii*, 1994, 1995).

1.1.1 - Arenarie di Pollica (PLL)

Torbiditi arenaceo-pelitiche prevalentemente silico-clastiche con areniti da medie a fini, a volte grossolane, raramente carbonatiche, talora bioturbate, e subordinate peliti siltose grigio verdastre in strati da sottili e medi, tipo TBT, a spessi, talora banchi plurimetrici a geometria tabulare e lenticolare; il rapporto arenite/pelite è generalmente maggiore di 1. Sono frequenti gli intervalli di conglomerati poligenici, con matrice prevalentemente arenacea, in livelli spessi o molto spessi. A più livelli stratigrafici sono presenti depositi da *slump*.

La composizione delle arenarie varia da litoareniti feldspatiche a litoareniti con una diminuzione dei frammenti da metamorfiti di basso-medio grado verso l’alto e un aumento di frammenti da vulcaniti acide (CRITELLI & LE PERA, 1990a).

La potenza massima raggiunge i 500 metri.

Il limite superiore è per alternanza con MAU ed è posto alla base dei primi intervalli marnosi spessi.

Il limite inferiore è invece marcato da un netto cambiamento di facies: da torbiditi prevalentemente arenacee a base grossolana, in strati spessi e talora lenticolari, si passa rapidamente alle torbiditi generalmente sottili e medie, tabulari e a granulometria minore, delle Arenarie di Cannicchio (CNN); questo passaggio netto è probabilmente marcato anche da una lacuna (cfr. i dati biostratigrafici poco sotto riportati e quelli relativi a CNN). Talora le Arenarie di Pollica poggiano direttamente, in contatto meccanico, sulle altre formazioni dell'unità Nord-calabrese (SCE e CRN) e localmente anche sui terreni dell'unità di Castelnuovo Cilento.

Questa formazione corrisponde alla parte alta della Formazione di Pollica *Auctt.*, nota nella letteratura precedente come "membro B" o "membro di Pollica" (PESCATORE, 1966; COCCO, 1971; CRITELLI & LE PERA, 1990a).

La maggior parte dei campioni per l'analisi del nannoplancton calcareo, raccolti lungo la sezione tra la Diga del Carmine e Tempa Piana, sono risultati sterili; solo quelli relativi al passaggio con la Formazione di San Mauro sono risultati fossiliferi e indicano un'età non più antica del Langhiano (biozona NN5 di MARTINI, 1971; CN4 di OKADA & BUKRY, 1980) per la presenza di *Sphenolithus heteromorphus* e *Calcidiscus macintyreii* < 11µm. Questi dati sono in accordo con quelli di BONARDI *et alii* (1989b) che attribuiscono alla parte medio-alta della Formazione di Pollica *Auctt.*, corrispondente alle Arenarie di Pollica di questa carta, un'età non più antica del Langhiano (biozona NN5 di MARTINI, 1971; CN4 di OKADA & BUKRY, 1980) sulla base del riconoscimento di *Sphenolithus heteromorphus* e *Calcidiscus leptoporus*.

L'attribuzione al Langhiano è in accordo anche con la datazione basata sullo studio dei foraminiferi planctonici di RUSSO *et alii* (1995).

1.1.2 - Formazione di San Mauro (MAU)

Torbiditi arenaceo-pelitiche e marnoso-calcarenitiche, con frequenti intervalli conglomeratici; strati generalmente da sottili e medi, tipo TBT, a molto spessi, con banchi talora decametrici, a geometria generalmente tabulare, talora lenticolare; il rapporto arenite/pelite è generalmente maggiore di 1. Le areniti sono generalmente medie e fini, talora grossolane, generalmente silicoclastiche, prevalentemente litiche, talora carbonatiche; le peliti sono per lo più marnose, grigie e grigio verdastre, talora grigio chiare; i conglomerati sono poligenici e i clasti di dimensioni da centimetrica a decimetrica, in matrice arenacea, con frequenti elementi cristallini. Questa formazione differisce macroscopicamente da

quella sottostante per la maggiore frequenza e il maggiore spessore dei livelli marnosi. Sono presenti megastrati caratterizzati da composizione prevalentemente carbonatica che talora costituiscono strati guida.

La composizione delle areniti varia da litoareniti feldspatiche e litoareniti con prevalenti frammenti vulcanici nella parte inferiore ad arcose litiche e arcose con prevalenti frammenti granitoidi verso l'alto (CRITELLI, 1987); la composizione delle areniti dei megastrati carbonatici è ibrida (COLELLA & ZUFFA, 1988).

CRITELLI (1987) e CRISCI *et alii* (1988) segnalano nella parte inferiore un intervallo vulcanoarenitico, di potenza variabile tra 15 e 20 metri, e ciottoli vulcanici negli orizzonti conglomeratici della parte alta; le caratteristiche tessiture dei frammenti vulcanici indicano un limitato trasporto e una scarsa rielaborazione lasciando ipotizzare attività vulcanica sinsedimentaria.

La potenza stratigrafica massima, misurabile al Monte della Stella, dove per altro non affiora il tetto, supera i 2000 metri.

Il limite inferiore con **PLL** è per alternanza ed è posto in corrispondenza dei primi livelli marnosi di spessore decimetrico; il limite superiore con **SRO** è marcato da forte erosione e discordanza angolare.

Sono stati distinti orizzonti guida formati da megastrati marnoso-calcarei (note in letteratura con il termine "fogliarine") e da depositi caotici (slumps eolistostromi), dal basso:

strato di Tempa del Bosco (tb): megastrato marnoso potente quasi 10 metri con base arenitica spessa e con un livello caotico al tetto, tipo *slump* e *debris-flow*; affiora poco sopra il limite inferiore con PLL; l'età è non più antica del Langhiano (NN5); è stato riconosciuto solo nell'area del Vesalo e del Monte Sacro;

olistostroma inferiore (ol₁): deposito caotico lenticolare e spesso fino a qualche metro, costituito da lembi di successioni stratificate e lembi di strati scompaginati e piegati, talora prelitificazione, inglobati in marne, siltiti e argilliti varicolorate; affiora solo nell'area del Monte Sacro subito sotto la prima "fogliarina";

strato di Serramezzana-Zoppi (f₁): megastrato marnoso, potente fino a oltre 60 metri, con base arenitica di spessore variabile da 50 centimetri fino ad un massimo di circa 10 metri; già noto in letteratura come "prima fogliarina" o "fogliarina inferiore"; l'età è non più antica del Serravalliano inferiore (NN5);

olistostroma intermedio (ol₂): deposito caotico lenticolare affiorante al tetto della prima "fogliarina", costituito da lembi di successioni stratificate e lembi di strati scompaginati e piegati, talora prelitificazione, inglobati in marne, siltiti e argilliti varicolorate spesso fino a 30 metri, e marne e siltiti, per lo più rossastre potenti circa 100 metri; affiora solo nell'area del Monte Sacro; l'età è non più antica del Serravalliano inferiore per posizione stratigrafica;

strato di San Mango (f₂): megastrato marnoso, potente fino a circa 60 metri,

con base arenitica da sottile a metrica; già noto in letteratura come “seconda fogliarina” o “fogliarina superiore”; l’età è non più antica del Serravalliano superiore, probabilmente Tortoniano inferiore;

olistostroma superiore (ol₃): deposito caotico lenticolare, talora fortemente erosivo, costituito alla base da conglomerati in matrice prevalentemente argillosa, non stratificati, con elementi eterometrici di rocce cristalline, arenarie, calcari e marne, nella parte alta da argille rosse stratificate con sottili livelli di quarzoareniti, diaspri, calcareniti e calcilutiti siliciee; la potenza massima raggiunge i 200 metri; affiora solo nell’area del Monte Sacro al tetto della “seconda fogliarina”; per posizione stratigrafica l’età è probabilmente non più antica del Tortoniano inferiore;

orizzonti marnosi (m): megastrati prevalentemente marnosi, con base arenitica, di spessore variabile da circa 3 a circa 15 metri; affiorano a nord del Monte della Stella, nell’area compresa tra Lustra e Prignano Cilento, nell’intervallo compreso tra f_2 e f_3 ; per posizione stratigrafica l’età è non più antica del Tortoniano inferiore;

strato di Perdifumo (f₃): megastrato marnoso, potente fino a circa 40 metri, con base arenitica da sottile a metrica; per posizione stratigrafica l’età è non più antica del Tortoniano inferiore;

strato di Prignano Cilento-Tempa degli Zingari (f₄): megastrato marnoso, di spessore massimo di circa 15 metri, con base arenitica metrica; l’età è non più antica del Tortoniano inferiore.

I principali megastrati carbonatici sono stati correlati da vari Autori (vedere ad esempio COLELLA & ZUFFA, 1983, 1984, 1988; CRITELLI, 1987) con quelli della Formazione di Albidona.

I campioni relativi alla parte inferiore della Formazione di San Mauro indicano un’età non più antica del Langhiano (biozona NN5 di MARTINI, 1971; CN4 di OKADA & BUKRY, 1980) per la persistenza di *Sphenolithus heteromorphus* mentre quelli all’intorno della prima “fogliarina”, o strato di Serramezzana-Zoppi, indicano già un’età non più antica del Serravalliano inferiore per la presenza di *Reticulofenestra pseudoumbilicus* > 7 μ m e *Discoaster moorei* (biozona NN6 p.p. di MARTINI, 1971; CN5 a p.p. di OKADA & BUKRY, 1980). I campioni relativi alla parte alta della Formazione di San Mauro nell’area di Monte Sacro, all’intorno e sopra della seconda “fogliarina”, lo strato di San Mango, indicano un’età non più antica del Serravalliano superiore (biozona NN7 di MARTINI, 1971; CN5b di OKADA & BUKRY, 1980) per la presenza di *Discoaster kugleri* e *Calcidiscus leptoporus*; inoltre, la presenza di *Discoaster bollii*, indicativa della parte alta delle biozone NN7 di MARTINI (1971) e CN5b di OKADA & BUKRY (1980), riscontrata in alcuni campioni, permette anche di ipotizzare un’età non più antica del Tortoniano basale.

Campioni provenienti dalla porzione stratigraficamente più alta del Monte della Stella, al di sopra delle megatorbiditi carbonatiche, non hanno fornito indicazioni significative ma solo una generica età non più antica del Langhiano, biozona NN5 di MARTINI (1971) o biozona CN4 di OKADA & BUKRY (1980), per la presenza di *Discoaster formosus* e *Discoaster variabilis*.

L'attribuzione al Langhiano della parte inferiore è in accordo con le datazioni basate sullo studio dei foraminiferi planctonici di RUSSO *et alii* (1995). Nello stesso lavoro, gli Autori indicano per la parte alta della formazione, ancora nell'area del Monte della Stella, un'età non più antica del Tortoniano inferiore avanzato per l'associazione di *O. suturalis*, *O. universa*, *Globigerinoides trilobus*, *G. obliquus obliquus*, *Globigerina quinqueloba*, *Globigerina falconensis*, *Globorotalia acostaensis*, *G. linguaensis*, *G. mayeri*, *G. merotumida*, *G. cf. miotumida*, riferibile alla zona a *Globorotalia acostaensis*, o N16, di BLOW (1967).

Dato che la porzione di formazione affiorante al Monte della Stella si presenta più estesa verso l'alto rispetto alla successione di Monte Sacro (spessore circa doppio e almeno una megatorbidite in più), riteniamo attendibile un'attribuzione al Tortoniano inferiore avanzato per la parte alta della formazione. Infatti, essendo il tasso di sedimentazione medio della Formazione di San Mauro nella successione di Monte Sacro di circa 1000 metri in 4-4,5 milioni di anni (intervallo tra l'inizio della biozona NN5 di MARTINI, 1971, circa 15,5-16 MA, e il termine della biozona NN7 di MARTINI, 1971, circa 11,5 MA), con tasso di sedimentazione medio pari a 0,25-0,22 centimetri/anno, è attendibile che gli oltre 2000 metri della formazione al Monte della Stella si siano depositi in almeno 8-9 milioni di anni, cioè l'intervallo di tempo tra l'inizio della biozona NN5 di MARTINI (1971) e il termine della zona N16 di BLOW (1967).

1.2 - CONGLOMERATI DI MONTE SACRO (SRO)

Questa formazione è stata istituita con la denominazione di Formazione di Monte Sacro (SELLI, 1962) e successivamente ridenominata da DE PIPPO & VALENTE (1991).

Gli strati sono spessi e molto spessi, talora banchi o megastrati, generalmente amalgamati e massivi, talora gradati, costituiti in prevalenza da arenarie grossolane, quarzoso-feldspatiche, e conglomerati poligenici in matrice arenacea, con elementi, da ghiaie sottili a blocchi.

La composizione delle arenarie è arcossica con litici prevalentemente costituiti da detrito granitico-gneissico (CRITELLI & LE PERA, 1990b; CRITELLI, 1991). I clasti dei conglomerati sono rappresentati prevalentemente da rocce ignee e metamorfiche (54%) e da calcari neritici (41%), subordinatamente da rocce bacciniali (5%); le rocce cristalline sono concentrate soprattutto nella parte bassa,

mentre i calcari aumentano verso l'alto (DE PIPPO & VALENTE, 1991). La composizione delle arenarie e dei conglomerati è qualitativamente simile a quella della Formazione di San Mauro; la differenza consiste nella maggiore percentuale, nei Conglomerati di Monte Sacro, di frammenti di calcari (DE PIPPO & VALENTE, 1991).

La potenza massima affiorante è di circa 600 metri.

L'ambiente deposizionale ipotizzato è di base scarpata, costituito da canali (DE PIPPO & VALENTE, 1991); in alternativa, gli stessi Autori non escludono una deposizione in un apparato di delta-conoide al di sopra di una scarpata in progradazione.

Il limite inferiore è erosivo, con discordanza angolare, su MAU. Non affiora il tetto.

I campioni provenienti da questa formazione sono purtroppo risultati sterili o hanno indicato un'età non più antica del Miocene inferiore. Poiché il limite inferiore è chiaramente stratigrafico sulla Formazione di San Mauro, per posizione stratigrafica questa formazione risulta non più antica del Tortoniano inferiore (vedere l'età della parte alta della Formazione di San Mauro discussa poco sopra) e le forme del Miocene inferiore riconosciute (*H. mediterranea*) sono chiaramente rimaneggiate.

Per posizione geometrica ed età questi conglomerati sono stati correlati da vari Autori con il Flysch del Gorgoglione (vedere ad esempio AMORE *et alii*, 1988a; GUERRERA *et alii*, 1993).

2 - UNITÀ TETTONICA NORD-CALABRESE

Il Gruppo del Cilento poco sopra descritto poggia su terreni correlabili con le formazioni del Saraceno e delle Crete Nere del confine calabro-lucano e che costituiscono l'unità tettonica Nord-calabrese (BONARDI *et alii*, 1988b, 1988c). Per una migliore descrizione e un corretto inquadramento a scala regionale, sono state quindi studiate anche la sezione affiorante nella fiumara del torrente Saraceno, poco a sud di Trebisacce, da cui la formazione prende il nome (cfr. anche DE BLASIO *et alii*, 1978), la sezione tipo della Formazione del Saraceno affiorante alla confluenza del torrente Frido nella valle del Sinni (VEZZANI, 1968a) e la sezione tipo della Formazione delle Crete Nere anch'essa affiorante lungo il torrente Frido (VEZZANI, 1968b); inoltre, sono stati studiati anche gli affioramenti lungo la SS 447 tra Marina di Pisciotta e Ascea, di Punta Telegrafo (a sud di Ascea) e di Torre di Caleo (immediatamente a sud di Acciaroli) e gli affioramenti lungo la SS 104 da Sapri a Lagonegro, ritenuti caratteristici e di riferimento, da BONARDI *et alii* (1988a), per la Formazione delle Crete Nere e la Formazione del Saraceno in Cilento.

Infine, si ricorda che, per le ragioni già esposte all'inizio del capitolo, la parte

superiore di questa unità tettonica è considerata essere costituita dalle Arenarie di Cannicchio, in precedenza ritenuta la parte inferiore della Formazione di Pollica *Auctt.* e quindi l'intervallo basale del Gruppo del Cilento *sensu* BONARDI *et alii* (1988b).

Questa unità tettonica corrisponde alla "Unità Silentina di Base" di MAURO & SCHIATTARELLA (1988).

2.1 - FORMAZIONE DELLE CRETE NERE (CRN)

Di questa formazione, descritta da VEZZANI (1968b), nel foglio affiora la parte superiore costituita da argilliti foliate generalmente grigie e grigio piombo, talora varicolorate, verdastre e nocciola, con intervalli sottili e medi nerastri, raramente rossi, e con intercalazioni sottili e medie di areniti torbiditiche carbonatiche e silicoclastiche. La composizione delle arenarie evolve da quarzosa e subarcosica a quarzosofeldspatica (CRITELLI, 1991; 1993).

Al tetto passa per rapida alternanza a SCE; alla base è in contatto tettonico sui terreni dell'unità di Castelnuovo Cilento.

La potenza stratigrafica è difficilmente valutabile per l'intensa tettonizzazione; la potenza geometrica affiorante è valutabile in poche centinaia di metri.

La prevalenza di argille varicolorate, spesso prive di carbonati, e le facies arenacee indicano una deposizione in un bacino aperto e profondo, con sporadici apporti torbiditici.

Una buona esposizione di questa litofacies, in cui sono visibili i rapporti stratigrafici con la litofacies soprastante, affiora nella sella morfologica tra la Civitella e il Monte Vesalo.

I campioni relativi a questa formazione raccolti nell'area del foglio non hanno fornito nannoflore né palinomorfi, mentre quelli raccolti nella sezione del torrente Frido (Basilicata) relativi alla parte mediana e superiore della formazione, indicano, per la parte mediana, un'età non più antica del Bartoniano superiore (biozona NP17 di MARTINI, 1971; CP14b di OKADA & BUKRY, 1980) per la presenza di *Sphenolithus predistentus* e *Reticulofenestra hillae*, mentre per la parte alta, al passaggio con la Formazione del Saraceno, indicano un'età non più antica dell'Oligocene inferiore (biozona NP23 di MARTINI, 1971; CP18 di OKADA & BUKRY, 1980) per la presenza di *Sphenolithus predistentus* e *Sphenolithus distentus*.

2.2 - FORMAZIONE DEL SARACENO (SCE)

Formazione torbiditica, descritta da VEZZANI (1968a) e revisionata da DE

BLASIO *et alii* (1978), prevalentemente calcareo-marnosa nella parte inferiore e intermedia che diventa arenaceo-pelitica verso l'alto. Gli strati sono generalmente tabulari e di spessore da medi a spessi, talora sottili, tipo TBT, e molto spessi. Le areniti carbonatiche sono grigie, da medie a fini, talora grossolane, con liste e noduli di selce scura nella parte inferiore della formazione; le peliti sono argilliti foliate, generalmente grigio-azzurre e grigio-verdi, talora nerastre, raramente rosse; il rapporto arenite/pelite è generalmente maggiore di 1, talora inferiore verso la base e al tetto. Verso l'alto diminuisce la frazione carbonatica e aumenta la frazione silicoclastica.

Si rilevano frequenti vene di calcite e quarzo, pieghe disarmoniche, frequentemente strette e isoclinali, raddoppi ed evidenze di trasposizione e *boudinage* con aumento dello spessore delle argilliti in cerniera; talora è presente una crenulazione pervasiva. Localmente sono presenti almeno due sistemi di pieghe non coassiali che danno origine a figure di tipo 2 di RAMSEY (1967) (vedere anche il capitolo "Tettonica" e MAURO & SCHIATTARELLA, 1988). Talora la formazione si presenta come una vera e propria tettonite o "*broken formation*" *sensu* RAYMOND (1984).

Da uno studio mineralogico sulle peliti di questa formazione (MAURO & SCHIATTARELLA, 1988) risulta che questi terreni sono stati interessati da metamorfismo di basso grado, prossimo al limite diagenesi/anchizone.

Nella parte alta è stato distinto un membro arenaceo-pelitico (SCE_1) costituito da torbiditi generalmente sottili e medie, tipo TBT, raramente spesse, con arenarie fini e peliti siltose grigio verdastre e rari strati di marne chiare con base calcilitutica o calcarenitica; il rapporto arenite/pelite è generalmente uguale a 1. Dove ben esposte e meno tettonizzate, queste torbiditi silicoclastiche si presentano organizzate in cicli positivi di spessore variabile da 3 a circa 10 metri. Lo spessore di questo membro è generalmente di alcune decine di metri fino ad un massimo di quasi 100 metri.

La composizione delle areniti carbonatiche varia da calcareniti a areniti ibride, la composizione delle arenarie varia da quarzolitica a litoareniti e litoareniti feldspatiche (CRITELLI, 1991, 1993).

Al tetto passa gradualmente a CNN o è in contatto netto, tettonico, con PLL e MAU; alla base è in contatto tettonico sull'unità di Castelnuovo Cilento o in contatto stratigrafico netto, per rapidissima alternanza, su CRN.

La potenza stratigrafica, difficilmente valutabile per l'intensa deformazione, è generalmente inferiore ai 500 metri.

Le facies indicano che si tratta di un deposito torbiditico di bacino aperto e probabilmente profondo.

Questa formazione, pur essendo diffusa, si presenta generalmente male esposta nell'area del foglio; i migliori affioramenti sono visibili sul versante meridionale ed orientale del Monte Vesalo, lungo la SS 488 tra Moio della Civitella e Stio e lungo la strada che dal Monte Vesalo scende verso il torrente Trenico, e

ad est di Salento, in località Vallone Cupo. Al contrario, belle esposizioni sono osservabili lungo la costa nel Foglio n. 519 "Capo Palinuro".

