



ISPR A

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

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

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

foglio 520

SAPRI

A cura di:

R. Graziano¹, I. Sgrosso¹ (aree emerse)

A. Conforti², L. Ferraro², B. D'Argenio²⁻¹ (aree sommerse)

¹ Dipartimento di Scienze della Terra, dell'Ambiente e delle Risorse,
Università di Napoli Federico II

² Istituto per l'Ambiente Marino Costiero (IAMC), CNR, Napoli

Ente realizzatore:



REGIONE CAMPANIA

Direttore del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: C. Campobasso

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

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

Gestione operativa del Progetto CARG per il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA:
M.T. Lettieri

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

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA

Revisione scientifica:

R. Di Stefano (†), **A. Fiorentino**, **F. Papasodaro**, **P. Perini** (aree emerse)
S. D'Angelo, **A. Fiorentino** (aree sommerse)

Coordinamento cartografico:

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

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

L. Battaglini, **R. Carta**, **A. Fiorentino** (ASC)

Coordinamento editoriale:

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

PER LA REGIONE CAMPANIA

Allestimento editoriale e cartografico:

aree emerse: **R. Graziano**, **G. Nardi**

aree sommerse: **M.L. Putignano**

(coord. terra/mare: **M.L. Putignano**, **R.M. Toccaceli**)

Allestimento informatizzazione dei dati geologici:

aree emerse: **V. Siervo**, **E. Pescatore** (ASC)

aree sommerse: **N. Pelosi**, **A. Conforti**, **G. Aiello** (ASC)

Informatizzazione ed allestimento cartografico per la stampa

a cura di **SYSTEMCART** - ROMA

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG per la Regione:

F. Della Corte, **L. Monti**, **R. Fusco** - Servizio Geologico - Regione Campania

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

Stampa:

INDICE

I	- INTRODUZIONE.....	pag. 9
1.	- DESCRIZIONE DEL PROGETTO.....	» 9
2.	- CRITERI ADOTTATI PER IL RILEVAMENTO GEOLOGICO	» 11
2.1.	- AREE EMERSE	» 11
2.2.	- AREE SOMMERSE.....	» 13
II	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO E MORFOLOGICO DELLE AREE EMERSE	» 15
III	- CARTOGRAFIA GEOLOGICA E CONOSCENZE PRECEDENTI DELLE AREE EMERSE	» 23
IV	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO E STUDI PRECEDENTI DELLE AREE SOMMERSE.....	» 29
V	- STRATIGRAFIA DELLE AREE EMERSE	» 33
1.	- CENNI SUGLI SCHEMI BIOSTRATIGRAFICI E CRONOSTRATIGRAFICI ADOTTATI	» 35
1.1.	- BIOSTRATIGRAFIA DELLE SUCCESIONI SILICOCLASTICHE CENOZOICHE	» 35
1.2.	- BIOSTRATIGRAFIA DELLE SUCCESIONI CARBONATICHE MESO-CENOZOICHE.....	» 38
2.	- UNITÀ TETTONICA NORD-CALABRESE	» 38
2.1.	- SUBUNITÀ TETTONICA SUPERIORE (cfr. UNITÀ TETTONICA LIGURIDE <i>auct.</i>)	» 39
2.1.1.	- <i>formazione delle Crete Nere (CRN)</i>	» 39
2.1.2.	- <i>formazione del Saraceno (SCE)</i>	» 41
2.1.2.1.	- <i>membro del Sovereto (SCE₁)</i>	» 45
2.2.	- SUBUNITÀ TETTONICA INFERIORE (cfr. <i>unità ad</i> <i>“affinità” sicilide auct. o Castelnuovo Cilento auct.</i>).....	» 46
2.2.1.	- <i>argilliti di Genesio (GSO)</i>	» 46
2.2.2.	- <i>marne e calcareniti del Torrente Trenico (TNC)</i>	» 49
2.2.3.	- <i>arenarie di Pianelli (PNL)</i>	» 51
3.	- UNITÀ TETTONICA BULGHERIA.....	» 53
3.1.	- SUBUNITÀ TETTONICA DI MONTE BULGHERIA	» 54
3.1.1.	- <i>dolomia superiore (DBS)</i>	» 54
3.1.2.	- <i>calcari di Monte Crivo (CRH)</i>	» 55
3.1.3.	- <i>calcari con selce e marne del Bulgheria (BHE)</i>	» 57

3.1.3.1.	- membro calcareo con liste di selce (BHE₁)..... »	58
3.1.3.2.	- membro calcareo marnoso (BHE₂)..... »	60
3.1.4.	- <i>calcari oolitici e bioclastici di M. Croce del Calvario</i> (OOC) ... »	62
3.1.5.	- <i>calcari ad Ellipsactinie</i> (ELL) »	64
3.1.6.	- <i>calcari biolitoclastici con rudiste</i> (CBI) »	65
3.1.7.	- <i>scaglia condensata</i> (SGC)..... »	66
3.1.8.	- <i>argilliti e calcari di S. Giovanni a Piro</i> (GIP) »	68
3.2.	- SUBUNITÀ TETTONICA DI ROCCAGLORIOSA..... »	69
3.2.1.	- <i>calcari e argilliti di Rocca gloriosa</i> (RCG) »	70
3.2.1.1.	- membro di M. Capitenali (RCG₁) »	72
3.2.2.	- <i>argilliti e calcari di S. Giovanni a Piro</i> (GIP) »	73
3.2.2.1.	- membro di Aria della Serra (GIP₁)..... »	73
4.	- UNITÀ TETTONICA DEI MONTI ALBURNO-CERVATI-POLLINO..... »	75
4.1.	- CALCARI CON CLADOCOROPSIS E CLYPEINA (CCM) »	75
4.2.	- CALCARI CON REQUIENIE E GASTEROPODI (CRQ)..... »	76
4.2.1.	- <i>membro dei calcari ad alveolinidi e dolomie laminate</i> (CRQ₄).... »	77
4.3.	- CALCARI A RADIOLITIDI (RDT)..... »	78
4.4.	- FORMAZIONE DI TRENTINARA (TRN)..... »	79
4.5.	- ARGILLE LATERITICHE (ALR) »	81
4.6.	- FORMAZIONE DI CERCHIARA (FCE)..... »	82
4.7.	- FORMAZIONE DEL BIFURTO (BIF) »	84
5.	- UNITÀ STRATIGRAFICHE SINOROGENE EPISTURALI »	85
5.1.	- GRUPPO DEL CILENTO »	85
5.1.1.	- <i>arenarie di Pollica</i> (PLL)..... »	87
5.1.2.	- <i>formazione di San Mauro</i> (MAU) »	89
5.1.2.1.	- membro del Vallone Cugnolo Stretto (MAU₁)..... »	90
5.1.2.2.	- fogliarina inferiore (f₁) »	92
5.1.2.3.	- olistostroma intermedio (ol₂) »	93
5.1.2.4.	- membro di Isca di Masi (MAU₂)..... »	94
5.1.2.5.	- fogliarina superiore (f₂) »	94
5.1.2.6.	- olistostroma superiore (ol₃)..... »	94
5.1.3.	- <i>formazione di Albidona</i> (ABD)..... »	95
5.1.3.1.	- membro marnoso calcareo (ABD₂)..... »	96
5.1.3.2.	- membro arenaceo-argilloso (ABD₃)..... »	98
5.2.	- BRECCIE DI SAPRI (BPR)..... »	100
5.3.	- CALCIRUDITI ED ARENARIE DI PIAGGINE (PGN) »	101
5.3.1.	- <i>Analisi petrografiche delle arenarie della formazione delle calciruditi e arenarie di Piaggine</i> (PGN) »	104
5.4.	- CONGLOMERATI DI M. SACRO (SRO)..... »	105

6.	- DEPOSITI CONTINENTALI E MARINI POSTOROGENI.....	» 107
6.1.	- UNITÀ STRATIGRAFICHE A LIMITI INCONFORMI (UBSU)	» 107
6.1.1.	- <i>sintema di Rofrano</i> (ROF).....	» 112
6.1.2.	- <i>sintema di Licusati</i> (LIC).....	» 115
6.1.3.	- <i>sintema di Camerota</i> (AET).....	» 117
6.1.4.	- <i>sintema del Fiume Faraone</i> (TFN)	» 120
6.1.5.	- <i>sintema di Lentiscosa</i> (LNT).....	» 122
6.1.5.1.	- subsintema di Cala Bianca (LNT₁)	» 124
6.1.5.2.	- subsintema di S. Rosalia (LNT₂).....	» 127
6.1.6.	- <i>sintema del Golfo di Policastro</i> (SHC)	» 127
6.1.7.	- <i>sintema del Fiume Bussento</i> (USN).....	» 130
6.1.7.1.	- subsintema del Vallone Secco (USN₁).....	» 130
6.1.8.	- <i>sintema di Palinuro</i> (PUR).....	» 132
6.2.	- UNITÀ GIÀ FORMATE	» 135
6.2.1.	- <i>detriti di falda</i> (a_{3c}).....	» 135
6.2.2.	- <i>depositi colluviali</i> (b₇).....	» 136
6.2.3.	- <i>detriti di falda</i> (a_{3b}).....	» 138
6.2.4.	- <i>depositi fluviali e fluvio-torrentizi terrazzati</i> (b_n).....	» 138
6.2.5.	- <i>coltri colluviali ed eluviali</i> (b₂)	» 139
6.2.6.	- <i>depositi di frana antichi e recenti</i> (a_{1b})	» 139
6.2.7.	- <i>depositi marini</i> (g)	» 139
6.3.	- UNITÀ IN CORSO DI FORMAZIONE.....	» 140
6.3.1.	- <i>detriti di falda</i> (a_{3a})	» 140
6.3.2.	- <i>depositi di frana attuali</i> (a_{1a}).....	» 141
6.3.3.	- <i>depositi fluviali e fluvio-torrentizi</i> (b).....	» 141
6.3.4.	- <i>depositi di spiaggia</i> (g₂).....	» 142
6.3.5.	- <i>depositi antropici</i> (h)	» 142
VI	- STRATIGRAFIA DELLE AREE SOMMERSE	» 143
1.	- DEPOSITO RELITTO (m₁₀)	» 143
2.	- SEQUENZA DEPOSIZIONALE TARDO-QUATERNARIA	» 143
2.1.	- SYSTEMS TRACT DI STAZIONAMENTO BASSO (LST).....	» 144
2.2.	- SYSTEMS TRACT DI STAZIONAMENTO ALTO (HST).....	» 145
2.2.1.	- <i>Ambiente litorale</i>	» 145
2.2.1.1.	- deposito di spiaggia sommersa (g₈)	» 145
2.2.1.2.	- depositi piede di falesia (g₁₅)	» 145
2.2.2.	- <i>Ambiente di piattaforma interna</i>	» 146
2.2.2.1.	- deposito di piattaforma interna (g₁₉).....	» 146
2.2.2.2.	- deposito bioclastico di piattaforma interna (g₁₂).....	» 146
2.2.3.	- <i>Ambiente di piattaforma esterna</i>	» 146
2.2.3.1.	- deposito di piattaforma esterna (g₂₁)	» 146

2.2.3.2.	- deposito bioclastico di piattaforma esterna (g₁₂)	» 146
2.2.4.	- <i>Ambiente di scarpata</i>	» 147
2.2.4.1.	- depositi di scarpata (m₂)	» 147
3.	- UNITÀ DEL SUBSTRATO LITOIDE	» 147
3.1.	- SUBSTRATO CARBONATICO INDIFFERENZIATO (sci)	» 147
3.2.	- SUBSTRATO TERRIGENO INDIFFERENZIATO (sti)	» 148
4.	- ANALISI MICROPALAEONTOLOGICA	» 148
VII	- CARATTERISTICHE GEOMORFOLOGICHE E SISMO-STRATIGRAFICHE DELL'AREA SOMMERSA	» 155
1.	- GENERALITÀ	» 155
2.	- SISMOSTRATIGRAFIA	» 156
VIII	- TETTONICA	» 161
1.	- CARATTERI DEFORMATIVI GENERALI DELL'AREA	» 161
2.	- ASSETTO MORFOSTRUTTURALE E PRINCIPALI LINEE TETTONICHE	» 164
3.	- EVOLUZIONE PALEOGEOGRAFICA E GEODINAMICA	» 169
3.1.	- TETTONICA ESTENSIONALE DEL GIURASSICO INFERIORE	» 169
3.2.	- TETTONICA ESTENSIONALE DEL CRETACICO SUPERIORE <i>P.P.</i> -EOCENE	» 170
3.3.	- TETTONICA COMPRESSIVA DEL BURDIGALIANO-LANGHIANO (?)	» 171
3.4.	- TETTONICA COMPRESSIVA DEL LANGHIANO <i>P.P.</i> - TORTONIANO INFERIORE	» 172
3.5.	- TETTONICA DISTENSIVA DEL SERRAVALLIANO-TORTONIANO	» 173
3.6.	- TETTONICA COMPRESSIVA DEL TORTONIANO SUPERIORE	» 174
3.7.	- TETTONICA COMPRESSIVA E TRASCORRENTE DEL MESSINIANO (?). - PLIOCENE INFERIORE-MEDIO	» 175
3.8.	- IL PLIOCENE SUPERIORE E LA TETTONICA DISTENSIVA QUATERNARIA	» 180
3.9.	- ANALISI DEFORMATIVA DELL'UNITÀ TETTONICA BULGHERIA	» 183
4.	- SISMICITA' STORICA	» 186
IX	- GEOMORFOLOGIA DELLE AREE EMERSE	» 189
1.	- ASSETTO GEOMORFOLOGICO E LINEAMENTI MORFOEVOLUTIVI	» 189
2.	- GEOARCHEOLOGIA	» 196
X	- GEOLOGIA TECNICA ED APPLICATA	» 201
1.	- LE UNITÀ GEOLOGICO-TECNICHE	» 201

2.	- MORFOEVOLUZIONE DEI VERSANTI E FENOMENI FRANOSI	» 202
3.	- DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE DI VERSANTE (DGPV)	» 207
4.	- IDROGEOLOGIA.....	» 208
5.	- CAVE, ATTIVITÀ ESTRATTIVE E DISCARICHE	» 212
6.	- PARCHI, RISERVE NATURALI E GEOSITI	» 213
XI	- CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE	» 217
XII	- ABRIDGED ENGLISH VERSION	» 221
	BIBLIOGRAFIA.....	» 245

I. - INTRODUZIONE

1. - DESCRIZIONE DEL PROGETTO

L'area compresa nel Foglio 520 Sapri, ampia circa 500 kmq, è quasi interamente ubicata in Campania, nella porzione sud-orientale della provincia di Salerno compresa nel territorio del Cilento; soltanto una piccola parte del settore sud-orientale, per non più di 3 kmq a sud est del Vallone di Mezzanotte, fa parte della Regione Basilicata (provincia di Potenza). Estese aree localizzate a sud-ovest e nord-est del Foglio ricadono nel Parco Nazionale del Cilento e del Vallo di Diano. Il territorio del Foglio è compreso nei Fogli 209 Vallo della Lucania (SGI, 1969) e 210 Lauria (SGI, 1970) delle precedenti edizioni della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000.

Il nuovo rilevamento di dettaglio in scala 1:10.000 è avvenuto nell'ambito della realizzazione del Programma di Cartografia Geologica nazionale in scala 1:50.000 a cura del Servizio Geologico d'Italia (Progetto CARG) nel contesto di un Accordo di Programma stipulato con la Regione Campania e il Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Napoli Federico II.

La parte meridionale comprende un'area marina che si estende dalla località di Cala del Cefalo a Cala Mezzanotte. I rilievi di queste aree sono stati eseguiti nell'ambito della Convenzione tra il Servizio Geologico d'Italia (attuale ISPRA) e la Regione Campania (L. 226/99).

Il rilevamento del Foglio 520 Sapri è stato eseguito con il seguente organigramma:

Responsabile Progetto CARG Regione Campania: L. Monti

Per le aree emerse:

- coordinamento scientifico I. Sgrossi

- direzione del rilevamento 1:10.000: R. Graziano
- rilevamento 1:10.000: P. De Vita, V. Fiano, Domenico Guida, E. Pescatore, A. Priore, M. L. Putignano, A. Sgroso, M. Tescione.
- *biostratigrafia del Cenozoico (Oligocene-Neogene)*: F. O. Amore, S. Morabito, U. Santini
- *biostratigrafia del Mesozoico e del Cenozoico (Paleocene-Eocene)*: E. Vecchio, R. Graziano
- *tettonica e stratigrafia*: R. Graziano
- *geologia tecnica*: P. De Vita, D. Guida
- *geomorfologia e stratigrafia del Quaternario*: A. Ascione
- *petrografia delle arenarie*: M. C. Castellano

Per le aree sommerse:

- coordinamento scientifico: B. D'Argenio e E. Marsella
 - redazione scientifica 1:50.000: M.L. Putignano
 - coordinamento cartografico Terra/Mare: M.L. Putignano
 - direzione del rilevamento 1:10.000: A. Conforti
 - rilevamento 1:10.000: A. Conforti
- acquisizione ed elaborazione dati dell'area sommersa:
- analisti: geofisica marina*: G. Aiello, F. Budillon, G. Di Martino, C. D'Isanto, S. Innangi, E. Marsella, S. Passaro, N. Pelosi, S. Ruggieri, P. Scotto di Vettimo, R. Tonielli; *granulometria*: M. Capodanno, F. Molisso; *stratigrafia*: A. Conforti, L. Ferraro; *biostratigrafia*: L. Ferraro.

Il rilevamento geologico delle aree emerse, effettuato utilizzando come base topografica la restituzione in scala 1:10.000 delle sezioni in scala 1: 25.000 IGM, con il supporto della Carta Tecnica Regionale in scala 1:5000, e gli studi connessi biostratigrafici, stratigrafici, sedimentologici, strutturali, geomorfologici ed applicativi sono stati compiuti nel periodo 2003-2007 da un gruppo di lavoro formato da esperti delle Università degli studi di Napoli Federico II, del Sannio e di Salerno, oltre che da liberi professionisti.

Il rilevamento delle aree sommerse è stato effettuato utilizzando basi batimetriche prodotte da IAMC alla scala 1:10.000; il rilevamento geologico è stato eseguito nella fascia marina compresa tra 0 e -200 m da ricercatori dell'Istituto Ambiente Marino Costiero (IAMC) - CNR, negli anni tra il 2002 ed il 2008.

Le Note Illustrative delle aree emerse sono state curate dagli autori seguenti:
Stesura del testo (effettuata utilizzando anche le relazioni dei rilevatori, degli analisti e degli esperti): R. Graziano
Coordinamento e revisione generale del testo: R. Graziano, E. Pescatore, I. Sgroso

Introduzione, Studi precedenti ed Inquadramento geologico: R. Graziano, I. Sgrosso

Stratigrafia delle successioni mesozoiche e cenozoiche: R. Graziano, (con contributi di: P. De Vita, V. Fiano, E. Pescatore, A. Priore, M. L. Putignano, M. Tescione)

Stratigrafia delle successioni plio-quadernarie: A. Ascione

Biostratigrafia delle successioni neogeniche: F. O. Amore, S. Morabito

Biostratigrafia delle successioni meso-paleogeniche: R. Graziano, E. Vecchio

Tettonica: R. Graziano (paragrafi 3.4-6 a cura di I. Sgrosso)

Geomorfologia: A. Ascione

Geologia tecnica e applicata: P. De Vita (paragrafo 6.4 a cura di D. Guida; paragrafi 6.5-6 a cura di R. Graziano e M. Tescione)

Geoarcheologia: M. Tescione

Abridged english version: R. Graziano (*Post-orogenic continental and marine clastics* by A. Ascione)

Le note illustrative delle aree sommerse sono state curate da A. Conforti, L. Ferraro, B. D'Argenio, la redazione scientifica è di M.L. Putignano

2. - CRITERI ADOTTATI PER IL RILEVAMENTO GEOLOGICO

2.1. - AREE EMERSE

Nell'ambito del Foglio le successioni riconosciute di età compresa tra il Triassico ed il Miocene sono state suddivise e cartografate seguendo il criterio litostratigrafico indicato dai recenti codici di nomenclatura stratigrafica (SALVADOR, 1994); le successioni del Pliocene e del Quaternario sono state individuate e cartografate come unità sintemiche secondo le norme ed i criteri generali pubblicati nei Quaderni del Servizio Geologico d'Italia e successivi aggiornamenti (SGI, 1992, 1996; SGI-APAT, 2003; SGI-ISPRA, 2009a, b). Ciò ha consentito di correlare corpi geologici di differente significato ambientale e di confrontarne la *trend* deposizionale in un quadro geologico unitario. Lo strumento dell'analisi di facies, applicato a tutte le successioni affioranti, ha consentito di riconoscere gli originari ambienti deposizionali e di delinearne l'evoluzione spazio-temporale in un contesto geologicamente coerente permettendo una migliore valutazione ed interpretazione dei contatti anomali tra le successioni riconducibili a domini sedimentari, nonché paleogeografici, differenti. Il rilevamento delle unità terrigene è stato eseguito curando, in modo particolare, il rapporto arenite/pelite (A/P), la composizione delle areniti riconosciuta sul terreno (VALLONI *et alii*, 1991), lo spessore medio e la geometria

degli strati (BOSELLINI *et alii*, 1989), la variazione latero-verticale delle associazioni di litofacies e i rapporti stratigrafici generali. In maniera analoga, il rilevamento delle unità carbonatiche è stato condotto utilizzando principalmente l'analisi composizionale e tessiturale dei sedimenti, il contenuto macrofossilifero o microfossilifero presente in maniera caratterizzante, la presenza di strutture sedimentarie e diagenetiche diagnostiche di specifici ambienti deposizionali. L'interpretazione in chiave regionale delle modalità e degli intervalli temporali delle deformazioni osservate ha, in certi casi, contribuito all'analisi litostratigrafica di quelle successioni caratterizzate da marcate similitudini litologiche e cronostratigrafiche (ad es.: le arenarie arcosiche di avanfossa del Miocene inferiore).

Oltre ad effettuare l'analisi critica delle successioni affioranti descritte nella precedente edizione della carta geologica d'Italia in scala 1:100.000, si è proceduto ad una rivisitazione della letteratura recente, ivi inclusa la moderna cartografia in scala 1:50.000 disponibile nelle aree limitrofe (Foglio 503 Vallo della Lucania, SGI-APAT, 2005; Foglio 504 Sala Consilina, SGI-ISPRA, 2010) o in corso di pubblicazione (Foglio 521 Lauria, ISPRA, in stampa). Ciò ha consentito di definire nuove unità, di suddividerne altre in unità di rango inferiore e di valutare meglio le eteropie esistenti raggiungendo un quadro litostratigrafico di riferimento maggiormente dettagliato. Ove possibile è stata mantenuta la nomenclatura formazionale precedente nel rispetto del principio di priorità stratigrafica; la nomenclatura delle unità litostratigrafiche e sintemiche di nuova istituzione ha seguito le prescrizioni previste dalla Commissione Italiana di Stratigrafia (SGI-APAT, 2003).

La Legenda del Foglio 520 Sapri è stata costruita seguendo, oltre il criterio litostratigrafico e sintemico descritto, anche l'individuazione di successioni stratigrafiche omogenee, sebbene composite, mostranti la medesima tendenza evolutiva e separate da superfici significative di svincolo tettonico. Ciascuna delle risultanti unità e subunità tettoniche individuate presenta in affioramento più o meno conservati depositi silicoclastici di avanfossa al tetto della rispettiva successione stratigrafica. Tale aspetto e il fatto che, in casi limitati, una medesima formazione può comparire in più di una unità/subunità tettonica hanno costituito buoni elementi di correlazione per delineare e seguire l'evoluzione spazio-temporale degli ambienti sedimentari e della deformazione pre- e sin-orogena.

Una cura particolare è stata adottata nella cartografia delle unità sintemiche preferendo un accettabile allargamento in carta di alcuni dei poligoni relativi, rispetto alla reale estensione in affioramento dei corpi geologici, al fine di conservare il contenuto informativo associato. Pur tenendo in debita considerazione il significato della cartografia geologica in scala 1:50.000 come strumento cartografico di base (cfr. SGI, 1992), si è tentato di fornire un adeguato quadro di riferimento tematico delle coperture recenti sui versanti cartografando un numero significativo di plaghe detritiche e di corpi di frana senza, d'altro canto, mascherare oltremodo la geologia del substrato. I criteri per la selezione dei corpi detritici da inserire nel-

le carte in scala 1:25.000, ovvero in quella in scala 1:50.000 e in banca dati, hanno seguito due approcci complementari: *a)* estensione areale e spessore dei corpi in oggetto; *b)* significato in termini di geologia antropica e pianificazione territoriale. A luoghi è stata data maggior enfasi ai corpi di frana rispetto alle coltri di alterazione e/o detritico colluviali, cui sono geneticamente legate, per preservare l'informazione sulla geologia del substrato.

2.2. - AREE SOMMERSE

Il rilevamento dei dati relativi alle aree sommerse è stato preceduto da uno studio dei dati presenti in letteratura ed inediti.

L'acquisizione dei dati geofisici e geologici è stata eseguita in modo da assicurare un'accuratezza compatibile con la scala di rilevamento adottata. Tali dati sono di tipo morfoacustico, morfobatimetrico e geologico (*box-corer*, bennate, carotaggi e dragaggi). L'elaborazione dati ha previsto in una prima fase la restituzione cartografica dei dati batimetrici forniti dal sistema di acquisizione *Multibeam* sotto forma di carte batimetriche con isobate a *contour* di mappe *shaded relief* per l'interpretazione geologica dei principali lineamenti morfostrutturali.