Le analisi biostratigrafiche, relative a campioni provenienti sia da affioramenti nell'area del foglio che dalla sezione del torrente Saraceno (nei pressi di Trebisacce, al confine calabro-lucano), indicano per la porzione inferiore e media della sezione, caratterizzata dalla prevalenza della litofacies argilloso-calcareo con liste di selce, un'età non più antica dell'Oligocene terminale-Aquitaniense (biozona NP25-NN1 di MARTINI, 1971; CP19b-CN1pp di OKADA & BUKRY, 1980) per la presenza di *Triquetrorhabdulus carinatus* e *Triquetrorhabdulus milowii*, mentre la parte alta, caratterizzata da facies più silicoclastiche (compreso tutto il membro arenaceo-pelitico SCE₁), ha un'età non più antica dell'Aquitaniense (biozona NN1 di MARTINI, 1971; CN1pp di OKADA & BUKRY, 1980) per la presenza, oltre alle forme appena indicate, anche di *Helicosphaera carteri*, *Helicosphaera mediterranea* e *Helicosphaera gertae*. Anche le associazioni a dinocisti indicano un'età non più antica dell'Oligocene superiore per la parte bassa della sezione e un'età non più antica dell'Aquitaniense per la parte alta: nella parte inferiore della sezione è infatti presente *Hystrichokolpoma pusilla* (biozona DO1 di Biffi & Manum, 1988, corrispondente alla biozona NP22 di Martini, 1971); in quella superiore *Hystrichokolpoma* cf. *truncata* (biozona DM2 di Biffi & Manum, 1988, corrispondente alla parte alta della biozona NN1 di Martini, 1971).

L'attribuzione all'Oligocene superiore della parte alta era stata documentata da BONARDI *et alii* (1989a), mentre l'attribuzione all'Aquitaniense, già ipotizzata da MONACO *et alii* (1995) e negli schemi di GUERRERA *et alii* (1993), è stata recentemente presentata da DI STASO & GIARDINO (2000) con un'anticipazione della revisione biostratigrafica di questa formazione svolta nell'ambito della realizzazione di questo foglio. Nella sezione del T. Saraceno non affiora la base. Il limite inferiore è stato campionato nella sezione del T. Frido. I campioni raccolti al passaggio CRN-SCE indicano un'età non più antica del Rupeliano per la presenza di *Sphenolithus predistentus* e *Sphenolithus distentus* (biozona NP23 di Martini, 1971). L'età della base della formazione risulta pertanto non più antica del Rupeliano, mentre l'età del tetto risulta non più antica dell'Aquitaniense.

2.3 - ARENARIE DI CANNICCHIO (CNN)

Torbiditi sottili e medie, tipo TBT, arenaceo-pelitiche; il rapporto arenite/pelite è generalmente uguale, o di poco maggiore, a 1. Le arenite sono generalmente fini, silico-clastiche; le peliti sono siltose, di colore grigio o verdastre. Sono presenti *slumps* e un livello di *debris-flow* della spessore di circa 5 metri con al tetto un livello conglomeratico dello spessore variabile dai 30 ai 50

centimetri. Verso la base si rilevano più o meno ovunque pieghe con geometria tipo *chevron* e *kink band*.

A causa di queste deformazioni, la potenza stratigrafica della formazione è difficilmente valutabile; è stimata in circa 150-200 metri.

La composizione delle arenarie è prevalentemente arcosica litica con abbondanza di metamorfiti di medio-basso grado (CRITELLI & LE PERA, 1990a).

Il limite superiore è netto con **PLL**, marcato da un netto cambiamento di facies, da torbiditi arenaceo-pelitiche di tipo TBT si passa bruscamente a torbiditi prevalentemente arenacee, più spesse e grossolane, talora lenticolari, e da una probabile lacuna (cfr. i dati biostratigrafici poco sotto esposti e quelli di **PLL**)

Il limite inferiore è invece graduale con **SCE**.

Questa formazione corrisponde alla parte inferiore della Formazione di Pollica *Auctt.*, nota nella letteratura precedente come “membro A” o “membro di Cannicchio” (PESCATORE, 1966; COCCO, 1971; CRITELLI & LE PERA, 1990a).

I campioni relativi all'intervallo stratigrafico di transizione tra la Formazione del Saraceno e questa formazione, indicano un'età non più antica del passaggio Oligocene-Miocene (biozone NP25-NN1 di MARTINI, 1971; CP19b-CN1a,b di OKADA & BUKRY, 1980) per la presenza di *Triquetrorhabdulus carinatus* e *Triquetrorhabdulus milowii*. Considerando però la presenza di forme aquitania-ne già nella parte intermedia della formazione sottostante, anche la base di questa formazione può essere ritenuta non più antica dell'Aquitaniense avanzato. Infatti, già nei primi campioni francamente riferibili a questa formazione si riconoscono forme indicative di un'età non più antica del Burdigaliano per la presenza concomitante di *Triquetrorhabdulus milowii*, *Discoaster druggi*, *Helicosphaera cf. mediterranea*, *Helicosphaera cf. ampliaperta*, *Sphenolithus cf. heteromorphus* (biozone NN2-NN3 di MARTINI, 1971; CN1c p.p. - CN2 p.p. di OKADA & BUKRY, 1980).

Nella letteratura precedente, l'età di questo intervallo stratigrafico (considerato la parte basale del Gruppo del Cilento) era stimata in base alla posizione stratigrafica in quanto i campioni raccolti e analizzati sono risultati sterili (BONARDI *et alii*, 1989b; RUSSO *et alii*, 1995) e genericamente considerata Burdigaliano superiore (vedere ad es. AMORE *et alii*, 1988a e BONARDI *et alii*, 1988a).

3 - UNITÀ TETTONICA DI CASTELNUOVO CILENTO (cfr terreni ad “affinità sicilide” *Auctt.*)

Per questi terreni, immediatamente sottostanti l'unità tettonica Nord-Calabrese appena descritta, non esistono correlazioni con unità litostratigrafiche note in letteratura, ad eccezione probabilmente della parte superiore che è correlabile con le Arenarie di Albanella di CRITELLI *et alii* (1994); nella letteratura pre-

cedente, ad eccezione del recente lavoro di CAMMAROSANO *et alii* (2000), questi terreni erano informalmente indicati come terreni “ad affinità sicilide”, in rapporti tettonici non sempre chiari con le altre unità terrigene alloctone (unità Nord-calabrese e sicilidi) (BONARDI *et alii*, 1988a, 1988b). Per un inquadramento regionale di questi terreni e per un tentativo di descrizione sistematica CAMMAROSANO *et alii* (2000) hanno studiato vari affioramenti indicati dai precedenti Autori (vedere ad esempio BONARDI *et alii*, 1988a), come caratteristici e di riferimento per i “terreni ad affinità sicilide” in Cilento. Grazie al rilevamento di dettaglio dell’area compresa tra il Monte Sacro, Campora, il Monte Vesalo e Castelnuovo Cilento e alle sistematiche descrizioni delle sezioni di Castelnuovo Cilento e del torrente Trenico, gli Autori sono arrivati alla conclusione che si tratta di una vera e propria unità tettonica costituita da tre litofacies: la litofacies argillitica di Genesio alla base, la litofacies marnoso-calcareo del Torrente Trenico nella parte intermedia, la litofacies arenaceo-pelitica di Pianelli al tetto. La stratigrafia descritta da CAMMAROSANO *et alii* (2000) è quella qui adottata.

Le unità informali descritte, per le caratteristiche litologiche, l’estensione areale di affioramento, lo spessore, nonché la posizione stratigrafica nota, possono essere considerate unità litostratigrafiche di riferimento, cioè formazioni, per le quali si propongono le denominazioni di Argilliti di Genesio, Marne e Calcareni del Torrente Trenico, Arenarie di Pianelli.

3.1 - ARGILLITI DI GENESIO (GSO)

Questa formazione è costituita da prevalenti argilliti foliate generalmente scure, talora policrome, con subordinate marne scure, talora silicizzate, e torbiditi sottili e medie, tipo TBT, con base siltitica o arenitica fine; la composizione delle siltiti e delle areniti è generalmente silicoclastica, più raramente carbonatica; gli strati sono generalmente sottili e medi, talora spessi; macroscopicamente le siltiti e le arenarie si presentano micacee, estremamente alterate, talora silicizzate o con liste di selce scura; il rapporto arenite/pelite è generalmente molto minore di 1.

Tutta la formazione è interessata da un’intensa tettonizzazione con frequenti piani di frattura e clivaggio tipo *pencil slate*. Sono frequenti le vene di calcite interstrato. Localmente si rilevano pieghe mesoscopiche a cuspide.

Macroscopicamente si presenta simile, per litologia e deformazione, alla Formazione delle Crete Nere da cui differisce per la maggiore frequenza di intervalli pelitico-arenacei, facies marnose e orizzonti varicolorati.

La potenza stratigrafica è difficilmente valutabile per l’intensa deformazione; la potenza affiorante è stimata in circa 150 metri.

Al tetto questa formazione passa per alternanza rapida, marcata dall’aumen-

to delle torbiditi marnose, a **TNC**; il limite inferiore è tettonico su **BIF** o su **FMS** e **AVT**. Non affiora la base stratigrafica.

La prevalenza di argille varicolorate, di facies arenacee e il fatto che i carbonati sono presenti solo come livelli risedimentati, permettono di ipotizzare una deposizione in un bacino profondo.

Questa formazione è ben esposta in località la Tempa e in località Genesio, tra Pattano e Castelnuovo Cilento.

La porzione inferiore affiorante risulta non più antica del Bartoniano (biozona NP16 di MARTINI, 1971; CP14a di OKADA & BUKRY, 1980) per la presenza di *Sphenolithus predistentus* in tutti i campioni, di *Reticulofenestra hampdenensis* in un campione intermedio e di *Reticulofenestra bisecta* (biozona NP17 di MARTINI, 1971; CP14b di OKADA & BUKRY, 1980) nei campioni più alti; il passaggio alla formazione soprastante è non più antico dell'Oligocene terminale-Miocene inferiore (biozona NP25-NN1 di MARTINI, 1971; CP19b-CN1 di OKADA & BUKRY, 1980) per la presenza di *Triquetrorhabdulus carinatus*, *Triquetrorhabdulus milowii*, *Sphenolithus delphix* e *Helicosphaera truempyi*.

3.2 - MARNE E CALCARENITI DEL TORRENTE TRENICO (**TNC**)

Torbiditi marnoso-calcaree e marnoso-arenacee, in strati da medi a molto spessi, tabulari. Le marne sono grigie chiare, in livelli spessi; sono presenti argilliti sottilmente laminate, da grigio chiare a scure, raramente rossatre. Le areniti sono frequentemente carbonatiche, grigie, da medie a fini. Il rapporto arenite/pelite è variabile, da poco maggiore a molto minore di 1. Nella parte inferiore sono talora presenti liste e noduli di selce scura.

Caratteristica di questa litofacies è una deformazione fragile pervasiva, costituita da due sistemi tra loro perpendicolari, ed entrambi perpendicolari alla stratificazione, che conferiscono agli strati un clivaggio tipo *pencil*. Questo clivaggio pervasivo è probabilmente responsabile dell'intensa alterazione, fino alla completa decarbonatazione, dei litotipi, modificandone talora anche drasticamente le caratteristiche meccaniche. Sono frequenti le vene di calcite interstrato.

La potenza stratigrafica massima è stimata in circa 500 metri.

Il limite superiore è generalmente netto con **PNL** e localmente è marcato da uno spessore di circa 70 centimetri di pelite scagliosa giallastra. Il limite inferiore è rapido per alternanza con **GSO** o tettonico con **FMS** e **AVT**.

Sulla base dei caratteri di facies, la deposizione è di tipo torbiditico in un bacino ampio e probabilmente profondo.

Questa formazione è ben esposta lungo la strada che dal Monte Vesalo scende verso il torrente Trenico, poco prima del Ponte del Bosco, in località la Tempa e nei dintorni di Castelnuovo Cilento.

La porzione inferiore è non più antica dell'Oligocene terminale-Miocene inferiore (biozone NP25-NN1 di MARTINI, 1971; CP19b-CN1 di OKADA & BUKRY, 1980) per la presenza di *Triquetrorhabdulus carinatus*, *Triquetrorhabdulus milowii*, *Sphenolithus delphix* e *Helicosphaera truempyi*; la parte alta è non più antica del Burdigaliano inferiore per la presenza di *Helicosphaera carteri*, *Helicosphaera ampliapertura*, *Helicosphaera rhomba*, *Helicosphaera scissura* e *Sphenolithus belemnoides*, indicatori delle biozone NN2-NN3 di MARTINI (1971) e CN1c-CN2pp di OKADA & BUKRY (1980), e per la presenza di *Hystrichokolpoma truncata* e *Stoveracysta conerae*, markers della biozona DM2 di BIFFI & MANUM (1988).

3.3 - ARENARIE DI PIANELLI (PNL)

Torbiditi arenaceo-pelitiche, sottili e medie tipo TBT, raramente spesse, generalmente tabulari. Le arenarie si presentano macroscopicamente ricche in quarzo e miche, grigie, da medie a fini; le peliti sono siltose, di colore variabile da grigio a verde a nocciola, raramente rossastro; il rapporto arenite/pelite è variabile, da maggiore a molto minore di 1.

La potenza stratigrafica massima affiorante è di circa 300 metri.

Il limite superiore è tettonico con **SCE**. Il limite inferiore è netto con **TNC**.

Sulla base dei caratteri di facies, la deposizione è di tipo torbiditico in bacino aperto, probabilmente profondo.

Questa formazione affiora in maniera discontinua; alcune buone esposizioni sono visibili lungo la strada che dal Monte Vesalo scende verso il torrente Trenico e lungo la strada sul versante sud-occidentale del rilievo di Castelnuovo Cilento (località Pianelli).

I campioni raccolti negli affioramenti tipici di questa formazione indicano anche in questo caso una generica età non più antica dell'Oligocene terminale-Aquitano (biozone NP25-NN1 di MARTINI, 1971; CP19b-CN1 di OKADA & BUKRY, 1980) per la presenza di *Triquetrorhabdulus carinatus*, *Triquetrorhabdulus milowii*, *Sphenolithus ciperoensis* e *Sphenolithus capricornutus*; in campioni raccolti nell'affioramento in corrispondenza del valico lungo la strada da Monteforte Cilento a Roccadaspide, attribuito a questa formazione, è stata riconosciuta la presenza di *Geminolithella rotula* forma indicativa del Burdigaliano inferiore (biozone NN2 di MARTINI, 1971; CN1pp-CN2 di OKADA & BUKRY, 1980). Dato il passaggio inferiore stratigrafico alle Marne e Calcareniti del Torrente Trenico, per posizione stratigrafica è ipotizzabile anche per le Arenarie di Pianelli un'età non più antica del Burdigaliano inferiore, probabilmente riferibile alla biozona NN3 di MARTINI (1971) o CN2 di OKADA & BUKRY (1980).

Per la posizione stratigrafica e geometrica, per l'età attribuita e per alcuni

aspetti di facies, questa formazione è probabilmente correlabile con le facies meno prossimali delle Arenarie di Albanella (CRITELLI *et alii*, 1994), affioranti nel Foglio n. 487 Roccadaspide.

Sulla base delle litofacies e, in parte, delle età (cfr schema cronostratigrafico) è possibile ipotizzare correlazioni e rapporti laterali tra la successione dell'unità tettonica Nord-calabrese e la successione dell'unità tettonica di Castelnuovo Cilento; in particolare, la porzione di Formazione delle Crete Nere qui affiorante sembra ben correlabile con le Argilliti di Genesio e, a parte le differenze di intensità e stile della deformazione, anche la Formazione del Saraceno sembra parzialmente correlabile con le Marne e Calcareni del Torrente Trenico, mentre le Arenarie di Cannicchio presentano caratteri simili alle Arenarie di Pianelli. Date queste forti convergenze di facies ed età è possibile che si tratti di successioni depositatesi nello stesso bacino o addirittura della stessa successione ripetuta tettonicamente; pertanto, la distinzione tra l'unità Nord-calabrese e l'unità di Castelnuovo Cilento ("Affinità sicilidi" *Auctt.*), come qui descritte, è prevalentemente di carattere strutturale e, in relazione alla precedente definizione di unità tettonica e ad un'eventuale gerarchizzazione, queste due unità potrebbero essere considerate anche elementi tettonici di rango inferiore, o sottounità, della falda dei *flysch* argilloso-arenacei di età Eocene - Miocene inferiore del dominio interno del settore Appennino meridionale - Calabria settentrionale (cfr GUERRERA *et alii*, 1993).

4 - UNITÀ TETTONICA SICILIDE

I terreni di questa unità tettonica affioranti nel Foglio 503 si presentano sempre molto deformati e affiorano in maniera discontinua, costituendo scaglie tettoniche, di limitata estensione, interposte tra l'unità tettonica di Castelnuovo Cilento e l'unità tettonica dei Monti Alburno-Cervati-Pollino. Si tratta prevalentemente di argille policrome e torbiditi marnoso-calcaree, correlate per facies e posizione geometrica rispettivamente con le Argille Varicolori di Tempa Rotonda e con la Formazione di Monte Sant'Arcangelo, meglio affioranti nei dintorni di Corleto Perticara (PZ).

Quando associati, in questo foglio, questi terreni si presentano in rapporti tettonici; con la Formazione di Monte Sant'Arcangelo in posizione geometricamente superiore alle Argille Varicolori.

Date l'esiguità e le cattive condizioni di affioramento, questi terreni risultano, in questo foglio, poco caratterizzati. In particolare, non sono stati svolti approfondimenti biostratigrafici sistematici; le informazioni sull'età derivano soprattutto da dati di letteratura, perlopiù dai lavori di LENTINI *et alii* (1991, 2000) e DE CAPOA *et alii* (2000). Solo per la Formazione di Monte

Sant'Arcangelo sono stati raccolti alcuni campioni nell'area del foglio e nell'area tipo, in Basilicata.

4.1 - FORMAZIONE DI MONTE SANT'ARCEANGELO (FMS)

Unità formata da torbiditi marnoso-calcarei in strati medi e spessi, talora molto spessi, costituite da prevalenti marne biancastre e grigio chiare con base calcarenitica e calcilutitica, talora con liste e noduli di selce chiara. Sono presenti torbiditi arenaceo-pelitici grigio verdastre, da sottili a molto spesse, con siltiti, arenarie micacee e vulcanoclastiche.

Essendo questa formazione, nel presente foglio, sempre limitata da contatti meccanici e molto tettonizzata, la potenza stratigrafica della formazione non è valutabile; quella geometrica affiorante varia da poche decine a quasi 200 metri.

Il limite superiore è tettonico con i terreni dell'unità di Castelnuovo Cilento (**GSO** e **TNC**); il limite inferiore è tettonico con **TMR**.

LENTINI *et alii* (1991) riportano, per gli affioramenti di questa formazione in Val d'Agri e nei dintorni di Corleto Perticara (PZ), un'età compresa tra il Cretaceo superiore e l'Eocene per la presenza di *Schackoina* sp., *Hedbergella* sp., *Globotruncana* spp., *Heterohelicidae* sp., *Globorotalia pseudobulloides*, *G. uncinata*, *Globigerina triloculinoidea* e *Chiloguembelina* spp. nella parte inferiore e la presenza di *Globorotalia angolata*, *G. abundocamerata*, *G. pseudotopilensis*, *G. formosa gracilis*, *G. velascoensis*, nummuliti e discocycline nella parte superiore.

Campioni provenienti dai dintorni di Corleto Perticara (PZ) contengono forme cretache rimaneggiate e forme terziarie banali: *Ericsonia cava*, *Coccolithus pelagicus*, *Sphenolithus moriformis* che compaiono nel Paleocene-Eocene inferiore, *Helicosphaera euphratis*, *Discoaster deflandrei*, che compaiono nell'Eocene superiore (Priaboniano); questa successione ha quindi un'età non più antica dell'Eocene. Campioni provenienti dal Foglio 503, raccolti in località S. Domenico, a nord di Ponte del Bosco, indicano un'età non più antica dell'Oligocene superiore per la presenza di *Sphenolithus dissimilis*, riferibile alla parte alta del Chattiano (biozona NP25 di MARTINI, 1971; CP19b di OKADA & BUKRY, 1980).

Recentemente anche MATANO & DI NOCERA (2001) indicano per terreni dell'Unità del Fortore, correlabili alla Formazione di Monte S. Arcangelo, un'età non più antica dell'Eocene superiore.

Questi dati preliminari sono in accordo anche con i dati di rilevamento. La convergenza delle facies (torbiditi carbonatiche con liste di selce) con le formazioni del Saraceno e del Torrente Trenico, e la contiguità del bacino di sedimentazione (vedere ad esempio GUERRERA *et alii*, 1993) permettono di ipotizzare una

contemporaneità, almeno parziale, della sedimentazione di queste tre formazioni. Pertanto, dal confronto dei dati sopra esposti, allo stato attuale delle conoscenze l'età della Formazione di Monte S. Arcangelo è presumibilmente compresa tra l'Eocene e l'Oligocene superiore.

4.2 -ARGILLE VARICOLORI DI TEMPA ROTONDA (TMR)

Unità intensamente tettonizzata litologicamente costituita da prevalenti argilliti foliate di colore grigio piombo, con intervalli rosso scuro e verdastri nella parte inferiore, rosso mattone e grigi nella parte superiore, a struttura caotica, con intercalazioni di torbiditi a base calcarenitica e calcilititica, siltitica e arenitica silicoclastica, raramente con stratificazione conservata, generalmente in clasti e *boudins*. Talora si presenta come una vera e propria tettonite o "*broken formation*" *sensu* RAYMOND (1984).

Nella parte geometricamente inferiore, localmente, affiora una litofacies (non cartografabile in questo foglio), intensamente deformata con foliazione, trasposizione e *boudinage*, costituita da strati generalmente medi di argilliti grigio scure e marne biancastre e grigie, con intercalazioni di torbiditi sottili e medie, raramente spesse, argilloso-calcilititiche con liste di selce, del tutto analoga alle argilliti e marne del torrente Ripiti (cfr. Foglio n. 504 Sala Consilina).

Questa formazione è qui limitata sempre da contatti meccanici e sempre intensamente tettonizzata; pertanto la potenza stratigrafica non è stimabile; lo spessore geometrico affiorante nel foglio varia da alcune decine fino a circa 300 metri.

Il limite superiore è tettonico con i terreni dell'unità di Castelnuovo Cilento e con **FMS**; il limite inferiore è tettonico su **BIF**. In Lucania (sezione di Corleto-Perticara - PZ), queste argille passano verso l'alto alle Tufiti di Tusa e Arenarie di Corleto (cfr. LENTINI *et alii*, 1991).

La deposizione è di tipo pelagico profondo, con apporti torbiditici talora anche frequenti.

LENTINI *et alii* (1991) distinguono le argille policrome dell'unità sicilide affioranti in Basilicata in due unità litostratigrafiche, le Argille Varicolori inferiori e le Argille Varicolori superiori, rispettivamente sotto e soprastanti la Formazione di Monte Sant'Arcangelo. Per le prime, soprattutto sulla base della posizione stratigrafica, viene indicata un'età Cretacico superiore. Per le seconde, LENTINI *et alii* (1991, 2000) riportano, per gli affioramenti della parte alta di questa formazione, in Val d'Agri e nella Sicilia nord-orientale, un'età oligocenica per la presenza di *Coccolithus pelagicus*, *C. eopelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Dyctiococites bisectus*, *Ericsonia obruta* e *Zygrhablithus bijugatus*, mentre DE CAPOA *et alii* (2000), sempre da sezioni della Sicilia nord-orientale, riferibili anch'esse alla parte alta della formazione, oltre a documentare la pre-

senza di *Sphenolithus distentus*, *Helicosphaera wilcoxoni* e *Chiasmolithus altus* indicativi del Rupeliano, di *Sphenolithus ciperoensis* e *Triquetrorhabdulus carinatus* indicativi del Chattiano, documentano anche la presenza di *Discoaster druggi*, *Geminolithella rotula*, *Helicosphaera ampliaperta*, *H. carteri* e *H. gertae* che indicano un'età non più antica dell'Aquitaniense (Zone NN1 - NN2 di MARTINI, 1971 e Zona CN1 di OKADA & BUKRY, 1980).

Pertanto, allo stato attuale delle conoscenze, in attesa di rilevamenti in aree limitrofe che chiariscano i rapporti stratigrafici tra i terreni dell'unità sicilide, l'età di queste argille varicolori risulta Oligocene-Aquitaniense in caso di posizione stratigrafica superiore a **FMS**; in caso di posizione stratigraficamente inferiore a **FMS** non si può escludere un'età compresa tra il Cretaceo superiore e l'Eocene.

5 – UNITÀ TETTONICA DEI MONTI ALBURNO-CERVATI-POLLINO (a cura di S. Bravi)

Unità costituita da una successione carbonatica di piattaforma del Cretaceo inferiore e superiore, dell'Eocene (Formazione di Trentinara) e del Miocene inferiore (Formazione di Roccadaspide), evidenza locale della “piattaforma appenninica” *Auctt.*, su cui poggiano, in discordanza, depositi terrigeni del Miocene medio e superiore di avanfossa (Formazione del Bifurto) e di *piggyback* (Calciruditi ed Arenarie di Piaggine).

Di questa successione, nel foglio, non affiora la parte inferiore. I dati di sottosuolo (MOSTARDINI & MERLINI, 1986) indicano che tale successione è scollata all'altezza del Triassico e sovrascorre verso est sulle unità lagonegresi.

Le formazioni terrigene sono interessate da deformazioni plicative e raddoppi che non coinvolgono il substrato carbonatico e dal quale risultano pertanto attualmente scollate. Localmente le unità terrigene si presentano talmente tettonizzate da assumere un significato analogo a quello del “*mélange* basale” affiorante nell'area del massiccio del Pollino (confine calabro-lucano), anch'esso interposto tra le unità tettoniche “Internidi” e i carbonati (MONACO *et alii*, 1995). Tuttavia, poiché questa deformazione, sebbene intensa, non comporta inversioni dei rapporti, le formazioni del Bifurto e di Piaggine vengono qui ancora considerate e descritte come la parte alta di questa unità tettonica.

La successione affiorante è suddivisibile, da un punto di vista litostratigrafico, come segue (dal basso):

successione di piattaforma:

- *Calcarei di Monteforte Cilento (FTC)*;
- *Calcarei di Monte Varco Cervone (MVC)*;
- *Formazione di Trentinara (TRN)*,
- *Formazione di Roccadaspide (FRC)*,

depositi di avanfossa;

- *Formazione del Bifurto (BIF)*;

depositi di *piggyback*:

- *Calciruditi ed Arenarie di Piaggine (PGN)*.

5.1 - SUCCESSIONE DI PIATTAFORMA

5.1.1 - *Calcari di Monteforte Cilento (FTC)*

Formazione prevalentemente costituita da calcari e calcari dolomitici, attraversata dal limite Cretacico inferiore-Cretacico superiore e perciò informalmente suddivisa da alcuni Autori precedenti in due sottunità biostratigrafiche le quali peraltro non presentano differenze litologiche tali da giustificarne una suddivisione in sottunità litostratigrafiche. Il limite Cretacico inferiore-Cretacico superiore è rappresentato pertanto in carta come un orizzonte (orizzonte guida c) interno alla formazione, senza assumere valore di limite litostratigrafico.

La porzione ascrivibile al Cretacico inferiore di questa formazione è ben esposta nei dintorni di Monteforte Cilento ed è prevalentemente costituita da calcari e calcari dolomitici biancastri o avana, ben stratificati, in strati da medi a spessi, con tessitura generalmente di tipo *mudstone-wackstone*, talora *grainstone*, più raramente *packstone*. Sono presenti strati di dolomia cristallina di colore giallognolo-grigiastro o nerastro, di spessore medio, che divengono più frequenti e talora farinosi verso l'alto. I clasti sono prevalentemente rappresentati da frammenti di bivalvi, ooliti e pseudooliti, litoclasti talora ossidati, sia a spigoli vivi che arrotondati.

Nei litotipi fango-sostenuti sono spesso presenti strutture da disseccamento talora con riempimento geopetale. Sono talora presenti livelli a frammenti di bivalvi isoorientati in letti paralleli alla stratificazione. Nella parte bassa di questo intervallo si osservano livelli lentiformi di brecce intraformazionali con clasti decimetrici e centimetrici dolomitizzati, a spigoli vivi; verso l'alto compaiono invece livelli conglomeratici in matrice marnosa verdastra, con clasti da millimetrici a centimetrici, rari livelli marnosi e superfici di strato arrossate, indicanti episodi paleocarsici. Nell'intero intervallo sono inoltre presenti laminazioni stromatolitiche dolomitizzate.

Caratteristica della parte medio-alta dell'intervallo del Cretacico inferiore è la frequente presenza di croste calcitiche laminate ad andamento irregolare e livelli di calcite concrezionata.

L'intero intervallo del Cretacico inferiore, in particolare la parte più elevata, mostra una marcata ciclicità, probabilmente di tipo peritidale, con cicli di spes-

sore generalmente variabile tra 80 e 150 centimetri costituiti dalla ripetizione di coppie strato calcareo - strato dolomitico. Talora al *top* del singolo ciclo sono presenti livelli marnosi verdastri o livelli calcareo-dolomitici laminati, spesso stromatolitici, con strutture da disseccamento e *bird-eyes*, seguiti frequentemente da calcari con livelli concrezionati tipo *caliche*. Infine, nella porzione superiore di questo intervallo sono frequenti patine rosse e rosa, probabilmente legate a fenomeni di paleocarsismo.

Lo spessore totale stimato della porzione affiorante del Cretacico inferiore è di circa 500 metri.

I macrofossili sono generalmente costituiti da rari resti di bivalvi (talora Requienidi), piccoli gasteropodi e rarissimi coralli isolati nella parte più alta dell'intervallo.

L'associazione microfossilifera evidenziata in sezione sottile, a partire dalla parte più bassa dell'intervallo e procedendo verso l'alto, è costituita da alghe Dasycladali tra cui *Sarfatiella* sp., coproliti di Crostacei (*Favreina* sp.) e, tra i foraminiferi, da *Campanellula capuensis* DE CASTRO. A queste associazioni seguono microbiofacies con *Salpingoporella dinarica* RADOICIC tra le alghe e, tra i foraminiferi, *Ovalveolina reicheli* DE CASTRO, *Praechrysalidina infracretacea* LUPERTO-SINNI, *Sabaudia minuta* HOFKER, *Cuneolina* spp., *Orbitolina* sp., *Pyrgo* sp. Le microfacie dalla parte più alta dell'intervallo contengono frequenti ostracodi, alghe calcaree tra cui *Thaumatoporelle* primitive, rare *Salpingoporella turgida* RADOICIC, foraminiferi tra cui abbondantissimi Miliolidi (*Glomospira* sp., *Pseudonummoloculina* sp. e *Quinqueloculina* sp.), *Cuneolina* spp. (tra cui *Cuneolina scarsellai* DE CASTRO e *Cuneolina laurentii* SARTONI & CRESCENTI), Orbitolinidi, *Sabaudia* sp., *Praechrysalidina infracretacea* LUPERTO-SINNI e Textularidi. Nella parte terminale dell'intervallo in esame sono presenti Nezzazatidi tra cui *Nezzazata simplex* OMARA.

In base alle microfaune descritte, all'intero intervallo del Cretacico inferiore è attribuibile un'età compresa tra l'Hauteriviano superiore-Barremiano inferiore ed il limite Albiano-Cenomaniano. Il Barremiano però non è osservabile in affioramento, essendo ricoperto dai depositi terrigeni del terrazzo di Monteforte Cilento, il cui contatto con i carbonati è chiaramente di natura tettonica.

La porzione del Cretacico superiore è stata studiata in dettaglio nei dintorni di Magliano Vetere. La parte inferiore, costituita da calcari e dolomie stromatolitiche, affiora con buona esposizione lungo i tornanti compresi fra l'ultima casa dell'abitato ed il serbatoio dell'acquedotto.

La roccia è fortemente dolomitizzata, con strati di spessore generalmente medio. Alle dolomie si intercalano rari orizzonti di *mudstones*, *wackestones* e *packstones* avana chiaro e grigio, fetidi alla percussione, come le dolomie stesse. Sono frequenti le intercalazioni di pacchi di sottili lamine dolomitiche, le

laminazioni stromatolitiche e le superfici di tipo *Karst*. Lo spessore di questo intervallo è di circa 50 metri.

Segue un intervallo prevalentemente costituito da una facies di "*platy dolomite*". Lo spessore complessivo di questa facies varia da meno di 10 a circa 70 metri. Le rocce sono costituite da calcari dolomitici, dolomie e marne in strati generalmente medi, frequentemente laminati e sfaldabili in livelli centimetrici; sono eccezionalmente presenti bancate calcaree e dolomitiche spesse, laminate ma non sfaldabili. Agli strati più compatti si intercalano pacchi di lamine millimetriche calcareo-dolomitico-marnose, spesso facilmente sfaldabili, con superfici arrossate da ossidi di ferro, talora mostranti impronte di foglie e frustuli. I litotipi in oggetto sono spesso fortemente bituminosi. Alla scala dell'affioramento, il tipico aspetto della *platy dolomite* è un'alternanza di strati compatti di *mudstone* più o meno fortemente dolomitizzati, non laminati e di spessore decimetrico, spesso con superfici superiori irregolari, ed intervalli spessi qualche decimetro, costituiti da lamine millimetriche con buona continuità laterale e con superfici spesso blandamente ondulate ed arrossate da ossidi di ferro. Questi livelli sono talora interessati da *mud-cracks* a scala diversa. Sono frequenti anche livelli laminati non stromatolitici, pertanto con laminazione più regolare, spesso bituminosi. Altri strati, con superfici spesso irregolari, sono costituiti da intraclasti e poligoni di disseccamento distaccati dal substrato e rideposti embriciati. Sottili livelli dolomitici microcristallini, finemente laminati, sormontano talvolta le superfici a *mud cracks*, riempendone le depressioni ed attenuandone le irregolarità.

Le strutture descritte ben si accordano con un ambiente deposizionale rappresentato da una piana tidale periodicamente soggetta a tempeste (ARCHER *et alii.*, 1990; ARCHER & FELDMAN, 1994; GINSBURG & HARDIE, 1975; SHINN, 1983), prospiciente un'area emersa coperta da vegetazione, in un subambiente essenzialmente supratidale o, saltuariamente, intertidale superiore. Questa facies, sia pure con spessore localmente variabile, probabilmente a causa di una morfologia con blandi dossi e depressioni della piana tidale stessa, era ampiamente diffusa in quest'area della piattaforma carbonatica durante il Cenomaniano medio, come dimostra l'ampia estensione areale della *platy dolomite*, riscontrabile in tutta la dorsale di Monte Chianello.

I macrofossili di questo intervallo sono prevalentemente rappresentati da frammenti di bivalvi (talora di Rudiste) e piccoli gasteropodi.

In sezione sottile, negli strati più calcarei sottostanti la *platy dolomite* è osservabile una associazione microfossilifera costituita da ostracodi, piccole Thaumtoporelle e numerosi foraminiferi; tra questi ultimi sono abbondanti i Miliolidi ed i Textulariidi, inoltre *Pseudonummoloculina* sp., *Pyrgo* sp., *Glomospira* sp., *Spiroloculina* sp.. E' inoltre presente un ristretto intervallo che, oltre alle suddette microfaune, contiene numerose *Sellialveolina viallii* COLA-

LONGO. Altri foraminiferi relativamente comuni sono *Cuneolina* spp. (tra cui *C. cf. pavonia* D'ORBIGNY) e *Praechrysalidina infracretacea* LUPERTO-SINNI. Salendo nella successione assumono maggior diffusione i Nezzazatidi (tra cui *Nezzazata simplex* OMARA); sono presenti inoltre *?Vidalina radoicicae* CHERCHI & SCHROEDER, *Pseudolituonella reicheli* MARIE, *Biplanata peneropliformis* HAMAOU & SAINT-MARC, *Pseudorhapydionina dubia* DE CASTRO.

Gli strati immediatamente sottostanti e sovrastanti la *platy dolomite*, nonché gli strati più detritici e meno dolomitizzati della stessa *platy dolomite*, contengono talora abbondanti microfossili rappresentati principalmente da ostracodi, tubuli di vermi, spicole di spugna presenti in rari intraclasti, alghe calcaree tra cui abbondano le Thaumatoporelle, rare Dasycladali frammentarie e ricristallizzate. I foraminiferi sono rappresentati principalmente da Miliolidi tra cui *Quinqueloculina* sp. e *Pseudonummoloculina* sp., *Glomospira* spp., *Spiroloculina* sp.; i Nezzazatidi sono abbondanti e rappresentati principalmente da *Nezzazata simplex* OMARA, *Nezzazata cf. gyra* (SMOUT), *Nezzazatinella cf. picardi* (HENSON). Sono talora frequenti anche *Cuneolina cf. pavonia* D'ORBIGNY, *Biconcava bentori* HAMAOU & SAINT-MARC, *Biplanata peneropliformis* HAMAOU & SAINT-MARC, *?Pyrgo globulosa* TRONCHETTI, *?Vidalina radoicicae* CHERCHI & SCHROEDER; meno numerosi sono *Chrysalidina gradata* D'ORBIGNY, *Merlingina cretacea* HAMAOU & SAINT-MARC, *Pseudorhapydionina dubia* DE CASTRO, *Pseudorhapydionina laurinensis* DE CASTRO, *Trochospira avnimelechi* HAMAOU & SAINT-MARC. Sono stati osservati inoltre rari individui di *Murgeina cf. apula* (LUPERTO-SINNI), *Pseudolituonella reicheli* MARIE e *Charentia cuvillieri* NEUMANN.

Sulla base delle microfaune osservate è possibile attribuire a questo intervallo della successione un'età compresa tra il Cenomaniano inferiore ed il Cenomaniano medio-superiore, comprendendo complessivamente le biozone a *Peneroplis parvus* nella parte inferiore, e biozona a *Pseudorhapydionina dubia* nella parte superiore (cfr. DE CASTRO, 1991). L'età della formazione di *platy dolomite* è inoltre precisabile al Cenomaniano medio-superiore.

Per quanto esposto sopra, nel complesso l'età di FTC risulta compresa tra l'Hauteriviano superiore e il Cenomaniano superiore.

La potenza massima affiorante è maggiore di 600 metri.

5.1.2 - Calcarei di Monte Varco Cervone (MVC)

Formazione costituita da calcari raramente dolomitici e dolomie che, pur essendo abbastanza frequenti verso la base, sono nell'insieme scarsamente rappresentate. I calcari sono di colore grigio, biancastro, marroncino scuro e avana,

ben stratificati, in strati da sottili a spessi. In alcuni tratti sono osservabili spessori fino a 4 metri, nonchè livelletti centimetrici con andamento irregolare, individuati da stiloliti. La tessitura risulta variabile da fango-sostenuta a granulo-sostenuta con una leggera prevalenza della prima, soprattutto nella parte bassa. La frazione ruditica è rappresentata da bivalvi, identificabili pressochè totalmente con Rudiste, in frammenti e non, da grossi Foraminiferi (*Dicyclina*) e da rari intraclasti. Gli strati dolomitici, di colore grigio scuro, nero e raramente giallastro, sono generalmente medi e spessi, talora con laminazione piano-parallela.

Frequentissimi in tutta la formazione, sono sia i livelli bioclastici a frammenti di Rudiste, che, soprattutto, vere e proprie biostrome, di cui bellissimi esempi sono osservabili in particolare nelle vicinanze del Santuario di Madonna del Loreto (Trentinara). I calcari sono raramente bituminosi.

Le strutture da dissoluzione e disseccamento, riempite spesso da silt geope-tale, sono abbastanza frequenti nei calcari fango-sostenuti della parte bassa, ma tendono a diminuire verso l'alto.

Il limite inferiore della formazione è marcato da un orizzonte guida (**ob**) di fondamentale importanza per il rilevamento dei carbonati del foglio Vallo della Lucania e delle aree contigue. Questo presenta uno spessore complessivo fino a circa 40 metri e affiora ampiamente nella dorsale di Monte Chianello. La parte inferiore è costituita da una bancata calcareo-dolomitica spessa circa 18 metri, talora letteralmente crivellata di fori e cunicoli di dimensioni centimetriche, dovuti probabilmente a crostacei Talassinidi. Queste tracce di bioturbazione appaiono altre volte come inclusi tubiformi variamente contorti, quando il loro riempimento è messo in rilievo dall'erosione differenziale. Tali caratteristiche conferiscono a questo orizzonte un aspetto tipico, facilmente riconoscibile in campagna. Questo orizzonte era già stato individuato da SGROSSO (1968), al Monte Vesole. Le litologie di questo orizzonte, quando non dolomitizzato, variano dai *mudstones* ai *packstones*, talora estremamente ricchi di frammenti di Rudiste. La potente bancata basale è seguita da poco meno di 10 metri di strati dolomitici spessi, anch'essi talora fortemente bioturbati, con livelli incoerenti di dolomia terrosa o farinosa, a loro volta seguiti da un'altra bancata prevalentemente calcarea di colore biancastro, dolomitizzata nella parte bassa, dello spessore di circa 12 metri, contenente abbondantissimi frammenti di Rudiste. In sezione sottile, i litotipi calcarei o meno dolomitizzati risultano spesso costituiti da *wackestones* e *packstones* con cavità da disseccamento riempite da silt geope-tale, *fecal pellets*, frammenti di Rudiste, radioli e frammenti di echinidi, gasteropodi spatizzati, talora piccoli e con guscio molto sottile, ostracodi, piccole Thaumtoporelle, foraminiferi spesso malconservati per la ricristallizzazione dolomitica della roccia. Dove i litotipi calcarei sono meglio preservati si osservano associazioni a foraminiferi costituite prevalentemente da Miliolidi, Textulariidi, *Pseudonummoloculina* sp., *Glomospira* sp, Nezzazatidi, *Dicyclina* sp.,

Chrysalidina gradata D'ORBIGNY, *Cisalveolina fraasi* (GÜMBEL), *Pseudorhapydionina casertana* (DE CASTRO), *Pseudolituonella reicheli*.

Salendo nella formazione, sono presenti rari livelli di brecce sinsedimentarie, a matrice prevalente, con elementi centimetrici, di colore nero, e rarissimi strati conglomeratici con elementi anche decimetrici, che presentano clasti arrossati, e livelli di calcari dolomitici lastriformi.

Infine, nella parte bassa, sono presenti lenti di argille rosse e gialle, bauxitiche, con spessore massimo di circa 1 metro, e frequenti livelli di lamine stromatolitiche, mentre nella porzione sommitale sono presenti arrossamenti diffusi indicanti attività paleocarsica, e un altro livello bioturbato e reticolato con spessore di circa 12 metri, molto simile, come facies, a quello basale (ob).

Lo spessore stimato della formazione è di poco superiore ai 500 metri.

Come accennato, i macrofossili sono rappresentati quasi esclusivamente da Rudiste, identificabili in massima parte come Radiolitidi, sia rimaneggiate all'interno di livelli bioclastici biostromali, che in posizione di vita. Poco frequentemente inoltre si rinvencono piccoli Gasteropodi turricolati e, ancor più di rado, coralli isolati.

Tra le alghe, oltre a frammenti di Dasycladaceae non determinabili, abbondano *Thaumatoporella* sp. e *Sgrossoella partenopeia* DE CASTRO.

L'associazione microfossilifera riconosciuta nei campioni provenienti dall'orizzonte bioturbato basale (ob), permette di attribuire questo intervallo al Cenomaniano superiore (DE CASTRO, 1983, 1985, 1991; CHIOCCHINI *et alii*, 1994), biozona a *Cisalveolina fraasi* e *Chrysalidina gradata* (DE CASTRO, 1991). Subito al di sopra di questo orizzonte, è presente un'associazione contenente *Pseudorhapydionina laurinsensis* (DE CASTRO), *Nezzazata* spp., *Chrysalidina gradata* D'ORBIGNY e *Pseudolituonella reicheli* MARIE, ancora attribuibile al Cenomaniano superiore; questa passa verso l'alto a microbiofacies con specie banali di scarso interesse stratigrafico (Turoniano), seguite da associazioni contenenti *Moncharmontia apenninica* DE CASTRO, *Dicyclina schlumbergeri* MUNIER-CHALMAS, *Fleuryana* sp., *Murgeina apula* LUPERTO-SINNI, *Accordiella conica* FARINACCI e *Scandonea samnitica* DE CASTRO indicanti il Senoniano (biozona a *Moncharmontia apenninica* e *Accordiella conica*; DE CASTRO, 1985; BARATTOLO & DE CASTRO, 1991).