In una fase di lavoro successiva sono state eseguite le analisi granulometriche sui campioni ottenuti mediante toccate di fondo e classificati secondo FOLK (1954). L'interpretazione geologica è stata basata sul riconoscimento delle facies acustiche, effettuato attraverso l'interpretazione integrata dei dati geofisici *Sidescan Sonar* e *Multibeam* e sulla loro calibrazione in termini di litologia attraverso l'utilizzo dei risultati ottenuti dalle analisi granulometriche dei campioni di fondo (benne e *box-corer*s). L'interpretazione dei profili sismici di alta risoluzione (*Sub-bottom Chirp*, *Sparker*) è stata un valido supporto per la ricostruzione dell'assetto stratigrafico-strutturale delle successioni di piattaforma continentale e di scarpata. L'analisi sismostratigrafica ha consentito la distinzione delle principali unità sismiche, separate da *unconformity* regionali tettoniche e/o eustatiche, che, nel caso dell'*offshore* cilentano, sono ascrivibili ai terreni delle successioni del Monte Bulgheria, dell'Alburno-Monte Cervati-Pollino e del gruppo del Cilento e delle unità internidi (AMORE *et alii*, 1992a).

Le unità sismiche sono state successivamente interpretate utilizzando i criteri della sequenze deposizionali e le *unconformity* sono state invece interpretate in termini di limiti di sequenza di tipo 1 e di tipo 2.

La carta geologica così realizzata presenta la distribuzione delle diverse unità litostratigrafiche affioranti sul fondo marino e dei principali lineamenti morfologici, secondo le normative CARG espresse nel Quad. n. 12, 2009 del SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE.

Le principali unità stratigrafiche individuate attraverso l'analisi dei sedimenti di fondo mare appartengono alla **Sequenza Deposizionale Tardo-Quaternaria**;

in essa sono riconoscibili l'evoluzione spazio-temporale e la migrazione laterale e verticale degli ambienti deposizionali marino-costieri, di piattaforma continentale e di scarpata nel ciclo glaciale-eustatico pleistocenico superiore-olocenico. La successione stratigrafica oggetto del rilevamento registra le variazioni dell'*accommodation space* dei depositi tardo-quadernari durante l'ultimo ciclo glaciale-eustatico del quarto ordine, compreso tra 128 ka B.P. (*stage* "Tirreniano") e l'attuale (*stage* isotopico Q.5.e in CATALANO *et alii*, 1996).

La principale esigenza è stata la rappresentazione cartografica delle associazioni di litofacies, i cui raggruppamenti formano *elementi deposizionali* (porzioni della sequenza deposizionale), in relazione ai lineamenti morfostrutturali riconosciuti attraverso l'interpretazione geologica dei dati geofisici ed alla dinamica evolutiva degli ambienti sedimentari.

In questo modo ci si è proposto di realizzare, in particolare per la geologia di superficie, un'integrazione tra l'approccio stratigrafico classico, l'approccio stratigrafico-sequenziale e la caratterizzazione dei sistemi e degli elementi deposizionali attuali e recenti. In particolare, i *systems tract* della sequenza tardo-quadernaria, essendo delimitati da superfici temporali, possono considerarsi equivalenti alle unità delimitate da limiti inconformi (sintemi. - UBSU) e costituiscono quindi le unità base della rappresentazione cartografica. Le unità così definite sono gruppi di strati delimitati da superfici prevalentemente sincrone o da intervalli ad esse assimilabili, al cui interno si possono riconoscere vari sistemi/elementi deposizionali calibrati con carotaggi o campionature del fondo mare. Le varie classi tessiturali sono determinate dall'interpretazione dei dati geofisici e dalle campionature dirette del fondo mare, effettuate tramite il prelievo e l'analisi di campioni. Gli areali litologici relativi alle tessiture riconosciute al fondo forniscono un'ulteriore informazione relativamente ai dati riconosciuti sulle associazioni di litofacies, in modo da differenziare ulteriormente gli elementi deposizionali cartografati.

II - INQUADRAMENTO GEOLOGICO E MORFOLOGICO DELLE AREE EMERSE

Nel Foglio 520 Sapri affiora una delle porzioni geometricamente apicali del prisma orogenico sud-appenninico costituito da successioni bacinali di provenienza paleogeografica interna, di età per lo più terziaria, sovrapposte tettonicamente durante il Miocene, e con assetto strutturale abbastanza complesso, sui depositi mesozoico-terziari delle unità paleogeografiche che costituiscono il paleomargine occidentale della microplacca apula (unità esterne) (Fig. 1). Per unità interne si intendono quei terreni bacinali che derivano dalla deformazione di domini paleogeografici formati su crosta oceanica o continentale assottigliata (unità nord-calabresi o Liguridi *auct.* e unità Sicilidi in BONARDI *et alii*, 1992a). Nel Foglio non sono stati riconosciuti con sicurezza depositi attribuibili alla unità tettonica delle Sicilidi *auct.*, terreni che peraltro sono stati ampiamente rilevati nei confinanti Fogli 503 Vallo della Lucania (SGI-APAT, 2005), 504 Sala Consilina (SGI-ISPRA, 2010) e, sebbene con estensione di gran lunga inferiore, 519 Capo Palinuro (ISPRA in stampa). Le unità esterne sono invece costituite da terreni di piattaforma carbonatica, transizione a bacino e bacino prossimale che derivano dalla deformazione di domini paleogeografici meso-cenozoici che insistevano su crosta continentale (D'ARGENIO *et alii*, 1973; BOSELLINI, 2004). Tali depositi individuano l'Unità tettonica Bulgheria, costituita da depositi meso-cenozoici di scarpata e di bacino, e l'Unità tettonica dei Monti Alburno-Cervati-Pollino costituita, almeno per la porzione mesozoica e paleogenica, da depositi di piattaforma carbonatica persistente (SGROSSO, 1998). Nel loro complesso, le unità esterne mostrano tracce di antiche fasi tettoniche distensive legate alla frammentazione della paleopiattaforma *auct.* (interna al Bacino di Lagonegro) durante il Giurassico inferiore e alla formazione di depocentri strutturali confinati durante il Cretacico superiore *p.p.*-Eocene (Bacino di Roccagloriosa *auct.*). Unità derivanti dalla frammentazione di piattaforme e bacini più esterni (SGROSSO, 1988; 1998; PATACCA *et alii*, 1992a; CIARAPICA &

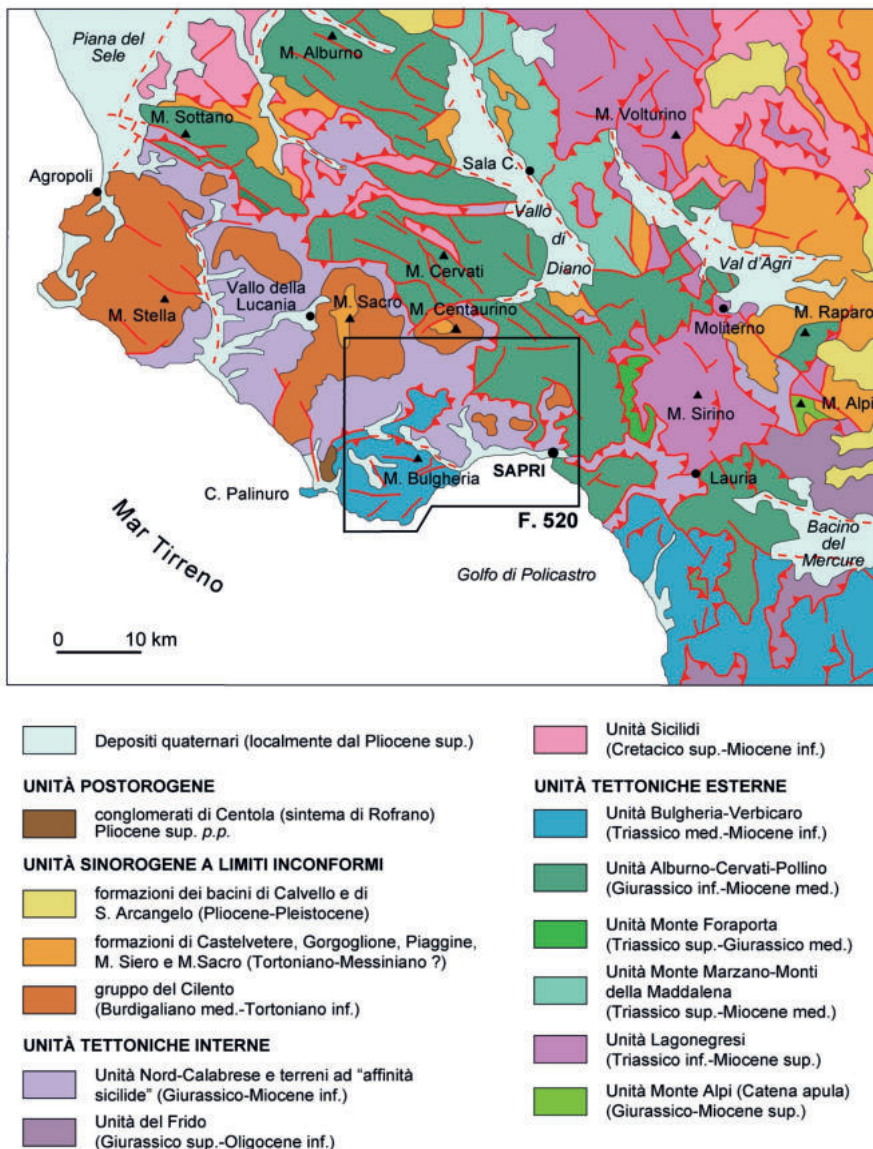


Fig. 1. - Carta geologica schematica dell'Appennino campano-lucano al confine con l'arco calabro (parzialmente modificato da Servizio Geologico d'Italia-APAT, 2005) (limiti del Foglio 520 Sapri in neretto).

massiccio del M. Alpi che rappresenta l'unica porzione affiorante in Appennino meridionale della catena apula sepolta (NICOLAI & GAMBINI, 2007) (Fig. 1). Tale dominio, sepolto nel settore centro-settentrionale del Foglio, mostrerebbe il passaggio laterale ai contigui ambienti di transizione che bordavano la piattaforma apula verso occidente (MENARDI NOGUERA & REA, 2000) (Figg. 1, 2).

Sia i domini interni che quelli esterni mostrano nel Miocene inferiore e medio, immediatamente prima della più antica deformazione compressiva, depositi bacinali di avanfossa caratterizzati da una sedimentazione torbidity e silicoclastica di tipo arcose (CRITELLI & LE PERA, 1995; SGROSSO, 1998). Questa prima deformazione interessa inizialmente i domini di avampaese interni e successivamente quelli esterni che vengono gradualmente inglobati nella catena in costruzione. Depositati miocenici sinorogeni poggiano in contatto stratigrafico ovviamente discordante sopra i terreni già deformati sia delle unità interne sia di quelle esterne (CASTELLANO *et alii*, 2000) (Figg. 3, 4). La porzione meridionale del Foglio mostra nella dorsale Monte Bulgheria-Monte Ceraso (parzialmente sommersa nel Golfo di Policastro e prosecuzione della struttura di M. Coccovello affiorante nel contiguo Foglio 521 Lauria; SGI-ISPRA, in stampa) la terminazione nord-occidentale della Linea trascorrente regionale sinistra del M. Pollino descritta da SCHIATTARELLA (1998). Alla deformazione ad essa associata è ascrivibile la evidente deformazione in "fuori sequenza" (Miocene superiore-Pliocene inferiore-medio) del locale prisma orogenico e la riesumazione del *multilayer* tettonico formatosi nel Miocene inferiore-medio (Figg. 3, 4).

Per una visione dettagliata e aggiornata della geologia regionale dell'area comprendente il Foglio 520 Sapri si rimanda ai lavori di SGROSSO (1998), CELLO & MAZZOLI (1999), PESCATORE *et alii* (1999), ARGNANI (2000), MENARDI NOGUERA & REA (2000), GRASSO (2001), BUTLER *et alii* (2004), PAROTTO & PRATURLON (2004), PATACCA & SCANDONE (2007), BONARDI *et alii* (2009), CIARCIA *et alii* (2009, 2012), VITALE *et alii* (2010, 2011), CRITELLI *et alii* (2011), VITALE & CIARCIA (2013), e bibliografia citata.

All'interno del Foglio affiorano inoltre depositi continentali del Pliocene superiore e lembi di depositi marini pleistocenici (ASCIONE & ROMANO, 1999) (cfr. Cap. V). Questi ultimi si rinvencono nel massiccio del M. Bulgheria fino a 400 m di quota, chiaramente dislocati da un fitto reticolo di faglie dirette e trasversali che segnalano una marcata rotazione degli *stress* tettonici quaternari (CAIAZZO *et alii*, 2006).

Frequentemente le antiche superfici di svincolo attivate dalle fasi compressive sinorogene sono state obliterate e/o riutilizzate dalle successive fasi trascorrenti e distensive. La presenza di sovrascorrimenti in fuori sequenza, di retroscorrimenti e di ripetuti movimenti antichi e recenti legati alla gravità (GUIDA *et alii*, 1990a, b; MAZZOLI & SGROSSO 2008), rendono ancora più complessa e talora di difficile interpretazione la struttura del territorio in oggetto, soprattutto nei terreni con abbondante componente pelitica, largamenti affioranti nella porzione centro-orientale del Foglio.

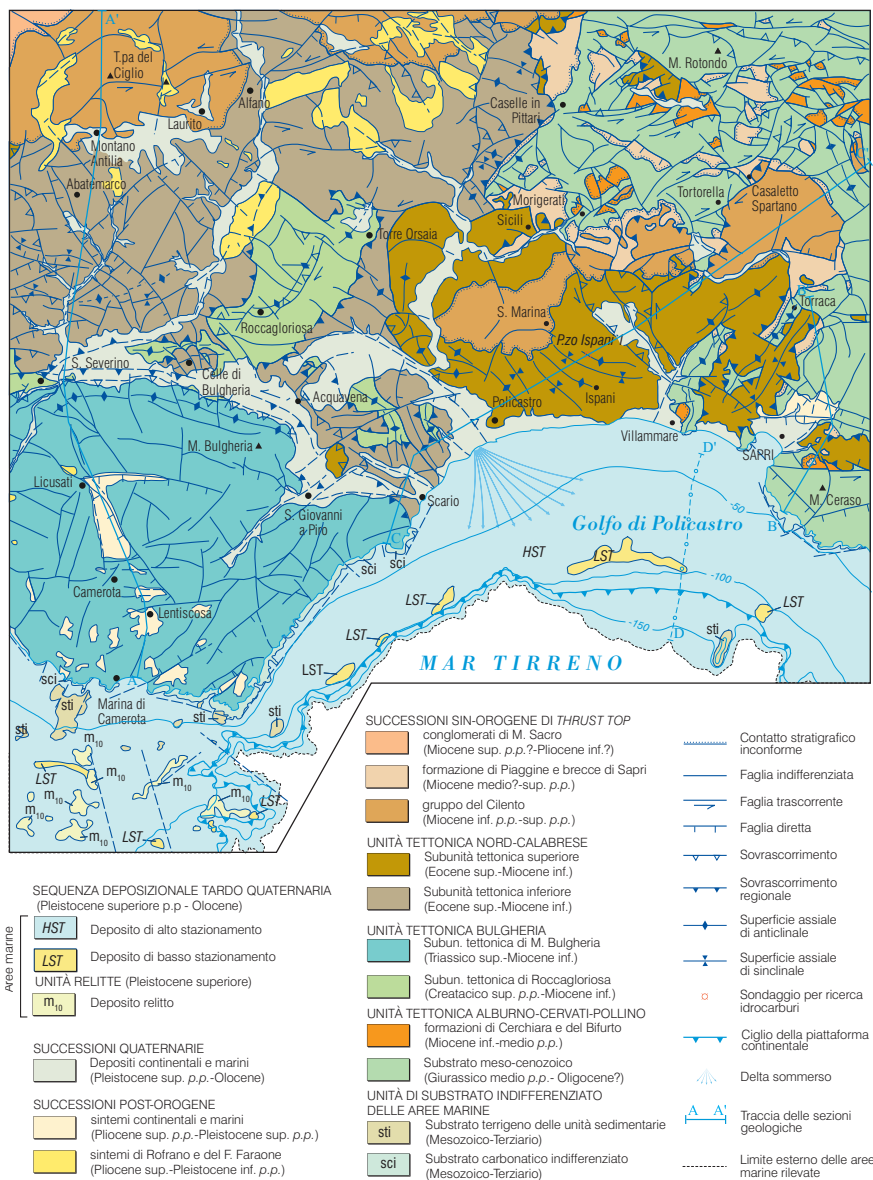
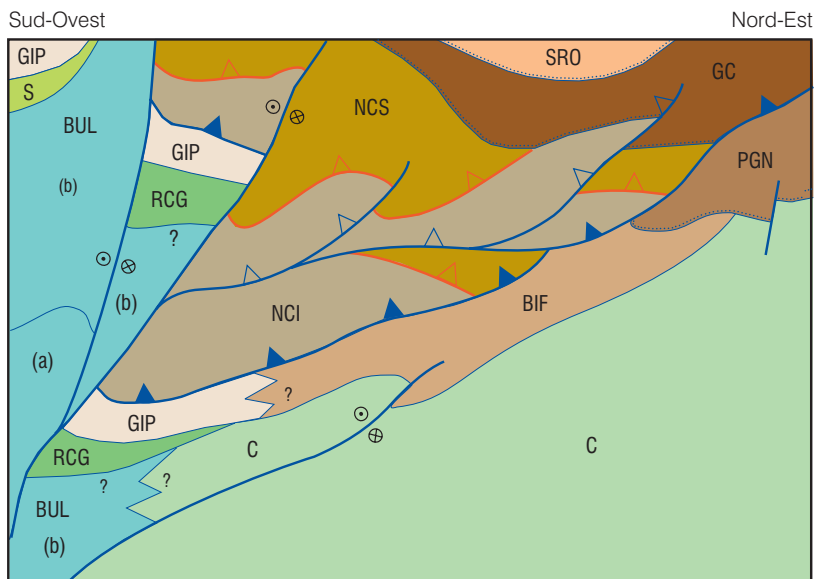


Fig. 3 - Schema tettonico del Foglio 520 Sapi.



UNITÀ SIN-OROGENE DI THRUST-TOP

SRO conglomerati di M. Sacro

PGN formazione di Piaggine

GC gruppo del Cilento

UNITÀ TETTONICA NORD-CALABRESE

NCS Subunità tettonica superiore (cfr. Unità liguri)

NCI Subunità tettonica inferiore cfr. Un. Tettonica Castelnuovo Cilento e terreni ad "aff. sicilide")

UNITÀ TETTONICA BULGHERIA

Subunità tettonica di M. Bulgheria

GIP formazione di S. Giovanni a Piro

S Scaglia

BUL Piattaforma carbonatica (a) e transizione a bacino (b)

Subunità tettonica di Roccagloriosa

GIP formazione di S. Giovanni a Piro

RCG formazione di Roccagloriosa

UN. TETTONICA ALBURNO-CERVATI-POLLINO

BIF formazione del Bifurto

C Successione di piattaforma carbonatica

..... Contatto stratigrafico inconforme

— Contatto stratigrafico

△ Thrust (Burdigaliano p.p.)

▲ Thrust primario (Messin.?-Pliocene inf.-med.)

△ Thrust secondario (Messin.?-Plioc. inf.-med.)

⊙ Faglia transpressiva sinistra (Messin.?-Pliocene inf.-med.)

Fig. 4 - Schema dei rapporti geometrici tra Unità tettoniche e successioni stratigrafiche affioranti nel Foglio 520 Sapri.

I tratti orografici del Foglio 520 Sapri sono per lo più collinari nel settore centrale e di tipo montuoso nelle porzioni meridionale e settentrionale. In tali aree i principali rilievi sono costituiti a sud dalla dorsale carbonatica del M. Bulgheria (1224 m), orientata in senso O-E e degradante a mare verso meridione, e a nord dalla dorsale carbonatica, pure orientata in senso O-E, che comprende M. Rotondo (1178 m) e M. Pecchinari (1063). Una ulteriore dorsale carbonatica, in questo caso orientata in senso N-S e culminante nel M. Cocuzzo (1371 m), è presente al limite orientale con il contiguo Foglio 521 Lauria (SGI-ISPRA, in stampa). Nella zona centrale e nord-occidentale del Foglio prevalgono in affioramento depositi bacinali terrigeni che culminano in M. Pietra dell'Erba (1566 m) e M. La Rotonda (1486 m), propaggini meridionali della dorsale di M. Sacro (Foglio 504 Sala Consilina; ISPRA, 2010).

I principali corsi d'acqua, il F. Mingardo ed il F. Bussento, attraversano il Foglio in direzione NE-SO, ma solo il secondo sfocia all'interno del Foglio nel Golfo di Policastro, poco a est di Scario. Entrambe i fiumi individuano nel settore centrale del Foglio un andamento di tipo conseguente visibilmente influenzato dalle strutture tettoniche traspressive del Pliocene e dagli eventi tettonici pleistocenici prevalentemente distensivi. Al contrario, le coeve e analoghe strutture presenti nella porzione settentrionale del Foglio, al confine con il soprastante Foglio 504 Sala Consilina (SGI-ISPRA, 2010), e nella sua porzione meridionale (basso corso del F. Mingardo) vengono intagliate in senso meridiano da valli trasversali incise profondamente a identificare un andamento del reticolo idrografico di tipo antecedente (cfr Cap. VIII).

Il Foglio 520 Sapri è limitato nella sua porzione meridionale da coste alte e frastagliate tra Marina di Camerota e Scario e nel tratto a sud di Sapri; da Scario a Sapri, invece, le coste sono prevalentemente basse, ghiaiose e ghiaioso-sabbiose. Nel suo insieme, la morfologia della costa (ad andamento SO-NE nella porzione occidentale del Foglio e ONO-ESE in quella orientale) rispecchia un forte controllo tettonico attivo durante il Pleistocene inferiore ad opera di un sistema pressoché ortogonale di faglie dirette, sepolte in corrispondenza del Golfo di Policastro, ad individuare una struttura di tipo *half graben* (CAIAZZO *et alii*, 2006) (Fig. 3). La faglia maestra di tale *half graben* (il lineamento ad andamento SO-NE) avrebbe controllato un blocco ribassato basculante verso nord-ovest (Bacino di Sapri) in analogia con i simili bacini estensionali pleistocenici del margine tirrenico campano (SARTORI, 1988, 1990; CASCIELLO *et alii*, 2006).

L'analisi geomorfologica del fondale marino nel Golfo di Policastro (PENNETTA, 1996a) evidenzia una piattaforma continentale di ridotta estensione (circa 1 km) con tracce presso il ciglio, profondo circa 95 m, del basso stazionamento del livello marino connesso all'ultimo massimo glaciale (18.000 anni). La scarpata sottomarina, particolarmente acclive, mostra segni di una marcata instabilità che contribuisce al rimaneggiamento verso il Bacino di Sapri di ingenti quantità di sedimenti attraverso canali che drenano anche il ciglio della piattaforma (Cap. IV e VII).

III - CARTOGRAFIA GEOLOGICA E CONOSCENZE PRECEDENTI DELLE AREE EMERSE

Per un inquadramento storico sulla geologia dell'area si rimanda alle Note illustrative dei Fogli 209 Vallo della Lucania e 210 Lauria della seconda edizione della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 a cura, rispettivamente, di COCCO (1971) e SCANDONE (1971). Successivi aggiornamenti cartografici e sintesi geologiche dell'area sono di fatto legati per lo più a lavori tematici, soprattutto geomorfologici e applicativi. Tra di esse si ricordano alcune tavole e figure in GUIDA *et alii* (1996b), ASCIONE & ROMANO (1999) e CAIAZZO *et alii* (2006) per la morfostruttura del M. Bulgheria e la carta idrogeologica in scala 1:25.000 della struttura carbonatica di Morigerati (IACCARINO *et alii*, 1992). Una sintesi cartografica delle conoscenze a scala regionale è presente nella Carta Geologica dell'Appennino meridionale in scala 1:250.000 (BONARDI *et alii*, 1992b). Più recentemente, le carte geologiche d'Italia in scala 1:1.250.000 e 1:1.000.000 (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA-APAT, 2005, 2008) integrano le recenti innovazioni e reinterpretazioni stratigrafiche e strutturali delle successioni mesozoiche e terziarie dell'Appennino meridionale. Sempre a proposito delle carte geologiche a piccola scala, è da ricordare la carta di sintesi idrogeologica dell'Appennino meridionale (CELICO *et alii*, 2004) che mostra elementi di indubbio interesse anche per le aree del Cilento meridionale. Recentemente BONARDI *et alii* (2009) propongono una nuova evoluzione delle principali unità cinematiche riportate in una carta geologica di un'ampia porzione dell'Appennino meridionale. Sono da ricordare, inoltre, i contigui Fogli 503 Vallo della Lucania, (SGI-APAT, 2005), 504 Sala Consilina (SGI-ISPRA, 2010) e 521 Lauria (SGI-ISPRA, in stampa) della Carta geologica d'Italia in scala 1:50.000, con le relative Note Illustrative, e le Tesi di Dottorato di CASTELLANO (1997), TESCIONE (1997), CAVUOTO (2003), FIANO (2005) e PASCARELLA (2006).

Numerosi sono i lavori presenti in letteratura sulle successioni terrigene affioranti nel Cilento, rappresentate dall'unità Castelnuovo Cilento (CAMMAROSANO *et*

alii, 2000), dall'unità Nord-Calabrese e dal gruppo del Cilento (BONARDI *et alii*, 1992a). I principali lavori di riferimento sono: SELLI (1962), IETTO *et alii* (1965), PESCATORE (1966), VEZZANI (1966, 1968a, 1968b, 1968c, 1970, 1971), BONARDI *et alii* (1992a), AMORE *et alii* (1992a, 2005), RUSSO *et alii* (1995), CARBONE & LENTINI (1990), CAMMAROSANO *et alii* (2004), CAVUOTO *et alii* (2004). Per la cospicua letteratura relativa all'unità Castelnuovo Cilento (terreni ad "affinità sicilide" *sensu* BONARDI *et alii*, 1992a, reinterpretata e rinominata nel Foglio 520 Sapri come subunità tettonica Nord-Calabrese inferiore) e al gruppo del Cilento si rimanda all'ampia trattazione contenuta nelle Note Illustrative dei Fogli 503 Vallo della Lucania (MARTELLI & NARDI, 2005) e 504 Sala Consilina (SGROSSO *et alii*, 2010) e ai lavori di VITALE *et alii* (2010, 2011) e CIARCIA *et alii* (2012).