5.1.3 - Formazione di Trentinara (TRN)

Questa formazione, descritta da SELLI (1962), è costituita da calcari raramente dolomitici, di colore bianco, avana, o grigiastro, ben stratificati in strati da medi a spessi, che occasionalmente possono superare anche il metro di spessore. La tessitura prevalente è del tipo *mudstone-wackestone*. Rari sono i *packstones*

ed i *grainstones*, anche se salendo nella successione le tessiture granulo-sostenu-
te tendono a divenire più frequenti. Assenti le dolomie. Frequentemente si
osservano vene e/o clasti, spesso arrotondati, di materiale marnoso e argilloso di
colore verdastro; nei litotipi fango-sostenuti sono frequenti anche strutture da
disseccamento e dissoluzione riempite da marne e argille verdi o da calcite spa-
tica. Queste ultime possono essere così abbondanti da dar luogo talvolta a rocce
loferitiche. Rarissimi sono invece i livelli bioclastici, presenti solo nella parte
alta dell'intervallo, contenenti frammenti di lamellibranchi.

A più altezze stratigrafiche e talora con andamento ritmico, si rinven-
gono calcari marnosi in strati spessi tra 20 e 50 centimetri, conglomerati e strati di
marne e argille di colore in genere verde ma anche giallognolo, bluastrò e tal-
volta rossiccio, di spessore variabile da pochi centimetri fino a 60 centimetri. I
livelli conglomeratici sono clasto-sostenuti e caratterizzati da scarsa matrice
marnoso-argillosa verdastra ed elementi monogenici di dimensioni centimetri-
che, arrotondati e raramente a spigoli vivi. I conglomerati e gli interstrati mar-
nosi e argillosi tendono a diminuire di frequenza verso l'alto.

Nella parte basale dell'intervallo, quasi al contatto con MVC, è presente un
livello marnoso-argilloso estremamente ricco di Alveoline che potrebbe essere
considerato un ottimo livello *marker* in prossimità del passaggio Cretacico-
Paleogene; purtroppo questo livello manca in alcune località dell'area rilevata.

Sulle superfici di strato della parte alta sono osservabili impregnazioni di
colore rosso, rosa e raramente violaceo.

Lo spessore complessivo della formazione è compreso tra 110 e 150 metri.

In campagna si può facilmente osservare che il limite inferiore di questo
intervallo è marcato dalla completa scomparsa delle Rudiste e dalla prima com-
parsa di *Spirolina* sp.

I macrofossili presenti sono peraltro costituiti da frequenti gusci di
Gasteropodi turbiniformi e da rarissimi resti di Bivalvi. In sezione sottile si
osservano Ostracodi, alghe Dasycladacee essenzialmente rappresentate da
Pratulonella salernitana BARATTOLO, abbondantissima soprattutto in alcuni
livelli presenti nella parte alta dell'intervallo.

I Foraminiferi sono spesso molto abbondanti e rappresentati principalmente
da *Spirolina* sp., frequentissima in tutto l'intervallo che da essa è caratterizzato,
Coskinolina cf. *liburnica* STACHE, Miliolidi, Valvulinidi, *Praerhapydionina* sp.
e *Dendritina* sp. Infine, come ricordato, nella parte basale dell'intervallo è pre-
sente *Alveolina* sp.

Questa associazione micropaleontologica permette di attribuire a questa for-
mazione un'età corrispondente al Paleocene superiore-Eocene inferiore/medio e,
più in particolare, per l'abbondanza di *Spirolina* sp., esso può essere ascritta alla
biozona a *Spirolina* (SARTONI & CRESCENTI, 1962).

Localmente sopra TRN, e probabilmente sotto FRC, si rinven-
gono lenti e

sacche di brecce, con elementi prevalentemente carbonatici in matrice terrosa e argille rosse lateritiche con noduli di manganese, potenti fino a qualche metro, talora di estensione cartografabile alla scala 1:10.000 ma non rappresentabili alla scala 1:50.000. Per la posizione stratigrafica l'età dell'emersione e degli eventi erosivi e sedimentari responsabili della formazione di queste brecce risulta compresa tra l'Eocene medio e l'Aquitano.

Una buona esposizione di queste brecce affiora, in località Barcarole, lungo la strada che da Campora porta al ponte sul fiume Calore.

5.1.4 - Formazione di Roccadaspide (FRC)

Formazione descritta da SELLI (1957) che si presenta sempre con spessore ridotto, al massimo poche decine di metri, spesso inferiore ai 10 metri, e geometria lenticolare alla scala della carta. E' costituita da calcari ben stratificati, talora bituminosi, in strati medi e spessi, con stiloliti parallele alla stratificazione che demarcano livelli omogenei dell'ordine del decimetro di spessore, conferendo alla roccia un tipico aspetto reticolato.

La tessitura è granulo-sostenuta (*packstone-grainstone*), con granuli che molto spesso si presentano ossidati. Il colore della roccia fresca è generalmente grigio, avana o giallastro mentre quello grigio acciaio-giallognolo della roccia alterata risulta ben distinguibile in campagna rispetto a quello bianco-grigiastro del resto della successione carbonatica sottostante.

Frequentemente si rinvencono granuli verdi glauconitici che tendono ad essere più abbondanti nella parte alta dell'intervallo.

Nell'area di affioramento questa successione, il substrato paleogenico (Formazione di Trentinara) talvolta si presenta ricco di Ostreidi e crivellato da numerosi fori di Litodomi, spesso riempiti da calcareniti ricche di Miogypsine. A questa biostroma in genere segue un conglomerato, talora mal cementato e con geometria lenticolare, formato da ciottoli ben arrotondati, di dimensioni variabili da pochi centimetri cubi a parecchi decimetri cubi, derivanti sia dalla Formazione di Trentinara che dai carbonati del Cretacico superiore, immersi in una matrice calcarenitica a Miogypsine ed Ostreidi. Nelle calcareniti sono raramente presenti lenti di marne ed argille gialle e verdi fogliettate, con spessore di pochi centimetri. Il contatto tra le calcareniti e la sottostante Formazione di Trentinara risulta infine generalmente caratterizzato da una debole discordanza.

I macrofossili sono in genere frequenti e rappresentati in particolare da frammenti di echinidi e di molluschi (ostreidi, pettinidi) e subordinatamente da briozoi, alghe rosse e serpulidi. Spesso molto abbondanti sono i macroforaminiferi bentonici, tra cui soprattutto *Miogypsina* sp. e *Amphistegina* sp.. Più rare sono *Lepidocyclina* sp. e *Myogypsinoidea* sp. Talvolta, i macroforaminiferi sono rima-

neggiati, con presenza di forme più antiche associate alle specie citate.

L'associazione fossilifera osservata permette di attribuire questo intervallo al Miocene inferiore, in particolare all'Aquitano superiore secondo CARANNANTE *et alii* (1988), mentre secondo altri autori l'età di questa formazione si estende anche al Burdigaliano (SELLI, 1957; SGROSSO, 1981; PERRONE, 1987; PATACCA *et alii*, 1992).

Questa formazione è stata correlata con la Formazione di Cerchiara Calabra (SANTO & SGROSSO, 1987).

5.2 - DEPOSITI DI AVANFOSSA

Sulla successione carbonatica appena descritta poggiano in discordanza, o in contatto tettonizzato, depositi terrigeni prevalentemente argillosi riferibili alla Formazione del Bifurto di SELLI (1957). In questo foglio, gli affioramenti di questi depositi sono rari, poco estesi e generalmente molto tettonizzati; pertanto non sono stati raccolti campioni per approfondimenti biostratigrafici e i riferimenti cronologici derivano dalla letteratura.

5.2.1 - Formazione del Bifurto (**BIF**)

Formazione prevalentemente pelitica, descritta da SELLI (1957), costituita da argille color tabacco, talora policrome, ed argille siltose in livelli spessi e molto spessi, con intercalazioni di torbiditi medie e spesse marnose e marnoso-calcaree, grigie chiare, con base talora costituita da areniti carbonatiche, grigie, grossolane, livelli di biocalciruditi (brecciole) e arenarie silicoclastiche.

Le arenarie hanno composizione quarzarenitica e arcossica (CRITELLI, 1991).

Questa formazione, nel foglio, si presenta sempre molto tettonizzata, con deformazioni plicative che ne raddoppiano la potenza e rendono difficile la valutazione del reale spessore stratigrafico; tuttavia, la potenza stratigrafica è stimata non superiore a 250 metri.

Le deformazioni plicative che interessano tutta la formazione non coinvolgono i sottostanti carbonati di piattaforma, generalmente **FRC** e **TRN**, e quindi, sebbene il limite inferiore non sia quasi mai esposto, è possibile ipotizzare che la formazione sia diffusamente scollata dal suo substrato. Per la nette differenze di facies rispetto al substrato carbonatico è comunque ipotizzabile che l'originario limite stratigrafico fosse marcato da un'importante discontinuità stratigrafica.

Il limite superiore è tettonico con le unità sicilidi; localmente è stratigrafico netto, probabilmente discontinuo, con **PGN**.

Si tratta di un deposito di mare aperto e profondo, con apporti torbiditici talo-

ra frequenti, che presenta caratteri di deposito di avanfossa.

Secondo la letteratura (SELLI, 1957; COCCO, 1971; PATACCA *et alii*, 1992) l'età di questa formazione è riferibile al Langhiano.

5.3 - DEPOSITI DI *PIGGYBACK*

Sui depositi d'avanfossa appena descritti poggiano, in discordanza o in contatto tettonizzato, depositi grossolani, talora caotici, e torbiditi arenaceo-pelitiche caratterizzate da rapide variazioni di facies riferibili alle Calciruditi ed Arenarie di Piaggine.

5.3.1 - *Calciruditi e Arenarie e di Piaggine (PGN)*

E' una formazione prevalentemente torbiditica, caratterizzata da rapide variazioni di facies sia laterali che verticali, costituita da breccie calcaree e torbiditi arenacee e pelitico-arenacee, con intervalli caoticizzati. In questo foglio affiorano solo piccoli lembi, molto tettonizzati, di facies silicoclastiche pelitico-arenacee con strati medi e spessi riferibili al membro di San Pietro (**PGN₂**) e arenaceo-pelitiche con strati spessi e molto spessi riferibili al membro del Vallone di Rosano (**PGN₃**), secondo quanto proposto nel Foglio 504 "Sala Consilina.

La composizione della arenarie silicoclastiche è quarzolitica; fra i frammenti litici sono stati riconosciuti vulcaniti acide e grani di derivazione ofiolitica (CRITELLI, 1991).

Alla base è in contatto netto, probabilmente discontinuo, su **BIF**; al tetto è in contatto tettonico con le unità sicilidi.

La potenza massima affiorante è di poche decine di metri.

Si tratta di un deposito torbiditico di bacino relativamente profondo e confinato, con episodi di frane sottomarine, interpretato come riempimento di bacino tipo "piggyback" *sensu* ORI & FRIEND (1984) (vedere ad esempio CASTELLANO *et alii*, 1997).

Secondo CASTELLANO *et alii* (1997) l'età è Serravalliano - Tortonian; alcuni campioni raccolti nel foglio, da facies pelitico-arenacee riferibili alla parte inferiore (**PGN₂**), indicano un'età non più antica del Serravalliano per la presenza di *Discoaster* cf. *kugleri*, *Discoaster variabilis*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus* > 7 µm, *Helicosphaera* cf. *walbersdorfensis*, *Sphenolithus* aff. *abies*, *Sphenolithus* cf. *abies*, forme indicative delle biozone NN6 di MARTINI (1971) o CN5a di OKADA & BUKRY (1980).

6 - I DEPOSITI CONTINENTALI E DI TRANSIZIONE

(con contributi di R. M. Toccaceli)

Dal punto di vista genetico-paleoambientale, questi depositi possono essere raggruppati in depositi costieri, depositi alluvionali intravallivi e di piana, depositi di versante e depositi biochimici (travertini).

In questo foglio non si rinvencono depositi marini quaternari significativi; tuttavia, lungo le ristrette aree prospicienti l'attuale linea di costa sono state differenziate, dal punto di vista litologico e sulla base dei processi morfogenetici che le hanno originate, una serie di unità geologiche costiere.

Un primo tratto di costa è presente al margine sudoccidentale del foglio tra le località di Mezzatorre di San Mauro Cilento e Capitello; esso è caratterizzato da una tipologia costiera prevalentemente alta con affioramento del substrato geologico prequaternario anche direttamente a mare e dalla presenza di ristretti lembi di spiaggia emersa al piede della falesia attuale a composizione prevalentemente ciottolosa e sabbiosa grossolana. All'altezza della foce del Vallone Ruciolo è possibile osservare, lungo sezioni naturali esposte, litofacies corrispondenti ad alluvioni torrenziali, talora sospese sull'attuale livello di base. Nel complesso lungo la fascia costiera, appena descritta, si rinvencono falde detritiche di versante ed eluvio-colluvioni. Immediatamente a valle della SP 267, in località Capitello, è possibile osservare depositi di spiaggia misti a detriti di versante ed eluvio-colluvioni arrossate distribuiti su di un terrazzo di probabile abrasione marina (g2c), intagliato nella successione arenaceo-conglomeratica della Formazione di Pollica, ed impostato ad una quota di circa 8-10 metri sul livello del mare. In questo caso non è stato possibile rilevare i corrispondenti depositi marini, ma da correlazioni effettuate con forme di abrasione e depositi marini presenti in aree costiere limitrofe (CINQUE *et alii*, 1994), è possibile ascrivere tale evidenza morfologica ad uno dei picchi dell'ultimo interglaciale (stadio isotopico 5e) ben rappresentato lungo il litorale tirrenico anche in altre località campane (BRANCACCIO *et alii*, 1990). Simili condizioni morfostratigrafiche si rilevano anche lungo il tratto di costa, presente al margine nordoccidentale del foglio; nei pressi della stazione ferroviaria di Ogliastro Cilento, a valle della SS18 (in proprietà privata), è presente un altro terrazzo di probabile abrasione marina fossilizzato in parte da depositi detritici ed eluvio-colluviali, questa volta intagliato sulla successione marnoso-arenacea e microconglomeratica della Formazione di San Mauro. Proseguendo verso nord, dalla foce del fiume Solofrone, si sviluppa, aprendosi progressivamente verso N-NE la piana costiera del fiume Sele. Si individua, quindi, non sempre facilmente data la spinta antropizzazione dei luoghi, un elemento morfologico caratteristico e significativo dal punto di vista morfoevolutivo, costituito da un cordone dunare (d), ampio fino a 250 metri, che si sviluppa tra la foce del fiume Solofrone ed il limite set-

tentrionale del Foglio. Questo cordone (cordone dunare di “Sterpina” *sensu* BRANCACCIO *et alii*, 1994) separa i depositi di spiaggia emersa attuali (g2a) e recenti (g2b) da quelli fluvio-lagunari e palustri di retroduna (e), connessi, quest’ultimi, agli apici trasgressivi versiliani (BRANCACCIO *et alii*, 1994).

Al margine nord-occidentale del Foglio, alle spalle del cordone dunare di Sterpina e dei depositi di retroduna, si sviluppano le propaggini più meridionali dei depositi travertinosi che costituiscono il substrato dell’area archeologica della città di Paestum (VIOLANTE & D’ARGENIO, 2000); sono talora subaffioranti e ricoperti da deboli coperture detritiche ed eluvio-colluviali che risultano quasi sempre pedogenizzate e/o comunque rimaneggiate da azioni meccaniche per scopi agricoli.

I depositi alluvionali costituiscono le unità della copertura quaternaria più diffuse ed importanti ai fini della ricostruzione delle fasi morfoevolutive recenti del territorio cilentano. Le alluvioni più antiche, affioranti come lembi relitti o come forme non compatibili con il recente sistema morfogenetico, sono rappresentate esclusivamente da depositi clastici (Conglomerati di Centola), presentando, a detta di alcuni Autori (GUIDA *et alii*, 1980), strette analogie con processi deposizionali di ambiente periglaciale (DEMEK *et alii*, 1972; EMBLETON & KING, 1975; TRICART & CAILLEUX, 1967).

Lungo le diverse vallate e nelle aree di piana connesse al reticolo idrologico superficiale sono stati riconosciuti almeno quattro ordini di depositi alluvionali, compresi quelli attuali mobilizzabili; per le caratteristiche morfostratigrafiche ed altimetriche rilevate, è stato possibile discriminare tre ordini di terrazzi alluvionali, nel complesso, sebbene afferenti a diversi bacini idrografici, correlabili tra di loro. A tale proposito è utile evidenziare, in prima analisi, che è possibile discriminare almeno quattro bacini idrografici principali (fiume Alento, fiume Calore, fiume Solofrone, torrente Testene), ed uno minore con corsi d’acqua di breve estensione ed a regime torrentizio, sviluppato lungo il tratto costiero esposto al margine sud-occidentale del foglio. Il bacino del fiume Alento è quello più importante per ampiezza ed individualità territoriale; quello del fiume Calore, seppure confinato al margine nord-orientale del foglio, costituisce un riferimento stratigrafico di più ampio respiro in quanto tributario, come accennato sopra, in sinistra idrografica, del fiume Sele. Gli altri corsi d’acqua presenti sottendono bacini idrografici di estensione minore. Nella maggior parte dei casi rilevati, per le loro caratteristiche morfostratigrafiche, i terrazzi fluviali possono essere classificati come “ripiani” a testimoniare, per il territorio cilentano compreso nel Foglio, la recente prevalenza dei processi erosivi a discapito di quelli deposizionali.

I depositi di versante provengono dallo smantellamento per degradazione fisico-meccanica (coltri di alterazione) dei versanti, messi in posto per fenomeni di ruscellamento (colluvioni), o da processi morfogenetici indotti dalla gravità (frane, detriti di falda).

In molti casi, data la complessità delle vicende e dei processi che hanno caratterizzato l'evoluzione del rilievo cilentano, i detriti di falda e le coltri eluvio-colluviali si ritrovano intercalati a corpi di frana di varia estensione, indicando così l'alternarsi a varie riprese dell'attività morfogenetica; per le frane antiche è possibile che, nel tempo, processi di progressivo smantellamento o di colluvionamento, ne cancellino le evidenze morfologiche.

In carta sono state differenziate le seguenti unità cartografiche, di seguito descritte in ordine cronologico dalla più antica alla più recente.

6.1 - CONGLOMERATI DI CENTOLA (CET)

Depositi conglomeratici da massivi a debolmente stratificati e/o organizzati, affioranti in lembi relitti e/o terrazzati, a luoghi si rinvencono anche lungo crinali secondari, costituiti da clasti eterometrici, da centimetrici a blocchi metrici, generalmente caratterizzati da un buon grado di arrotondamento e/o subarrotondati, talora con spigoli smussati. Quando presente la matrice è arenacea e silteosa. Solitamente il deposito è caratterizzato da un alto grado di alterazione, con conseguente scarsa cementazione, e da una complessiva colorazione dal rossastro al giallo ocra.

La composizione dei conglomerati e della matrice arenacea risente fortemente della litologia del substrato; in genere i blocchi di maggiori dimensioni e ben arrotondati derivano dalle litologie arenaceo-conglomeratiche del Gruppo del Cilento e dei Conglomerati di Monte Sacro; talora si rinvencono lembi di strati, generalmente con minore grado di arrotondamento, delle unità argilloso-calcaree oligoceniche.

Questo deposito costituisce una coltre detritica, probabilmente dovuta a ripetuti eventi tettono-climatici, potente nell'area fino a qualche decina di metri, in discordanza, angolare ed erosiva, su tutti i terreni prequaternari. Il limite superiore con i depositi alluvionali e di versante soprastanti è discordante, erosivo.

Gli affioramenti di questa formazione si presentano spesso interessati da fratture e localmente, come nel Vallone di S. Lucia, sono dislocati da faglie.

SGROSSO & CIAMPO (1966) ipotizzano per questa formazione un'età Pliocene superiore-Pleistocene basale sulla base di correlazioni con depositi di ingressione marina affioranti a Camerota, di età calabriana. GUIDA *et alii* (1979) ipotizzano un'origine dovuta a più fasi tettono-climatiche e, sulla base di correlazioni con superfici morfostrutturali e dei rapporti con gli altri depositi detritici del Cilento, ipotizzano un'età Pleistocene inferiore e dubitativamente Pleistocene medio.

Questa unità stratigrafica, da sempre descritta come una formazione, avendo estensione regionale ed essendo compresa tra superfici di discontinuità di pri-

m'ordine, marcate da discordanza angolare ed erosione, è per ora l'unica unità quaternaria di questo settore del Cilento con i requisiti necessari e sufficienti per essere descritta e classificata come sintema.

6.2 - ALLUVIONI TERRAZZATE ANTICHE (II ORDINE), DEPOSITI FLUVIO-PALUSTRI E TORRENZIALI (**b_{n2}**)

Depositi eterometrici ed eterogenei, debolmente coesivi e/o cementati, relitti, costituiti prevalentemente da ghiaie e sabbie, ciottoli e blocchi generalmente ben arrotondati, molto alterati, in matrice sabbioso-ghiaiosa arrossata con intercalazioni di lenti sabbioso-limose e limo-argillose. Sono presenti caratteristiche strutture da embriciatura e/o ostacolo. Tali depositi sono caratterizzati, a luoghi, da passaggi laterali in eteropia con litofacies fluvio-palustri limoso-argillose e limoso-sabbiose grigio-azzurrognole e giallastre, passanti verso l'alto a coltri eluvio-colluviali; in alcuni affioramenti in sinistra Alento, tra Omignano Scalo e Vallo Scalo, sono state rinvenute tracce di industria litica attribuibili a circa 350.000-400.000 anni B.P. in accordo con analoghi ritrovamenti lungo la costa, tra Agropoli e Ogliastro Marina, attribuiti alla parte alta del Pleistocene medio (CINQUE *et alii*, 1992) e con la stratigrafia archeologica di siti preistorici costieri del Cilento meridionale (PALMA DI CESNOLA, 1969, 1980; GAMBASSINI & RONCHITELLI, 1998).