L'unità nord-calabrese (SELLI, 1962), denominata Complesso Liguride da OGNIBEN (1969), e unità silentina da D'ARGENIO *et alii* (1973), largamente presente nel Foglio, viene distinta in due unità tettoniche da AMODIO-MORELLI *et alii* (1976): l'Unità del Frido, in posizione geometrica inferiore, e l'Unità Silentina (formazione delle Crete Nere, formazione del Saraceno e formazione di Albidona), in posizione superiore. BONARDI *et alii* (1992a, b) riuniscono l'Unità del Frido e l'Unità nord-calabrese (ofioliti di T. delle Murge, formazioni di T. delle Murge, delle Crete Nere e del Saraceno) nelle Unità Liguridi, su cui poggiano in discordanza i depositi del gruppo del Cilento. La riorganizzazione stratigrafica delle unità del gruppo del Cilento (Burdigaliano superiore-Tortoniano inferiore) (AMORE *et alii*, 1988; RUSSO *et alii*, 1995), deposte in discordanza sulle unità tettoniche interne già deformate, viene effettuata da AMORE *et alii* (1992a). Gli Autori individuano all'interno del Gruppo, dal basso verso l'alto, le formazioni di Pollica e S. Mauro e, lateralmente a quest'ultima, la formazione di Albidona (BONARDI *et alii*, 1986). I livelli di marne biancastre (fogliarine) e i livelli caotici (olistostromi) vengono considerati *marker* utili ai fini di correlazioni stratigrafiche a varia scala all'interno del bacino del gruppo del Cilento (COCCO & PESCATORE, 1969; COLELLA & ZUFFA, 1992). L'evoluzione delle mode detritiche del gruppo del Cilento viene studiata da CIPPITELLI (1968), CRITELLI (1987) e CRITELLI & LE PERA (1990a, b, 1994, 1995), mentre DI GIROLAMO *et alii*, (1992) analizzano la petrografia e il significato stratigrafico degli olistoliti ofiolitici contenuti negli olistostromi affioranti sul versante meridionale di M. Centaurino. ZUPPETTA *et alii* (1984), DE PIPPO & VALENTE (1991), VALENTE (1991, 1993), CIESZKOWSKI *et alii* (1992, 1994, 1995), CAMMAROSANO *et alii* (2004) e CAVUOTO *et alii* (2004) studiano la sedimentologia di numerose successioni del gruppo del Cilento e della sovrastante unità discordante dei conglomerati di M. Sacro, anche in aree all'interno del Foglio, individuando una marcata variabilità laterale delle facies e dell'architettura stratigrafica del bacino del Cilento. Quest'ultimo è pressoché unanimamente considerato di tipo *thrust top*, ad esclusione dell'interpretazione alternativa di CIESZKOWSKI *et alii* (1995) per i quali il gruppo del Cilento costituisce il *record* stratigrafico della locale avan-

fossa sud-appenninica. Ulteriori recenti studi sul gruppo del Cilento (CAVUOTO *et alii*, 2006a, b) descrivono il significato di alcune successioni secondo un moderno approccio di tipo stratigrafico sequenziale.

Le successioni carbonatiche meso-cenozoiche neritiche riconducibili all'unità tettonica Alburno-Cervati-Pollino affioranti nell'area del Foglio si estendono dal Giurassico medio (Bathoniano) al Miocene inferiore-medio. Vengono considerate da OGNIBEN (1969) come parte di un Complesso Panormide, indicate come "serie" da SCANDONE (1971), distinte in differenti unità stratigrafico-strutturali (D'ARGENIO *et alii*, 1973; IPPOLITO *et alii*, 1975) e in unità tettoniche (BONARDI *et alii*, 1992b). Per quanto riguarda i domini paleogeografici, vengono variamente riferite alla piattaforma campano-lucana (SCANDONE, 1972) o alla piattaforma appenninica (MOSTARDINI & MERLINI, 1988); una diversa attribuzione paleogeografica è proposta in SGROSSO (1988; 1992; 1998). L'analisi composizionale e il significato paleoambientale dei depositi argillosi e clastici continentali presenti nella successione di piattaforma al *top* della formazione di Trentinara vengono investigati da BONI (1974) e BONI *et alii* (1978). I sovrastanti depositi miocenici concordanti pre-orogeni (depositi di avampaese) rappresentati dalla formazione di Cerchiara (formazione di Roccadaspide) e quelli sin-orogeni in contesto di avanfossa (formazione del Bifurto) o discordanti sul substrato deformato (depositi di *thrust top basin*), rappresentati dalle formazioni delle brecce di Sapri e dalle calciruditi ed arenarie di Piaggine, sono stati oggetto di numerosi studi sedimentologici e biostratigrafici; lavori di riferimento sono quelli di SELLI (1957, 1962), PATACCA & SCANDONE (1989, 2007), CARANNANTE *et alii* (1992), PATACCA *et alii* (1992a; 1992b), SGROSSO (1981, 1988, 1998), SANTO & SGROSSO (1989), PESCATORE (1992), PESCATORE *et alii* (1972, 1996), CASTELLANO *et alii* (1997, 2000), SGROSSO (2002), AMORE *et alii* (2005) e BONARDI *et alii* (2009).

La successione dell'Unità tettonica Bulgheria è generalmente ritenuta rappresentare la porzione più periferica del vasto dominio carbonatico impiantatosi nel Mesozoico-Terziario sulla microplacca apula e coinvolto dalla tetto-genesi appenninica nel corso del Miocene inferiore (Unità Bulgheria-Verbicaro *auctt.*). In relazione alle diverse accezioni date al termine di piattaforma carbonatica e ai più o meno complessi modelli paleogeografici proposti per il Mesozoico-Terziario dell'Appennino meridionale, tale dominio è ritenuto far parte di una piattaforma carbonatica detta campano-lucana (SCANDONE, 1972; D'ARGENIO *et alii*, 1973), campano-lucano-calabrese (SGROSSO, 1988; 1998), appenninica (MOSTARDINI & MERLINI, 1988; CIARCIA *et alii*, 2012), apula o appenninico-apula (MARSELLA *et alii*, 1995). A questa stessa fascia isopica di transizione, secondo diversi Autori ad es.: (SCANDONE, 1972; D'ARGENIO *et alii*, 1973), appartenerebbero anche l'Isola di Capri e alcune successioni nei Monti Picentini che altri, invece, (SGROSSO, 1988; 1995; 1998; SANTO & SGROSSO, 1989; ARUTA *et alii*, 1989) ritengono originarie di un margine di una piattaforma più esterna (piattaforma laziale-campano-lucana). Da

questo quadro si discostano le ipotesi prospettate da ANTONIOLI *et alii* (1994), per i quali l'Unità Bulgheria può derivare dal margine orientale di una piattaforma ancora più interna di quella Campano-Lucana, e da PERRONE (1996) secondo il quale l'Unità di Verbicaro *Auctt.* avrebbe posizione paleogeografica più interna di quella del Bulgheria, derivando da un microcontinente posto tra due rami dell'oceano Ligure.

I settori del Foglio per i quali maggiore è la mole di dati esistenti in letteratura sono senza dubbio quelli del massiccio del Monte Bulgheria che è stato oggetto di numerosi lavori recenti non solo dal punto di vista stratigrafico e tettonico, ma anche sotto il profilo geomorfologico e applicativo. Si ricordano, ad esempio, TESCIONE (1997) per gli aspetti stratigrafici e sedimentologici del substrato carbonatico mesozoico; TOZZI *et alii* (1996), CAIAZZO (2000) e GATTACCECA & SPERANZA (2002) per la tettonica pre-quadernaria e la geologia strutturale; SGROSSO & CIAMPO (1967), LIPPMANN-PROVANSAL M. (1987), ROMANO (1992), GUIDA *et alii* (1996a), RUSSO (1994, 1997), ASCIONE (1997); ASCIONE *et alii* (1997), ASCIONE & ROMANO (1999), KIEFFER *et alii* (2001), ESPOSITO *et alii*, (2001, 2003a, b), BERTINI (2003), CAIAZZO *et alii* (2006) per la geomorfologia, la tettonica e la stratigrafia dei depositi continentali e marini plio-pleistocenici; PISCOPO *et alii* (1993), GUIDA *et alii* (1996b), ORTOLANI & TOCCACELI (1997) e SANTANGELO *et alii* (2005) per gli aspetti applicativi ed ambientali.

Gli studi stratigrafici a partire dagli anni Sessanta definiscono in dettaglio una successione carbonatica di età Triassico superiore-Miocene inferiore/medio: ne vengono descritti i caratteri generali (SELLI, 1962; più approfonditamente SCANDONE *et alii*, 1964, e ancora SCANDONE, 1968; COCCO, 1971, 1973) e alcuni aspetti particolari (CESTARI, 1964; TORRE, 1969, 1970; BARBERA, 1964; BARBERA LAMAGNA, 1972). I terreni flyschoidi miocenici che chiudono la successione anche se non sempre in chiaro rapporto col substrato (flysch nero di SCANDONE *et alii*, 1964, flysch di Torre Orsaia di SGROSSO & TORRE, 1967) vengono interpretati (TORRE, 1969; COCCO, 1971; SANTO & SGROSSO, 1989) come isopici alla formazione del Bifurto (*sensu* SELLI, 1957). SGROSSO & TORRE (1967) descrivono in dettaglio la successione maastrichtiano-eocenica di Roccagloriosa, e mettono in relazione la sua evoluzione e posizione paleogeografica con quella del M. Bulgheria. Differenti opinioni sono in COCCO (1973) e con pochi sintetici altri dati in GRANDJACQUET & MASCLE (1978).

L'Unità tettonica Bulgheria (SCANDONE, 1972), insieme alle unità affioranti nei monti di Trecchina e di Maratea e quelle in parte metamorfosate affioranti in Calabria, riferite all'unità di Verbicaro (BOUSQUET & GRANDJACQUET, 1969) viene considerata parte dell'Unità tettonica Bulgheria-Verbicaro (IPPOLITO *et alii*, 1975) la cui revisione stratigrafica e regionale è fornita da VAI (2001). L'Unità Bulgheria poggia con contatto tettonico sull'Unità Alburno-Cervati-Pollino e sulle coltri alloctone di provenienza oceanica (unità tettonica Nord-Calabrese) (Figg. 3, 4). La

sovrapposizione dell'Unità di Verbicaro sull'Unità di S. Donato (AMODIO MORELLI *et alii*, 1979) è da considerare come contatto originariamente stratigrafico tettonizzato (IANNACE *et alii*, 1995); di recente, tuttavia, in Calabria la stessa Unità di Verbicaro è stata ridefinita come Unità Lungro-Verbicaro (IANNACE *et alii*, 2005). Nelle aree interne della catena appenninica, intorno al Golfo di Policastro, l'anomala sovrapposizione delle unità carbonatiche su unità più interne Liguridi, osservata o interpretata sulla base di elementi indiretti, ha fatto ipotizzare che l'intero fronte settentrionale dell'arco formato dalla catena del M. Pollino, Monti di Lauria, M. Coccovello, M. Bulgheria sia stato probabilmente generato da un ampio *thrust* fuori sequenza, legato alla tettonica contrazionale del Pliocene (SCHIATTARELLA, 1998; cfr. anche CINQUE *et alii*, 1993) (Figg. 3, 4). L'accavallamento fuori sequenza dell'Unità Bulgheria sulle unità Liguridi può essere rappresentato dalla struttura di Palinuro (BARTOLE, 1984), riconosciuta nell'*offshore* del Cilento e individuata da una serie di faglie inverse vergenti verso NNO (BARTOLE, 1984; BARTOLE *et alii*, 1984) o transpressive con componente sinistra, attive forse sino al Pliocene superiore-Pleistocene inferiore (SACCHI *et alii*, 1994).

Nell'area del M. Bulgheria la paleontologia dei sedimenti continentali e marini di età pliocenica e quaternaria, dopo gli studi iniziali di MIRIGLIANO (1949), è stata analizzata da SGROSSO & CIAMPO (1967), D'ALESSANDRO (1972) e CIAMPO (1977). Per i depositi continentali e parali, vari studi toccano specificamente le sabbie rosse costiere (SCANDONE & LIRER, 1967; BRANCACCIO & SINNO, 1969; PALMA DI CESNOLA, 1969; vedi anche LIPPMANN-PROVANSAL, 1987). Le intercalazioni dei depositi piroclastici vengono in alcuni casi esaminate con analisi petrografico-mineralogiche e geochimiche (ad es.: SCANDONE & LIRER, 1967; D'ELIA *et alii*, 1987; KIEFFER *et alii*, 2000, 2001; cfr. MARCIANO *et alii*, 2008). Alcuni cenni sono dedicati ai suoli e ai fenomeni pedogenetici entro studi di geologia del Quaternario o di carattere geomorfologico (LIPPMANN-PROVANSAL, 1987; ASCIONE, 1997) o legati a ricerche di tipo paleontologico (tra questi, PALMA DI CESNOLA, 1969); è da ricordare il sintetico apporto anche cartografico a cura di DI GENNARO (2002) sui diversi sistemi di terre e caratteri dei suoli. A partire da una prima nota di LAURETI (1976), una serie di lavori preliminari di autori francesi (BAGGIONI, 1975, 1976, 1977, 1978; BAGGIONI *et alii*, 1981) analizza le connessioni tra geomorfologia e neotettonica, paleoclimatologia e stratigrafia nel Plio-Quaternario. Tali studi culminano nell'ampia trattazione di LIPPMANN-PROVANSAL (1987). Altri dati che contribuiscono alla conoscenza della stratigrafia dei depositi lacustri di Camerota-Licusati sono quelli pollinici in BRENAC (1983, 1984) e, più di recente, in BORELLI *et alii* (1992) e RUSSO ERMOLLI (1999). I primi ritrovamenti di fossili preistorici nelle grotte costiere del massiccio del M. Bulgheria si devono, tra gli altri, a PARENZAN (1956) e CHIAPPELLA (1956) cui seguono nel decennio successivo le prime segnalazioni e studi sistematici di industrie paleolitiche in sedimenti continentali nella fascia costiera (SCANDONE & LIRER, 1967; LIRER *et alii*, 1967; BRANCACCIO & SIN-

NO, 1969; PALMA DI CESNOLA, 1969). In seguito alle sistematiche campagne di scavo dagli anni Sessanta i depositi quaternari e i resti di età preistorica e protostorica in grotta, in riparo e costieri di Marina di Camerota e Scario sono quindi oggetto di numerosi studi di argomento paleontologico, paleontologico e geoarcheologico, contenenti diversi dati d'interesse stratigrafico, paleoambientale e geomorfologico (ad es.: MANZI *et alii*, 2011).

Numerosi sono i lavori di geomorfologia e geologia applicata sulle aree ricadenti nel Foglio. I lineamenti da immagini satellitari, in connessione con l'analisi delle morfostrutture e alla tettonica recente, vengono esaminati in alcuni studi sintetici o preliminari (LIPPMANN, 1983; BRIGHEL *et alii*, 1998). Dal punto di vista morfoevolutivo si ricordano GUIDA *et alii* (1980b, 1982, 1990a, 1990b, 1996b) e BORELLI *et alii* (1992); GUIDA *et alii* (1990a, 1990b) si soffermano in particolare sui fenomeni gravitativi profondi connessi all'assetto litostrutturale e all'evoluzione geomorfologica del fronte settentrionale del massiccio del Bulgheria.

Sui fenomeni carsici, pure esaminati e inquadrati in un contesto più ampio in studi geomorfologici, e sotto altri profili, in geologia applicata, si possono ricordare le note di CAPPA (1970), MUSCIO (1985), ESPOSITO *et alii* (2001) e un breve repertorio di DAVIDE (1995). Di particolare interesse, a riguardo, è il lavoro di IACCARINO *et alii* (1992) sull'acquifero carbonatico ad elevato rendimento idrogeologico di Morigerati e sugli inghiottitoi del F. Bussento e del Rio della Bacuta. L'importanza di tale acquifero era già stata riconosciuta da CELICO *et alii* (1980) e GUIDA *et alii* (1980a).

IV - INQUADRAMENTO GEOLOGICO E STUDI PRECEDENTI DELLE AREE SOMMERSE

Il Mar Tirreno si è sviluppato, sin dal Miocene superiore, come bacino di retroarco ad ovest della catena appenninica con un'estensione maggiore nel settore meridionale, come testimonia la litosfera oceanica creatasi nei bacini del Vavilov e del Marsili (KASTENS *et alii*, 1988; PATACCA *et alii*, 1992a). Lungo il margine continentale di questo settore, in un'area dove i sollevamenti differenziali sono stati molto intensi, si riconosce una notevole articolazione per l'effetto della tettonica tensile e della forte subsidenza che ha interessato soprattutto le aree sottomarine (SELLI & FABBRI, 1971; SARTORI, 1988). L'assetto risultante di questo margine è caratterizzato da alti morfostrutturali sottesi da una piattaforma relativamente ampia, con gradienti modesti, e da bacini di scarpata profondamente incisa da canali, le cui testate procurano la recessione del ciglio.

Il Golfo di Policastro è caratterizzato da una piattaforma continentale ristretta (circa 2-5 km di ampiezza) e da una scarpata superiore molto acclive ($> 10^\circ$) (ARGNANI *et alii*, 1989). Al margine della piattaforma continentale si ritrovano diverse incisioni che dissecano la scarpata superiore (ARGNANI *et alii*, 1989).

In particolare la piattaforma continentale da Capo Palinuro a Capo Scalea presenta accumuli sedimentari molto ridotti ed è lambita dalle testate di numerosi canali, che innescano estesi fenomeni di erosione e di trasferimento di materiale verso le aree bacinali (ARGNANI *et alii*, 1989; FERRARO *et alii*, 1997; BUDILLON *et alii*, 2011). L'estensione della piattaforma continentale risulta alquanto variabile, con valori massimi di circa 7.5 km fino a Punta degli Iscoletti ed al largo di Sapri e valori minimi di meno di 1 km tra Punta degli Iscoletti e la foce del fiume Bussento. L'andamento del margine della piattaforma e delle relative isobate ben ricalca quello della linea di costa attuale. Il ciglio si presenta di tipo netto e raggiunge profondità minori di -95 m in corrispondenza dei tratti meno ampi della piattaforma, mentre nei settori più estesi può raggiungere anche i -130 m. In prossimità del

ciglio è presente un terrazzo morfostrutturale con scarpata di circa 10 m e gradino di circa 100 m (PENNETTA, 1996a; b)

La principale fonte di alimentazione della piattaforma interna è rappresentata dal fiume Bussento e dai suoi affluenti, che drenano un ampio bacino idrografico compreso tra Torre Orsaia e Casaletto Spartano e che hanno determinato la formazione di un sistema costiero di foce con coste basse e sabbiose da Torre Oliva fino a Villammare.

Una estesa superficie di erosione è presente nel sottofondo dell'intera piattaforma in oggetto. La profondità di tale superficie, che è di circa -90 m nei tratti di piattaforma in erosione, fa pensare che essa possa essere associata alla superficie di regressione wurmiana e correlata quindi con l'ultimo episodio glaciale (18.000 anni fa).

Al di sotto di tale superficie si individuano depositi marini di piattaforma progradanti appartenenti ad unità medio pleistoceniche. Lungo questa superficie erosiva si riconoscono lembi di depositi relitti siltoso-sabbiosi di spiaggia e piattaforma interna sedimentati durante la caduta e lo stazionamento basso del mare (culminato 18 ka BP). Al di sopra della superficie erosiva si individuano sistemi deposizionali parali e marini, legati al progressivo arretramento della linea di costa indotto dalla risalita eustatica successiva alla glaciazione wurmiana, che determinano un'aggradazione verticale della piattaforma di circa 10-15 m.

La piattaforma continentale è lambita dalle testate di numerosi canali che da ovest verso est (da Capo Palinuro a Scario) incidono sempre più il margine della piattaforma (FERRARO *et alii*, 1997; BUDILLON *et alii*, 2011), fino a formare due profondi canyon collocati a largo di Punta degli Iscoletti che intagliano profondamente scarpata e piattaforma formando un complesso sistema di *fan* sottomarino nel sottostante bacino di Sapri (BUDILLON *et alii*, 2011).

Il sistema piattaforma-scarpata, presente in questo settore del margine tirrenico orientale, è piuttosto immaturo dal punto di vista morfologico, come evidenziato dalla relativa scarsità di accumuli sedimentari. I maggiori volumi di sedimento sono presenti più a sud nel bacino di Sapri, che rappresenta l'elemento morfologico e deposizionale più importante che caratterizza la scarpata di questo margine. Il ruolo di collettore di sedimenti esercitato dal bacino di Sapri è facilitato dall'effetto di sbarramento operato dai rilievi sottomarini che lo delimitano a sud a largo di Praia a Mare (FABBRI *et alii*, 1981). Il Bacino di Sapri è delimitato a nord ed a est dal tratto di scarpata ripido e inciso, sotteso alla piattaforma continentale ristretta e con elevato gradiente presente tra Punta degli Iscoletti e Capo Scalea ed a sud e a ovest da alti morfostrutturali (*slope ridges*) con direzione N-S, subparalleli alla costa, che svolgono una funzione di soglie per la dispersione dei sedimenti (PENNETTA, 1996a). La sedimentazione all'interno del bacino di Sapri è di tipo torbido-sabbioso: tali depositi provengono dal collasso di sedimenti dal ciglio della piattaforma in recessione e delle scarpate che delimitano il bacino. Sono nu-

merosi i fenomeni di trasporto gravitativo di massa e le nicchie di distacco di frane (PENNETTA, 1996b). Il flusso di materiale è incanalato in vari sistemi calanchivi poco gerarchizzati con testate affiancate di varie dimensioni.

V - STRATIGRAFIA DELLE AREE EMERSE

Le successioni rilevate sono state descritte e accorpate in unità e subunità tettoniche (Figg. 3, 4); l'organizzazione della Legenda e il conseguente ordine di descrizione delle unità pre-quadernarie seguono l'ordine di sovrapposizione geometrica delle unità tettoniche individuate, a partire da quelle più elevate geometricamente. Le unità litostratigrafiche riconosciute al loro interno (Fig. 5) vengono invece descritte a partire da quelle più antiche.

Dall'alto, le unità tettoniche distinte sono (Figg. 3, 4):

- a) *Unità tettonica Nord-Calabrese* (*sensu* BONARDI *et alii*, 1992a), suddivisa in *subunità tettonica inferiore* (*cfr.* *unità dei terreni ad "affinità" sicilide auct.* o *Castelnuovo Cilento auct.*) e *subunità tettonica superiore* (*cfr.* *unità Liguride auct.*);
- b) *Unità tettonica Bulgheria*, suddivisa dall'alto in *subunità tettonica del M. Bulgheria* e *subunità tettonica di Roccagloriosa*;
- c) *Unità tettonica Alburno-Cervati-Pollino*;

In discordanza sulle successioni deformate delle varie unità tettoniche si rinvenivano depositi sinorogeni miocenici, depositi in bacini di tipo *thrust top*, rappresentati dal gruppo del Cilento, dalle formazioni delle breccie di Sapri (**BPR**), delle calciruditi e arenarie di Piaggine (**PGN**) e dei conglomerati di M. Sacro (**SRO**). Tali depositi sono stati divisi dal substrato meso-cenozoico, caratterizzato da unità silicoclastiche mioceniche concordanti di avanfossa in posizione apicale (Fig. 5), e trattate separatamente (Cap. V.5). Le successioni postorogene, di età compresa tra il Pliocene superiore e l'Olocene, sono state suddivise in sintemi e subsintemi in base all'individuazione di superfici limite corrispondenti a discontinuità stratigrafiche significative (Fig. 6). I depositi quadernari più recenti, dal Pleistocene superiore all'Olocene, per i quali non sono stati ricavati elementi sufficienti per una loro univoca collocazione nel quadro sintemico ricostruito, sono stati invece suddivisi in depositi in corso di formazione o già formati.

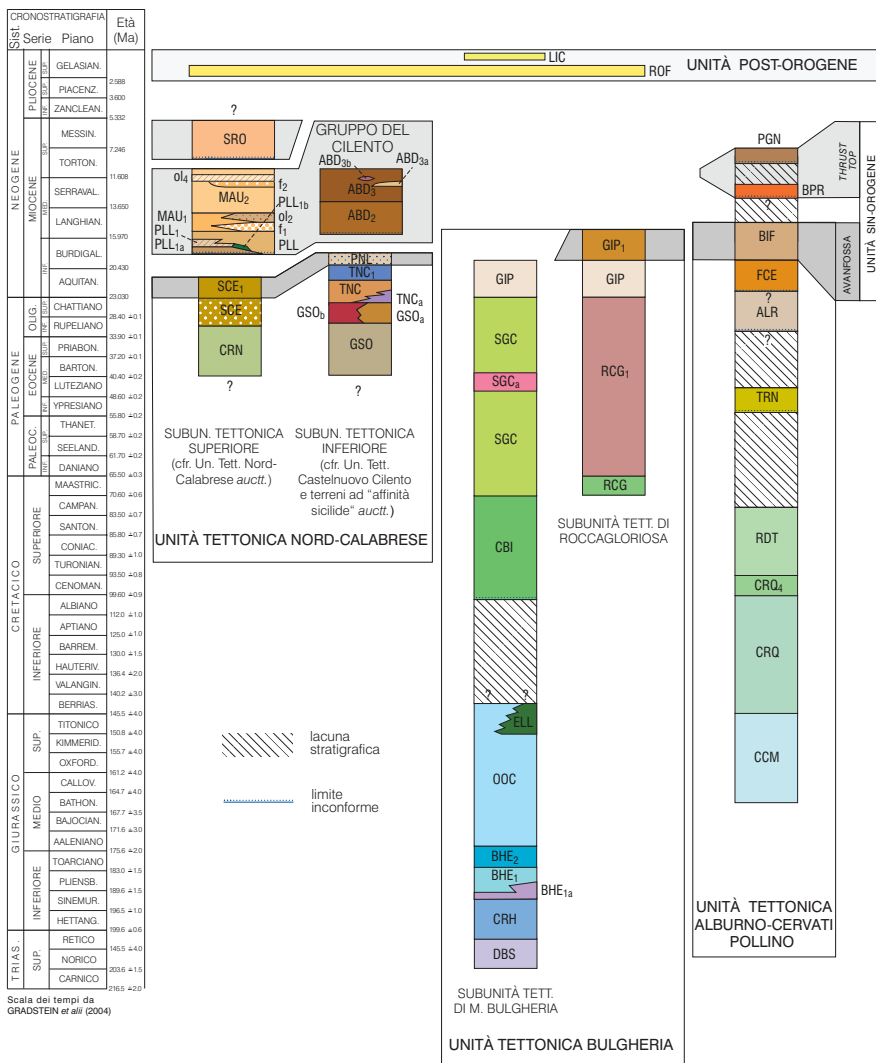


Fig. 5 - Schema stratigrafico delle unità del Triassico-Pliocene affioranti nel Foglio 520 Sapri.

1. - CENNI SUGLI SCHEMI BIOSTRATIGRAFICI E CRONOSTRATIGRAFICI ADOTTATI

La scala cronostratigrafica utilizzata per la datazione delle unità litostratigrafiche e sintemiche individuate è quella di GRADSTEIN *et alii* (2004) (Figg. 5, 6). Nonostante la sua recente modifica, con l'abbassamento del limite Pliocene-Pleistocene alla base del Gelasiano (GRADSTEIN *et alii*, 2012), si è scelto di mantenere la scala dei tempi precedente per motivi di uniformità con i fogli contigui già pubblicati e per l'impossibilità di adeguare l'organizzazione finale delle unità stratigrafiche già definite.

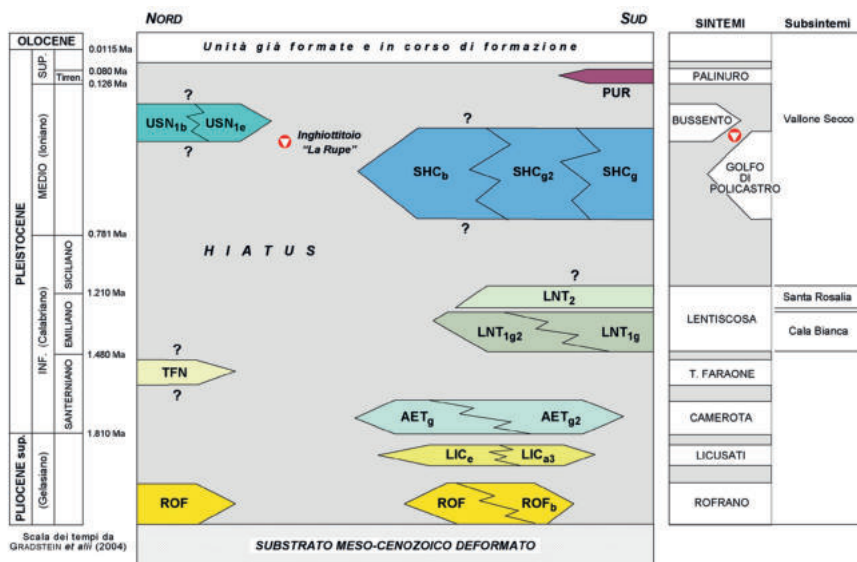


Fig. 6 - Schema stratigrafico delle unità sintemiche continentali e marine del Plio-Quaternario affioranti nel Foglio 520 Sapi.

1.1. - BIOSTRATIGRAFIA DELLE SUCCESSIONI SILICOCLASTICHE CENOZOICHE

I campioni prelevati dalle successioni terrigene delle unità tettoniche interne, dalle unità stratigrafiche di avanfossa e da quelle discordanti sul substrato deformato sono stati sottoposti ad analisi biostratigrafiche a nannofossili calcarei e a foraminiferi planctonici. Sono stati preparati circa 100 campioni per foraminiferi che sono risultati quasi sempre sterili. Le analisi a nannofossili sono state effettuate su circa 200 campioni, ed anch'esse sono nella maggior parte dei casi risultate sterili.

Età (MA)	Crono-stratigrafia	Biozone	Bioeventi
7	Miocene superiore	Messin. Zona a <i>R.rotaria</i> Zona a <i>A.primus</i> Zona a <i>C.pelagicus</i>	- FO <i>R. rotaria</i> (7,18 MA) - FO <i>A. primus</i>
8		Zona a <i>M.convallis</i>	LO <i>M. convallis</i> (7,76 MA)
9			FO <i>M. convallis</i> (9,40 MA)
10		MNN 9	FO <i>D. bellus</i> gr.
11		MNN 8, MNN 8b MNN 8a	- FCO <i>H. stalis</i> (10,70 MA) - LO <i>H. walbersdorfensis</i> (10,76 MA)
12	Miocene medio	MNN 7	
13		Serravalloiano MNN 6, MNN 6b MNN 6a	- LCO <i>C. premacintyreii</i> (12,51 MA) - FCO <i>R. pseudumbilicus</i> >7µm (13,30 MA) - LO <i>S. heteromorphus</i> (13,57 MA)
14		Langhiano MNN 5, MNN 5c MNN 5b	- FCO <i>H. walbersdorfensis</i> (14,1 MA) - LO <i>H. waltrans</i> (14,35 MA)
15		MNN 5a	- FCO <i>H. waltrans</i> (15,30 MA) - PE <i>S. heteromorphus</i>
16		MNN 4c MNN 4b	- PB <i>S. heteromorphus</i> (15,65 MA) - LCO <i>H. ampliapertura</i>
17	Miocene inferiore	MNN 4a	
18		Burdigaliano MNN 3b	- FCO <i>S. heteromorphus</i> (~18,0 MA) - LCO <i>S. belemnus</i> (~18,5 MA)
19		MNN 3a	FO <i>S. belemnus</i> (~19,1 MA)
20		MNN 2b	- FO <i>H. mediterranea</i> - FO <i>H. ampliapertura</i>
21		MNN 2a	- AE <i>H. euphratis</i> - FCO <i>H. carteri</i>
22	Oligocene	Aquitano MNN 1, MNN 1d	
23		MNN 1c	- FO <i>S. disbelemnus</i> (~23 MA) - FO <i>D. druggii</i>
24		MNN 1b MNN 1a	- LO <i>S. delphix</i> - FO <i>S. delphix</i> - LCO <i>D. bisectus</i>
25		MNP 25b	LO <i>S. ciperoensis</i> (~24,8 MA)
25	Chattiano	MNP 25a	

Fig. 7 - Schema zonale utilizzato per il nannoplancton calcareo dell'intervallo Oligocene superiore-Miocene (modificato da FORNACIARI & RIO, 1996; FORNACIARI et alii, 1996; THEODORIDIS, 1984).

Esse hanno comunque permesso di descrivere per alcune formazioni, il contenuto in fossili, la biozona di appartenenza e l'età. Dato il tipo di terreni analizzati, spesso poveri e caratterizzati da intenso rimaneggiamento, la preparazione per i campioni a nannofossili è stata realizzata mediante centrifugazione (PERCH-NIELSEN, 1985; AMORE *et alii*, 1988; BOWN, 1999; DE CAPOA *et alii*, 2003).

I campioni per le analisi a foraminiferi sono stati lavati attraverso una batteria di setacci ed è stata esaminata quella di dimensioni maggiori di 62.5 micron. I campioni per le analisi micropaleontologiche a foraminiferi e nannofossili sono stati sottoposti esclusivamente ad analisi qualitativa dell'abbondanza dell'associazione rispetto al preparato. E' stata quindi valutata l'abbondanza secondo una scala che va dal campione sterile a quello ad associazione molto abbondante (SGI, 1995; cf note schede analisi micropaleontologica). E' stata eseguita anche una valutazione qualitativa dello stato di conservazione dell'associazione (cf SGI, 1995). Accanto ai campioni più significativi sono riportati i *marker*, la biozona di appartenenza e l'età. Non è presente alcuna indicazione per i campioni che, non contenendo *marker* di zona o che presentando una flora/fauna scarsa o mal conservata, sono risultati biostratigraficamente poco significativi; essi però sono riportati nelle tabelle riassuntive di tutti i campioni analizzati.

Gli schemi biostratigrafici utilizzati sono i seguenti: per il nannoplancton calcareo FORNACIARI & RIO (1996) per l'Oligocene ed il Miocene inferiore, FORNACIARI *et alii*. (1996), con modifiche di SPROVIERI *ET ALII* (2002) e DI STEFANO *et alii* (2008), per il Miocene medio e THEODORIDIS (1984) per il Tortonian medio/Messiniano (Fig. 7). In Fig. 7 è anche riportato lo schema biozonale a nannofossili calcarei di IACCARINO *et alii* (2001). A causa delle caratteristiche dei sedimenti analizzati, si è sempre preferito utilizzare gli eventi di FO (*First Occurrence*) e meno quelli di LO (*Last Occurrence*). Anche per questa ragione la zonazione di THEODORIDIS (1984), che utilizza la FO di *Minylitha convallis* BUKRY e la FO di *Amaurolithus primus* (BUKRY & PERCIVAL) GARTNER & BUKRY, è stata preferita per il Tortonian medio/Messiniano a quella di IACCARINO *et alii* (2001). Questo schema è stato comunque considerato utile per la segnalazione di alcuni eventi, quali la FO di *Amaurolithus delicatus* GARTNER & BUKRY la FO di *Discoaster quinqueramus* (GARTNER) e la FO di *Dicoaster surculus* (MARTINI & BRAMLETTE). La prima comparsa di *Discoaster surculus*, nell'Oceano Indiano e nel Pacifico equatoriale, avviene, seppur in maniera sporadica e discontinua nella zona CN8 (BUKRY, 1973). E' presente invece in modo continuo, e con esemplari più tipici, dalla base della zona CN9, appena sopra la comparsa di *D. bergrenii*, che avviene a 8.3 Ma (BACKMANN & RAFFI, 1997; RAFFI *et alii*, 1995; RAFFI *et alii*, 1998). Questa specie, anche se piuttosto rara alle medie latitudini e nel Mediterraneo (THEODORIDIS, 1984; IACCARINO *et alii*, 2001; RAFFI *et alii*, 2003), è però stata talora ritrovata nelle successioni appenniniche e nelle serie maltesi (MAZZEI, 1985; AMORE, 1992; CIPOLLARI & COSENTINO, 1995; FORESI *et alii*, 2001, tra gli altri).

Anche se non particolarmente abbondante nelle associazioni del Foglio abbiamo ritenuto utile utilizzarla, poichè i fenomeni di rimaneggiamento, l'impossibilità di realizzare una campionatura ad altissima risoluzione e la scarsa possibilità di utilizzare le LO riducono già notevolmente la risoluzione biostratigrafica. L'età e la biozona di appartenenza attribuite alle diverse formazioni è da considerarsi, anche quando non esplicitamente segnalato, come “*non più antica di*”.

1.2. - BIOSTRATIGRAFIA DELLE SUCCESSIONI CARBONATICHE MESO-CENOZOICHE

La biostratigrafia delle successioni carbonatiche di mare basso è basata in gran parte sulla distribuzione di alghe calcaree e foraminiferi bentonici. Ulteriori contributi alla loro biozonazione, limitatamente al Cretacico inferiore *p.p.*-superiore, sono forniti dalle rudiste sebbene la risoluzione biostratigrafica complessiva sia relativamente bassa. In aggiunta, la cronostratigrafia delle biozone risultanti è in genere poco vincolata da correlazioni con zone *standard* ad organismi planctonici (per lo più ammoniti, foraminiferi e nannofossili calcarei). Come conseguenza, le età delle successioni neritiche non sono tarate in modo soddisfacente con quelle degli ambienti di transizione e bacino rendendo così difficoltosa una dettagliata corelazione tra le corrispondenti unità cartografate. Le datazioni e le correlazioni tra successioni carbonatiche basate sulle curve isotopiche di elementi stabili (in primo luogo carbonio e stronzio) sono applicate correntemente negli studi stratigrafici recenti e moderni anche su successioni italiane (FERRERI *et alii*, 1997; PARENTE *et alii*, 2007 ; GRAZIANO *et alii*, 2013). Tale strumento, tuttavia, non può trovare impiego nella cartografia geologica di base e pertanto sono stati utilizzati i più recenti schemi biozonali disponibili (ad es.: DE CASTRO, 1991) preferendo, tuttavia, le biozonazioni di CHIOCCHINI *et alii* (1994, 2008) definite per le successioni in facies di piattaforma e transizione a bacino dell'Appennino centrale. In questo modo è stato possibile utilizzare uno *standard* biostratigrafico largamente accettato per le correlazioni nel Giurassico-Cretacico tra le successioni neritiche dell'unità tettonica Alburno-Cervati-Pollino e quelle di transizione a bacino dell'unità tettonica Bulgheria. Per le intercalazioni in facies pelagica presenti a varie altezze stratigrafiche nella successione cretacica di scarpata dell'Unità tettonica Bulgheria è stata utilizzata la biozonazione a foraminiferi planctonici di PREMOLI SILVA & SLITER (1995). Per i depositi neritici eocenici della formazione di Trentinara è stato utilizzato lo schema biozonale di SERRA-KIEL *et alii* (1998).

2. - UNITÀ TETTONICA NORD-CALABRESE

Le unità interne sono state suddivise in due subunità tettoniche: una subuni-

tà superiore, costituita dal basso verso l'alto dalle formazioni delle Crete Nere (CRN) e del Saraceno (SCE) e una subunità inferiore, costituita dalle formazioni delle argilliti di Genesio (GSO), marne e calcareniti del T. Trenico (TNC) e arenarie di Pianelli (PNL) (Figg. 4, 5). Le formazioni della subunità tettonica inferiore presentano nel loro complesso indiscutibili analogie litologiche e stratigrafiche con quelle della subunità superiore, tanto da indurci a ipotizzare l'appartenenza ad uno stesso bacino sedimentario deformato e inglobato all'interno del prisma di accrezione mio-pliocenico. Le subunità superiore ed inferiore corrispondono, a meno del nome e del rango gerarchico, alle unità tettoniche Nord-Calabrese e Castelnuevo Cilento (cfr. terreni ad "affinità sicilide" *auct.*), rispettivamente, delle recenti edizioni dei Fogli 503 Vallo della Lucania (SGI-APAT, 2005) e 504 Sala Consilina (SGI-ISPRA, 2010) in scala 1:50.000.

2.1. - SUBUNITÀ TETTONICA SUPERIORE (cfr. *unità Liguride auct.*)

2.1.1. - *formazione delle Crete Nere (CRN)*

Tale formazione, descritta da VEZZANI (1968) al confine calabro-lucano, affiora nel Foglio limitatamente alla porzione superiore. Questa è costituita in larga



Fig. 8 - *Affioramento (non cartografabile) delle argilliti nerastre e policrome con intercalazioni di torbiditi quarzoso-arenacee tipo TBT (Thin Bedded Turbidites) della formazione delle Crete Nere (CRN) (subunità tettonica Nord-Calabrese superiore). Località: Rio della Baccuta (circa 3 km a est di Caselle in Pittari).*

Crete Nere

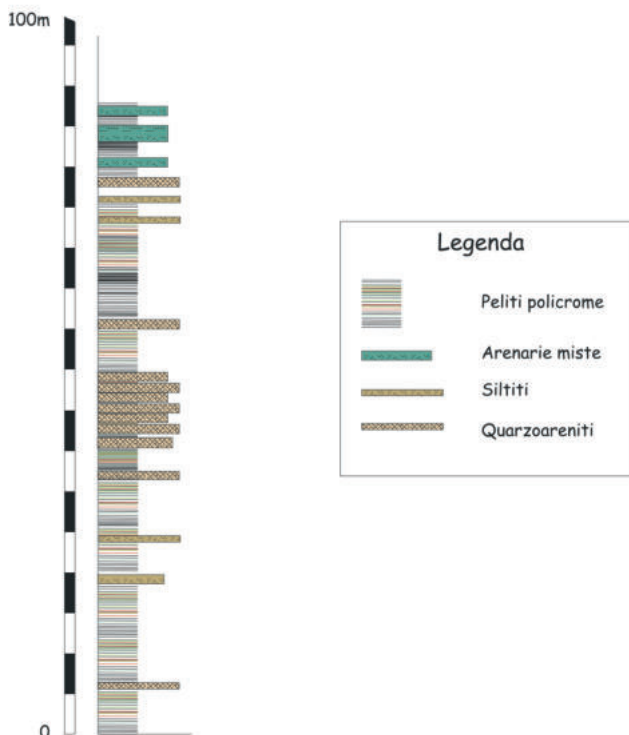


Fig. 9 - Log sedimentologico ricostruito nella porzione medio-superiore della formazione delle Crete Nere (CRN) (Unità tettonica Nord-Calabrese, subunità tett. superiore).

prevalenza da argilliti foliate di colore generalmente grigio piombo e nero, talora varicolorate, verdognole e raramente rossastre; a varie altezze stratigrafiche si osservano sottili livelli di marne argillose e marne giallognole tipicamente decarbonatate. Gli strati, difficilmente riconoscibili a causa della pervasiva deformazione spesso associata a piani di taglio, sono di spessore variabile da pochi centimetri ad alcuni decimetri. In subordine sono presenti, fino ad alcune decine di metri dal top dell'unità, intercalazioni di torbiditi arenacee silicoclastiche (prevalentemente quarzose) a grana fine e media di colore bruno o marroncino, tipicamente giallognolo all'alterazione, in strati spessi da pochi cm ad alcuni dm (Fig. 8). Intervalli arenacei più potenti, fino ad alcuni metri, derivano generalmente dall'amalgamazione di vari livelli torbiditici (Fig. 9). La composizione delle arenarie varia verso l'alto in modo apparentemente graduale da quarzosa e subarcosica a quarzoso-feldspatica (CRITELLI, 1991, 1993) (Fig. 9).

La base stratigrafica dell'unità non è nota in affioramento nelle aree del Foglio. Il limite inferiore è tettonico sui terreni della subunità tettonica inferiore (ad es.: 1

km a SE di Bosco, Sez. III Camerota) e su **PGN** (ad es.: dintorni di Sicili, Sez. I Caselle in Pittari). Il tetto è stato posto in corrispondenza del passaggio per rapida alternanza con le litofacies calcaree e marnose di **SCE**. Lo spessore è virtualmente non calcolabile a causa della pervasiva deformazione tettonica (talora sono osservabili litofacies riconducibili a veri e propri *melange*); l'analisi dei volumi desumibili anche dalle sezioni geologiche, tuttavia, suggerisce valori non superiori a 200-250 m. A causa delle estese coperture detritiche, sono rare le esposizioni con spessori maggiori di pochi metri. Buone esposizioni delle intercalazioni arenacee, delle argilliti e del contatto stratigrafico con **SCE**, a luoghi rovesciato, affiorano poco più di 1 km a NE di Policastro (Sez. II Sapri), in corrispondenza di una dorsale allungata in senso NS subito a Est della località Soranna.

I caratteri di facies complessivi, la quasi totale assenza di livelli carbonatici e la presenza di livelli torbiditici arenacei, talora organizzati in parasequenze di tipo CU e FU, indica la deposizione dell'unità in un bacino oceanico profondo con solo saltuari apporti silicoclastici torbiditici in facies di lobo generalmente distale.

I numerosi campioni prelevati anche al *top* della successione non hanno fornito nannoflore. Dati recenti di letteratura, ricavati da successioni certamente correlabili e affioranti al confine calabro-lucano, consentono di datare la parte alta dell'unità al passaggio con **SCE** e quella intermedia come, rispettivamente, non più antica dell'Oligocene inferiore (biozona NP23 di MARTINI, 1971; CP18 di OKADA & BURKY, 1980) e non più antica del Bartoniano superiore (biozona NP17 di MARTINI, 1971; CP14b di OKADA & BURKY, 1980) (MARTELLI & NARDI, 2005). Non è tuttavia da escludere la presenza di livelli più antichi (si ricorda che l'età della base della formazione, al passaggio con la sottostante formazione di Timpa delle Murge, è considerata non più antica dell'Oxfordiano da BONARDI *et alii*, 1992a).

2.1.2. - *formazione del Saraceno (SCE)*

L'unità, descritta da VEZZANI (1968), è costituita da torbiditi calcareo marnose, arenaceo-pelitiche e marne in strati sottili e medi (da pochi cm ad alcuni dm), più raramente spessi, di colore grigio generalmente scuro e con superfici piuttosto nette e regolari. In generale, la frazione arenacea a composizione arcossico-litica è del tutto accessoria nella parte inferiore dell'unità, ma aumenta verso l'alto fino a diventare tanto predominante da definire un membro arenaceo-pelitico correlabile al membro del Sovereto *auct.* (**SCE₁**).

La porzione inferiore e media della formazione (Fig. 10) è costituita da una intercalazione di prevalenti calcilutiti e calcareniti torbiditiche grigio scuro, da medie a fini, meno frequentemente grossolane, con gradazione diretta, laminazioni piano-parallele e convolute; liste di selce nerastra sono frequenti soprattutto nella parte inferiore. Argilliti foliate nerastre, grigio-bluastrre, verdognole e più raramen-

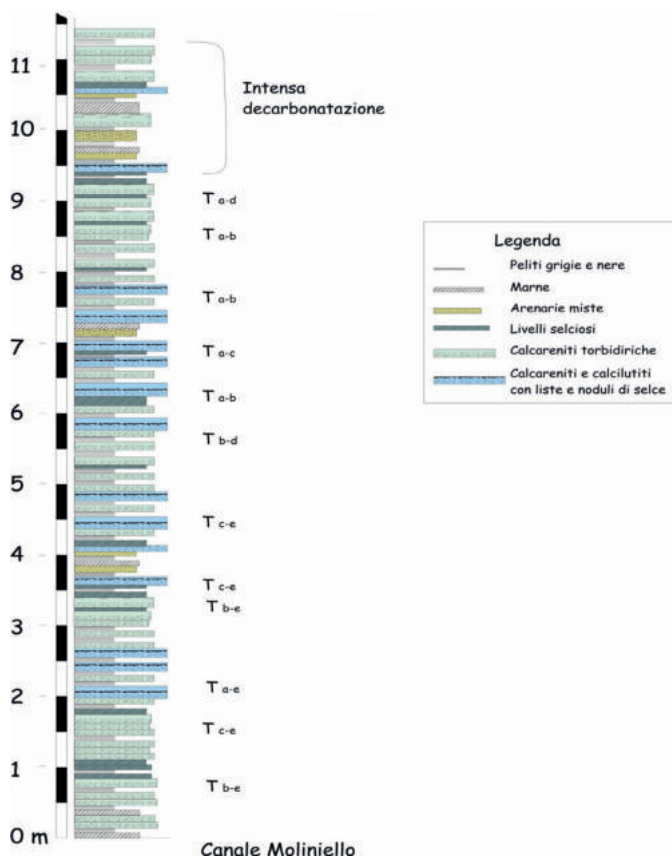


Fig. 10 - Log sedimentologico rappresentativo di un tratto della porzione intermedia della formazione del Saraceno (SCE). Località: Canale Moliniello (a sud di Torraca, Sez. I Caselle in Pittari).

te rosso fegato costituiscono interstrati spessi generalmente da pochi millimetri ad alcuni centimetri; si rilevano sporadici strati di litareniti calcaree e brecciole litiche e microconglomerati con clasti di natura metamorfica. Lo spessore degli strati, tipicamente tabulari, varia da pochi cm ad alcuni decimetri. Talora si trovano intercalati strati marnosi biancastri spessi fino a 1 metro. Gli strati sono caratteristicamente attraversati in senso perpendicolare da vene di calcite macrocristallina biancastra spesse fino ad alcuni centimetri, ma più frequentemente millimetriche; meno frequenti sono le vene di quarzo, per lo più microcristallino. Il rapporto A/P è in genere > 1 pur osservandosi un'apprezzabile diminuzione alla base dell'unità. I rari banchi di marne bianche alterano questo rapporto portandolo localmente ad essere < 1 anche nel corpo della formazione. Caratteristiche di questa unità sono la peculiare tipologia di silicizzazione, concentrata tipicamente nella parte centrale degli strati, e localizzati fenomeni di decarbonatazione. La risultante diversa erodibilità ed alterazione dei livelli selciferi-diasprigni nerastri crea delle caratteristiche

forme a rilievo delle testate di strato. Questa formazione si presenta in affioramento con una stratificazione che assume il classico aspetto a dente di sega e mostra una certa compattezza generale che la rende resistente agli agenti erosivi tanto che è frequente la conservazione di pareti sub-verticali alte anche una decina di metri. Come conseguenza, il limite stratigrafico con le sottostanti peliti dell'unità **CRN**, coincide di frequente con evidenti gradini morfologici.

I terreni di questa formazione si presentano sempre molto deformati in sistemi plicativi. Si osservano pieghe di tipo *chevron*, disarmoniche per lo più isoclinali e strette con accavallamenti e tagli in cerniera; la lunghezza d'onda di tali pieghe è quasi sempre dell'ordine di qualche metro. Esse sono in genere sempre visibili in affioramento diventando, unitamente ai caratteri sedimentari, uno dei lineamenti distintivi dell'unità. Pure frequenti sono un diffuso *boudinage* con aumento di spessore in cerniera delle pieghe, soprattutto nei livelli argillitici, e una crenulazione solo raramente pervasiva. Sono talora osservabili due sistemi di pieghe non coassiali con evidenti figure di interferenza (MAURO & SCHIATTARELLA, 1988). Questi ultimi Autori, in zone limitrofe alle aree del Foglio, hanno identificato nella formazione un metamorfismo prossimo al limite diagenesi-anchizone sulla base di analisi mineralogiche condotte sulle peliti. Sulla base di ricostruzioni stratigrafiche e tettoniche, si ritiene possibile ipotizzare che il sistema di pieghe più antico sia ascrivibile al Miocene inferiore (incorporazione nel prisma di accrezione delle unità interne), mentre quello più recente sia riferibile al Miocene superiore-Pliocene inferiore/medio e alla connessa deformazione in "fuori sequenza" (Cap. VIII) (cfr. VITALE *et alii*, 2011).