Rientrano in questa unità cartografica anche i depositi detritici rimaneggiati e torrenziali di fondovalle incoerenti e/o pseudo-cementati, in corpi molto spesso coalescenti, costituiti prevalentemente da ciottoli e blocchi (da pochi dmc a svariati mc), generalmente ben arrotondati e molto alterati, in matrice sabbiosa, terrazzati sull'attuale livello di base. A luoghi costituiscono corpi di "colate" detritiche correlate al rimaneggiamento di depositi detritici di versante ed al riempimento dei fondovalle e dei segmenti pedemontani.

Questi depositi mostrano evidenti analogie petrografiche e sedimentologiche con i Conglomerati di Centola. Se ne differenziano per un minor grado di alterazione ed un minore contenuto in matrice.

L'età è presumibilmente Pleistocene medio.

6.3 - DETRITI DI FALDA CEMENTATI (**a_{3b}**)

Brecce stratoidi, talora clinostratificate, più o meno cementate, generalmente costituite da clasti carbonatici eterometrici a spigoli vivi, localmente in matrice arenacea o clastosostenute, accumulate alla base delle principali scarpate dei massicci carbonatici.

Sono interessate da fratturazione e i limiti degli affioramenti spesso sono in corrispondenza di faglie recenti interpretate come appartenenti al sistema trascorrente dell'alta valle dell'Alento.

Poggiano in discordanza angolare ed erosiva sui depositi della successione dell'Unità M. Alburno-Cervati-Pollino.

Sulla base dei rapporti stratigrafici con gli altri depositi di versante, queste breccie sembrano più antiche e l'età è presumibilmente Pleistocene medio (?) – superiore.

6.4 - DEPOSITI DI SPIAGGIA(g_{2c})

Depositi misti, talora arrossati, costituiti da sabbie costiere, depositi alluvionali, detriti colluviali, accumulati su superfici pianeggianti a circa 8-10 metri sul livello del mare. Si tratta probabilmente di una superficie di abrasione marina dovuta all'ultimo periodo interglaciale e quindi attribuibile al Pleistocene superiore, su cui si sono sedimentati anche depositi detritici di altra natura. Su queste superfici talora sono presenti anche materiali di riporto antropico che mascherano i depositi naturali.

6.5 - COLTRI ELUVIO-COLLUVIALI (b₂)

Coltri di alterazione di spessore variabile, a prevalente componente limoso-argillosa e sabbiosa, con scheletro detritico eterometrico da minuto a grossolano; comprendono, quando non distinguibili cartograficamente, locali depositi torrentizi prevalentemente limoso-sabbiosi, anch'essi con scheletro detritico eterometrico, talora con inclusi detritici ciottolosi, fino a blocchi di cubatura anche superiore al metro, a luoghi terrazzati ed interessati da erosione concentrata di tipo calanchivo. In alcuni casi, si rileva un'elevata presenza di blocchi di svariati metri cubi, subarrotondati e/o debolmente smussati, solitamente incastrati tra di loro con scarsa matrice e debole coltre pedogenizzata, a testimoniare un deposito detritico accumulatosi con meccanismi legati a processi parossistici in condizioni climatico-ambientali diverse dall'attuale. Nel loro complesso, tali depositi colmano depressioni vallive, vallecicole a fondo piatto o si dispongono ai piedi dei versanti costituendo il raccordo morfologico dei settori pedemontani del rilievo. A luoghi, colmano parzialmente o costituiscono lembi relitti, sospesi per reincisione, lungo i corsi d'acqua pedemontani ed intravallivi.

In alcuni casi, nei detriti colluviali, si ritrova materiale piroclastico, prevalentemente costituito da cineriti pisolitiche (LIRER *et alii*, 1967) con rare pomici e scorie, rimaneggiato o alterato (paleosuoli). Questi depositi si ritrovano, e spes-

so abbondano, nelle zone di impluvio, specialmente quelle meno acclivi, in vallecole a fondo piatto dove raggiungono spessori considerevoli anche superiori ai 10 metri. In questa unità vengono comprese anche le coltri di alterazione del substrato in posto di spessore cartografabile e comunque significativo. Sono costituite da pezzame litoide e/o pezzi di successione disarticolata e scompaginata; è quasi sempre presente un orizzonte humificato e gli apparati radicali si spingono in profondità anche oltre 1-2 metri.

In questa categoria di detriti è possibile che siano compresi anche accumuli di frane antiche, e stabilizzate, che, per effetto dei successivi processi di modellamento del paesaggio e per la presenza di copertura vegetale, non mostrano più i tipici caratteri morfologici distintivi dei movimenti gravitativi.

In considerazione dei rapporti stratigrafici con gli altri depositi continentali sottostanti (CET, bn2, a3b e g2c) l'età di questi detriti è presumibilmente compresa tra il Pleistocene superiore e l'Olocene.

6.6 - TRAVERTINI DI PAESTUM (TPP)

Questi depositi affiorano solo marginalmente nell'estremità nord-occidentale del Foglio.

Per maggiori informazioni si rimanda al Foglio 486 Foce Sele o alla letteratura di seguito indicata.

In generale, lo studio sedimentologico di tali depositi rileva associazioni di litofacies costituite da travertini microermali (incrostazioni su briofite) laminati, travertini fitoclastici laminati e travertini stromatolitici con intercalazioni di travertini fitoermali (FERRERI, 1985).

I travertini della Piana di Paestum, sono geneticamente attribuibili al gruppo di sorgenti (sorgenti Capodifiume I, II e III, Acqua Salsa) ubicate all'estremità nord-occidentale del Monte Sottano (Foglio n. 487 Roccadaspide). La deposizione di questi travertini è avvenuta su un substrato pianeggiante di laguna costiera, limitato verso il mare dai cordoni dunari, dove si sono formati sistemi di ambienti lacustri e palustri terrazzati, passanti verso l'alto ad ambienti di pendio poco acclive (D'ARGENIO *et alii*, 1992).

I dati a disposizione sull'inquadramento cronologico di tali depositi (VOZA, 1964, BRANCACCIO *et alii*, 1986, VIOLANTE & D'ARGENIO, 2000), evidenziano un limite superiore posto a circa 4000-5000 anni B.P.. Il limite inferiore definito su basi morfostratigrafiche, per la preesistenza del cordone di Gromola (BRANCACCIO *et alii*, 1986), non affiorante nel foglio ma presente immediatamente a nord, si colloca a 75.000 anni dal presente.

L'età è dunque compresa tra il Pleistocene superiore e l'Olocene.

6.7 - ALLUVIONI TERRAZZATE DEL I ORDINE (**b_{n1}**)

Depositi eterometrici ed eterogenei incoerenti, a luoghi debolmente coesivi e/o cementati, relitti, costituiti prevalentemente da ghiaie e sabbie, ciottoli e blocchi generalmente ben arrotondati, talora molto alterati, in matrice sabbioso-ghiaiosa con intercalazioni di lenti sabbioso-limose e limo-argillose. Sono presenti caratteristiche strutture da embriciatura e/o ostacolo. Tali depositi si rinvengono terrazzati, al massimo di qualche metro, al di sopra dell'alveo attuale, ai bordi delle aree golenali, a luoghi fossilizzati da una debole copertura eluvio-colluviale pedogenizzata. In molti casi, queste aree sono interessate da impianti arborei per scopi agricoli o per bonifica, ovvero per interventi di consolidamento sponale.

L'età è Pleistocene superiore – Olocene

6.8 - DETRITI DI FALDA (**a_{3a}**)

Alla base delle principali scarpate, in particolare quelle dei massicci carbonatici, sono presenti accumuli di detrito a spigoli vivi, da sciolto a debolmente coesivo per la presenza di matrice terrosa sabbiosa e limo-argillosa, accumulato per gravità. Dove le condizioni morfometriche e morfologiche del rilievo lo consentono, tali depositi si organizzano in con di deiezione.

La composizione rispecchia ovviamente quella dei versanti soprastanti ed è quindi prevalentemente carbonatica.

In alcuni casi sono presenti blocchi, anche di notevoli dimensioni, legati a ripetuti fenomeni di crollo che hanno interessato i versanti carbonatici o al rimodellamento delle brecce che costituiscono i depositi di versante più antichi.

L'età è presumibilmente Pleistocene superiore – Olocene

6.9 - DEPOSITI LAGUNARI (**e**)

Depositi prevalentemente fini, da argille a sabbie fini, di ambiente lagunare e palustre, a luoghi di colmata per bonifica affioranti nell'estremità nord-occidentale del Foglio, compresi tra il cordone dunare di Sterpina ad ovest ed i travertini di Paestum (TPP) a nord-ovest; procedendo verso sud e verso l'interno, si ha transizione ai depositi alluvionali del fiume Solofrone.

L'età è Olocene

6.10 – SABBIE EOLICHE (d)

Sabbie fini, ben cernite, accumulate per azione del vento, talora pedogenizzate, spesso parzialmente smantellate e antropizzate, passanti verso il basso (BRANCACCIO *et alii*, 1986) a sabbie marine a laminazione parallela a luoghi ricche di fossili (*Glycimeris Glycimeris*, *Cardium edule*, *Donax trunculus*, *Natica* sp.). Costituiscono un cordone dunare, noto come Cordone di Sterpina, che si sviluppa immediatamente alle spalle della spiaggia attuale e recente, ed è stato probabilmente attivo fino all'impianto della pineta che lo ricopre (1938).

L'età è Olocene recente

6.11 - DEPOSITO DI SPIAGGIA RECENTE (g_{2b})

Ghiaie sabbiose e ciottolame eterometrico, sabbie medio-fini di epoca storica non coinvolte dalla attuale dinamica litoranea; tali depositi, solitamente, risultano pedogenizzati e, talora, rimaneggiati; localmente sono presenti terreni di riporto e/o colmata di origine antropica. In questa unità cartografica rientrano anche i depositi sabbiosi e ghiaiosi da tempesta attuali.

L'età è Olocene recente

6.12 - ACCUMULI DI FRANE (a_{1a}, a_{1b})

Litologicamente si tratta di detriti eterometrici ed eterogenei, a struttura caotica, con pezzame litoide del substrato, in matrice argilloso-siltosa, accumulati per effetto di movimenti gravitativi.

Le frane possono essere distinte secondo il grado di attività, vale a dire se in evoluzione (a_{1a}) o quiescenti (a_{1b}).

Per frane in evoluzione si intendono quelle che mostrano evidenti segni di attività, quali presenza di crepacciature sul terreno o sulle strade, danni ai manufatti o alle colture e alla vegetazione.

Secondo la "Cartografia della pericolosità connessa ai fenomeni di instabilità dei versanti" (GNGFG, 1987), gli accumuli di frana quiescente sono "depositi non attivi al momento del rilevamento, per i quali però esistono indizi che ne dimostrino un'oggettiva possibilità di riattivazione, in quanto essi non hanno esaurito la loro potenzialità di evoluzione". Si tratta, cioè, di depositi attualmente non in movimento, ma per i quali non si esclude una riattivazione in caso, per esempio, di eventi pluviometrici di intensità superiore alla norma annuale o in

presenza di eventi sismici di elevata energia. In pratica, la cartografia delle frane comporta un elevato grado di soggettività in quanto dipende dall'esperienza del rilevatore e dalle informazioni disponibili che, in un rilevamento geologico classico, sono di solito scarse in quanto non si dispone di osservazioni strumentali (che richiedono tempi lunghi). Per ovviare a questi inconvenienti e per una minore soggettività, nella definizione di frana quiescente qui adottata rientrano in generale tutte le frane che non presentano evidenze di movimenti in atto, sia quelle con possibilità di riattivarsi che quelle antiche e stabilizzate.

Il riconoscimento delle frane non attive, quiescenti o antiche, è basato soprattutto sul riconoscimento, in campagna o da foto aeree, dei classici caratteri morfologici delle frane, quali area di denudamento a monte, spesso con affioramenti di substrato nella nicchia di distacco, zona di scorrimento, concavità nella parte alta e convessità nella parte bassa per accumulo del detrito. Poiché questi elementi sono ancora riconoscibili nel paesaggio, è probabile che tali corpi di frana non siano molto antichi, o comunque non precedenti alle ultime principali variazioni climatiche; l'età di questi accumuli è presumibilmente olocenica, in alcuni casi estendibile al Pleistocene superiore. E' pertanto probabile che gli accumuli dovuti ai processi gravitativi più antichi, con caratteri morfologici non più evidenti, siano stati cartografati come coltri detritiche di versante.

Per la tipologia dei processi si rimanda al capitolo sui fenomeni di dissesto.

6.13 - ALLUVIONI ATTUALI (b)

Depositi eterometrici ed eterogenei incoerenti, mobilizzabili, costituiti prevalentemente da ciottoli, talora embriciati, da sabbie grossolane e sabbie limose, talora da blocchi. Si rinvencono negli alvei attuali o costituiscono terrazzi poco più alti dell'alveo attuale, nell'ambito delle aree golenali e non cartografabili separatamente

Questi depositi appaiono fortemente influenzati sia da fenomeni naturali che da interventi antropici; fra i primi si evidenziano le frane, anche di ridotte dimensioni, che talora provocano localizzati sbarramenti lungo i corsi d'acqua; fra i secondi le opere trasversali al corso d'acqua, quali briglie, soglie e rampe.

6.14 - DEPOSITO DI SPIAGGIA ATTUALE (g_{2a})

Sabbie e sabbie ghiaiose medio-fini e grossolane, ghiaie sabbiose e ciottolame eterometrico, anche grossolano fino a blocchi, di natura arenacea, sia silicoclastica che calcarenitica, a luoghi calcareo-marnosa, in accordo con le litologie

affioranti lungo il tratto di costa. Questi sedimenti sono modellati dalla dinamica attuale delle correnti marine. I sedimenti a granulometria fine risultano prevalentemente composti da minerali micacei e quarzosi, nonché da clasti minuti arenacei, quelli grossolani da arenarie silicoclastiche e calcaree.

V - TETTONICA

Le principali strutture tettoniche responsabili dell'assetto di quest'area e d'interesse cartografico sono costituite dalle superfici di accavallamento delle unità tettoniche dei *flysch* terrigeni "Internidi" e dalle faglie prevalentemente estensionali che ritagliano le prime e lungo le quali si è avuto il sollevamento delle dorsali carbonatiche.

Le strutture deformative più evidenti alla scala dell'affioramento sono invece le pieghe e la foliazione delle unità terrigene "Internidi" e la fratturazione pervasiva dei carbonati.

Le superfici di accavallamento non sono quasi mai direttamente osservabili sul terreno; tuttavia, grazie al rilevamento litostratigrafico di dettaglio, risultano facilmente cartografabili. Sono generalmente a basso angolo e mostrano frequenti pieghe associate, chiaramente vergenti verso est, a scala sia cartografica che mesoscopica.

Lo stile delle strutture di ordine inferiore associate agli accavallamenti è variabile a seconda della litologia dominante: nei litotipi argillosi e pelitico-arenacei a stratificazione sottile (Formazione delle Crete Nere, Formazione del Saraceno, Argilliti di Genesio, Arenarie di Cannicchio, Arenarie di Pianelli, Argille Varicolori) si rilevano frequenti pieghe strette e isoclinali, generalmente coricate; nei litotipi più competenti e con strati di maggiore spessore (carbonati, Marne e Calcareni del Torrente Trenico, Arenarie di Pollica), prevalgono le pieghe aperte, le faglie inverse e i *joints*.

Nei litotipi argillosi e più antichi (Formazione delle Crete Nere, Argilliti di Genesio) è frequente una foliazione pervasiva mentre nei *flysch*, in prossimità delle principali zone di taglio, oltre alla foliazione si osserva un marcato *boudinage*. Negli affioramenti della Formazione del Saraceno frequentemente si osser-

vano due generazioni di pieghe non coassiali che danno origine a figure di interferenza di tipo 2 di RAMSEY (1967). Queste strutture sono ben riconoscibili soprattutto lungo la costa, nel Foglio n. 519 "Capo Palinuro", in particolare negli affioramenti di Torre di Caleo (Acciaroli), Punta Telegrafo (Marina di Ascea) e nei dintorni di Marina di Pisciotta. Le pieghe di prima fase sono generalmente strette e coricate, talora isoclinali, con vergenza verso nord-est; quelle di seconda fase sono aperte, con superfici assiali sub-verticali, orientate circa N-S e NE-SW (vedere anche MAURO & SCHIATTARELLA, 1988). Sulle argilliti di questi affioramenti, MAURO & SCHIATTARELLA (1988) hanno svolto anche uno studio mineralogico mirato a individuare le condizioni deformative ed evidenziando che questi terreni hanno subito un metamorfismo di basso grado, prossimo al limite diagenesi/anchizone.

I carbonati della dorsale del Monte Chianello, oltre a essere interessati da una deformazione fragile pervasiva, mostrano pieghe coricate est-vergenti con superfici assiali sub-orizzontali o immergenti a basso angolo verso sud-ovest. Particolarmente evidenti sono le pieghe della sommità del Monte Varco Cervone, visibili in panoramica dalla strada che da Trentinara porta a Monteforte Cilento. Lungo la stessa strada, tra i chilometri 16 e 17, è osservabile in affioramento un'anticlinale est-vergente con superficie assiale immergente di circa 30° verso sud-ovest.

Le superfici di sovrascorrimento e le strutture associate dei *flysch* terrigeni nonché le pieghe est-vergenti dei carbonati risultano spesso rideformate, e talora obliterate, da strutture fragili, spesso ad alto angolo con movimenti prevalentemente estensionali.

In particolare, lungo il bordo sudoccidentale della dorsale carbonatica del Monte Chianello, a contatto con le unità terrigene, si osservano faglie di direzione variabile tra E-W e NW-SE, caratterizzate da piani sub-verticali con indicatori cinematici sia *dip-slip* sia *strike-slip*, che localmente, quando immergono verso NE, possono assumere anche carattere inverso; non ci sono però evidenze di importanti retroscorrimenti a basso angolo dei carbonati sui *flysch* terrigeni come ipotizzato da ZUPPETTA & MAZZOLI (1995, 1997).

La componente trascorrente lungo le faglie che bordano il versante sudoccidentale della dorsale carbonatica (vedere anche SAIITO *et alii*, 2002) è in accordo con gli attuali rapporti geometrici delle unità cartografate e con alcune pieghe e faglie che possono essere interpretate come strutture di ordine inferiore associate ad una zona di taglio principale. Ad esempio, da uno sguardo d'insieme alla scala cartografica, lungo l'allineamento costituito dall'alta valle del torrente Trenico, dall'alta valle dell'Alento e dalla valle del torrente Mola si riconoscono locali depressioni tipo bacini di *pull-apart*, in cui si accumulano e si preservano detriti e brecce derivati dallo smantellamento dei carbonati in sollevamento. Più a sud, sul versante destro della valle dell'Alento, si osserva una rotazio-

ne in senso antiorario degli assi delle strutture, che indica una trascorrenza sinistra. Una possibile individuazione di una faglia trascorrente sinistra coincide proprio con il fondovalle dell'alto corso dell'Alento.

I terreni geometricamente più alti, in particolare il Gruppo del Cilento e i Conglomerati di Monte Sacro, si presentano blandamente piegati, per lo più a sinclinale; anche queste pieghe sono spesso ritagliate dalle faglie ad alto angolo. E' possibile dunque che anche queste blande sinclinali siano riferibili alle fasi compressive di strutturazione della catena. E' però possibile che il piegamento a sinclinale e la fratturazione siano dovuti in parte anche a deformazioni per gravità secondo il modello delle "*gravity synclines*" proposto da BORGIA *et alii* (1997) e CARENA *et alii* (1998). Infatti, non è da escludere, a nostro avviso, che il carico di oltre 2000 metri di rocce competenti come le arenarie, le marne e i conglomerati del Gruppo del Cilento e dei Conglomerati di Monte Sacro su rocce meno competenti e molto deformate come le argille della Formazione delle Crete Nere e le alternanze argilloso-calcaree della Formazione del Saraceno possano causare una deformazione da carico che si manifesta con blande sinformi che si fratturano facilmente, dato il comportamento prevalentemente fragile delle rocce arenacee a livelli di deformazione così superficiali. Il carico può determinare anche una deformazione ulteriore ed un'estrusione dei terreni sottostanti meno competenti. Ciò spiegherebbe l'aspetto tipo *mélange* di alcuni affioramenti della Formazione del Saraceno immediatamente sottostanti le "placche" del Gruppo del Cilento.

Alla base del Gruppo del Cilento si osservano anche pieghe aperte con cerniera stretta, con geometria a cuspidi, e superfici assiali da verticali a suborizzontali, vergenti verso il Tirreno. Talora si osservano anche pieghe con superfici assiali ripiegate che mostrano una precedente vergenza verso sud-est e un successivo ripiegamento verso W-NW. E' questo il caso delle pieghe a *chevron* e delle *kink-band* delle Arenarie di Cannicchio lungo la costa e lungo il versante sud-occidentale del Monte della Stella, di alcuni affioramenti della Formazione del Saraceno e delle Arenarie di Pollica. Queste strutture Tirreno-vergenti, in particolare le pieghe del Monte Vesalo, sono state interpretate da ZUPPETTA & MAZZOLI (1995, 1997) come il risultato di retroscorrimenti recenti dei carbonati sui *flysch* terrigeni interni. Non essendoci però evidenze di questi retroscorrimenti, in alternativa, queste strutture possono essere spiegate come il risultato di tettonica estensionale a basso angolo, secondo il modello proposto da CARMIGNANI & KLIGFIELD (1990) per la vergenza sud-occidentale della piega di La Spezia e delle pieghe sul versante tirrenico del nucleo metamorfico delle Apuane (vedere anche CARMIGNANI *et alii*, 1994). Questa interpretazione è supportata anche dal fatto che spesso il Gruppo del Cilento e le Arenarie di Cannicchio si presentano meccanicamente svincolati dal proprio substrato, secondo piani di scollamento a basso angolo immergenti verso il Tirreno.

Come poco sopra accennato, al di sotto della superficie di scollamento alla base del Gruppo del Cilento si osservano anche pieghe che mostrano un'originaria vergenza verso est, sia alla scala dell'affioramento che cartografica (vedere ad esempio le geometrie delle deformazioni dei terreni dell'unità Nord-calabrese sottostanti le Arenarie di Pollica al Monte Vesalo nelle sezioni geologiche). Ciò permette di ipotizzare che il Gruppo del Cilento si sia scollato dal suo substrato già durante la fase deformativa est-vergente, responsabile della messa in posto delle "Internidi" sull'unità dei Monti Alburno-Cervati-Pollino, e che successivamente tale scollamento abbia favorito il movimento Tirreno-vergente con ripiegamento delle strutture plicative est-vergenti.