In alcuni casi (come, ad esempio, gli affioramenti lungo la S.P. 16 a Nord di Sapri) si osservano termini di passaggio laterale alle coeve litofacies dell'unità **TNC** rappresentati da intercalazioni di calcilutiti e calcareniti grigio bluastre in strati sottili e peliti foliate rosso fegato. L'attribuzione a **SCE** di questi terreni, finalizzata ad una semplificazione cartografica, rappresenta un rilevante elemento stratigrafico per l'analisi di bacino delle unità tettoniche interne e per la interpretazione dell'evoluzione geodinamica relativa (Capitolo V).

Il limite inferiore della formazione è stratigrafico per rapide alternanze con **CRN**, tettonico con vari termini apicali (per lo più **BIF** e **TRN**) ed intermedi (**CRQ**) dell'unità Alburno-Cervati-Pollino e con i depositi di *thrust top* su di essa discordanti (**PGN**, **BPR**). Il limite superiore è stratigrafico discordante con i termini del gruppo del Cilento, localmente tettonico con i terreni della subunità inferiore secondo piani di sovrascorrimento secondario in fuori sequenza (ad es.: dintorni di Caselle in Pittari).

Appare difficile valutare lo spessore dell'unità a causa della diffusa deformazione alle varie scale di osservazione. Considerazioni su basi cartografiche, vincolate da sezioni geologiche, consentono di ipotizzare per **SCE** valori complessivi prossimi ai 400-450 m dei quali solo un centinaio, al massimo, da attribuire al membro **SCE₁**.

L'ambiente deposizionale dell'unità è riconducibile ad un bacino oceanico profondo, contiguo ad aree di scarpata e caratterizzato da una abbondante alimentazione di risedimenti carbonatici nella porzione inferiore e silicoclastici, anche arcocici, in quella superiore. Nel complesso, i caratteri di facies dei risedimenti indicano la deposizione dell'unità in un contesto di lobo torbiditico non prossimale.

Nell'area cilentana, l'età della base della formazione è considerata non più antica dell'Oligocene inferiore (Rupeliano) (biozona NP23 di MARTINI, 1971; CP18 di OKADA & BUKRY, 1980) (MARTELLI & NARDI, 2005, e bibliografia citata). L'età del tetto della formazione, compreso tutto il membro SCE_1 , è stata considerata non più antica dell'Oligocene superiore (Chattiano) (BONARDI *et alii*, 1989) o del Miocene inferiore (Aquitaniense) (MONACO *et alii*, 1990). Più recentemente, l'età di SCE_1 è risultata essere non più antica dell'Aquitaniense (biozona NN1 di MARTINI, 1971; CN1 *p.p.* di OKADA & BUKRY, 1980 in DI STASO & GIARDINO, 2002; CAMMAROSANO *et alii*, 2004). E' possibile che la diacronia del tetto della formazione possa essere imputata anche alla variabile entità dell'erosione avvenuta prima della deposizione dei sovrastanti depositi discordanti del gruppo del Cilento. I campioni prelevati all'interno di SCE sono risultati quasi tutti sterili. In



Fig. 11 - Dettaglio delle intercalazioni di torbiditi arenacee (di tipo TBT) e peliti con selce del membro del Sovereto (SCE_1) della formazione del Saraceno (SCE) (loc.: Santa Marina, Sez. I Caselle in Pittari).

un campione, tuttavia, le analisi biostratigrafiche documentano la biozona NP24 di MARTINI (1971) (Oligocene medio-superiore) per la presenza tra i nannofossili calcarei di *Cyclicargolithus abisectus* (MULLER) WISE nella porzione medio-alta della formazione. Trattandosi però di forme rimaneggiate la datazione viene considerata non più antica dell'Aquitano (DI STASO & GIARDINO, 2002; CAMMAROSANO *et alii*, 2004).

2.1.2.1. - membro del Sovereto (SCE_1)

Nella porzione superiore di SCE , con contatto stratigrafico per alternanza posto all'interno di un intervallo spesso generalmente meno di 10 m, affiora una successione composta essenzialmente da siltiti e arenarie torbiditiche a grana fine

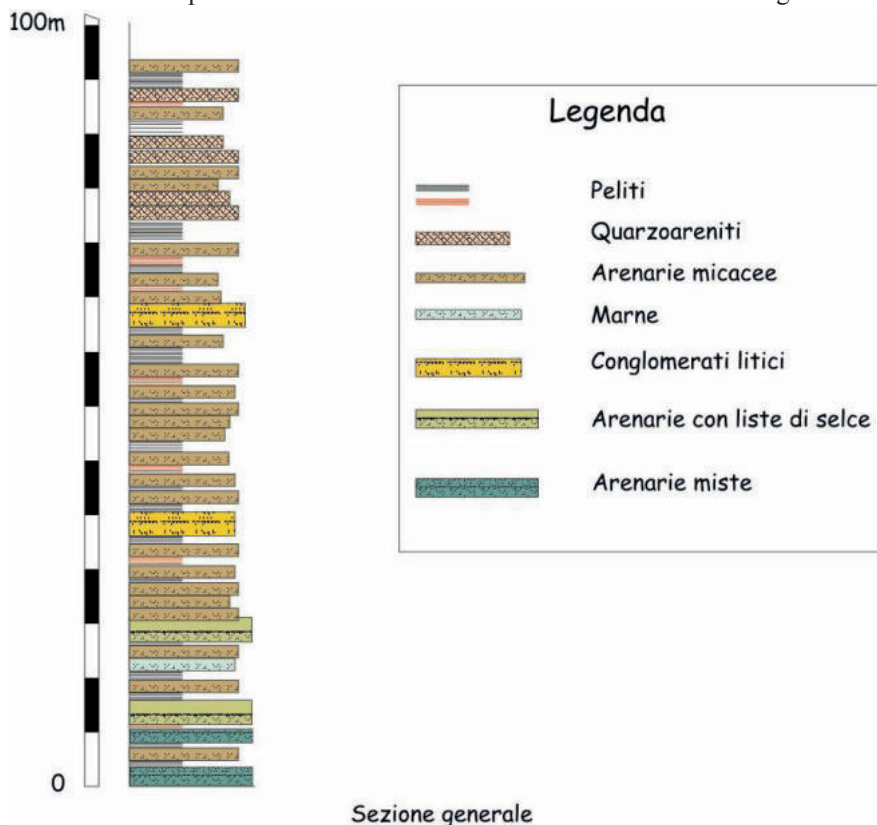


Fig. 12 - Log sedimentologico ricostruito del membro del Sovereto (SCE_1), membro superiore della formazione del Saraceno (SCE).

in strati sottili tipo TBT (*Thin Bedded Turbidite* di MUTTI, 1992) di colore bruno e marroncino (Fig. 11), rari strati metrici di marne biancastre, subordinatamente arenarie a grana media o grossolana in strati medi, brecciole e microconglomerati litici, peliti rossastre o verdognole in strati di spessore decimetrico (Fig. 12). La composizione delle arenarie è quarzoso-litica, litarenitica e arcosico-litica (CRITELLI, 1991, 1993 Il rapporto A/P è in generale ≥ 1 . Le torbiditi a granulometria maggiore presentano a tratti i segni di una decarbonatazione piuttosto spinta che rende questi litotipi molto porosi e friabili e che spesso interessa solo la parte centrale degli strati conferendo un caratteristico aspetto a *sandwich*. Anche questa porzione della formazione mostra in affioramento una fratturazione che fa assumere alle testate degli strati un aspetto a dente di sega. Gli strati sono spesso interessati da vene di calcite perpendicolari alle superfici di stratificazione. Anche per questa unità è evidente una deformazione a pieghe, simile a quella riconosciuta nel resto della formazione, con isoclinali coricate spesso molto strette, *chevron* e piccoli accavallamenti in cerniera. Non è sempre chiara la distinzione in affioramento di questi depositi dalle altre successioni arenacee litologicamente analoghe del Cilento, come le arenarie di Pollica (PLL) (gruppo del Cilento) e le arenarie di Pianelli (PNL) (subunità inferiore dell'unità tettonica Nord-Calabrese), quando non chiaramente in continuità con SCE. In questi casi l'attribuzione litostratigrafica è stata compiuta su base cartografica e sul riconoscimento di terreno della polarità stratigrafica della successione. Il membro in questione rappresenta l'evoluzione ad avanfossa del settore più interno conosciuto del bacino ligure *auct.* nel settore campano-lucano dell'Appennino meridionale (cfr. VITALE *et alii*, 2011).

2.2. - SUBUNITÀ TETTONICA INFERIORE

(cfr. unità ad “affinità” sicilide *auct.* o Castelnuevo Cilento *auct.*)

2.2.1. - argilliti di Genesio (GSO)

I terreni appartenenti a tale unità sono costituiti da argilliti foliate, generalmente scure e con patine mangesifere, più raramente policrome, marne verde scuro o brunastre, spesso silicizzate, marne argillose policrome e, in subordine, da siltiti nerastre spesso silicizzate (Fig. 13). Si intercalano livelli spessi in genere pochi metri costituiti da torbiditi in strati sottili e medi (tipo TBT), spesso silicizzate, con base siltitica o arenitica fine a composizione generalmente quarzosa e/o micacea, con liste di selce; il rapporto A/P è generalmente molto minore di 1. Sono talora presenti rari livelli carbonatici, generalmente ricristallizzati. Gli strati sono per lo più sottili e medi. La successione è marcata da una notevole omogeneità nei caratteri di facies complessivi; localmente, tuttavia, si riconoscono alla scala dell'affioramento livelli di argilliti e marne silicizzate prevalenti di colore bruno



Fig. 13 - *Affioramento delle argilliti di Genesio (GSO) formato da una intercalazione di argilliti plumbee e marne verde scuro silicizzate, grigiastre all'alterazione, in strati sottili e molto sottili.*

scuro all'alterazione e livelli prevalentemente marnosi che, talora, assumono un caratteristico aspetto variegato. Si ritrovano intercalati nella parte alta della successione cospicui livelli costituiti da arenacee a composizione prevalentemente quarzosa; in presenza di spessori significativi e di distribuzione areale sufficientemente ampia, tali livelli sono stati segnalati come litofacies cartografabile (**GSO_b**) (Fig. 14). In alcuni casi sono visibili, al tetto dell'unità, intervalli argillosi variegati di colore rossastro e verdastro fittamente stratificati. Anche questi terreni, nel caso di spessori e estensioni areali ragguardevoli, sono stati cartografati come litofacies (**GSO_a**). Le ricostruzioni stratigrafiche e le geometrie rilevate sul terreno suggeriscono l'esistenza di passaggi eteropici tra le due litofacies. In relazione ai caratteri litologici, la litofacies **GSO_b** presenta una migliore esposizione sul terreno individuando nel paesaggio crinali con pendenza relativamente alta e mostrando una minore tendenza a innescare fenomeni franosi, soprattutto nel caso di stratificazioni a reggipoggio. La formazione è tipicamente interessata da una intensa tettonizzazione, talora pervasiva, che determina diffusi piani di frattura e clivaggio del tipo *pencil slate*. In certi livelli particolarmente deformati si osservano vene di calcite interstrato anche spesse.

Lo spessore stratigrafico non è valutabile per l'intensa tettonizzazione sebbene possa essere ipotizzato localmente (dintorni di Abatemarco, Sez. IV Torre Orsaia) un valore di alcune centinaia di metri. La porzione basale dell'unità non è presente in affioramento. L'unico settore nel quale è visibile in affioramento l'appoggio tettonico di **GSO** è posto poco a nord di Scario (Sez. III Camerota); qui la formazione sovrasta l'unità stratigrafica apicale dell'unità tettonica Bulgheria (**GIP**) suggerendo una riesumazione tardiva del sovrascorrimento profondo ad opera del *thrust* in fuori sequenza che limita a nord ed est la struttura di M. Bulgheria. Al tetto, questi terreni passano in genere per rapida alternanza a **TNC** anche se il contatto risulta spesso tettonizzato per diffusi processi di scollamento della più competente unità sovrastante. In alcuni casi, al contrario, è visibile un rapido aumento della componente marnosa. Nelle aree nord-occidentali del Foglio, l'unità è di frequente coperta in discordanza dai depositi inferiori del gruppo del Cilento (**PLL₁** e **PLL_{1a}**). Ottime esposizioni di **GSO** si ritrovano a sud dell'abitato di Laurito e di Abatemarco e immediatamente ad est di Alfano (Sez. IV Torre Orsaia), dove l'unità è deformata a formare ben evidenti sistemi di pieghe all'incirca meridiane, superficie assiale subverticale e leggero ribaltamento verso nord.

La presenza prevalente di argilliti e siltiti laminate suggerisce una deposizione in un bacino profondo con scarsi apporti torbiditici. Questi ultimi aumentano verso l'alto dell'unità ad individuare una successione nel complesso positiva con la



Fig. 14 - Argilliti di Genesio (**GSO**): affioramento della litofacies **GSO_b** costituito da intercalazioni di arenarie in strati sottili di tipo TBT in prevalenti peliti nerastre e verdognole in strati sottili e medi (rapporto A/P < 1).



Fig. 15 - Affioramento delle marne e calcareniti del Torrente Trenico (TNC). La successione ribaltata, posta a letto del sovrascorrimento dell'Unità tettonica Bulgheria, evidenzia una ciclicità deposizionale con parasequenze progradanti spesse fino a 1 m (alto stratigrafico verso destra). Località: linea di riva poco a nord di Punta Garagliano (Scario; Sez. III Camerota).

comparsa di facies progradanti di tipo TBT caratteristiche di lobi distali torbiditici (GSO_b). In questo senso, la litofacies GSO_a può essere considerata come deposito emipelagico di interlobo o intercanale. GSO può essere interpretato come corrispondente laterale di CRN.

In aree contigue al Foglio, la porzione inferiore dell'unità è stata datata non più antica dell'Eocene medio (Bartoniano), mentre quella superiore è ascrivibile al passaggio Oligocene/Miocene (CAMMAROSANO *et alii*, 2004).

2.2.2. - marne e calcareniti del Torrente Trenico (TNC)

L'unità è costituita da una alternanza di marne grigie, nerastre e verdognole (giallognole all'alterazione), calcilutiti marnose grigie, biancastre e brune, calcareniti torbiditiche grigie gradate e calcisiltiti laminate, marne silicifere dal bruno-verdastro al nerastro in strati sottili e medi a geometria tabulare (Fig. 15). Le marne



Fig. 16 - Affioramento, spesso circa 70 cm, di marne laminate biancastre e nocciola in strati sottili e molto sottili e peliti grigio scure e nerastre in strati molto sottili rappresentativo della litofacies **TNC_a**

sono generalmente alterate e di colore grigio chiaro ed appaiono sovente silicizzate e/o con patine di manganese brunastre e violacee. Sono presenti localmente depositi caotici da *slump*. Le litofacies mostrano frequenti evidenze di decarbonatazione e di clivaggio che si traduce in una marcata erodibilità. Nel settore nord-occidentale del Foglio, a sud di Abatemarco (versante in sinistra orografica del T. Serrapotamo; Sez. IV Torre Orsaia), probabilmente nella porzione intermedia di **TNC**, sono presenti facies torbiditiche e da *debris flow* più grossolane costituite da intercalazioni di calciruditi, calcareniti lito-bioclastiche e marne in strati medi e, talora, spessi.

Nella porzione superiore è stato individuato e cartografato un membro costituito da argilliti scagliettate verde scuro e vinaccia, in strati sottili, con frequenti impregnazioni manganesifere da violacee a rosso ruggine, talora alternate a calcilutiti nerastre (membro di M. Fico, **TNC_l**). Sono frequenti vene di calcite sia intra- che interstratali. Il rapporto A/P è variabile da >1 a ≤ 1 , con un graduale aumento verso l'alto. Alla base della formazione, nelle aree nord-occidentali del Foglio (Sez. Torre Orsaia), si osservano alternanze di argilliti grigio nerastre, sovente con laminazioni millimetriche di siltiti violacee, che mostrano uno spessore significativo e continuità laterale apprezzabile (**TNC_a**) (Fig. 16). Alla scala dell'affioramento si riconoscono sequenze di facies di tipo *FU* e *CU*, di spessore da metrico a deca-

metrico, legate alla migrazione laterale degli ambienti torbiditici, generalmente di lobo distale, individuabili soprattutto nella parte intermedia di questa unità. Le unità **TNC_a** e **TNC₁** mostrano caratteri di facies del tutto analoghi a quelli dell'unità sottostante (**GSO**) tanto da potersi prefigurare una sostanziale rastremazione verso i settori nord-orientali del Foglio delle facies calcarenitiche e marnose di **TNC** all'interno di facies prettamente bacinali. L'unità è diffusamente interessata da una deformazione duttile sotto forma di pieghe alla mesoscala con caratteri variabili anche in funzione della litologia. Sono particolarmente diffuse pieghe isoclinali, a ventaglio ed a cuspidi, con orientazione degli assi generalmente secondo una direzione NO-SE. La loro concentrazione nella parte inferiore dell'unità suggerisce un diffuso scollamento dalla sottostante **GSO** per una evidente soluzione di continuità nel comportamento meccanico dei litotipi corrispondenti. Il grado di deformazione sostenuto non consente di calcolarne con precisione lo spessore; è tuttavia possibile ipotizzare valori di alcune centinaia di metri.

Il limite inferiore con le argilliti di Genesio (**GSO**) può essere brusco in assenza della litofacies **TNC_a**; esso è altrimenti graduale per intercalazione delle litofacies corrispondenti. Il limite superiore con le arenarie di Pianelli (**PNL**) è netto; localmente stratigrafico discordante con la porzione basale del gruppo del Cilento (**PLL₁** e **PLL_{1a}**). A luoghi, **TNC** è sovrastata tettonicamente dai termini della subunità Nord-Calabrese superiore e dai termini del Giurassico inferiore (**BHE₁**) (località Garagliano, lungo la costa poco a sud di Scario) e del Miocene inferiore (**GIP**) (S. Severino) della unità tettonica Bulgheria (Sez. III Camerota).

Nel suo complesso, il corpo principale dell'unità sembra rappresentare il risultato della deposizione di un sistema progradante torbiditico di natura carbonatica su facies bacinali (**GSO** e **TNC_a**) cui succedono facies sottoalimentate (**TNC₁**) ad individuare un ciclo regressivo-trasgressivo di lungo termine. L'unità **TNC** è interpretabile come corrispondente laterale della porzione calcarenitica e marnosa di **SCE** (cfr. CAMMAROSANO *et alii*, 2000).

L'età attribuita in letteratura a questa formazione (CAMMAROSANO *et alii*, 2000; 2004) è non più antica dell'Oligocene terminale-Miocene inferiore (sino al Burdigaliano inferiore?).

2.2.3. - arenarie di Pianelli (**PNL**)

L'unità è formata da torbiditi arenaceo-pelitiche in strati tabulari sottili e medi, tipo TBT, a composizione quarzosa e micacea (Fig. 17). Le arenarie, di colore grigio o nocciola, hanno una granulometria da media a fine; le peliti sono talora siltose ed hanno un colore variabile dal grigio scuro al rossastro. Il rapporto A/P è estremamente variabile, da molto minore a molto maggiore di 1, ad indicare la presenza di sequenze **FU** e **CU**, alla scala metrica e decametrica, connesse alla



Fig. 17 - *Affioramento delle arenarie di Pianelli (PNL) costituito da arenarie quarzose grigiastre e giallognole in strati sottili e molto sottili di tipo TBT.*

migrazione laterale di lobi torbiditici, generalmente distali. Nella parte inferiore della successione, al passaggio generalmente netto con la sottostante unità **TNC**, sono presenti argilliti nerastre, talora silicizzate, e rare intercalazioni di calcareniti carbonatiche torbiditiche e marne calcaree di colore grigio. Il limite superiore è rappresentato da un contatto tettonico con **SCE**, altrimenti è di tipo stratigrafico discordante con varie unità quaternarie la più antica delle quali è **TFN**. L'unità affiora nel settore nord-occidentale del Foglio in lembi di ridotta estensione in località Palizza, dove costituisce i termini più alti di un'anticlinale rovesciata, a sud del Vallone Dragonato (affluente del T. Serrapotamo), a sud e a ovest di Montano Antilia (con facies tipo TBT) (Sez. IV Torre Orsaia). Localmente, ad esempio nell'area a ovest di Caselle in Pittari, i caratteri deposizionali delle arenarie (spessore degli strati talora maggiore di 1 m, frequenti amalgamazioni erosive e granulometria dei granuli terrigeni maggiore della norma) indicano la presenza di porzioni più prossimali dei corpi torbiditici progradanti. Altre aree di affioramento sono concentrate tra il F. Bussento, Scario e Acquavena (Sez. III Camerota) in corrispondenza del fianco diritto di una piega rovesciata a tetto di un *thrust* sulla successione della subunità tettonica di Roccagloriosa. Lo spessore dell'unità all'interno del Foglio è generalmente inferiore ai 100 m. L'ambiente sedimentario è riconducibile a lobi progradanti torbiditici con una discreta variazione laterale dei caratteri deposizionali ad individuare facies di lobo distale (TBT), intercanale

(successioni con rapporto A/P molto minore di 1) e lobo prossimale (successioni con rapporto A/P molto maggiore di 1). Nel complesso, la posizione stratigrafica e geometrica di **PNL** e i suoi caratteri di facies ne suggeriscono la correlabilità con la formazione delle arenarie di Albanella (CRITELLI *et alii*, 1994) affiorante nel Cilento settentrionale, ai margini della piana del Sele, e lungo la Valle del Calore al top della successione Parasicilide *auct.* (cfr. CIARCIA *et alii*, 2009), oltre che con il membro del Sovereto (**SCE₁**) della formazione del Saraceno.

PNL è stata datata in aree limitrofe al Foglio come non più antica del Burdigaliano inferiore (CAMMAROSANO *et alii*, 2004). L'età del tetto della sottostante unità **TNC**, tuttavia, consente di ipotizzare per **PNL** un'età anche più recente.

3. - UNITÀ TETTONICA DI MONTE BULGHERIA

La successione stratigrafica dell'unità tettonica Bulgheria affiorante nel Foglio è tradizionalmente suddivisa nella subunità tettonica del M. Bulgheria e in quella, geometricamente sottostante, di Roccagloriosa (Figg. 3-5). Queste due subunità sono ritenute appartenere alla medesima unità tettonica in base alla ricostruzione degli originari rapporti stratigrafici e geometrici delle successioni corrispondenti (cfr. Cap. VIII) e di una marcata eteropia dei termini dal Cretacico superiore all'Eocene. Questi termini affiorano in facies di Scaglia condensata (**SGC**) sul fronte settentrionale del M. Bulgheria (Sez. III Camerota), mentre assumono una composizione marcatamente detritica e uno spessore di gran lunga maggiore nell'area di Roccagloriosa (**RCG-RCG₁**) (Sez. IV Torre Orsaia). Tali differenze di facies sono qui interpretate come traccia della formazione ed evoluzione di una struttura distensiva sinsedimentaria legata alla deformazione pre-orogena della transizione tra la piattaforma carbonatica dell'unità tettonica Alburno-Cervati-Pollino e le contigue facies di transizione a bacino dell'Unità tettonica Bulgheria (Cap. VIII). Le due subunità tettoniche mostrano una marcata similitudine tra le rispettive unità del Miocene inferiore (argilliti e calcari di S. Giovanni a Piro, **GIP**). Tale unità, correlabile con il *flysch di Torre Orsaia* di SGROSSO & TORRE (1967) e con la formazione del Bifurto - analogo stratigrafico nella unità tettonica Alburno-Cervati-Pollino (SGROSSO & TORRE, 1967; SGROSSO, 1998) - sembra rappresentare, nella sua porzione superiore (**GIP₁**), l'evoluzione a dominio di avanfossa della Unità tettonica Bulgheria (Fig. 5).

In quest'ultima, sono presenti i terreni più antichi affioranti nel Foglio; tali depositi debuttano con facies di piattaforma carbonatica del Triassico superiore-Giurassico inferiore *p.p.* (**DBS-CRH**) cui si sovrappone bruscamente, attraverso un livello di annegamento, una successione carbonatica e marnosa in facies di scarpata e bacino del Giurassico inferiore *p.p.*-Oligocene (**BHE-SGC**), evolvente nel Miocene inferiore ad avanfossa (**GIP₁**). In tale successione si evidenzia

una ripetuta migrazione laterale degli ambienti deposizionali della transizione piattaforma-bacino che porta, ad esempio, alla ricomparsa localizzata di facies di perimargine del Titonico-Neocomiano *p.p.* (**ELL**). Da notare la presenza di alcuni contatti stratigrafici discontinui, associati a locali discordanze, tra alcune delle unità stratigrafiche giurassico-cretaciche (Fig. 5) a sottolineare l'importanza di fasi erosive e/o non deposizionali e di tettonica sinsedimentaria distensiva del tutto naturale in considerazione dell'ambiente deposizionale di transizione piattaforma-bacino, ma che, al tempo stesso, trovano solo parziale riscontro nelle analoghe successioni dell'Italia centro-meridionale.

3.1. - SUBUNITÀ TETTONICA DI M. BULGHERIA.

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

Affiora lungo la fascia costiera e collinare presso Marina di Camerota (Sez. III Camerota) e corrisponde alle dolomie cristalline grigie e nere ben stratificate (unità **T_s**) del Foglio 209 Vallo della Lucania (SGI, 1969). Pur presentando alcuni caratteri peculiari, è correlabile alle ben note successioni dolomitiche in facies di *Hauptdolomit*, affioranti in diverse aree dell'Appennino carbonatico centro-meridionale come pure del sudalpino (Dolomia Principale). Si tratta di dolomie cristalline grigie e nere, in strati spessi e medi, e più di rado molto spessi o sottili, a luoghi lenticolari, con livelli laminati, livelli stromatolitici e loferitici. In casi rarissimi si hanno intercalazioni marnose molto sottili al tetto degli strati. Le facies sono talora riconoscibilmente organizzate in sequenze cicliche a scala metrica e decimetrica, con dolomie a molluschi alla base degli strati, e dolomie stromatolitiche e loferitiche al tetto cui si associano talora tipiche strutture *teepee*. A luoghi, nella parte bassa, si osservano intercalazioni lenticolari di doloruditi intraclastiche e talora (area di Cala Finocchiara e Torre Fenosa a ovest di Marina di Camerota) strati a base erosiva e gradati associati a livelli laminati sottili. Le dolomie, fetide alla percussione, sono generalmente molto fratturate. IANNACE *et alii* (2005) ritengono, per la presenza di strutture come gradazione normale e *slump scars*, che le dolomie sottilmente laminate frequenti presso Torre Fenosa siano torbiditi, mentre in altri studi (TESCIONE, 1997), sulla base di strutture sedimentarie associate ad esse come *pot and gutter cast* o cenni di *hummocky cross stratification*, sono interpretate come parte di sequenze tempestiche. La base non è affiorante, costituendo **DBS** l'unità più profonda della successione del M. Bulgheria. In alto l'unità passa in genere gradualmente o per intercalazioni a **CRH**; il cambio litologico da dolomie a calcari dolomitici si accompagna a colori più chiari e può associarsi a diminuzione o scomparsa dei livelli stromatolitici e loferitici e aumento di spessore degli strati,

più raramente per brusca sostituzione con calcari dolomitici saccaroidi massivi e in strati spessi. Lo spessore affiorante è valutato in poco più di 100 m presso M. di Luna, a est di Marina di Camerota. Tra la macrofauna, si ha sporadica presenza di molluschi (tra cui megalodontidi, *Gervilleia* sp., *Avicula* sp.); *Gervilleia exilis* (STOP.), *Worthenia solitaria* (BEN.) e *Megalodon* sp. sono segnalate da SCANDONE (1968). Il contenuto microfossilifero, per le condizioni di intensa dolomitizzazione, è difficilmente riconoscibile; in sezione sottile è stata osservata la presenza di foraminiferi bentonici, come involutinidi, aulotortidi, miliolidi, alghe dasycladali, serpulidi e ostracodi (TESCIONE, 1997). Caratterizzante in tutta l'unità è la diffusa presenza di facies microbialitiche tra le quali livelli a *Taumatoporella* sp. L'ambiente deposizionale è riconducibile ad aree di piattaforma carbonatica interna, con ambienti oscillanti tra il subtidale e il sopratidale, interessate da sporadici episodi di tempesta; a luoghi possono essere presenti associazioni di facies riferibili ad aree intrapiattaforma relativamente più profonde. L'età è riferibile al Norico (?) - Retico *p.p.* ricoprendo, nella porzione superiore, parte della biozona a *Triasina hantkeni* e *Griphoporella curvata* di CHIOCCHINI *et alii* (2008).

3.1.2. - calcari di Monte Crivo (CRH)

Corrispondono in gran parte all'unità **Li** del Foglio 209 Vallo della Lucania (SGI, 1969) (calcari dolomitici grigi *auctt.*); sono correlabili, pur con qualche peculiarità locale e con estensione stratigrafica probabilmente non del tutto coincidente per eteropia di facies, ai calcari grigi e rosati affioranti nei monti di Trecchina e di Maratea nel Foglio 521 Lauria (SGI-ISPRA, in stampa) (*calcari di M. Crivo*). L'unità è affiorante nelle aree meridionali del massiccio del M. Bulgheria (Sez. III Camerota) ed è costituita da calcari dolomitici grigio chiari, massivi o generalmente mal stratificati; più raramente si presenta in strati medi e spessi. A luoghi, i calcari sono oncolitici e/o oolitici. Nella parte più bassa i sedimenti possono assumere localmente colori grigio nerastri. Verso la base, si possono avere livelli stromatolitici (ad esempio, tornanti a sud di Lentiscosa). Molto di rado, generalmente in associazione con livelli loferitici, si rinvencono intercalazioni di sottilissime marne brunastre. A luoghi, o estesamente in alcune aree, a queste litofacies si sostituiscono calcari dolomitici saccaroidi, mal stratificati o massivi e privi di strutture sedimentarie relitte. I termini superiori dell'unità possono presentarsi con pseudobrecciazioni e con filoncelli sedimentari, profondi anche alcuni metri e ampi fino a 10-15 cm, riempiti da calcilutiti bluastre, generalmente dolomitizzate, che contengono variabili quantità di clasti subspigolosi derivanti dalla roccia incassante (dicchi nettuniani). L'unità è limitata in basso da **DBS**, in genere con passaggio graduale o per intercalazione, in alto, con contatti talora erosivi, da **BHE₁**; di particolare rilievo paleotettonico è il passaggio alle breccie e megabreccie

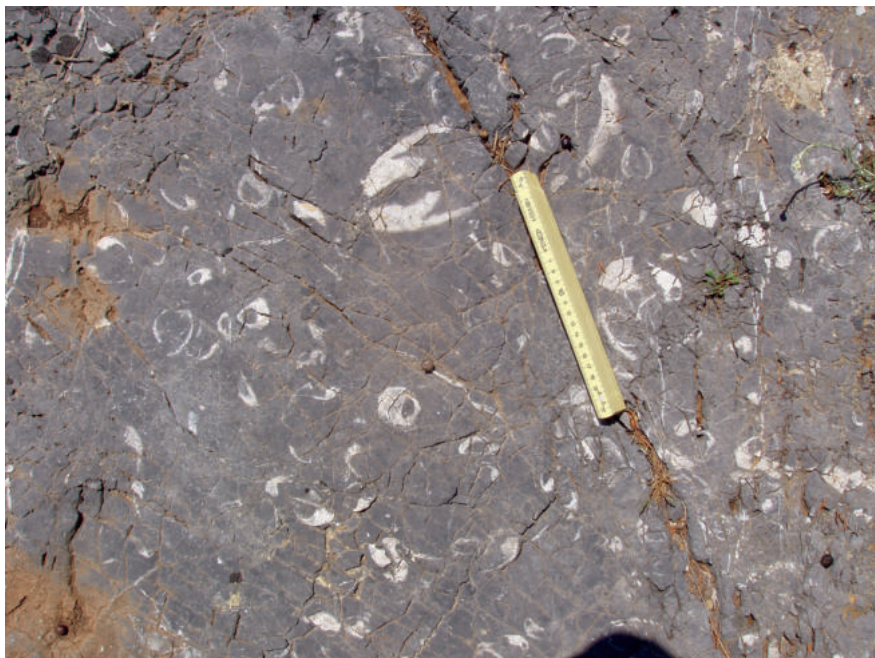


Fig. 18 - Livello di calcilutiti a lamellibranchi con valve articolate (primary shell accumulation) nella formazione dei calcari di Monte Crivo (**CRH**) (subunità tettonica di M. Bulgheria). Località: Grotta degli Iscolelli (Serra degli Infreschi, Marina di Camerota).

di **BHE_{1a}** (cfr. Cap. VIII-3.1). Lo spessore è valutato circa 400 m, anche se l'esistenza di un diffuso reticolo di faglie non ha consentito la conservazione di una sezione completa comprendente l'intera formazione; inoltre, le diverse sezioni non sono facilmente correlabili con precisione a causa della mancanza di livelli guida riconoscibili. I calcari di M. Crivo sono ampiamente correlabili per età, facies e significato paleogeografico all'unità del Calcare Massiccio affiorante in Appennino centro-settentrionale e rappresenta la locale registrazione sedimentaria della "paleopiattaforma" carbonatica *auctt.* (cfr. PASSERI & VENTURI, 2005). Anche nel caso del M. Bulgheria, il termine della sedimentazione neritica della paleopiattaforma e il passaggio alle sovrastanti facies bacinali e di scarpata (**BHE₁**) è associato al ben noto annegamento dei domini di piattaforma carbonatica del Giurassico inferiore (cfr. Cap. V-3.1.3 e VIII-3.1). Il contenuto fossilifero è costituito, tra i macrofossili, da bivalvi e gasteropodi ricristallizzati (Fig. 18); tra i microfossili, oltre a abbondanti associazioni di cianobatteri in forma di talli nodulari e incrostanti, TESCIONE (1997) segnala *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI), rari foraminiferi bentonici, frammenti di echinidi e alghe dasicladali. Una ricca associazione a *Gri-*

phoporella curvata (GUEMBEL) è stata rinvenuta localmente nella porzione inferiore dell'unità (poco a nord di Serracchio Vascelli, Lentiscosa) in livelli supposti di poco sovrastanti **DBS**. L'ambiente è riconducibile ad aree interne di piattaforma carbonatica caratterizzate da condizioni di circolazione idrodinamica meno ristrette rispetto all'intervallo sottostante rappresentato da **DBS**. L'età della formazione nell'area del massiccio del Bulgheria è limitata verso il basso da termini del Norico (?) - Retico *p.p.* (**DBS**) e verso l'alto da quella di calcari riferibili al Sinemuriano inferiore (**BHE**). **CRH** ricade nelle biozone a *Triasina hantkeni*. - *Griphoporella curvata* (*pro parte*) e *Thaumatoporella parvovesiculifera* di CHIOCCINI *et alii* (2008), presentando associazioni compatibili con quelle a *Thaumatoporella* e *Aeolisaccus dunningtoni* di BARATTOLO & ROMANO (2005). E' opportuno ricordare che l'età precisa di gran parte delle successioni del Triassico superiore-Giurassico inferiore in facies di piattaforma carbonatica dell'Appennino centro-meridionale (infraliassico *auctt.*) è usualmente molto difficile da determinare direttamente per la scarsità di fossili significativi (cfr. DE CASTRO 1963; 1987; vedi anche BARATTOLO & ROMANO, 2005) e per diffusi processi di dolomitizzazione. Nell'area in esame, tuttavia, è da sottolineare che la base dell'unità ricade nel Triassico terminale. Nel suo complesso l'età della formazione è riferibile al Retico *p.p.*-Sinemuriano inferiore.

3.1.3. - calcari con selce e marne del Bulgheria (**BHE**)

La formazione, estesamente affiorante nell'area del massiccio del Bulgheria (Sez. III Camerota), anche se non in corrispondenza del M. Bulgheria stesso, è rappresentata da una successione composita in facies di transizione piattaforma-bacino formata da brecce calcaree massive e calcareniti passanti verso l'alto a calcilutiti con selce e successivamente a marne in genere sottilmente stratificate. Tali intervalli sono stati inclusi in due membri informali (**BHE₁₋₂**) di età compresa tra il Sinemuriano inferiore e l'Aaleniano *p.p.* che vengono descritti di seguito dal basso verso l'alto. La formazione mostra nella porzione inferiore evidenti rapporti eteropici e variazioni di spessore a scala ettometrica e chilometrica che suggeriscono l'esistenza di una complessa architettura stratigrafica controllata da fenomeni tettonici sinsedimentari agenti durante il Giurassico inferiore. L'unità sostituisce in modo netto **CRH** in tutta l'area del massiccio del Bulgheria e passa rapidamente verso l'alto a **OOC**, a luoghi in modo graduale. L'evoluzione stratigrafica osservata nell'unità (TESCIONE, 1997) documenta l'esistenza nel massiccio del M. Bulgheria dell'evento regionale di annegamento del Giurassico inferiore delle piattaforme carbonatiche descritto in molte aree dell'Appennino centro-settentrionale (PASSERI & VENTURI, 2005; MARINO & SANTANTONIO, 2010) e dell'intera area tetidea (ZEMPOLICH, 1993; BLOMEIER & REIJMER, 1999).

La denominazione della formazione, al momento informale, è stata adottata

per distinguere i calcari con selce dell'unità tettonica Bulgheria da quelli delle unità lagonegresi, più antichi e conosciuti col nome storico di Calcari con Selce. L'età della formazione è riferibile al Sinemuriano superiore-Aaleniano *p.p.*

3.1.3.1. - membro calcareo con liste di selce (**BHE₁**)

Corrisponde all'unità **Lm** del Foglio 209 Vallo della Lucania (SGI, 1969) e affiora unicamente nella Sez. III Camerota. È costituito da alternanze di calcilutiti (largamente prevalenti), calcareniti e più rare calciruditi grigio scuro, nerastre e bluastre, in strati medi e sottili, più raramente spessi, di frequente gradati o laminati. I colori di alterazione vanno generalmente dal grigio chiaro al giallognolo. A luoghi (ad esempio, in località Vrugolego) i calcari possono essere anche dolomitici. I clasti dei livelli calciruditici sono normalmente intraclasti, occasionalmente bioclasti (frammenti di crinoidi, ammoniti e lamellibranchi). Frequente è la presenza di liste e noduli di selce di colore nerastro e grigio. In alcuni intervalli com-



Fig. 19 - *Affioramento della formazione dei calcari con selce e marne del Bulgheria (**BHE**) (membro calcareo con liste di selce, **BHE₁**) (subunità tettonica di M. Bulgheria). Sono evidenti le tipiche spalmature di marne giallognole all'interno delle calcilutiti nerastre e le intercalate torbiditi biodetritiche silicizzate. Località: Penniniello (S. Giovanni a Piro, Sez. III Camerota).*

paiono interstrati marnosi giallastri millimetrici o, talora, anche venature marnose interne agli strati (Fig. 19) che aumentano in spessore e frequenza verso l'alto. A diverse altezze si ha presenza di piegamenti sinsedimentari intraformazionali. Talora si osserva la presenza di bioturbazione ad opera di organismi limivori e, sulle superfici di strato, di frammenti bioclastici piritizzati. Il passaggio in alto a **BHE₂** appare in genere graduale per aumento in spessore e frequenza degli intervalli marnosi, associato o meno a comparsa di toni cromatici più chiari e di diffusa tinta giallastra nei colori d'alterazione. Possono essere presenti frammenti di crinoidi (solo in casi del tutto eccezionali ne sono stati segnalati ritrovamenti allo stato intero), occasionali ammoniti, e tra i microfossili, foraminiferi e altre forme bentoniche allo stato biodetritico riconoscibili in sezione sottile (TESCIONE, 1997). Lo spessore è variabile, fino a 450-500 m, anche se per la presenza di faglie non è stata rinvenuta una sezione completa comprendente l'intero membro; inoltre, le diverse sezioni non sono facilmente correlabili con precisione per mancanza di livelli guida riconoscibili. Alla base dell'unità è generalmente presente una caratteristica litofacies calciruditica (**BHE_{1a}**) che è stata cartografata separatamente in virtù del suo spessore, talora rilevante, e del suo significato stratigrafico e paleotettonico (Cap. VIII). L'ambiente è riconducibile ad un piede di scarpata-bacino; le intercalazioni di risedimenti calcarei, frequenti per lo più nella porzione inferiore dell'unità, documentano un *trend* stratigrafico nel complesso trasgressivo. L'unità segna il contemporaneo annegamento della Paleopiattaforma *auct.* nell'area del Bulgheria, e l'inizio di una successione in facies di scarpata carbonatica. L'età di **BHE₁** è riferibile al Sinemuriano superiore-Toarciano inferiore *p.p.* (TESCIONE, 1997) e appare ricoprire l'intervallo dalla biozona a Radiolaria, *Paleodasycladus*, Anthozoa e Hydrozoa a quella a "*Posidonia-Bositra*" e *Paleodasycladus* di CHIOCCHINI *et alii* (2008).

litofacies calciruditica (BHE_{1a})

L'unità è formata, con caratteri di facies variabili da zona a zona, da calciruditi e doloruditi litoclastiche e intraclastiche di colore grigio, dal chiaro allo scuro, in strati spessi, molto spessi o bancate stratoidi con intercalati rari livelli calcarenitici e calcilititici grigi in strati medi e sottili; calcareniti e calcilituti, subordinatamente calciruditi, di colore grigio azzurro e bluastro, spesso grigio all'alterazione, in strati spessi e medi, e più raramente sottili, spesso ondulati e/o lentiformi; calcareniti o alternanze di calcareniti, calcilituti e più rare calciruditi grigio azzurre e bluastre, in strati medi, sottili e spessi piano paralleli o raramente lentiformi o ondulati, spesso gradate o laminate. I litoclasti, di dimensione compresa tra pochi centimetri e alcuni metri, derivano dalla erosione della sottostante unità **CRH**. Rari sono i noduli e le bande di silicizzazione. In diversi casi, i colori grigiastri d'alterazione, l'aspetto massivo delle calciruditi ed il contatto generalmente suturato tra i litoclasti possono ricordare fortemente i caratteri di facies della sottostante unità **CRH**.

In alcuni casi i depositi di questa litofacies, in particolare le facies meno grossolane, sono incluse in giacitura nettuniana entro **CRH**, in filoni sedimentari di colore grigio bluastrò, generalmente dolomitizzati, non cartografabili aventi dimensione variabile da decimetrica a metrica. L'unità passa in alto e lateralmente a **BHE₁** in modo graduale, in corrispondenza della comparsa di frequenti liste e noduli di selce, di una stratificazione più regolare in strati da medi a sottili e di una netta diminuzione dei livelli calciruditici. Il contenuto microfossilifero è in genere allo stato biodestrutto (TESCIONE, 1997). Lo spessore dell'unità è lateralmente variabile fino ad un massimo di 100 m e può rastremare fino a pochi m. In questi casi, il passaggio dell'unità **CRH** al membro **BHE₁** suggerisce la presenza di strutture tettoniche estensionali sinsedimentarie asimmetriche (*half graben*) similmente a quanto ampiamente documentato in letteratura in contesti stratigrafici simili. L'unità **BHE_{1a}** non era stata differenziata nella preesistente cartografia geologica ufficiale e comprende, in buona parte, i depositi delle "brecce di Palinuro" *auct.* reinterpretati in senso paleoambientale e paleotettonico da TESCIONE (1997) come depositi di scarpata e base di scarpata in un contesto di *sin-rift*.

3.1.3.2. - membro calcareo marnoso (**BHE₂**)

Corrisponde all'unità **G⁵⁻⁴** del Foglio 209 Vallo della Lucania (SGI, 1969), ovvero all'unità dei "calcarei e marne gialle con ammoniti" della letteratura. Si tratta di calcari marnosi grigio chiari e verdognoli, giallastri all'alterazione, e marne laminate giallastre, calcareniti grigie e grigio-azzurre, in strati tabulari ovvero lentiformi, di frequente gradati e laminati (Fig. 20). Sono talora presenti nella porzione inferiore brecciole bioclastiche, tra cui lenti di lumachelle a brachiopodi (*Rhynchonella*) spessi fino a pochi dm, probabilmente correlabili ai *Soaresirhynchia beds* del Gran Sasso (zona ad *Harpoceras serpentinum*) deposti in connessione dell'evento anossico oceanico del Toarciano inferiore (GRAZIANO *et alii*, 2006). Verso l'alto i calcari marnosi e le marne diventano grigio scuri e bluastrì. Gli interstrati marnosi sono di spessore minore o uguale a quelli calcarei; verso l'alto degli strati gradati aumenta il contenuto argilloso. Sono presenti non di rado piegamenti sinsedimentari intraformazionali non cartografabili. Presente come impregnazioni, noduli e liste la selce può mancare del tutto in alcuni intervalli. Frequentemente sono riconoscibili anche tracce di bioturbazione; talora sono presenti superfici indurite di tipo *firm* o *hard ground* a documentare stasi della sedimentazione più o meno prolungate. L'unità passa in alto bruscamente oppure, meno di frequente, in modo graduale a **OOC**; il passaggio al sottostante membro **BHE₁** è graduale per intercalazione dei litotipi corrispondenti, ma, nel complesso, abbastanza rapido. Tra la macrofauna, rinconellidi, ammoniti, aptici, lamellibranchi pelagici, frammenti di crinoidi, talora piritizzati e con alterazione limonitica; in particolare, DI STEFANO (1894) segnala la presenza di *Pentacrinus jurensis* QUENSTEDT; SCANDO-



Fig. 20 - Calcari con selce e marne del Bulgheria (**BHE**). Affioramento delle marne e dei calcari marnosi giallognoli ad ammoniti del membro **BHE**₂. Sullo sfondo i sovrastanti calcari oolitici e bioclastici (**OOC**). Località: tornanti della Strada Provinciale 66 verso il F. Mingardo.

NE *et alii* (1964) di *Rhynchonella clesiana* LEPSIUS, *Rhynchonella vigili* LEPSIUS; BARBERA (1964) e BARBERA LAMAGNA (1972), tra l'altro, di numerose specie di ammoniti. Frequente è la presenza di spicole di spugna. Lo spessore è alquanto variabile (da 35 a oltre 100 m). L'unità rappresenta, all'interno della successione di scarpata del M. Bulgheria, un intervallo di ridotto rifornimento sedimentario da parte della contigua piattaforma carbonatica con evidenze di retrogradazione delle facies e, localmente, di condensazione. In base al riconoscimento di *Lytoce- ras dorcadis* (MENEGHINI), *Harpoceras falciferum* SOWERBY, *Hildoceras bifrons* (BRUGUIERE) (BARBERA, 1964; BARBERA LAMAGNA, 1972) si può riferire l'età della parte inferiore di questo membro al Toarciano inferiore *p.p.* e medio. La presenza tra i microfossili di *Lucasella cayeuxi* (LUCAS), rinvenuta negli ultimi livelli marnosi al passaggio con **OOC** a conferma del dato di autori precedenti (SCANDONE *et alii*, 1964; TESCIONE, 1997), estende all'Aaleniano *p.p.* l'età del tetto del membro. Il membro sembra dunque ricoprire l'intervallo compreso tra la biozona a “*Posidonia-Bositra*” e *Paleodasycladus* e la parte inferiore della biozona a “*Posidonia-Bositra*” e *Gutnicella cayeuxi* di CHIOCCHINI *et alii* (2008).

3.1.4. - *calcari oolitici e bioclastici di M. Croce del Calvario (OOC)*

La formazione corrisponde, insieme con i *calcari ad ellipsactinie (ELL)*, all'unità **C¹-G⁵** del Foglio 209 Vallo della Lucania (SGI, 1969). Nell'unità sono raccolti i depositi di transizione e bacino prossimale di età compresa tra il Giurassico medio e il Neocomiano *p.p.* Vi si distinguono due intervalli principali, indistinti in carta, costituiti, dal basso verso l'alto, da calcari oolitici con frammenti di crinoidi e da calcari con selce. Lo spessore complessivo della formazione è lateralmente variabile, ma appare generalmente compreso tra 300 e 450 m.

intervallo inferiore

La porzione inferiore di **OOC** è costituita da calcareniti torbiditiche grigie, spesso ricche di ooidi superficiali, più frequenti nella parte bassa, o con frammenti bioclastici, tra cui abbondanti frammenti di crinoidi, più frequenti verso l'alto, in strati medi e spessi talora gradati e laminati. Si distinguono a diverse altezze intercalazioni di calcilutiti e calcareniti nerastre, in strati sottili, talora amalgamati, che possono costituire livelli di spessore variabile e, talora, fino ad alcune decine di metri. Si hanno in subordine strati e banchi di calciruditi intraclastiche, spesso lenticolari ed a base erosiva. La selce, in genere poco frequente, è diffusa negli intervalli dominati dalle litofacies calcilutitiche con letti e arnioni di colore generalmente grigiastro. Nelle facies calcaree più fini si possono rinvenire livelli millimetrici o centimetrici, in genere sovrapposti, caratterizzati da abbondanti lamellibranchi a guscio molto sottile (*Posidonia* sp.). Il passaggio in basso a **BHE₂** può essere graduale o brusco in relazione alla rapidità di scomparsa del contenuto marnoso tipico dell'unità sottostante. Alla base di **OOC** può essere presente a luoghi (ad esempio: M. Miliosa) un intervallo di passaggio alla sottostante unità **BHE₂** rappresentato da alcune decine di metri di calcareniti e calcilutiti grigio verdognole e bluastre con selce ed interstrati marnosi sottili. Il passaggio all'intervallo superiore di **OOC** appare in genere brusco, segnato dalla scomparsa dei livelli oolitici e bioclastici grossolani e, più in generale, da una marcata riduzione in frequenza e spessore degli apporti detritici gravitativi. Lo spessore dell'intervallo appare variabile (300-400 m), anche se non misurabile con precisione per la presenza di faglie e la mancanza di livelli guida riconoscibili sul terreno e utili ai fini cartografici. Nei livelli basali di **OOC** è stata rinvenuta *Lucasella cayeuxi* (LUCAS) (*D. cayeuxi* in SCANDONE *et alii*, 1964); più in alto *Trocholina* sp. e *Protopeneloplis striata* WEYNSCHENK, mentre verso il tetto *Conicospirillina basiliensis* MOHLER e radiolari. L'ambiente è riferibile a una scarpata carbonatica deposizionale, con transito e deposizione di sedimenti granulari neritici e clastici ad opera di flussi gravitativi. Le minori intercalazioni emipelagiche individuano stasi nell'apporto detritico dalla piattaforma e rappresentano l'evidenza di ripetute migrazioni laterali degli ambienti deposizionali con formazione di parasequenze progradanti e

retrogradanti spesse fino ad alcune decine di metri. Per le caratteristiche stratigrafiche e composizionali dei sedimenti, l'intervallo inferiore di **OOC** appare correlabile ai *Calcarei e Marne a Posidonia* e *calcarei granulari* delle analoghe successioni carbonatiche di transizione a bacino dell'Appennino centro-settentrionale. L'età della porzione inferiore di **OOC** si può riferire all'Aaleniano inferiore (parte bassa della biozona a "*Posidonia-Bositra*" e *G. cayeuxi* di CHIOCCHINI *et alii*, 2008) come anche suggerito dalla continuità di sedimentazione con la sottostante unità **BHE**₂. L'età della porzione intermedia dell'intervallo può essere riferito al Bajociano inferiore-Oxfordiano (biozona a *Posidonia-Bositra* e *Protopeneroplis striata* di CHIOCCHINI *et alii*, 2008). Più problematica risulta la datazione precisa della porzione superiore dell'intervallo, comunque attribuibile al Giurassico superiore *p.p.* (Kimmeridgiano ?).

intervallo superiore

La porzione superiore di **OOC** si riconosce in maniera discontinua essendo rilevabile in un piccolo affioramento presso F.te Fratta a sud-ovest di San Giovanni a Piro e, più estesamente, nelle aree occidentali e settentrionali del massiccio del Bulgheria. Le condizioni di affioramento in queste aree, tuttavia, rendono difficoltosa una differenziazione cartografica dall'intervallo inferiore. L'unità è costituita da calcilutiti e calcareniti nerastre, talora gradate e laminate, con liste e noduli di selce in strati medi e sottili, localmente con rari interstrati molto sottili calcareo marnosi grigi laminati. Nella parte intermedia dell'intervallo si possono talora osservare concentrazioni di crinoidi (*Saccocoma* sp.) sotto forma di laminazioni bioclastiche piano-parallele. Questi sedimenti passano verso l'alto a calcareniti grigie bioclastiche e intrabioclastiche, in strati medi e spessi. Lo spessore dell'intervallo, variabile fino a un massimo di 80 m, tende ad aumentare nelle aree più occidentali del massiccio a indicare una polarità degli apporti detritici verso le aree di transizione più profonde e individuando un *trend* che appare coerente con la variazione di facies laterale registrata dalla soprastante unità **ELL**. Nel tassello sono stati accorpati livelli di esiguo spessore (da alcuni decimetri a pochi metri) di calcilutiti pelagiche biancastre e di calcilutiti grige e nere con rari tintinnidi in strati sottili e medi con selce nerastra in livelli ed arnioni. Tali livelli, cui si associano a luoghi intercalazioni torbiditiche bioclastiche con *Trocholina* sp., affiorano in alcune sezioni come, ad esempio, lungo la Strada Provinciale che costeggia il F. Mingardo all'altezza della galleria presso S. Severino e in loc. Sant'Acqua, presso Licusati (Sez. III Camerota). L'ambiente è riferibile a un pendio carbonatico sotmarino non acclive. La porzione inferiore è rappresentata da facies pelagiche ed emipelagiche di mare aperto, con apporti clastici occasionali per flussi gravitativi; la porzione superiore calcarenitica rappresenta invece una ripresa della risedimentazione carbonatica caratterizzata da maggiori apporti dalla piattaforma ad individuare una chiara tendenza della scarpata alla progradazione. L'unità **OOC** passa in

alto in modo netto a **CBI** attraverso un limite discontinuo associato ad una lacuna stratigrafica significativa e passa lateralmente e verso l'alto a **ELL**.