Le deformazioni estensionali ovest- o Tirreno-vergenti interessano terreni serravalliano-tortoniani e rideformano le precedenti strutture, sia i sovrascorrimenti che le pieghe est-vergenti, e sono quindi successive alla fase di messa in posto delle falde. Inoltre, le geometrie sono compatibili con le strutture che bordano i fianchi sud-occidentali delle dorsali carbonatiche (vedere anche le sezioni di MOSTARDINI & MERLINI, 1986 e la sezione CROP-04 in PATACCA *et alii*, 2000) e quindi sulla base delle stile, delle geometrie e dei rapporti di antecedenza le deformazioni ovest-vergenti possono essere interpretate come strutture minori associate alle *master-faults* che hanno determinato il sollevamento dei carbonati.

Nel foglio sono presenti anche evidenze di attività tettonica molto recente. Vari affioramenti dei depositi terrazzati più alti e alcuni lembi relitti dei Conglomerati di Centola si presentano fratturati alla mesoscala. In particolare, nel Vallone di Santa Lucia, immediatamente a est di Sessa Cilento e a nord di Omignano, una zona di affioramento dei Conglomerati di Centola (Pliocene superiore-Pleistocene inferiore) è interessata da due faglie sub-verticali, una orientata circa E-W, l'altra circa NW-SE, con rigetto cartografico destro.

VI - EVOLUZIONE PALEOGEOGRAFICA, STRATIGRAFICA E STRUTTURALE

Sulla base dei dati esposti nei precedenti capitoli “Stratigrafia” e “Tettonica”, è possibile ricostruire le principali tappe evolutive delle unità di questo settore di catena.

La vergenza del trasporto tettonico delle unità terrigene sui carbonati indica che le prime si sono deposte a ovest della piattaforma carbonatica appenninica. Per questa posizione paleogeografica le unità terrigene sono state infatti denominate “Internidi” (SGROSSO, 1986; MOSTARDINI & MERLINI, 1986; AMORE *et alii*, 1988a) e interpretate come deposte su crosta oceanica o continentale assottigliata ad ovest del margine continentale dell’Adria, o dominio interno dell’Appennino meridionale – Calabria settentrionale (GUERRERA *et alii*, 1993), mentre la successione carbonatica affiorante nel Foglio 503 è considerata di pertinenza del dominio esterno dell’Appennino meridionale o margine continentale dell’Adria, più precisamente la piattaforma carbonatica paleogeograficamente più occidentale (vedere per esempio le sintesi di SGROSSO, 1986; MOSTARDINI & MERLINI, 1986; GUERRERA *et alii*, 1993).

Per l’associazione geometrica con unità ofiolitiche (unità del Frido), per la presenza di facies pelagiche varicolorate e torbiditi marnoso-calcaree, nonché per l’interpretazione sulla posizione paleogeografia, queste unità terrigene alloctone sono state in passato correlate con le liguridi dell’Appennino Settentrionale (OGNIBEN, 1969). Tuttavia, l’età prevalentemente oligo-miocenica porta ad escludere tale correlazione. Le Liguridi, infatti, sono definite come i depositi formati nel paleo-oceano ligure-piemontese tra il Giurassico superiore e l’Eocene inferiore e strutturati in unità tettoniche dalla fase ligure (Eocene medio)

(SESTINI, 1970; ELTER, 1975; ABBATE & SAGRI, 1981; ELTER & MARRONI, 1991). In accordo con GUERRERA *et alii* (1993), per il bacino di sedimentazione delle unità terrigene del Cilento è possibile ipotizzare una posizione paleogeografia intermedia, cioè tra il bacino ligure e il margine continentale dell'Adria, analoga a quella del dominio subligure. Questa ipotesi di correlazione è supportata anche dall'età recentemente attribuita ai terreni subliguri che, sulla base di analisi del nannoplancton calcareo, raggiunge la parte terminale dell'Oligocene superiore (vedere ad esempio CERRINA FERONI *et alii*, 1990a, 1990b; ELTER *et alii*, 1997) e probabilmente il Miocene inferiore (CERRINA FERONI *et alii*, 2002).

La correlazione con le unità subliguri è ipotizzabile anche su base litologica in quanto le facies della Formazione del Saraceno e delle unità ad affinità sicilide del Cilento sono prevalentemente argilloso-calcaree ed evolvono verso l'alto a facies arenaceo-pelitiche mentre sono del tutto assenti le facies con bancate calcareo-marnose tipiche dei flysch eocenici delle unità liguridi (vedere ad esempio CERRINA FERONI *et alii*, 1990a, 2002; ELTER *et alii*, 1997).

Anche la posizione geometrica è meglio compatibile con quella delle unità subliguri; infatti, nell'Appennino Settentrionale, quando presenti, le unità subliguri sono direttamente sovrapposte o sulla successione carbonatica meso-cenozoica del dominio tosco-umbro o sulla relativa copertura terrigena oligo-miocenica, mentre le liguridi, essendo geometricamente più alte, sono a diretto contatto con le unità tosco-umbre solo laddove le unità subliguri sono assenti (vedere ad esempio la cartografia di sintesi strutturale dell'Appennino settentrionale di BOCCALETTI & COLI, 1982 o CERRINA FERONI *et alii*, 2002).

La tipologia dei contatti, i rapporti geometrici e l'età delle successioni (Luteziano-Burdigaliano inferiore) permettono di ipotizzare che le unità tettoniche Nord-calabrese e Castelnuovo Cilento si siano strutturate prima della deposizione del Gruppo del Cilento (Miocene medio) (vedere anche BONARDI *et alii*, 1988b e AMORE *et alii*, 1988a). Sebbene in questo foglio i rapporti tra il Gruppo del Cilento e i terreni dell'unità di Castelnuovo Cilento siano sempre tettonici, secondo BONARDI *et alii* (1988b) le Arenarie di Pollica poggiano in discordanza anche sui terreni ad "affinità sicilide". Pertanto, come evidenziato anche dalla *unconformity* alla base del Gruppo del Cilento, la fase tettonica responsabile della strutturazione delle unità tettoniche Nord-calabrese e di Castelnuovo Cilento, è riferibile al Burdigaliano superiore. Una strutturazione precedente alla deposizione delle Arenarie di Pollica spiegherebbe anche la differenza di stile deformativo tra i terreni del substrato, interessati da deformazioni pervasive polifasiche non coassiali, e il Gruppo del Cilento.

Questa ricostruzione è in accordo con l'interpretazione di GUERRERA *et alii* (1993) che definiscono sin-orogenici i depositi dell'unità Nord-calabrese e le sicilidi e tardo-orogenici i depositi del Gruppo del Cilento e di Monte Sacro.

Anche secondo questi Autori, il Gruppo del Cilento sutura le falde costituite dai *flysch* formati nell'oceano ad ovest dell'Adria.

Nel Burdigaliano superiore si registra un'importante discontinuità anche nell'evoluzione della successione carbonatica che subisce un brusco annegamento; dai depositi di piattaforma (Formazione di Roccadaspide o di Cerchiara Calabra) si passa bruscamente a depositi di avanfossa (Formazione del Bifurto).

Dopo questa fase non si registrano altre importanti deformazioni fino alla messa in posto delle falde sulla successione carbonatica. Essendo il tetto delle Calciruditi ed Arenarie di Piaggine di età almeno tortoniana (CASTELLANO *et alii*, 1997), il ricoprimento delle unità terrigene interne sull'unità dei Monti Alburno-Cervati-Pollino è probabilmente non più antico del Tortoniano superiore.

Lo stile a *duplex* della catena, osservabile soprattutto da dati di sottosuolo (LENTINI *et alii*, 1996), permette di ipotizzare che anche la strutturazione dell'unità tettonica dei Monti Alburno-Cervati-Pollino e il sovrascorrimento sulle unità lagonegresi sia riferibile a questa fase. L'attribuzione cronologica all'intervallo Serravalliano-Tortoniano delle Calciruditi ed Arenarie di Piaggine implica che questa formazione si è deposta prima della fase tettonica del Tortoniano superiore, e quindi prima della strutturazione dell'unità tettonica dei Monti Alburno-Cervati-Pollino, e perciò, dato anche che il limite inferiore è discordante ma non tettonico, può essere considerata appartenente a questa unità tettonica.

La sedimentologia e la petrografia dei depositi di *piggy-back* (Gruppo del Cilento e Calciruditi ed Arenarie di Piaggine) indicano però una notevole attività tettonica dei margini dei bacini anche durante la sedimentazione, vale a dire per tutto il Miocene medio e l'inizio del Miocene superiore. Infatti, a partire dal Langhiano si registra un netto cambio di facies e di composizione del detrito arenitico (vedere anche CRITELLI, 1991, 1993). Dalle torbiditi di piana bacinale a composizione prevalentemente subarcosica della Formazione del Saraceno e delle Arenarie di Cannicchio, si passa a depositi grossolani di bacino confinato a composizione litica delle Arenarie di Pollica e Formazione di San Mauro. Analoghe variazioni di facies e di composizione si osservano anche nei depositi al tetto della successione carbonatica; dai depositi pelagici e bacinali, a composizione quarzoarenitica e arcosica della Formazione del Bifurto si passa ai depositi grossolani e spesso caotici, a composizione prevalentemente litica, delle Calciruditi ed Arenarie di Piaggine. L'evoluzione composizionale delle areniti e dei conglomerati indica anche un aumento delle aree sorgenti e quindi delle aree in erosione (CRITELLI, 1991, 1993). In particolare, nei bacini di *piggy-back* (Gruppo del Cilento, Calciruditi ed Arenarie di Piaggine) diventa frequente la deposizione di megatorbiditi, *slumps* e olistostromi, ricchi di elementi extraformazionali provenienti dalle unità del substrato.

Nella Formazione di San Mauro sono state rinvenute anche intercalazioni di

vulcanoclastiti poco rimaneggiate che indicano attività effusiva penecontemporanea nel Serravalliano (CRITELLI, 1987; CRISCI *et alii*, 1988).

Considerando la messa in posto delle "Internidi" sull'unità tettonica dei Monti Alburno-Cervati-Pollino non più antica del Tortoniano superiore, è probabile che il sollevamento della dorsale carbonatica sia cominciato non prima del Messiniano-Pliocene inferiore.

Come descritto nel precedente capitolo, tale sollevamento, almeno nell'area del foglio, presenta una componente *strike-slip*, mentre non ci sono evidenze di importanti retroscorrimenti dei carbonati sui *flysch* terrigeni. Le strutture compressive più evidenti (pieghe con superfici assiali orizzontali), visibili lungo i versanti del Monte Varco Cervone, hanno vergenza verso est e sono quindi compatibili con la messa in posto delle falde e con la strutturazione a *duplex* descritta in letteratura (LENTINI *et alii*, 1996).

Anche le deformazioni estensionali Tirreno-vergenti, poiché interessano terreni serravalliano-tortoniani rideformando le superfici di sovrascorrimento tra le unità con geometrie compatibili con le strutture che bordano i fianchi meridionali delle dorsali carbonatiche, sono interpretabili come non più antiche del Messiniano-Pliocene inferiore.

Infine, come descritto nel precedente capitolo, sono presenti anche evidenze di attività tettonica non più antica del Pleistocene inferiore-medio; alcuni affioramenti dei depositi terrazzati più alti e alcuni lembi relitti dei Conglomerati di Centola sono fratturati e fagliati. Poiché una di queste faglie recenti, la faglia E-W che interessa i Conglomerati di Centola nel Vallone di Santa Lucia, taglia anche la superficie di scollamento alla base della Formazione di San Mauro, ne consegue che l'età dello scollamento a basso angolo risulta confinata tra il Pliocene inferiore e il Pleistocene inferiore.

VII - CENNI DI GEOMORFOLOGIA E GEOLOGIA APPLICATA

(a cura di R. M. Toccaceli)

Nella sua complessiva e prevalente omogeneità fisiografica, il territorio rilevato presenta alcuni elementi morfologici di spicco caratterizzati da differenze strutturali e litologiche. Il generale andamento altimetrico conferisce ai luoghi un caratteristico aspetto collinare, con culminazioni di tipo montuoso corrispondenti ai rilievi del Monte Sacro o Gelbison (1705 metri, appena fuori foglio verso SE), del Monte della Stella (1130 metri) e della dorsale carbonatica del Monte Chianello (1314 metri). I primi due sono costituiti dalla successione terrigena del Gruppo del Cilento, mentre il terzo appartiene all'Unità dei Monti Alburno-Cervati-Pollino e rappresenta la prosecuzione naturale verso sud-est delle dorsali di Monte Soprano e Monte Sottano. In generale, l'andamento morfologico di quest'area mostra chiare evidenze di una morfogenesi complessa ed articolata (poligenicità e polifasicità dell'evoluzione del rilievo), risultato dell'interazione delle variazioni climatiche e delle recenti fasi tettoniche che hanno determinato un ringiovanimento del paesaggio. L'analisi degli aspetti e dei parametri morfometrici del rilievo con preciso riferimento al modellamento dei versanti ed ai processi morfogenetici antichi, recenti ed attuali, evidenzia, per il paesaggio cilentano, una sostanziale e complessiva tendenza evolutiva caratterizzata da una prevalente degradazione e denudazione s.l. e da successivi processi deposizionali, talora anche parossistici. I processi in atto sono del tipo gravitativo secondo movimenti di massa o per dilavamento concentrato e/o diffuso in relazione alle litologie interessate. A scala regionale si individua un reticolo idrologico superficiale di primo ordine a medio-bassa densità costituito dai corsi d'acqua

responsabili della deposizione di alluvioni intravallive prevalentemente ciottolose e conglomeratiche; questo ricalca, e talvolta esalta, lineamenti tettonici di significato cartografico e talora regionale. Quasi tutti i corsi d'acqua che attraversano il foglio appartengono ai bacini del fiume Alento e del fiume Calore, affluente di sinistra del fiume Sele, ad eccezione di alcuni bacini minori, come il rio Lavis, il torrente Testene e il fiume Solofrone, che dopo pochi chilometri sfociano a mare nel tratto di costa compreso tra Agnone, Agropoli e Paestum.

1 – IDROLOGIA

1.1– IDROLOGIA SUPERFICIALE

Il reticolo idrologico superficiale è rappresentato principalmente dai fiumi Alento, Calore, Solofrone e Testene. Essi mostrano un andamento abbastanza regolare ed allineato rispetto all'assetto geologico-strutturale del territorio e sono tutti incisi entro valli alluvionali simmetriche. In molti casi, sui fianchi dei corsi d'acqua principali sono presenti conoidi più o meno ampie e spesse, solitamente con gradiente medio-basso; bassi valori di pendenza caratterizzano anche il profilo dei tributari. Evidenti sono le conoidi alluvionali che si affacciano sul fiume Alento e sul fiume Calore, sempre in sinistra idrografica; altre, di minore entità, raccordate e/o addolcite dalle alluvioni di fondovalle, si rinvengono lungo la valle del fiume Solofrone. I corsi d'acqua che le formano hanno un carattere torrentizio con piene stagionali controllate dalla variabilità del regime pluviometrico. Nel complesso l'idrografia superficiale disegna un *pattern* rettangolare e/o angolato, evidentemente controllato dai lineamenti strutturali. Il fiume Alento taglia il territorio del foglio sovrainponendosi, per quasi tutto il suo percorso, a lineamenti strutturali che determinano l'andamento dapprima quasi est-ovest e poi quasi nord-sud, divagando nella stretta ed allungata area golenale fino a raggiungere la piana costiera, e quindi il mare, all'altezza degli abitati di Casalvelino e Marina di Ascea. I principali corsi d'acqua tributari si dispongono quasi completamente in sinistra idrografica (fiumara della Selva dei Santi, torrente Fiumarella, torrente Badolato) evidenziando un quasi completo raccordo del profilo longitudinale alla confluenza. Il fiume Calore, attraversa il territorio per un breve tratto, bordando a nord-est la struttura di Monte Chianello ed i settori pedemontani. Il fiume Solofrone, borda, immediatamente a nord-ovest, ai limiti del foglio, il fronte dei rilievi collinari degradante verso la piana del fiume Sele, e sfocia direttamente a mare in prossimità della stazione di Ogliastro Marina. Il torrente Testene si sviluppa per un breve tratto al margine occidentale del foglio, sfociando in prossimità dell'abitato di Agropoli.

In generale l'andamento dei corsi d'acqua è debolmente meandriforme con un ampio alveo di magra e con terrazzi di esondazione laterali, a luoghi pedogenizzati, frequentemente utilizzati per scopi agricoli. In alcuni punti l'approfondimento degli alvei, connesso probabilmente ad un ringiovanimento di età tardo-pleistocenica, e fenomeni di erosione laterale di sponda consentono l'affioramento del substrato.

1.1.1 - *Fiume Alento*

Nasce dai rilievi collinari e montuosi che sovrastano gli abitati di Stio e Gorga, e si sviluppa parallelamente alla dorsale di Monte Chianello, con direzione ESE-WNW, probabilmente impostato lungo una zona di faglia che determina una valle stretta e caratterizzata sui versanti che la sottendono in destra idrografica dalla presenza di processi erosivi e denudazionali, configurati su litologie prevalentemente argilloso-arenacee. Poco dopo l'abitato di Monteforte Cilento, l'Alento devia bruscamente verso sud-ovest, attraversando la valle impostata tra le dorsali degli abitati di Cicerale e Ostigliano; all'altezza della confluenza del Vallone di Prognato, tributario in destra orografica, si erge la diga in terra che ostruendo il normale deflusso del fiume consente la formazione dell'omonimo bacino artificiale. A valle della diga il corso del fiume Alento riprende secondo un allineamento all'incirca nord-sud, divagando nella valle alluvionale che da quel punto si apre verso il mare dove il fiume sfocia in prossimità dell'abitato di Casalvelino. Lungo questo tratto riceve il contributo, seppure discontinuo, dei torrenti Fiumicello e Badolato (quest'ultimo con confluenza fuori carta) e della fiumara della Selva dei Santi. Attraversa per la quasi totalità del percorso le litologie del Gruppo del Cilento, ed in alcuni casi, quelle riferite ai terreni ad "affinità sicilidi" e, talora, alle sicilidi s.s. e alla Formazione del Bifurto. Nel tratto compreso tra lo sbarramento artificiale del bacino e la foce, si allontana decisamente dai versanti idrografici.

1.1.2 - *Fiume Calore*

Attraversa il foglio nel quadrante nord-orientale bordando, parzialmente, le strutture carbonatiche della zona Campora-Monte Piano e della dorsale del Monte Chianello; nel tratto di versante compreso tra gli abitati di Magliano Nuovo e Felitto, il fiume si insinua nella struttura del Monte Chianello individuando, per sovraimposizione, una forra tra le propaggini più meridionali del Monte Chianello e il Monte Ceglie. Più del 50% del suo percorso è tagliato nelle litologie carbonatiche dell'Unità dei Monti Alburno-Cervati-Pollino, per cui

risulta quasi privo di depositi relitti e ricco di depositi ciottolosi nel letto in evoluzione. Soltanto tra gli abitati di Felitto ed il limite settentrionale del foglio si rinvencono depositi alluvionali antichi terrazzati al di sopra dell'attuale livello di base. Per la restante parte attraversa le unità argilloso-marnose e argilloso-arenacee dei terreni ad "affinità sicilide" e della Formazione del Bifurto; in questo caso lo sviluppo del corso d'acqua è meandriforme con formazione di superfici terrazzate, talora con depositi antichi e recenti.

Nel tratto compreso tra le strutture carbonatiche di Campora-Monte Piano e del Monte Chianello, in cui attraversa i terreni ad "affinità sicilide" e della Formazione del Bifurto, riceve i contributi del torrente Trenico, affluente in sinistra idrografica, e del Vallone Scaraviello in destra.

1.1.3 - Fiume Solofrone

Ubicato al margine nord-occidentale del Foglio, nasce dalla confluenza tra il Vallone Tremonti, alimentato dalle sorgenti poste alle pendici meridionali del Monte Sottano (F. 487 Roccadaspide), ed il torrente La Mola, corso d'acqua effimero e a regime torrentizio. Da quel punto, poco a valle della località San Giuseppe, si sviluppa in senso est-ovest verso la linea di costa dove sfocia in prossimità della vecchia stazione ferroviaria di Ogliastro Cilento. Le aree di fondovalle e di piana costiera attraversate risultano ben raccordate con i rilievi circostanti a testimoniare il graduale e lento alluvionamento, contestualmente alla produzione detritica dei versanti circostanti. Lungo la fascia di raccordo con la piana costiera, in località Mattine, alcuni sondaggi meccanici hanno rinvenuto in profondità lenti e/o bancate di travertini, affioranti poco a nord, nonché sedimenti di spiaggia fossile con contenuto bioclastico.

1.1.4 - Torrente Testene

Con un andamento all'incirca allineato nord-sud e debolmente articolato dalla struttura geologica, il torrente Testene prende origine dalla propaggini più occidentali del Monte della Stella nei pressi dell'abitato di Perdifumo, sfociando all'altezza della piccola piana costiera di Agropoli-Castellabate. I corsi d'acqua tributari, incastrati in strette e lunghe aree di fondovalle, si coniugano con la piana alluvionale del torrente Testene, tutti in destra idrografica del tratto terminale. Tutto il suo percorso è impostato nelle litologie arenaceo-marnose della Formazione di San Mauro (Gruppo del Cilento).

1.2 - IDROLOGIA SOTTERRANEA

Come appena descritto, il *pattern* prevalente che caratterizza il reticolo idrografico è di tipo rettangolare o angolato, per cui è abbastanza evidente il controllo lito-strutturale.

Una prima differenziazione sostanziale, che consente di definire e distinguere una serie di complessi principali in funzione del grado di permeabilità relativa a scala regionale, risulta realizzabile tenendo conto delle caratteristiche litostratigrafiche delle principali unità stratigrafiche a livello di gruppo di formazioni. Vengono, quindi, privilegiati ed esaltati gli aspetti litostratigrafici, geometrici e tipologici dei principali contatti, per cui si hanno i seguenti raggruppamenti:

COMPLESSO CALCAREO-DOLOMITICO (successione carbonatica di piattaforma dell'Unità dei Monti Alburno-Cervati-Pollino) caratterizzato da un alto valore della permeabilità relativa secondaria, per fratturazione e carsismo.