In base al contenuto microfossilifero, costituito da tintinnidi nella porzione inferiore e *Protopeneroplis ultragranulata* GORBACHIK, *Tubiphytes morronensis* CRESCENTI, *Kurnubia* sp., *Saccocoma* sp. e frammenti di ellipsactinie in quello medio-superiore, l'età di questa parte della formazione è riferibile al Kimmeridgiano *p.p.* (?) - Titonico (dalla biozona a Radiolari e *T. morronensis p.p.* alla biozona a *Saccocoma* e *T. morronensis* di CHIOCCHINI *et alii*, 2008), molto probabilmente estendibile al Neocomiano *p.p.* (Berriasiano ?) (cfr. TESCIONE, 1997).

3.1.5. - *calcari ad ellipsactinie (ELL)*

L'unità affiora in alcuni lembi presso il M. Bulgheria ed è costituita in prevalenza da calcareniti bioclastiche ed intrabioclastiche, marginalmente calciruditi bioclastiche e biointraclastiche con frammenti di calcispugne e idrozoi, con *Sphaeractinia* sp., *Ellipsactinia* sp, coralli e frammenti di crinoidi. La stratificazione appare in genere poco evidente. In altre aree del massiccio, la presenza di frammenti di *Ellipsactinia* associata ai macrofossili predetti appare occasionale e in genere limitata ad alcuni livelli clastici difficilmente differenziabili dalle calcareniti bioclastiche delle unità a contatto. Questa unità passa in basso e lateralmente a **OOC**. Lo spessore di **ELL** è difficilmente valutabile per la mancanza di una stratificazione distinta e per la variabilità laterale delle litofacies che talora assumono caratteri del tutto analoghi a quelli mostrati dalle unità incassanti. E' possibile tuttavia indicare spessori variabili da alcuni metri a poche decine di metri. Nell'area occidentale del M. Bulgheria l'unità sembra essere costituita da litofacies francamente di scarpata prossimale passante nelle aree più distali a sedimenti bioclastici ridistribuiti per mezzo di flussi gravitativi; appena più a est del M. Bulgheria, invece, le calcareniti passano a dei *reef mound* individuabili per la presenza in parete di strutture cupoliformi di dimensione decametrica indicative della presenza del margine della piattaforma (TESCIONE, 1997). La probabile comparsa di facies di margine nella successione del Bulgheria documenterebbe la progradazione della piattaforma carbonatica contigua durante la parte alta del Giurassico superiore. Analogamente, il passaggio di **OOC** e **ELL** alla sovrastante unità inconforme di scarpata (**CBI**) mette in evidenza un marcato arretramento della piattaforma stessa e la conseguente sottoalimentazione della locale successione di scarpata durante gran parte del Cretacico inferiore. Si sottolinea che tale evoluzione rappresenta un'anomalia stratigrafica significativa rispetto al *trend* deposizionale riconosciuto in analoghi contesti paleogeografici nei quali si documentano marcate tendenze progradazionali dei sistemi piattaforma-scarpata durante gran parte del Cretacico inferiore (GRAZIANO, 1999). D'altro canto, la lacuna basso-cretacica del M.

Bulgheria evidenzia spiccate similitudini con le locali architetture stratigrafiche indotte, nella piattaforma carbonatica apula, da tettonica sinsedimentaria e crisi di produttività carbonatica (GRAZIANO, 2000, 2001). L'età dei calcari a *Ellipsactinia* del Bulgheria è riferita in letteratura al Titonico (CANAVARI, 1893) o al Titonico *p.p.*-Neocomiano *p.p.* (TESCIONE, 1997) ricadendo nella porzione medio-superiore della biozona a *Tubiphytes morronensis* di CHIOCCINI *et alii* (2008).

3.1.6. - calcari biolitoclastici con rudiste (CBI)

La formazione, corrispondente all'unità **C*** del Foglio 209 Vallo della Lucania (SGI, 1969), è costituita da calcareniti bioclastiche e calciruditi bio-litoclastiche ed intrabioclastiche in strati spessi e molto spessi a geometria per lo più tabulare, più raramente medi e sottili, aventi colore variabile dal grigio chiaro al grigio scuro. Sono osservabili localmente amalgamazioni erosive tra strati e stratificazione discontinua lenticolare. Si riconosce a livello macroscopico la presenza caratterizzante di frammenti di rudiste (radiolitidi e caprinidi nella parte inferiore; radiolitidi ed ippuritidi in quella superiore) e, meno marcatamente, di chondrodonta e ostreidi. Tra le microfacies è da segnalare nella porzione inferiore dell'unità un'associazione a orbitolinidi. L'unità passa verso l'alto a **SGC** con contatto netto (area di S. Severino di Centola; Sez. III Camerota) o, più raramente, attraverso un intervallo di intercalazione dei litotipi corrispondenti spesso non più di pochi dm; in basso, il limite con **OOC** è netto e marcato da una estesa lacuna stratigrafica che sembra coprire l'intervallo Valanginiano (?) - Albiano *p.p.*. Tuttavia, sono stati campionati localmente livelli ad orbitoline (*P. lenticularis* BLUMENBACH) e rudiste risedimentate in associazione a rari foraminiferi planctonici (*Hedbergella* sp), spessi fino a 25 m (loc. Sant'Acqua, circa 2 km a ovest di Licusati) e riferibili all'Aptiano inferiore, che inducono a ritenere che la successione del Cretacico inferiore, in larga parte lacunosa, possa mostrare localmente in affioramento termini riferibili a vari intervalli stratigrafici. Localmente, come sui versanti della forra del F. Mingardo, tra **OOC** e **CBI** sono presenti esigui lembi a geometria lenticolare di **ELL** spessi al massimo pochi metri. Lo spessore dell'unità è lateralmente variabile, non minore di 20 m nel settore di San Giovanni a Piro, e può raggiungere anche 100 m al limite occidentale del Foglio (area di S. Severino di Centola). Nel contenuto microfossilifero si ritrovano foraminiferi planctonici e bentonici risedimentati. Nella parte bassa di **CBI** si osserva in genere una intercalazione di strati sottili e medi di calcilutiti a foraminiferi planctonici (*Rotalipora* sp. e *Planomalina buxtorfi* GANDOLFI) e prevalenti calcareniti a frammenti di rudiste con orbitolinidi e *Ovalveolina maccagnoae* DE CASTRO. Nei livelli superiori si osservano *Marginotruncana* sp., *Dicarinella* sp. e *Globotruncana* sp., mentre CESTARI (1964) segnala la presenza al *top* dell'unità, appena sotto passaggio con **SGC**, di

Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN e *Globotruncana leupoldi* BOLLI (sinonimo abbandonato di *G. falsostuarti* SIGAL, cfr. CARON, 1985). L'ambiente di sedimentazione è riferibile ad un pendio deposizionale con trasporto e deposizione di sedimenti prevalentemente bioclastici ad opera di flussi gravitativi. La brusca interruzione degli apporti detritici in corrispondenza del limite superiore dell'unità (ampiamente correlabile ai calcari cristallini *auct.* descritti da CARANNANTE *et alii*, 1999), la persistente sostituzione con depositi pelagici in facies condensata del Campaniano superiore/Maastrichtiano inferiore-Oligocene (SGC) e la marcata eteropia di facies con l'unità RCG (subunità tettonica di Roccagloriosa) permettono di ipotizzare l'arretramento tettonico della piattaforma contigua durante l'intervallo corrispondente (cfr. Cap. VIII-3.2) in analogia con quanto noto in letteratura per altri settori delle transizioni piattaforma-bacino dell'area apula e sud-appenninica (GRAZIANO, 1994; CARANNANTE *et alii*, 1999). Sulla base del contenuto microfossilifero, l'età di questa unità nell'area del Bulgheria è riferita in letteratura all'Albiano superiore-Senoniano (TESCIONE, 1997). Più precisamente, il rinvenimento di *P. buxtorfi* GANDOLFI alla base di CBI indica la presenza della parte alta dell'Albiano superiore (biozona a *Rotalipora appenninica* di PREMOLI SILVA & SLITER, 1995), mentre l'associazione di *G. lapparenti lapparenti* e *G. falsostuarti* indica un non meglio precisato Campaniano superiore-Maastrichtiano inferiore per il top dell'unità (dalla biozona a *Radotruncana calcarata* alla biozona a *Contusotruncana contusa-Racemiguembelina fruticosa* di PREMOLI SILVA & SLITER, 1995). Nel Foglio sono stati riconosciuti tutti i livelli della formazione ad esclusione di quelli dell'Albiano superiore.

3.1.7. - *scaglia condensata* (SGC)

Corrisponde all'unità O-C^{II} del Foglio 209 Vallo della Lucania (SGI, 1969) ed è correlabile alla tipica *Scaglia* umbro-marchigiana, nonostante uno spessore estremamente ridotto e una generale decolorazione. Questa formazione è costituita da calcilutiti marnose giallastre, grigie, rosa, rosso scuro e verdognole in strati sottili e medi, talora nodulari, con foraminiferi planctonici e spicole di spugna; argille marnose giallastre in strati generalmente spessi e, nelle porzioni basale e sommitale, rare calcareniti bioclastiche grigie in strati generalmente sottili e molto sottili. Alcuni strati mostrano una caratteristica fogliettatura. Sono talora evidenti caratteri di facies peculiari messi in evidenza da studi di maggior dettaglio (CESTARI, 1964; TORRE, 1969, 1970; TESCIONE, 1997). Alla base, osservabile presso F.te Fratta (S. Severino di Centola; Sez. III Camerota), è evidente un livello sottile più marnoso; seguono i livelli calcareo marnosi giallastri e poi grigi e rosati. Nel settore di S. Severino di Centola e in quello di S. Giovanni a Piro la continuità delle successioni permette di individuare, nella porzione inferiore, intervalli corre-

labili alla *Scaglia Rossa* e *variegata*, mentre gli intervalli più alti, corrispondenti alla *Scaglia Cinerea*, si ritrovano ben evidenti in affioramento solo presso San Severino di Centola e, localmente, alla base del versante settentrionale del massiccio del Bulgheria. Rispetto alle più classiche successioni dell'Appennino umbromarchigiano, nell'area del Bulgheria non è ben apprezzabile litologicamente il passaggio tra *Scaglia Rossa* e *Scaglia variegata* a livello dell'Eocene superiore, ma solo quello con la *Scaglia Cinerea* oligocenica. Ove osservabile (abitato di S. Severino), il passaggio di tipo graduale alla unità sovrastante **GIP** è costituito da una intercalazione spessa pochi decimetri di strati sottili con prevalenti calcareniti bioclastiche a macroforaminiferi (tra cui *Miogypsina* sp.) di colore grigio (giallognolo all'alterazione) e marne grigiastre. L'unità passa in basso a **CBI** in modo generalmente molto rapido, come ben osservabile lungo i fronti di cava poco a SO di S. Severino, dove sono localmente evidenti al passaggio superfici arrossate diastemiche riconducibili ad *hard-* e *firmground*. Nella porzione medio-superiore della formazione è stato individuato un livello spesso pochi metri di marne e marne argillose rossastre e marginalmente verdognole in strati sottili e molto sottili (**SGC_a**). Lo spessore massimo di **SGC** è di circa 25-30 m. L'intera unità mostra una diffusa stilolittizzazione cui TORRE (1970) attribuisce una diminuzione dello spessore originario di circa il 10-15%.

Alla base della formazione, sono segnalate associazioni di foraminiferi planctonici (*Globotruncana lapparenti tricarinata* QUEREAU e *Globotruncana leupoldi* BOLLI) attribuite al passaggio Campaniano-Maastrichtiano (CESTARI, 1964). Verso l'alto sono state documentate forme ed associazioni planctoniche riferibili a biozone del Paleocene superiore (*P. pseudomenardii* BOLLI e *Morozovella velascoensis* CUSHMAN), dell'Eocene inferiore (*Morozovella aragonensis* NUTTALL), dell'Eocene medio-superiore (*Hantkenina* sp., *Turborotalia* cfr. *cerroazulensis* COLE, *Acarinina bullbrookii* BOLLI) (TORRE, 1969). Le associazioni fossilifere dell'Oligocene sono particolarmente ricche di forme planctoniche (*Globorotalia oligocaenica* BLOW & BANNER, *Gl. tripartita* KOCH, *Gl. rohri* BOLLI, *Catapsydrax dissimilis* CUSH. & BERM. e *Gl. euapertura* JENKINS) e bentoniche (*Siphonodosaria adolphina* D'ORB., *S. nuttalli* CUSH. & JARV., *Cibicides cushmani* NUTTALL, *C. mexicanus* NUTTALL, *Anomalina alazanensis* NUTTALL, *A. pompilioides* GALL. & HEMIN.) che, tuttavia, non documenterebbero con certezza la sua parte superiore (TORRE, 1969). Le litofacies di questa formazione possono essere riferite a un ambiente deposizionale di tipo pelagico, con sedimentazione condensata e priva di apporti clastici grossolani dalla piattaforma, corrispondendo a un intervallo di drastica e perdurante sottoalimentazione della scarpata del M. Bulgheria. È stato ipotizzato (SGROSSO & TORRE, 1967) che questa condizione possa essere legata alla formazione della coeva scarpata del bacino di Roccalgoriosa, con interruzione del precedente sistema di rifornimento alle parti distali che assumono il ruolo di soglia. In queste aree, rilevate rispetto al subsidente bacino di Roccalgoriosa, si sarebbe deposta la

successione condensata della Scaglia del M. Bulgheria.

Le associazioni fossilifere planctoniche e bentoniche documentano un'estensione biostratigrafica dell'unità compresa tra il Campaniano superiore-Maastrichtiano inferiore e l'Oligocene.

3.1.8. - *argilliti e calcari di S. Giovanni a Piro (GIP)*

Corrisponde alle unità M^{2-1} e M^2 del Foglio 209 Vallo della Lucania (SGI, 1969), ovvero al *flysch di Torre Orsaia* (SGROSSO & TORRE, 1967) mostrando alcune similitudini rispetto alle porzioni pelitiche e marnose del *flysh nero auct.* (vedi anche, per questi terreni, SELLI, 1962; TORRE, 1969; COCCO, 1971; PERRONE, 1982; SANTO & SGROSSO, 1989). L'unità è costituita da prevalenti argille marnose, argilliti e argille grigie, giallastre, nerastre o brune; calcari marnosi e marne grigie, grigio nerastre, talora siliciferi, rare brecciole e calcareniti grigie e grigio brune con macroforaminiferi, gradate e laminate. Le argilliti appaiono talora come il risultato di una decarbonatazione piuttosto spinta. Nei dintorni di S. Severino, in corrispondenza del passaggio con l'unità sottostante (SGC) presso il fronte di cava lungo la strada provinciale, alla base di **GIP** si osservano alcuni metri di calcareniti bioclastiche a macroforaminiferi in strati spessi pochi decimetri, di colore grigio e grigio scuro, con *flute casts* talora ben sviluppate, ed intercalate argille marnose brunastre. Tale livello passa verso l'alto, presso San Severino di Centola e in alcuni piccoli affioramenti al fronte settentrionale del massiccio del M. Bulgheria, a pochi metri di un'alternanza calcareo-marnosa e poi marnoso-pelitica che sfuma gradualmente verso l'alto nel corpo dell'unità prevalentemente argillitica. I livelli argillitici e marnoso-argillosi possono costituire intercalazioni anche molto spesse soprattutto nella parte inferiore e intermedia dell'unità. Raramente, nei livelli marnosi è presente selce nerastra e rosso nerastra. I colori di alterazione dei calcari marnosi e delle marne possono essere grigiastri, grigio oliva, giallastro e grigio rossastro. L'unità affiora per lo più intorno a San Giovanni a Piro, localmente ai piedi del versante settentrionale del massiccio del M. Bulgheria e intorno a Forio e San Severino di Centola (Sez. III Camerota). La presenza di strutture come *flute casts*, gradazione diretta e laminazioni convolute e parallele permette di interpretare i livelli calcarei bioclastici come depositi torbiditici e da flussi gravitativi generalmente diluiti. Nel settore di San Severino e Forio di Centola possono essere presenti nella porzione superiore dell'unità rari livelli di arenarie arcose fini, siltiti laminate e argilliti micacee in strati sottili. Nel settore settentrionale del massiccio del M. Bulgheria è stata talora rilevata la presenza di sottili livelli di arenarie quarzose torbiditiche, di tipo numidico, riferibili alla porzione più alta di questa unità (comunque non cartografabili). Lo spessore dell'unità è difficilmente misurabile a causa dell'intensa deformazione e della relativa scarsità di successioni ben esposte.

Valutazioni di carattere geometrico e cartografico consentono di ipotizzare valori prossimi ai 150-200 m.

L'unità passa in basso a **SGC** in modo generalmente graduale. Nell'area di San Giovanni a Piro non sono visibili passaggi stratigrafici a **SGC**, a causa della presenza di coperture quaternarie; non è da escludere, tuttavia, che in quell'area gli originari contatti stratigrafici siano localmente deformati, poiché **GIP** poggia di frequente in contatto tettonico (scollamento) su differenti formazioni della successione del Bulgheria. E' opportuno segnalare, a tale proposito, che TOZZI et alii (1996) ipotizzano in questo settore la presenza di accavallamenti pellicolari retrovergenti (verso SO) che portano **SGC** su **GIP**. Come detto, il limite superiore è di tipo tettonico con i terreni dell'unità tettonica Calabrese (subunità inferiore). Nonostante una diffusa ricristallizzazione, nel contenuto fossilifero dei livelli calcarei bioclastici basali si riconoscono, oltre a foraminiferi planctonici (globigerinidi) e spicole di spugne, macroforaminiferi rimaneggiati (nummulitidi, alveolinidi) o risedimentati tra cui: nodosaridi, buliminidi, lepidociclinidi (*L. (Eulepidina)* sp., *L. (Nephrolepidina)* sp.), *Operculina* sp., *Heterostegina* sp., *Amphistegina* sp. e *Miogyopsina* sp. (cfr. TORRE, 1969).

L'unità si è deposta in un bacino marino relativamente profondo con un *trend* stratigrafico di tipo *fining, thinning* e, probabilmente, *deepening upward*. I caratteri di facies suggeriscono una scarsa alimentazione di sedimenti di natura carbonatica e una prevalenza di quelli di natura pelitica. A differenza dell'analoga successione facente parte della subunità tettonica di Roccagloriosa, non sono stati rilevati i termini apicali di **GIP** in facies calciruditica (membro di Aria della Serra, **GIP₁**). L'età della base dell'unità, corrispondente alle calcareniti a macroforaminiferi, è non più antica del Miocene inferiore (Aquitaniense?) senza escludere la presenza dell'Oligocene superiore (TORRE, 1969). Numerosi campioni provenienti dalle porzioni superiori di **GIP** della subunità tettonica M. Bulgheria sono risultati sterili. Considerazioni di carattere stratigrafico e regionale, anche basate sui dati del rilevamento, permettono di correlare la parte inferiore di **GIP**, costituita da calcareniti rimaneggiate a macroforaminiferi, alle facies di piattaforma aperta/rampa della formazione di Cerchiara (**FCE**), mentre le facies pelitiche soprastanti sembrano correlabili parzialmente o totalmente per facies, *trend* evolutivo e significato stratigrafico alla formazione del Bifurto (**BIF**) (v. Cap. V-3.2.2.1). In questo senso, sembrano avvalorate le ipotesi già avanzate a riguardo da SGROSSO & TORRE (1967) e TORRE (1969).

3.2. - SUBUNITÀ TETTONICA DI ROCCAGLORIOSA

La successione stratigrafica di Roccagloriosa, calcarea nella porzione inferiore e argilloso-marnosa in quella superiore, affiora in maniera estesa a nord-nordest

del massiccio del M. Bulgheria, lungo il crinale che unisce i centri abitati di Roccagloriosa e di Castel Ruggiero (M. Capitenali) e nelle immediate vicinanze del centro abitato di Torre Orsaia (Sez IV Torre Orsaia). Altre aree di affioramento si osservano a S. Severino e a nord di Scario, tra Acquavena e il F. Bussento (Sez. III Camerota).

Il crinale di Roccagloriosa è posto in corrispondenza di una struttura carbonatica positiva, orientata in senso nordest-sudovest con un andamento arcuato, emergente rispetto alle circostanti unità litologiche prevalentemente pelitiche. L'intero blocco carbonatico è caratterizzato da una stratificazione immergente in prevalenza verso nord-ovest ed è sbloccato da diverse faglie ad alto angolo e cinematica trascorrente, con orientamento circa est-ovest. Il piano di sovrascorrimento delle sovrastanti unità interne (unità tettonica Nord-Calabrese) e le successioni di questa subunità tettonica risultano piegate a formare strutture sinformi ed antiformi di estensione plurichilometrica a varia orientazione (cfr. Cap. VIII).

La successione stratigrafica è costituita da una porzione inferiore carbonatica pseudostratoide (**RCG**) passante verso l'alto, in modo rapido, ad una successione prevalentemente pelitica e marnosa con livelli conglomeratici e calcarenitici (**RCG₁**). Tale intervallo è a sua volta ricoperto da **GIP** e come già detto, tettonicamente, dalle coltri alloctone riferibili alla subunità inferiore della unità tettonica Nord-Calabrese. Sebbene mai osservabile in affioramento a causa di estese coperture detritiche, anche recenti, e dei ricoprimenti operati dalle unità interne, il contatto tra le subunità di M. Bulgheria e Roccagloriosa è desumibile a modeste profondità in corrispondenza del fronte di accavallamento antimeridiano in fuori sequenza che limita verso nord il massiccio del M. Bulgheria (cfr. Cap. VIII).

SGROSSO & TORRE (1967) descrivono dettagliatamente la successione di Roccagloriosa suddividendola in due intervalli compositi principali datati rispettivamente Maastrichtiano-Eocene e Oligocene-Miocene inferiore (Aquitaniense). Tali intervalli corrispondono alle unità di seguito descritte.

3.2.1. - *calcari e argilliti di Roccagloriosa (RCG)*

La porzione inferiore della unità è costituita da una successione di calciruditi, talora grossolane, e di calcareniti, da fini a grossolane e di colore grigio chiaro, talora grigio scuro, in strati generalmente spessi e bancate stratoidi, tipicamente ricristallizzate. Sono talora presenti laminazioni piano-parallele ed incrociate ed amalgamazioni erosive tra i banchi più spessi a formare livelli marcatamente lenticolari; verso l'alto si osserva una stratificazione più regolare di calcareniti a grana da fine a media di colore grigio, in strati gradati e massivi di spessore variabile da qualche centimetro ad alcuni decimetri, e calciruditi litiche, per lo più gradate, in matrice bioclastica a rudiste (radiolitidi), echinodermi, alghe rosse (*Solenop-*

ra sp., *Archeolithothamnium* sp.) e briozoi, cui si intercalano livelli di argilliti e marne argillose di colore rossastro, verdognolo e giallastro con una frequenza ed uno spessore (da pochi centimetri ad alcuni decimetri) crescente verso l'alto; gli elementi litici delle calciruditi, in genere di dimensione da centimetrica a decimetrica, sono per lo più costituiti da calcilutiti nerastre e calcari oolitici. Sono talora presenti sottili livelli di calcilutiti a foraminiferi planctonici (*Globotruncana* gr. *lapparenti*). Tale intervallo, spesso nel complesso circa 120 m, viene chiuso da alcuni banchi massivi di calciruditi litoclastiche in matrice biodetritica a rudiste. Nella porzione superiore della formazione si riconoscono facies prevalentemente argilloso-marnose variegata e calcareniti bioclastiche a macroforaminiferi, in strati da sottili a medi, passanti verso l'alto ad argille brunastre in strati molto sottili o a stratificazione indistinta (membro di M. Capitenali, **RCG₁**). Il letto della formazione non è noto in affioramento, ma ricostruzioni stratigrafiche e paleotettoniche (cfr. Cap. VIII) consentono di ipotizzare nel sottosuolo la presenza di unità carbonatiche in facies di scarpata analoghe all'unità **CBI** affiorante nell'unità tettonica Bulgheria; il passaggio alla sovrastante formazione **GIP** è graduale e sfumato ed è posto in corrispondenza dell'aumento sensibile della frazione argillitica rossastra e bruna tipica di **GIP**.