COMPLESSO MARNOSO-CALCAREO ED ARGILLOSO-ARENACEO (terreni delle unità Nord-calabrese, Castelnuovo Cilento, Sicilidi e delle formazioni del Bifurto e di Piaggine) caratterizzato da un valore della permeabilità relativa da bassa a nulla.

COMPLESSO ARENACEO-MARNOSO-CONGLOMERATICO (Gruppo del Cilento e Conglomerati di Monte Sacro) caratterizzato da un valore della permeabilità relativa da medio a medio-alto.

COMPLESSO DETRITICO-ALLUVIONALE (depositi clastici quaternari) caratterizzato da un valore della permeabilità da medio a medio-alto.

Il basso e/o medio valore della permeabilità relativa dei sedimenti terrigeni è dovuto principalmente al carattere primario della permeabilità stessa; viceversa un aumento di tale valore è dovuto alla permeabilità secondaria. Lo schema così proposto tiene conto della scala dell'osservazione in relazione alla distribuzione areale e spessore geometrico delle unità riconosciute. Le sorgenti principali, di particolare interesse idrogeologico e sociale, si distribuiscono solitamente in corrispondenza dei limiti di permeabilità per cui è stato possibile distinguere i principali complessi idrogeologici. Le portate della maggioranza di tali sorgenti risultano solitamente inferiori ai 2 l/s, per una stretta rimanenza si arriva a valori compresi tra 2 e 10 l/s (GUIDA *et alii*, 1980). Le portate maggiori (fino a 20-50 l/s), per ovvi motivi, si realizzano ai margini dei massicci carbonatici, peraltro poco presenti nell'ambito del foglio, oppure al passaggio con successioni terrigene grossolane costituenti strutture idrogeologiche di estensione significativa. Relativamente alle caratteristiche dell'emergenza idrica, la tipologia più diffusa è quella per limite di permeabilità definito; in alcuni casi si hanno sorgenti per soglia di permeabilità, con rapporti tra litologie a diversa permeabilità condizionati dalla presenza di strutture tettoniche, per cui l'andamento geometrico, uni-

tamente alla litologia, ne definisce la posizione rispetto all'acquifero. Un sistematico e, talora, molto frequente sistema idrico-sorgentizio, a carattere stagionale, si realizza nell'ambito della distribuzione e spessore dei membri e/o litofacies che caratterizzano le successioni terrigene a sviluppo ritmico. E' il caso della Formazione di San Mauro (Gruppo del Cilento) costituita da un'alternanza arenaceo-marnosa, talora monotona (vedi Monte della Stella).

2 - FENOMENI DI DISSESTO

I principali processi morfogenetici in atto sono riconducibili prevalentemente a movimenti gravitativi e/o a processi di dilavamento s.l. e risultano essere strettamente collegati alla natura litotecnica delle unità riconosciute ed alla sistematica variabilità litostratigrafica che si rileva lungo lo sviluppo delle successioni. A questo si aggiunge, quale carattere predisponente, e talvolta determinante, il locale assetto geometrico-strutturale che vede, prevalentemente, la sovrapposizione di litologie a comportamento fragile su litologie a comportamento plastico, per un maggiore contenuto di sedimenti argillosi. L'esposizione più o meno completa del contatto, molto spesso netto e di natura meccanica, talora graduale (fascia di deformazione lungo il contatto), e la posizione altimetrica lungo lo sviluppo del versante, costituiscono fattori predisponenti l'innescio di fenomeni franosi anche di notevoli dimensioni. In alcuni casi sono riconoscibili forme, non cartografabili, legate ad antichi dissesti, i cui depositi, presenti sotto forma di lembi relitti, risultano chiaramente associati a condizioni climatiche e morfoevolutive non compatibili con quelle attuali.

La distribuzione e tipologia dei fenomeni franosi risente, come accennato, in primo luogo delle caratteristiche litologiche e strutturali, nonché, a tratti, della degradazione superficiale. Per ovvi motivi, le unità caratterizzate dalla prevalente presenza di litologie argillose, risultano interessate da un maggiore grado di erodibilità, sia diffusa che concentrata, ed una maggiore propensione al dissesto di natura franosa. Queste corrispondono chiaramente alle litologie delle formazioni del Saraceno e delle Crete Nere, dell'unità Castelnuovo Cilento, dell'unità Sicilide e della Formazione del Bifurto. I dissesti dei terreni del Gruppo del Cilento, fanno capo, per la porzione litostratigraficamente più bassa, alle caratteristiche geometriche e strutturali del contatto con il relativo substrato a prevalente componente argillosa. Proseguendo nella successione, a causa della ritmica alternanza e della variabilità stratimetrica delle litologie affioranti (in particolare modo per la Formazione di San Mauro) si rileva una propensione al dissesto gravitativo di tipo statico, per progressiva plasticizzazione delle litozone marnose e marnoso-arenacee, gravate dal peso degli orizzonti guida costituiti dalle bancate carbonatiche (le cosiddette "fogliarine").

Lungo la dorsale carbonatica di Monte Chianello, tra la Rupe della Conca e Felitto, sono presenti evidenze di una Deformazione Gravitativa Profonda di Versante per scorrimento lungo il versante caratterizzato da assetto degli strati a franapoggio inclinati come il pendio.

2.1 – FRANE

Relativamente alla franosità e/o predisposizione al dissesto secondo fenomeni gravitativi di massa, il 50-60% del territorio rilevato è caratterizzato da un assetto geometrico-strutturale per cui le litologie a prevalente componente argillosa e marnoso-argillosa (substrato del Gruppo del Cilento; Formazione del Bifurto), si distribuiscono quasi sempre alla base o lungo la porzione mediana del profilo morfometrico del versante a partire, a luoghi, dal livello di base del reticolo idrografico attuale. Tra l'altro, tali unità sono quasi sempre interessate da deformazioni alla scala dell'affioramento ed alla mesoscala, ovvero evidenziano una struttura originariamente di tipo caotico o livelli di spinta e degradazione fisico-meccanica tali da predisporre naturalmente queste litologie al dissesto.

2.1.1 - *Distribuzione e tipologia dei movimenti franosi*

Il rilevamento geologico ha offerto l'opportunità, attraverso la definizione dell'assetto geometrico-strutturale e litostratigrafico, di raggruppare le unità riconosciute in termini di composizione litologica e di sviluppo litostratigrafico in relazione al comportamento litomeccanico e ai movimenti di versante riscontrati, secondo il seguente schema:

COMPLESSO DETRITICO ED ALLUVIONALE

Scoscendimenti e scorrimenti lungo i tagli, di origine antropica o naturale, lungo sponda in alveo.

COMPLESSO DEL SUBSTRATO DEL GRUPPO DEL CILENTO, UNITÀ SICILIDE E FORMAZIONE DEL BIFURTO

Sono i terreni interessati dalla maggiore densità di fenomeni franosi. Su queste litologie, a prevalente componente argillosa, si sviluppano prevalentemente fenomeni franosi del tipo scorrimento rotazionale e traslazionale, colate, e talora con cinematiche complesse per nette e/o graduali variazioni litotecniche nell'ambito della successione litostratigrafica. Tali fenomenologie vengono esaltate ed intensificate per la particolare posizione stratigrafica e talora geometrica, lungo il profilo del versante esposto, quasi sempre basale e/o mediana, della facies pelitico-arenacea (argilliti e torbiditi sottili) delle formazioni delle Crete Nere e del Saraceno.

COMPLESSO DEL GRUPPO DEL CILENTO

La successione espone alla base le Arenarie di Pollica, poggianti sulle Arenarie di Cannicchio e sulla Formazione del Saraceno, spesso con contatto tettonizzato. L'intensa fratturazione e deformazione predispone tali litologie all'insorgere di fenomeni franosi per crollo, sgretolamento progressivo e/o scorrimenti rotazionali con evoluzione a colata, per la presenza dell'appoggio sui termini prevalentemente argillosi. Si prosegue, per oltre un migliaio di metri, in continuità stratigrafica, con la Formazione di San Mauro costituita da un'alternanza arenaceo-pelitica e marnosa, nonché conglomeratica. Sono stati riconosciuti una serie di orizzonti guida, che per la loro distribuzione verticale e spessore stratigrafico, di ordine metrico e decametrico, acquistano un significato fondamentale nella stabilità dei versanti e dei processi morfoevolutivi. Scorrimenti traslativi sono presenti, nel caso di successione stratificata, lungo piani di strato (*rock slide*) di porzioni di successione da poco ad intensamente fratturata. Nel caso specifico dei megastrati marnoso-calcarei denominati "fogliarine", per l'intensa fratturazione che caratterizza l'ammasso roccioso secondo sistemi di *joints* variamente orientati, si realizzano, condizioni di predisposizione al distacco di cunei rocciosi, ovvero di porzioni di svariati metri cubi di roccia. In altri casi la presenza lungo il versante dei megastrati calcareo-marnosi in appoggio stratigrafico sui termini arenaceo-marnosi stratificati della medesima successione, realizza precarie condizioni di stabilità morfologica, per la progressiva e naturale degradazione fisico-meccanica delle litologie sottostanti. In questi casi si realizzano anche fenomeni franosi del tipo crollo (*rock-fall*) e ribaltamento (*toppling*).

COMPLESSO CARBONATICO

Sono frequenti i fenomeni di crollo e/o ribaltamento lungo i versanti carbonatici indotti solitamente dalla presenza di un fitto sistema di discontinuità primarie e secondarie che interessano tali litologie. In alcuni casi, coltri detritiche disposte lungo i versanti (macereti) possono dar luogo a fenomeni di colamento rapido (*debris-flow*).

Nell'area della dorsale carbonatica del Monte Chianello compresa tra Rupa della Conca e Felitto, sono presenti elementi superficiali, quali pieghe e fratture localizzate, trincee e scarpate ad anfiteatro con accumulo di detrito di falda alla base, concentrazione di sorgenti, che permettono di ipotizzare una Deformazione Gravitativa Profonda di Versante per scorrimento nei Calcari di Monte Varco Cervone. Questo tipo di deformazione appare evidente sia in carta che nella sezione B-B¹. In particolare colpisce il fatto che le pieghe sono localizzate e non proseguono lateralmente e sembrano piuttosto superficiali, così da non influenzare sostanzialmente la geometria della formazione, che si raccorda perfettamente dal crinale di Rupa della Conca al fondovalle del Calore secondo una monoclinale inclinata a franapoggio come il pendio; l'inclinazione media degli strati e del pendio sia sul crinale che nel fondovalle è di circa 30° verso NE. Tale

deformazione sembra limitata verso sud da una faglia orientata circa SO-NE, che presenta rigetto estensionale con componente orizzontale destra, disloca le formazioni soprastanti (TRN, FRC e BIF) e influenza il corso del fiume Calore.

2.2 - ALTRI FENOMENI DI DISSESTO

La natura litologica delle coltri di alterazione e delle coperture detritiche di versante, talora caratterizzate da spessori considerevoli, evidenziano caratteristiche forme erosionali riconducibili a fenomeni di dilavamento concentrato e/o diffuso.

Sui versanti costituiti da substrato argilloso o con coperture detritiche di spessore considerevole, si sviluppano talora profonde incisioni fino alla formazione di veri e propri calanchi.

Nell'ambito degli affioramenti delle unità a prevalente componente argillosa (substrato del Gruppo del Cilento, Unità di Castelnuovo Cilento p.p., Unità Sicilide e Formazione del Bifurto p.p.) si riconoscono evidenze morfologiche di movimenti gravitativi della porzione corticale alterata e pedogenizzata connessi a fenomeni di soliflusso e *soil creep*.

BIBLIOGRAFIA

- ABBATE E. & SAGRI M. (1982) - *Le unità torbiditiche cretacee dell'Appennino settentrionale ed i margini continentali della tetide*. Mem. Soc. Geol. It., 24, 115-126.
- AMBROSETTI P., BARTOLINI C., BOSI C., CARRARO F., CIARANFI N., PANIZZA M., PAPANI G. VEZZANI L. & ZANFERRARI A. (1987) - *Neotectonic map of Italy (scale 1:500.000)*. C.N.R. Prog. Fin. Geodinamica.
- AMORE F. O., BONARDI G., CIAMPO G., DE CAPOA P., PERRONE V. & SGROSSO I. (1988a) - *Relazioni tra "Flysch interni" e domini appenninici: reinterpretazione delle formazioni di Pollica, San Mauro e Albidona nel quadro della evoluzione inframiocenica delle zone esterne appenniniche*. Mem. Soc. Geol. It., 41, 285-297.
- AMORE F. O., CIAMPO G., DE CAPOA P. & RUGGIERO-TADDEI E. (1988b) - *Problemi biostratigrafici dei sedimenti terrigeni nell'Appennino centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., 41, 621-625.
- ARCHER A. W., KVALE E. P. & JOHSON H. R. (1990) - *Discussion on Late Precambrian tidal rhythmites in South Australia and the history of the Earth's rotation*. Journ. Geol. Soc., London, 147, 401-402.
- ARCHER A. W. & FELDMAN H. R. (1994) - *Tidal rhythmites in fine-grained in Carboniferous limestone, U.S.A.*. Geobios, Mem. Spec., Lyon, 16, 274-281.
- BAGGIONI M.. (1975) - *Les Cotes du Cilento (Italie du Sud). Morphogenese littorale actuelle et herité*. Méditerranée, s. XII, Tome XXIII, n. 3, Aix en Provence.
- BAGGIONI M.. (1977) - *L'evoluzione quaternaria dei versanti calcarei dans le Massif du Mont Bulgheria (Italie meridionale)*. Actes du Symposium sur le Versants en Pays Méditerranéens, Aix en Provence, 1973, C.E.G.E.R.M., 5, 57-62.
- BAGGIONI M., SUC J.P. & VERNET J. L. (1981) - *Le Plio-Pleistocene de Camerota (Italie Meridionale). Geomorphologie et Paleoflores*. Geobios, 14 (2), 229-237.
- BARATTOLO F. & DE CASTRO P. (1991) - *Distribuzione delle alghe e dei foraminiferi nelle facies di piattaforma carbonatica del Mesozoico della Campania*. In: BARATTOLO F., DE CASTRO P. & PARENTE M. (eds.), "5th Int. Symp. on Fossil Algae", Field Trip Guide Book, Capri, 7-12 aprile 1991.
- BARATTOLO F. & PARENTE M. (1991) - *Site 11 - Late Cretaceous-Paleogene of Roccadaspide (Salerno, Campania)*. In: Barattolo F., De Castro P., Parente M. (Eds.) *Field Trip Guide-Book*, 5th. Int. Symp. on Fossil Algae. Capri, 7-12 Aprile 1991.
- BIFFI U. & MANUM S. M. (1988) - *Late Eocene-Early Miocene dinoflagellate cyst from the Marche Region (Central Italy)*. Boll. Soc. Paleont., 27(2), 163-212.
- BLOW W. H. (1967) - *Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy*. Proceed. First Intern. Plank. Confer., Geneva, 1, 199-442.
- BONARDI G., CIAMPO G. & PERRONE V. (1985) - *La Formazione di Albidona nell'Appennino calabro-lucano: ulteriori dati stratigrafici e relazioni con le unità esterne appenniniche*. Boll. Soc. Geol. It., 104, 539-549.
- BONARDI G., PERRONE V., AMORE F.O., CIAMPO G., DE CAPOA P. & MESSINA A. (1988a) - *Guida all'esplorazione sul "Complesso Liguride" ed i suoi rapporti con l'arco calabro e le unità appenniniche esterne*. 74 Congresso Nazionale della Soc. Geol. It.; Sorrento, 13-17 Settembre 1988.
- BONARDI G., AMORE F.O., CIAMPO G., DE CAPOA P., MICONNET P. & PERRONE V. (1988b) - *Il Complesso Liguride Auct.: stato delle conoscenze e problemi aperti sull'evoluzione pre-appenninica ed i suoi rapporti con l'arco calabro*. Mem. Soc. Geol. It., 41, 17-35.
- BONARDI G., D'ARGENIO B. & PERRONE V. (1988c) - *Carta geologica dell'Appennino Meridionale alla scala 1:250.000*. In: Mem. Soc. Geol. It., 41.
- BONARDI G., DE CAPOA P. & PERRONE V. (1989a) - *Biostratigrafia a nannofossili dell'Unità Nord-Calabrese*. Conferenza scientifica annuale sulle attività di ricerca dei dipartimenti. 13-15 dicembre 1989, Largo S. Marcellino, Napoli, 29-31.

- BONARDI G., DE CAPOA P. & PERRONE V. (1989b) - *Nannoflore nel Gruppo del Cilento (Formazioni di Pollica, S. Mauro ed Albidona*. Conferenza scientifica annuale sulle attività di ricerca dei dipartimenti. 13-15 dicembre 1989, Largo S. Marcellino, Napoli, 32-33.
- BONI M. (1974) - *Le argille rosse continentali del passaggio Paleocene-Miocene nella piattaforma carbonatica campano-lucana*. Boll. Soc. Geol. It., 93, 1059-1094.
- BONI M., STANZIONE D. & ZENONE F. (1978) - *I depositi argillosi dal Cretacico superiore al Miocene inferiore nella piattaforma carbonatica campano-lucana: variazioni mineralogiche ed evoluzione paleoambientale*. Rend. Accad. Sc. Fis. Mat. Nat. in Napoli. Ser. IV, 45.
- BONINI M. & SANI F. (1999) - *Geological map of the Potenza-Guardia Perticara area (Basilicata, Italy). Scale 1:50,000*. S.EL.CA., Firenze. In: BONINI M. & SANI F. (2000) - *Thrusting, strike-slip faulting and syntectonic deposition in the Potenza-Guardia Perticara area (Basilicata, Southern Apennines, Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., 55.
- BORGIA A., CARENA S., BATTAGLIA A., PASQUARÈ G., TIBALDI A., DE NARDO M. T. & MARTELLI L. (1997) - *Genesis of isolated synclines: is gravitational stress sufficient to create them?*. Il Quaternario, 10(2), 529-534.
- BORRELLI A., CIAMPO G., DE FALCO M., GUIDA D. & GUIDA M. (1988) - *La morfogenesi del Monte Bulgheria (Campania) durante il Pleistocene inferiore e medio*. Mem. Soc. Geol. It. 41, 667-672.
- BOSELLINI A., MUTTI E. & RICCI LUCCHI F. (1989) - *Rocce e successioni sedimentarie*. Collezione di Scienze della Terra. UTET Ed..
- BRANCACCIO L. & SINNO R. (1969) - *Contributo alla conoscenza delle sabbie rosse pleistoceniche della costa del Cilento*. Boll. Soc. Nat. in Napoli, 78, 401-422.
- BRANCACCIO L., CINQUE A., BELLUOMINI G., BRANCA M. & DELITALA L. (1986) - *Isoleucine epimerization dating and tectonic significance of upper pleistocene sea-level feature of the Sele Plain*. Z. Georph. N.F., Suppl. Bd. 62.
- BRANCACCIO L., CINQUE A., RUSSO F., SANTANGELO N., ALESSIO M., ALLEGRI L., IMPROTA S., BELLUOMINI G., BRANCA M. & DELITALA L. (1988) - *Nuovi dati cronologici sui depositi marini e continentali della Piana del F. Sele e della costa settentrionale del Cilento (Campania, Italia meridionale)*. Atti 74.mo Congr. Soc. Geol. It., Sorrento, A, 55-62. Mem. Soc. Geol. It., 41.
- BRANCACCIO L., CINQUE A., RUSSO F., BELLUOMINI G., BRANCA M. & DELITALA L. (1990) - *Segnalazione e datazione di depositi marini tirreniani sulla costa campana*. Boll. Soc. Geol. It., 109, 259-265.
- BRANCACCIO L., FIUME G., GRIMALDI M., RAPOLLA A. & ROMANO P. (1994) - *Analisi gravimetriche nella bassa valle del torrente Solofrana (SA) e considerazioni sulla sua evoluzione quaternaria*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 17, 131-137.
- BRAVI S., CIVILE D., MARTINO C. & BARONE LUMAGA M. R. (IN PREP.) - *Osservazioni geologiche e paleontologiche su di un orizzonte a piante fossili nel Cenomaniano di Monte Chianiello (Appennino meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It.
- CAMMAROSANO A., DANNA M., DE RIENZO F., MARTELLI L., MIELE F. & NARDI G. (2000) - *Il substrato del Gruppo del Cilento tra il M. Vesalo e il M. Sacro (Cilento, Appennino Meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., 119, 395-405.
- CAMPBELL C.V. (1967) - *Lamina, laminaset, bed, bedset*. Sedimentology, 8, 7-26.
- CARANNANTE G., MATARAZZO R., PAPPONE G., SEVERI C. & SIMONE L. (1988) - *Le calcareniti mioceniche della Formazione di Roccadaspide (Appennino campano-lucano)*. Mem. Soc. Geol. It., 41, 775-789.
- CARENA S., BORGIA A., PASQUARÈ G., BATTAGLIA A., FERRARIS M., MARTELLI L. & DE NARDO M. T. (2000) - *Gravity synclines*. J. Geophys. Res., Vol. 105, No. B9, 21819-21833, september 10, 2000.
- CARMIGNANI L. & KLIGFIELD R. (1990) - *Crustal extension in the Northern Apennines: the transition from compression to extension in the Alpi Apuane core complex*. Tectonics, vol. 9, No. 6, 1275-1303, december 1990.

- CARMIGNANI L., DECANDIA F.A., FANTOZZI P.L., LAZZAROTTO A., LIOTTA D. & MECCHERI M. (1994) – *Tertiary extensional tectonics in Tuscany (Northern Apennines, Italy)*. Tectonophysics, 238, 295-315.
- CASTELLANO M.C., & SGROSSO I. (1995)– *Il Miocene nell'Appennino campano-lucano dati, ipotesi e problemi aperti*. IV Conferenza scientifica annuale sulle attività di ricerca dei dipartimenti, 13-15 dicembre 1989, Dip. Scienze della Terra, Univ. "Federico II", Napoli, 67-70.
- CASTELLANO M.C., PUTIGNANO M.L. & SGROSSO I. (1997) - *Sedimentology and stratigraphy of the "Piaggine Sandstones" (Cilento, southern Apennines, Italy)*. Giorn. Geol., ser. 3a, vol. 59/1-2, 273-287.
- CELLO G., LENTINI F. & TORTORICI L. (1990) - *La struttura del settore calabro-lucano e suo significato nel quadro dell'evoluzione tettonica del sistema a thrust sudappenninico*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1990, 27-34.
- CERRINA FERONI A., ELTER P., PLESI G., RAU A., RIO D., VESCOVI P. & ZANZUCCHI G. (1990a) - *Carta Geologica dell'Appennino Emiliano-Romagnolo alla scala 1:50.000 Neviano degli Arduini - Foglio 217*. In: Atti del II Seminario sul Tema Cartografia Geologica, Bologna 21-23/2/1990, Reg. Emilia-Romagna - Serv. Geol. Naz.; Mem. Descr. Carta Geol. d'It., XLVI (1991).
- CERRINA FERONI A., MARTINELLI P. & PERILLI N. M. L. (1990b) - *Stratigrafia e struttura dell'Unità di Canetolo in Val Cedra (Appennino parmense)*. MEM. DESCR. CARTA GEOL. D'IT., XLVI (1991), 301-312.
- CERRINA FERONI A., MARTELLI L., MARTINELLI P. & OTTRIA G. con contributi di CATANZARITI R. (2002) – *Carta geologico-strutturale dell'Appennino Emiliano-Romagnolo, scala 1:250.000*. Reg. Emilia-Romagna, Serv. Geol., Sismico e dei Suoli – CNR, C.S.G.S.A.S., Pisa. S.EL.CA., Firenze.
- CESTARI G. (1971) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 198 Eboi*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- CIAMPO G. (1976) – *Ostracodi pleistocenici di Cala Bianca (Marina di Camerota, Salerno)*. Boll. Soc. Paleont., 15, 3-6.
- CHERCHI A., DE CASTRO P. & SCHROEDER R. (1978) – *Sull'età dei livelli ad Orbitolinidi della Campania e delle Murge baresi*. Boll. Soc. Natur. Napoli, 87, 363-385.
- CHIOCCHINI M., FARINACCI A., MANCINELLI A., MOLINARI V. & POTETTI M. (1994) – *Biostratigrafia a foraminiferi, disaccladali, e calpionelle delle successioni carbonatiche mesozoiche dell'Appennino Centrale (Italia)*. In: "Biostratigrafia dell'Italia Centrale" a cura di Mancinelli A., Studi Geol. Camerti, vol. spec., parte A, 9-128.
- CIESZKOWSKI M., OSZCYPKO N., PESCATORE T., SLACZKA A., SENATORE M. R. & VALENTE A. (1994) - *Excursion A9: Deep-sea clastic sediments and associated megaturbidites and olistostromes (Cenozoic, Cilento, Southern Italy)*. In: Carannante G. & Tonielli R (eds) - Pre-meeting fieldtrip guidebook. 15th IAS Regional Meeting, April 1994, Ischia, Italy.
- CIESZKOWSKI M., OSZCYPKO N., PESCATORE T., SLACZKA A., SENATORE M. R. & VALENTE A. (1995) - *Megaturbiditi calcareo-marnose nelle successioni flyscioidi dell'Appennino meridionale (Cilento, Italia) e nei Carpazi orientali (Polonia)*. Boll. Soc. Geol. It., 114, 67-88.
- CINQUE A., ROMANO P., ROSSKOPF C., SANTANGELO N. & SANTO A. (1992) – *Morfologie costiere e depositi quaternari lungo il promontorio cilentano fra Agropoli e Ogliastro Marina*. In: Conferenza scientifica annuale sulle attività di ricerca dei dipartimenti (1991), Dip. Scienze della Terra, Univ. "Federico II", Napoli, 101-102.
- CINQUE A., ROMANO P., ROSSKOPF C., SANTANGELO N. & SANTO A. (1994) - *Morfologie costiere e depositi quaternari tra Agropoli e Ogliastro Marina (Cilento – Italia meridionale)*. Il Quaternario, 7(1), 3-16.
- CNR (1992) - *Structural Model of Italy, 1:500,000*. A cura di: BIGI G., COSENTINO D., PAROTTO M., SARTORI R. & SCANDONE P., Prog. Fin. Geodin. S.P. 5, Quaderni de "La Ricerca Scientifica" n 114. S.EL.CA., Firenze.
- COCCO E. (1971) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 209 Vallo della Lucania*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.

- COCCO E. & PESCATORE T. (1968) - *Scivolamenti gravitativi (olistostromi) nel flysch del Cilento (Campania)*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, 77, 109-130.
- COLELLA A. & ZUFFA G.G. (1988) - *Megastrati carbonatici e silicoclastici della Formazione di Albidona (Miocene, Appennino meridionale): implicazioni paleogeografiche*. Mem. Soc. Geol. It., 41, 791-807.
- CRISCI G. M., CRITELLI S. & DE ROSA R. (1988) - *Vulcanismo sinsedimentario nella successione terziaria della Formazione di San Mauro (Miocene inferiore, Unità del Cilento), Appennino meridionale*. Miner. Petr. Acta, 31, 159-178.
- CRITELLI S. (1987) - *Petrologia delle areniti della Formazione di S. Mauro (Eocene sup.-Oligocene, Bacino del Cilento), Appennino meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., 38, 601-619.
- CRITELLI S. (1991) - *Evoluzione delle mode detritiche delle successioni arenitiche terziarie dell'Appennino meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., 47, 55-93.
- CRITELLI S. (1993) - *Sandstone detrital modes in the Paleogene liguride complex, accretionary wedge of the Southern Apennines (Italy)*. J. Sed. Petr., Vol. 63, No. 3, May, 1993, 464-476.
- CRITELLI S. & LE PERA E. (1990a) - *Litostratigrafia e composizione della Formazione di Pollica (Gruppo del Cilento, Appennino meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., 109, 511-536.
- CRITELLI S. & LE PERA E. (1990b) - *Composizione e provenienza delle areniti delle formazioni del Torrente Bruca e di Monte Sacro (Cilento, Appennino meridionale)*. Giorn. Geol., ser. 3, vol. 52/1-2, 121-133.
- CRITELLI S., DE CAPOA P., LE PERA E. & PERRONE V. (1994) - *Stratigrafia e petrografia delle Arenarie di Albanella (Valle del Calore, Appennino Campano)*. Boll. Soc. Geol. It., 113, 451-463.
- CRITELLI S., LE PERA E., PERRONE V. & SONNINO M. (1995) - *Le successioni silicoclastiche nell'evoluzione tettonica cenozoica dell'Appennino Meridionale*. Studi Geol. Camerti, vol.spec. 1995/2, 155-165.
- D'ARGENIO B., FERRERI V., GOLUBIC S. & VIOLANTE C. (1992) - *I travertini quaternari dell'Italia centro-meridionale. Ricerche sedimentologiche e paleoambientali*. In: Conferenza scientifica annuale sulle attività di ricerca dei dipartimenti (1991), Dip. Scienze della Terra, Univ. "Federico II", Napoli, 127-129.
- DE BLASIO I., LIMA A., PERRONE V. & RUSSO M. (1978) - *Studio petrografico e biostratigrafico di una sezione della Formazione del Saraceno nell'area-tipo (Calabria nord-orientale)*. Riv. Ital. Paleont., v. 84, n. 4, 947-972.
- DE CAPOA P., GUERRERA F., PERRONE V., SERRANO F. & TRAMONTANA M. (2000) - *The onset of the syn-orogenic sedimentation in the Flysch Basin of the Sicilian Maghrebids: state of the art and new biostratigraphic constraints*. Eclogae geol., Helv., 93, 65-79.
- DE CASTRO P. (1962) - *Nuove osservazioni sul livello ad Orbitolina in Campania*. Boll. Soc. Natur. Napoli, 71, 103-135.
- DE CASTRO P. (1983) - *Cisalveolina fraasi (GUMBEL) REICHEL, Foraminiferida: diffusione geografica e problemi stratigrafici*. Boll. Soc. Natur. Napoli, v. 90 (1981), 99-130.
- DE CASTRO P. (1985) - *Genre Pseudorhaphydonina De Castro, 1972*. Geobios, Mem Spec., 7.
- DE CASTRO P. (1991) - *Mesozoic*. In: BARATTOLO F., DE CASTRO P. & PARENTE M. (eds.), "5th Int. Symp. on Fossil Algae", Field trip Guide Book, Capri, 7-12 aprile 1991, 21-38.
- DE PIPPO T. & VALENTE A. (1991) - *Osservazioni sedimentologiche preliminari sui "Conglomerati di M. Sacro" (Campania)*. Boll. Soc. Geol. It., 110, 47-51.
- DEMEK J. ET ALII (1972) - *Manual of detailed geomorphological mapping*. Czechoslovak Academy of Sciences. Elsevier Editor, Prague.
- DUNHAM R. J. (1962) - *Classification of carbonate rocks according to depositional texture*. In: Ham W. E. (Ed.), *Classification of Carbonate Rocks*, "A.A.P.G. Memoir", 1, 108-121.
- ELTER P. (1975) - *Introduction à la géologie de l'Apennin Septentrionalii*. Bull. Soc. Géol. France, 17, 956-962.
- ELTER P. & MARRONI M. (1991) - *Le Unità Liguri dell'Appennino Settentrionale: sintesi dei dati e nuove interpretazioni*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., XLVI, 121-138.

- ELTER P., GHISELLI F., MARRONI M. & OTTRIA G. (1997) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio n. 197 Bobbio*. Servizio Geologico d'Italia e Regione Emilia-Romagna. IPZS, Roma.
- EMBLETON C. & KING C. A. M. (1975) - *Periglacial geomorphology (Glacial and Periglacial Geomorphology)*. 2 (II ediz.), Ed. Arnold, London.
- FERRERI V. (1985) - *Criteri di analisi di facies e classificazione dei travertini pleistocenici dell'Italia Meridionale*. Rend. Acc. Scienze Fis. Mat., 52, 47 pp. Napoli.
- GAMBASSINI P. & RONCHITELLI A. (1998) - *Linee di sviluppo dei complessi del Paleolitico inferiore-medio nel Cilento*. Rivista di Scienze Preistoriche, XLIX, 357-377.
- GINSBURG R.N. & HARDIE L.A. (1975) - *Tidal and Storm Deposits, Northwestern Andros Island, Bahamas*. In: R.N. Ginsburg (Ed.): "Tidal Deposits, a casebook of recent examples and fossil counterparts". New York, Springer-Verlag pubbl., 201-208.
- GNGFG (1987) - *Cartografia della pericolosità connessa ai fenomeni di instabilità dei versanti*. A cura di CARRARA A., CARTON A., DRAMIS F., PANIZZA M. & PRESTININZI A. Boll. Soc. Geol. It., 106, 199-221.
- GUERRERA F., MARTIN-ALGARRA A. & PERRONE V. (1993) - *Late Oligocene-Miocene syn-late orogenic successions in Western and Central Mediterranean Chains from the Betic Cordillera to the southern Apennines*. Terra Nova, 5, 525-544.
- GUIDA D., GUIDA M., IACCARINO G., METCALF G., VALLARIO A., VECCHIO V. & ZICARI G. (1979) - *Il bacino del fiume Mingardo (Cilento): evoluzione geomorfologica, fenomeni franosi e rischio a franare*. Geol. Appl. e Idrogeol., 14 (2), 119-198.
- GUIDA D., GUIDA M., LUISE D., SALZANO G. & VALLARIO A. (1980) - *Ricostruzione di sequenze morfologiche pleistoceniche nell'area a W di Monte Sacro (Cilento)*. Geol. Appl. e Idrogeol., 15, 1-21.
- GUIDA D., GUIDA M., LUISE D., SALZANO G. & VALLARIO A. (1981) - *Geologia e franosità del bacino del Fiume Lambro (Cilento)*. Geologica Romana, 20, 197-218.
- IETTO A., PESCATORE T. & COCCO E. (1965) - *Il flysch mesozoico del Cilento occidentale*. Boll. Soc. dei Natur. in Napoli, 74, 396-402.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S. & MONACO C. (1990) - *Tettonica a thrust neogenica nella catena appennino-maghebide: esempi dalla Lucania e dalla Sicilia*. Studi Geol. Camerti, vol. spec., 19-26.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S. & MONACO C. (1991) - *Carta geologica del bacino del fiume Agri. Scala 1:50.000*. Regione Basilicata, Dip.to Assetto del Territorio, Ufficio Geologico - Università di Catania, Ist. Geologia e Geofisica. S.EL.CA., Firenze.
- LENTINI F., CATALANO S. & CARBONE S. (1996) - *The External Thrust System in Southern Italy: a target for petroleum exploration*. Petroleum Geoscience, 2, 333-342.
- LENTINI F., CATALANO S. & CARBONE S. (2000) - *Carta geologica della Provincia di Messina. Scala 1:50.000*. Provincia Regionale di Messina, Assessorato Territorio, Servizio Geologico. S.EL.CA., Firenze.
- LIRER L., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1967) - *Livello di piroclastiti nei depositi continentali post-tirreniani del litorale Sud-tirrenico*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, Sez. VI - vol. XVIII, 85-115.
- MARTINI E. (1971) - *Standard tertiary and quaternary calcareous nannoplankton zonation*. In: Farinacci A. (Ed.) Proc. II Intern. Confer. Planktonic Microfossils, v. 2, 739-785, Roma.
- MATANO F. & DI NOCERA S. (1971) - *Geologia del settore centrale dell'Irpinia (Appennino Meridionale): nuovi dati e interpretazioni*. Boll. Soc. Geol. It., 120, 3-14.
- MONACO C., TORTORICI L., MORTEN L., CRITELLI S. & TANSI C. (1995) - *Geologia del versante nord-orientale del massiccio del Pollino (confine calabro-lucano): nota illustrativa sintetica della Carta geologica alla scala 1:50.000*. Boll. Soc. Geol. It., 114, 277-292.
- MOSTARDINI F. & MERLINI S. (1986) - *Appennino Centro-Meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., 35, 177-202.
- OGNIBEN L. (1969) - *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano*. Mem. Soc. Geol. It., 8, 453-763.

- OKADA H. & BUKRY D. (1980) – *Supplementary modification and introduction of code numbers to the low latitude coccolith biostratigraphic zonation* (Bukry, 1973; 1975). *Mar. Micropal.*, vol. 5, 321-325.
- ORI G.G. & FRIEND P.F. (1984) - *Sedimentary basins formed and carried piggy-back on active thrust sheets*. *Geology*, **12**, 475-478.
- PALMA DI CESNOLA A. (1969) – *Il Musteriano della Grotta del Poggio di Camerata (Salerno)*. In *Scritti su Quaternario in onore di Angelo Pasa*, Museo civico di Storia Naturale di Verona, Verona, 95-136.
- PALMA DI CESNOLA A. (1980) – *Il Paleolitico inferiore in Campania*. Atti della XXIII Riunione Ist. It. Preist. Protost. Firenze, 7-9 Maggio 1980.
- PASSERO A. (1994) - *Il Gruppo del Cilento nei dintorni del Monte Vesalo (Appennino Campano)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **113**, 3-6.
- PATACCA E., SCANDONE P., BELLATALLA M., PERILLI N. & SANTINI U. (1992) - *The Numidian-sand event in the Southern Apennine*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **43**, 297-337.
- PATACCA E., SCANDONE P. & TOZZI M. (2000) – *Il profilo CRP-04*. *Protecta*, ottobre 2000, 49-52.
- PERRONE V. & SGROSSO I. (1982) – *Il bacino pre-irpino: un nuovo dominio paleogeografico miocenico dell'Appennino meridionale*. *Rend. Soc. Geol. It.*, **4**.
- PILKEY O.H. (1966) - *Carbonate and clay mineralogy of the Persian Gulf*. *Deep Sea Research*, v. **13**, 1-16., 88-95.
- PERRONE V. (1987) - *I depositi miocenici della dorsale di Monte Soprano (Appennino campano): segnalazione di vulcanismo andesitico e nuova interpretazione*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **106**, 3-12.
- PESCATORE T. (1966) - *Strutture sedimentarie nel Flysch del Cilento occidentale*. *Geol. Rom.*, **5**, 99-116.
- RAMSEY J.G. (1967) - *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill, New York, pp. 568.
- RAYMOND L.A. (1984) - *Classification of mélanges*. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, **198**, 7-20.
- RER (1990) - *Norme generali per il rilevamento e la compilazione della Carta Geologica dell'Appennino Emiliano-Romagnolo (1:10.000)*. Ufficio Geologico, Regione Emilia-Romagna, Bologna.
- RUSSO M., ZUPPETTA A. & GUIDA A. (1995) - *Alcune precisazioni stratigrafiche sul Flysch del Cilento (Appennino meridionale)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **114**, 353-359.
- SAITTO M. D., TIBERTI M. M. & TOZZI M. (2002) – *A revision of existing data about the Cilento-Pollino shear zone (Southern Apennines) and a new contribution*. *Boll. Soc. Geol. It., Vol. Spec. n.1* (2002), 285-293.
- SALVADOR A. (1994) - *International Stratigraphic Guide. Second Edition*. ISSC of IUGS International Commission of Stratigraphy. IUGS and Geol. Soc. of Am. Inc., 214 pp.
- SANTO A. & SGROSSO I. (1987) - *Alcune precisazioni sulle "trasgressioni" mioceniche nell'Appennino meridionale*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **38**, 225-240.
- SARTONI S. & CRESCENTI U. (1962) – *Ricerche biostratigrafiche nel Mesozoico dell'Appennino meridionale*. *Giorn. Geol. Ann. Mus. Geol. Bologna*, ser. 2, **29** (1960-61), 153-302.
- SELLI R. (1957) - *Sulla trasgressione del Miocene nell'Italia meridionale*. *Giorn. Geol.*, ser. 2, **26**, 1-54.
- SELLI R. (1962) - *Il Paleogene nel quadro dell'Italia meridionale*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **3**, 737-790.
- SESTINI G. (1970) - *Development of the Northern Apennines geosyncline*. *Sedim. Geol.*, v. **4**, 341-444.
- SGN (1992) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Guida al rilevamento*. A cura della Commissione per la Cartografia Geologica e Geomorfologica del C.N.R. Quaderni, ser. III, vol. **1**, 1-213, Serv. Geol. Naz., Roma.
- SGROSSO I. (1968) – *Note biostratigrafiche sul M. Vesole (Cilento)*. *Boll. Sc. Natur. Napoli*, **77**, 159-180.
- SGROSSO I. (1981) - *Il significato delle Calciruditi di Piaggine nell'ambito degli eventi del Miocene inferiore nell'Appennino Campano- Lucano*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **100**, 129-137.
- SGROSSO I. (1986) - *Criteri ed elementi per una ricostruzione paleogeografica delle zone esterne dell'Appennino Centro-Meridionale*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **35**, 203-219.

- SGROSSO I. (1988) - *Nuovi elementi per un più articolato modello paleogeografico nell'Appennino centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., 41, 225-242.
- SGROSSO I. & CIAMPO G. (1966) - *Sulla presenza di terreni calabrianici nei dintorni di Camerota*. Boll. Soc. Geol. Nat. In Napoli, 75, 561-587.
- SHINN E. A. (1983) - *Tidal flat environment*. In: P.A. Scholle, D.G. Bebout, C.H. Moore (Eds.) *"Carbonate depositional Environments"*. AAPG Mem., 33, 171-210.
- TORRENTE M.M., CIVILE D., MARTINO C. & MILIA A. (2000) - *Assetto strutturale ed evoluzione tettonica dell'area di Monte Vesole-Monte Chianello (Cilento, Appennino meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., 119, 733-747.
- TRICART J. & CAILLEUX A. (1967) - *Traité de géomorphologie*. Tome II, Tricart J. *Le modelé des régions périglaciaires*. Ed. S.E.D.E.S., Paris.
- VALENTE A. (1992) - *Studi geologici e sedimentologici sulla successione miocenica di Monte Sacro (Flysch del Cilento, Appennino Meridionale)*. Tesi di dottorato, IV ciclo, Università di Napoli.
- VALLONI R., AMOROSI A., CIBIN U., DE DONATIS M., DE NARDO M.T., FARINA M., GHISELLI F., MARTELLI L., MARTINI A., OTTRIA G., PICCIN A., PIZZIOLO M. & SEVERI P. (1991) - *Proposta di classificazione macroscopica delle areniti*. Acta Naturalia de L'Ateneo Parmense, 27, 1-22.
- VEZZANI L. (1968a) - *Distribuzione, facies e stratigrafia della Formazione del Saraceno (Albiano-Daniano) nell'area compresa tra il Mare Jonio ed il Torrente Frido*. Geol. Rom., VII, 229-276.
- VEZZANI L. (1968b) - *Studio stratigrafico della Formazione delle Crete Nere (Aptiano-Albiano) al confine calabro-lucano*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, s. 6, v. 20, 189-222.
- VEZZANI L. (1970) - *Il flysch di Albidona nell'area al confine tra Calabria e Lucania*. Geol. Rom., IX, 101-126.
- VIOLANTE C. & D'ARGENIO B. (2000) - *I travertini alle origini e nel declino dell'antica città di Poseidonia - Paestum (2500-1000 a prima del presente)*. Atti convegno GEOBEN 2000, Torino 7-9 Giugno 2000.
- VOZA G. (1964) - *Ultimi scavi nella necropoli del Gaudio*. Ist. It. Di Preist. e Protost., Atti della VIII e XI riunioni Sc., Trieste 19-20 Ottobre 1963, Calabria, 6-8 Aprile 1964, 264-277.
- ZUPPETTA A. & MAZZOLI S. (1995) - *Analisi strutturale ed evoluzione paleotettonica dell'unità del Cilento nell'Appennino campano*. Studi Geol. Camerti, XIII, 103-114.
- ZUPPETTA A. & MAZZOLI S. (1997) - *Deformation history of a synorogenic sedimentary wedge, northern Cilento area, southern Appennines thrust and fold belt, Italy*. Geol. Soc. of Am. Bull., June 1997; v. 109, 698-708.