L'ambiente sedimentario della formazione, spessa circa 230 metri, è ascrivibi-



Fig. 21 - Passaggio tra le calciruditi-calcareniti maastrichtiane a rudiste in strati spessi e molto spessi amalgamati della formazione di Rocca gloriosa (**RCG**) e le sovrastanti marne brunastre del Paleocene con intercalazioni di calcareniti torbiditiche (base del membro di M. Capitenali, **RCG₁**) (subunità tettonica di Rocca gloriosa). Località: M. Capitenali (Sez. IV Torre Orsaia).

le, nel suo complesso, a una scarpata deposizionale alimentata nella parte inferiore da un abbondante apporto di sedimenti neritici bioclastici e litoclastici, tramite processi di tipo torbido e di *debris flow*. Le caratteristiche sedimentologiche e composizionali dei litoclasti ne suggeriscono la derivazione dall'erosione di successioni sia in facies di scarpata giurassico-cretacica (successione dell'unità di M. Bulgheria) che di piattaforma carbonatica (successione dell'unità Alburno-Cervati-Pollino). La frazione litoclastica e bioclastica rimaneggiata diminuisce rapidamente verso l'alto ad individuare facies bacinali con evidenze di sottoalimentazione (parte alta di **RCG₁**). Il passaggio Cretacico-Paleocene, corrispondente al limite inferiore di **RCG₁**, è facilmente individuabile sul terreno per la rapida comparsa delle prevalenti litofacies argillitiche e marnose rossastre che sostituiscono le calcareniti e calciruditi a rudiste sottostanti (Fig. 21). L'età della porzione calcarenitica della formazione è attribuibile al Maastrichtiano secondo le indicazioni micropaleontologiche (*Siderolites calcitrapoides* LAMARCK, *Omphalocyclus macroporus* LAMARCK, *Lepidorbitoides* sp., *Orbitoides media* D'ARCHIAC), ma non è da escludere un'età più antica per la porzione inferiore, completamente ricristallizzata. L'intervallo costituito dalla parte inferiore di **RCG₁** è correlabile a quello attribuito in letteratura al Paleocene (SGROSSO & TORRE, 1967) con associazioni a rotalidi, rare operculinidi, discociclinidi, piccole alveolinidi e nummulitidi, *Ethelia alba* (PFENDER), frammenti abbondanti di lamellibranchi, gasteropodi, echinidi e briozoi. L'intervallo medio di **RCG₁** corrisponde a quello attribuito da SGROSSO & TORRE (1967) all'Eocene p.p. per la presenza di *Nummulites globulus* LEYMERIE, *N. planulatus* (LAMARCK), *Alveolina* sp., *Assilina* sp., *Globigerina* spp., *Globorotalia* spp.; la porzione superiore di **RCG₁**, prevalentemente argillitica e risultata priva di contenuto microfossilifero utile ai fini biostratigrafici, è invece attribuibile all'Oligocene per posizione stratigrafica.

3.2.1.1. - membro di M. Capitenali (**RCG₁**)

Argille marnose, argilliti e calcari marnosi sottilmente stratificati di colore dal rosso fegato al verdognolo con frequenti microfaune planctoniche (globigerine, *Morozovella* sp., *Acarinina* sp.) ed intercalate calcareniti bioclastiche biancastre a nummuliti, alveoline, amphistegine e discocicline in strati sottili e medi e calciruditi litoclastiche, spesse alcuni decimetri, in matrice biodetritica, prevalenti verso l'alto (porzione inferiore e media del membro **RCG₁**). All'interno di **RCG₁**, gli strati più spessi e con sedimenti più grossolani mostrano frequenti geometrie lenticolari e marcate superfici erosive con associati *groove* e *flute casts* ad indicare una posizione non distale lungo la scarpata. I caratteri di facies dei litoclasti all'interno di **RCG₁** sono del tutto analoghi a quelli della porzione inferiore della formazione. Nella porzione media di **RCG₁** sono presenti anche sottili livelletti argillitici,

prima di colore grigio chiaro e successivamente di colore variabile dal vinaccia al verdognolo e/o all'ocra, che aumentano in spessore e frequenza verso l'alto. Argilliti grigiastre e brune costituiscono la litofacies caratterizzante la porzione superiore di **RCG₁** al passaggio con l'unità sovrastante (**GIP**).

Alla base del membro **RCG₁**, potente nel complesso circa 110 m, è presente localmente una singola intercalazione lentiforme di calciruditi litoclastiche gradate, di colore grigio chiaro, spesso meno di un metro e con base erosiva, in matrice biodetritica, mostrante evidenti tracce di ricristallizzazione.

3.2.2. - argilliti e calcari di S. Giovanni a Piro (**GIP**)

L'unità si presenta con caratteri sedimentologici e stratigrafici del tutto simili a quelli già descritti nella successione della subunità tettonica di M. Bulgheria, alla quale si rimanda. All'interno della subunità tettonica di Roccagloriosa, i terreni riferibili a questa formazione affiorano tra Poderia e Torre Orsaia (Sez. IV Torre Orsaia) e, a nord di Scario, nell'area compresa tra Bosco, il Villaggio Isca e Spineto (Sez. III Camerota). Nella parte alta della formazione è stato individuato e cartografato un membro pelitico con rilevanti intercalazioni calciruditiche e calcarenitiche (membro di Aria della Serra, **GIP₁**) che presenta le migliori esposizioni nella località tipo, circa 2 km a est di Bosco (Sez. III Camerota). Lo spessore dell'unità, probabilmente, non supera i 200 m.

3.2.2.1. - membro di Aria della Serra (**GIP₁**)

Il membro è costituito da un'alternanza di brecce litoclastiche e lito-bioclastiche massive in strati medi e spessi, raramente molto spessi, in matrice biodetritica da abbondante a scarsa, calcareniti e brecciole a macroforaminiferi (nummulitidi, lepidocline e *Miogypsina* sp.) in strati da sottili a medi e peliti di colore marroncino e bruno in strati sottili (Fig. 22). Nella parte superiore del membro sono stati rilevati rari livelli di arenarie quarzose giallognole e marroncinie di tipo numidico in strati sottili. I termini di passaggio al resto della formazione, prevalentemente pelitica, documentano un graduale, ma rapido aumento della componente carbonatica data da calcareniti torbiditiche a macroforaminiferi, marne e marne argillose di colore giallastro. Gli strati calcarei più competenti e spessi, costituiti dalle calciruditi di spessore maggiore (fino ad alcuni metri), si presentano di frequente nelle condizioni di affioramento come blocchi disarticolati e scompaginati ad opera dello scalzamento al piede delle litofacies più erodibili (livelli di peliti, marne e calcareniti in strati sottili). I clasti delle brecce, marcatamente extraformazionali, hanno dimensioni variabili da pochi cm ad alcuni dm, da subspigolosi a subarrotonda-



Fig. 22 - Tipica modalità di affioramento del membro di Aria della Serra (**GIP₁**), al tetto della formazione di S. Giovanni a Piro (**GIP**) (subunità tettonica di Roccagloriosa). L'unità affiora generalmente in forma di strati e banchi disarticolati di breccie extraformazionali intercalati in peliti brune e marroncine scagliettate e accessorie calcareniti a macroforamiferi. Località: Aria della Serra (2 km a Est di Bosco, Sez. III Camerota).

ti; essi sono poligenici essendo formati da calcari marnosi e marne ad ammoniti, marne calcaree rosso vinaccia a *Globotruncana* sp., calcareniti con frammenti di crinoidi, calcilutiti nerastre con selce e frammenti piuttosto rari di arenarie litiche. La tipologia dei litoclasti costituenti le breccie denuncia un'alimentazione prevalente dai termini giurassico-cretacei della successione mesozoica di transizione e bacino affiorante nel M. Bulgheria suggerendo l'esumazione tettonica dei livelli corrispondenti (vedi Cap. VIII). Lo spessore di **GIP₁** non supera le poche decine di metri. La presenza di *Miogypsina* sp. nella matrice biodetritica delle breccie litiche e nelle calcareniti intercalate consente di datare il membro **GIP₁** al Miocene inferiore. Ulteriori dati, sebbene provvisori, suggeriscono che **GIP₁** possa essere non più antico del Burdigaliano superiore per la possibile presenza di *Calcidiscus leptoporus* (MURRAY & BLACKMAN) LOEBLICH & TAPPAN (biozona MNN4a di FORNACIARI *et alii*, 1996). Le forme fossili rinvenute, tuttavia, sono in cattivo stato di conservazione e non permettono un'attribuzione paleontologica e biostratigrafica sufficientemente affidabile che, si sottolinea, necessita di ulteriori approfondimenti. La recente revisione biostratigrafia delle successioni mioceniche di tipo arcoseo dell'Appennino meridionale (AMORE *et alii*, 2005), sembra avvalorare l'ipotesi e suggerisce per il tetto del membro un'età riferibile al Langhiano *p.p.*

4. - UNITÀ TETTONICA DEI MONTI ALBURNO-CERVATI-POLLINO

4.1. - CALCARI CON CLADOCOROPSIS E CLYPEINA (CCM)

L'unità è costituita prevalentemente da calcari grigi e grigio scuri, che si presentano ben stratificati nella parte inferiore, con spessore degli strati da 30 a 80 cm, e mal stratificati o spessi fino a 2 m specialmente nella parte superiore. A luoghi si rinvencono livelli dolomitizzati il cui spessore è normalmente inferiore al metro. Le tessiture sono fangosostenute, *mudstone* e *wackestone*, caratterizzate da tanatocenosi oligotipiche (ostracodi e rare piccole alghe verdi) o sterili, alternate a livelli di più alta energia rappresentati da *floatstone* ad oncoidi ed intraclasti associate a *Cladocoropsis* e/o piccoli coralli solitari. E' osservabile in alcuni intervalli una distinta ciclicità deposizionale di tipo subtidale e intertidale con cicli spessi da pochi decimetri ad alcuni metri.

I macrofossili più frequenti sono rappresentati da *Cladocoropsis mirabilis* FELIX, gasteropodi, lamellibranchi, chetetidi e coralli solitari. I microfossili più comuni sono rappresentati da foraminiferi bentonici ed alghe dasicladali come *Pfenderina salernitana* SARTONI & CRESCENTI, *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK e *Selliporella donzellii* SARTONI & CRESCENTI nella parte inferiore e *Kurnubia palastiniensis* HENSON, *Parurgonina caelinensis* CUVILLIER, FOURY & PIGNATTI MORANO, *Clypeina jurassica* FAVRE, *Campbelliella striata* (CAROZZI) e *Salpingoporella annulata* CAROZZI nella parte superiore. Sono inoltre diffuse associazioni di cianobatteri con forme incrostanti (ad es.: *Bacinella irregularis* RADOICIC e *Lithocodium aggregatum* ELLIOTT), che contribuiscono alla formazione di oncoidi e talli nodulari (ad es.: *Cayeuxia piae* FROLLO).

L'unità affiora esclusivamente nella porzione nord-orientale del Foglio, in corrispondenza del versante meridionale di M. Rotondo (Sez. I Caselle in Pittari) e ha uno spessore di circa 150 m.

In analogia con quanto descritto nel sovrastante Foglio 504 Sala Consilina (SGI-ISPRA, 2010), sono state riconosciute le seguenti associazioni di litofacies di piattaforma carbonatica: dolomie; calcari e calcari dolomitici laminati che indicano deposizione in una piana tidale in condizioni da intertidale a sopratidale; calcilutiti e calcareniti bioclastiche che indicano deposizione in una laguna subtidale; calciruditi intra-bioclastiche e calcari oolitici che indicano una deposizione in una laguna aperta, anche in condizioni di alta energia. Il limite inferiore non è visibile in affioramento. Il limite superiore è stratigrafico con **CRQ** per alternanza.

L'età è riferita al Bathoniano *p.p.*?-Titonico (biozone a *Pfenderina salernitana*, *Kurnubia gr. palastiniensis* e *Clypeina jurassica* di CHIOCCHINI *et alii*, 2008).

4.2. - CALCARI CON REQUIENIE E GASTEROPODI (CRQ)

L'unità è costituita in prevalenza da calcari grigi, generalmente ben stratificati, con frequenti livelli ricchi di gasteropodi e requienidi. Lo spessore degli strati è compreso generalmente tra 30 e 80 cm. Subordinatamente, sono presenti livelli di calcari scuri in strati sottili, di dimensione compresa tra 3 e 10 cm, calcari dolomitici e dolomie da massive a laminate, calcari biancastri e livelli di calcari marnosi. Sono presenti inoltre livelli di calcari nodulari, pseudo-conglomeratici, con noduli di *mudstone-wackestone* in un reticolo di cavità riempite da una matrice marnoso argillosa per lo più verdognola. Nella parte inferiore sono frequenti livelli di *grainstone* oolitici ed oncolitici, in associazione con livelli di *packstone* e *grainstone* intra-bioclastici. In questo intervallo basale i depositi si presentano ben stratificati, con spessore medio di 80 cm e di colore grigio scuro, cui seguono verso l'alto depositi principalmente fango-sostenuti. Nella porzione intermedia dell'unità, infatti, prevalgono calcilutiti a dasicladali alternate a calcari stromatolitici e loferitici con lumachelle a gasteropodi e requenie. Nella parte superiore sono presenti calcari bioclastici ad alveoline e livelli di dolomie laminate oltre a calcilutiti ad ostracodi e miliolidi e calcareniti a orbitolinidi (membro dei calcari ad alveolinidi e dolomie laminate, **CRQ₄**). A differenza di quanto osservato nell'adiacente Foglio 504 Sala Consilina (SGI-ISPRA, 2010) non è stata osservata la presenza del membro basale della formazione costituito dai calcari ad ooliti fibroso-raggiate (**CRQ₁**). I calcari delle porzioni inferiore e media della formazione mostrano una tipica organizzazione in cicli sedimentari subtidali e intertidali di alta frequenza (spessore dei cicli compreso tra pochi decimetri e alcuni metri) con sviluppo solo parziale della porzione intertidale (superiore) del ciclo e presenza di superfici diastemiche, anche paleocarsiche.

I macrofossili più frequenti sono gasteropodi e requienidi; sono inoltre presenti ostreidi, Chondrodonta, radiolitidi (prevalenti nella parte superiore) e rari livelli con coralli solitari. I microfossili più diffusi sono le alghe dasicladali e i foraminiferi bentonici. Nella parte inferiore si osservano: *Salpingoporella muehlbergii* (LORENZ), *Praturlonella danilovae* (RADOIČIĆ), *Clypeina solkani* CONRAD & RADOIČIĆ, *Salpingoporella dinarica* RADOIČIĆ, *Salpingoporella turgida* (RADOIČIĆ), *Campanellula capuensis* DE CASTRO, *Vercorsella laurentii* (SARTONI & CRESCENTI) e *Vercorsella scarsellai* (DE CASTRO); nella porzione superiore si osservano: *Cribellopsis arnaudae* CHIOCCHINI, *Cuneolina pavonia parva* HENSON, *Paracoskinolina* sp., *Orbitolinopsis* sp., *Neoiraqia insolita* (DECROUEZ & MOULADE), *Salpingoporella turgida* (RADOIČIĆ) e *Cisalveolina fraasi* (GÜMBEL).

CRQ affiora nella porzione settentrionale del Foglio, in corrispondenza dei versanti meridionali di M. Rotondo e M. Pecchinari (Sez. I Caselle in Pittari). Un affioramento di estensione più limitata è osservabile lungo la strada che da Caselle in Pittari porta verso la Grotta di Orsivacca.

In analogia con il sovrastante Foglio 504 Sala Consilina (SGI-ISPRA, 2010), le associazioni di litofacies riconosciute sono: dolomie massicce saccaroidi in strati e banchi; calcari laminati e calcari nodulari che indicano deposizione in una piana tidale in condizioni da intertidali a supratidali; calcilutiti a ostracodi, miliolidi ed alghe verdi che indicano deposizione in una laguna a circolazione ristretta; calcareniti e calciruditi bioclastiche, intra-bioclastiche e oolitiche che indicano deposizione in una laguna aperta soggetta ad idrodinamismo variabile.

Il limite inferiore con **CCM** è per alternanza mentre quello superiore è netto con **RDT**. Lo spessore complessivo di **CRQ**, incluso il membro **CRQ₄**, è compreso tra 400 e 450 m. L'età è riferibile al Neocomiano-Cenomaniano (dalla biozona a *Favreina salevensis* e *Salpingoporella annulata* alla biozona a *Chrysalidina gradata* e *Pseudolituonella reicheli* di CHIOCCHINI *et alii*, 2008).

4.2.1. - membro dei calcari ad alveolinidi e dolomie laminate (**CRQ₄**)

Nella porzione superiore di **CRQ** è stato individuato un membro rappresentato alla base da calcareniti bioclastiche ad alveoline cui seguono calcari grigi chiari, biancastri e giallognoli ben stratificati, in strati spessi da 20 a 70 cm e da dolomie grige o biancastre laminate e a bande, in strati spessi e banchi (**CRQ₄**). I macrofossili più comuni sono rappresentati da gasteropodi (fra cui nerinee), che spesso costituiscono livelli lentiformi gremiti di gusci, e frammenti di bivalvi. I microfossili più frequenti sono i foraminiferi bentonici tra cui alveoline, cuneoline, orbitoline (*Orbitolina* (*Orbitolina*) sp. e *Orbitolina* (*Conicorbitolina*) sp.) e miliolidi; talvolta, risultano facilmente riconoscibili sul terreno i livelli a *Cisalveolina fraasi* (GÜMBEL) posti a tetto del membro.

In analogia con il sovrastante Foglio 504 Sala Consilina (SGI-ISPRA, 2010), le associazioni di litofacies riconosciute sono; dolomie; calcari e calcari dolomitici laminati che indicano deposizione in una piana tidale in condizioni da intertidale a sopratidale; calcilutiti a ostracodi e miliolidi indicativi di condizioni subtidali in una laguna a circolazione più o meno ristretta; calcareniti e calciruditi bio-intraclastiche tipiche di una laguna aperta.

CRQ₄ affiora nella porzione nord-orientale del Foglio, in corrispondenza dei versanti meridionali di M. Rotondo e M. Pecchinari e lungo la strada che da Caselle in Pittari porta verso la Grotta di Orsivacca.

I limiti inferiore, sui livelli di età albiana di **CRQ**, e superiore, con **RDT**, sono netti. Lo spessore di **CRQ₄** è valutabile intorno ai 40-50 m.

L'età di **CRQ₄** è riferibile al Cenomaniano (dalla biozona a Ostracoda e Miliolidae *p.p.* alla biozona a *Chrysalidina gradata* e *Pseudolituonella reicheli* di CHIOCCHINI *et alii*, 2008).

4.3. - CALCARI A RADIOLITIDI (RDT)

Sono rappresentati alla base da *mudstone* e *wackestone* ad ostracodi e miliolidi ben stratificati e di colore dal grigio chiaro al grigio scuro, in strati spessi in genere da 50 a 100 cm, con subordinati calcari laminati dolomitizzati e dolomie scure con spessori variabili da pochi decimetri a 2 metri circa. Seguono calcari con tessiture granulosostenute (da *packstone* a *rudstone*) o *floatstone* in matrice di *wackestone-packstone*, da grigi ad avana, ben stratificati (strati spessi da 30 a 100 cm) e con frequenti intercalazioni di livelli, da decimetrici a metrici, gremiti di gusci e frammenti di rudiste (radiolitidi). Subordinatamente, sono presenti dolomie e calcari dolomitici scuri, spesso laminati. Nella parte sommitale, in prossimità del limite con **TRN**, sono presenti calcilutiti biancastre o grigio chiaro con diffuse cavità da dissoluzione riempite da sedimenti marnoso-argillosi policromi (per lo più da ocre a rossastri e verdognoli) e, localmente, da lenti di argille rosse a indicare un diffuso paleocarsismo. I macrofossili più comuni sono le rudiste, presenti in maniera caratterizzante nella parte media e superiore, rappresentate quasi esclusivamente da radiolitidi; sono presenti anche gasteropodi (acteonidi) e frammenti di echinodermi. Nella parte basale, quasi del tutto priva di macrofossili, sono presenti per alcune decine di metri livelli fango-sostenuti di colore grigio scuro, talora dolomitizzati, in strati sottili con associazioni oligospecifiche a ostracodi, piccoli miliolidi e abbondante *Thaumatoporella*. Il limite inferiore è stratigrafico di tipo netto, ma continuo con **CRQ₄**; quello superiore, stratigrafico concordante con **TRN**, è invece discontinuo per la presenza di una lacuna, essenzialmente non deposizionale, che sembra comprendere il Campaniano *p.p.*-Eocene inferiore *p.p.* Nell'area di M. Ceraso (a Est di Sapri) lo spessore è di circa 350 m, altrove può raggiungere i 450 m. Le migliori esposizioni si osservano in corrispondenza di M. Pecchinari e M. Colla (Sez. I Caselle in Pittari).

L'associazione macrofossilifera a rudiste, prevalente nella porzione intermedia della formazione e scarsa o meno abbondante nelle porzioni inferiore e superiore, è stata descritta di recente da RUBERTI *et alii* (2006) nelle corrispondenti successioni del Cilento settentrionale (dintorni di Trentinara). Essa è costituita da abbondanti radiolitidi (ad es.: *Milovanovicia martelli* (PARONA), *Bournonia excavata* (D'ORBIGNY), *Biradiolites angulosus* (D'ORBIGNY), *Radiolites trigeri* (COQUAND) e *Gorjanovicia costata* POLSAK) e rari ippuritidi come ad es.: *Vaccinites cf. sulcatus* (DEFrance). L'associazione microfossilifera è composta quasi interamente da foraminiferi bentonici tra cui: *Accordiella conica* FARINACCI, *Rotorbinella scarsellai* TORRE, *Murgella lata* LUPERTO SINNI, *Montcharmontia apenninica* (DE CASTRO), *Pseudoraphydionina mediterranea* (DE CASTRO), *Scandonea samnitica* DE CASTRO, *Dicyclina schlumbergeri* MUNIER-CHALMAS e *Cuneolina pavonia parva* ENSON. Rare le alghe verdi dasycladacee come anche *Neomeris* (*Drimella*) *drimi* RADOICIC.

In analogia con quanto descritto nel sovrastante Foglio 504 Sala Consilina (SGI-ISPRA, 2010), le associazioni di facies sono: calcari e calcari dolomitici laminati indicativi di una piana intertidale; calcilutiti a ostracodi e miliolidi che indicano deposizione in condizioni subtidali, in piccole lagune a circolazione ristretta; calcilutiti a foraminiferi bentonici (miliolidi) e *Thaumatoporella* deposte in una piana subtidale a circolazione ristretta; *rudstone-floatstone* a radiolitidi in matrice di *wackestone-packstone* a frammenti di rudiste ed echinodermi che possono essere interpretati come *lag* trasgressivi alla base di canali o come livelli di tempesta; *bafflestone* a rudiste con *bouquet* e *cluster* di rudiste (radiolitidi) in posizione di crescita (soprattutto nella porzione intermedia dell'unità). In alcuni livelli le calcareniti a piccoli foraminiferi bentonici e frammenti di radiolitidi mostrano laminazione e stratificazione incrociata. In analogia con quanto descritto da CARANNANTE *et alii*, (2000) in Penisola Sorrentina e da RUBERTI *et alii* (2006) nel Cilento settentrionale, la formazione viene interpretata come deposta in una piattaforma interna a bassa energia, e priva di margini biocostruiti, caratterizzata da una complessa rete di canali divaganti e da una marcata ciclicità intertidale e subtidale (cfr. SIMONE *et alii*, 2003; CARANNANTE *et alii*, 1999, 2008).

L'età di **RDT** è riferibile al Turoniano-Campaniano *p.p.* (dalla biozona a *Nezzazatinella* cf. *aegyptiaca* e *Nummuluculina* cf. *irregularis* alla biozona ad *Accordiella conica* e *Rotorbinella scarsellai* inclusa, probabilmente, la parte inferiore della biozona a *Discorbidae* e Ostracoda di CHIOCCHINI *et alii*, 2008).

4.4. - FORMAZIONE DI TRENTINARA (**TRN**)

La formazione affiora con i caratteri sedimentologici e stratigrafici dell'area tipo (Cilento settentrionale). Sono state riconosciute le seguenti litofacies principali: *a*) marne e argille marnose verdastre, più raramente ocracee, in livelli centimetrici e in lenti spesse generalmente pochi centimetri; *b*) calcari nodulari e pseudoconglomeratici costituiti da calcilutiti grigio chiaro in un reticolo complesso di cavità e fratture riempite da argille marnose rossastre e verdognole; *c*) calcilutiti grigiastre ad ostracodi e discorbidi, talora con caracee e gasteropodi turbinati; *d*) calcilutiti e calcareniti grigio chiaro e avana, più raramente biancastre, a grana generalmente fine con foraminiferi bentonici (rotalidi, miliolidi, alveolinidi, peneroplidi e soritidi) e alghe dasicladali; *e*) calcilutiti grigio chiaro ad alghe verdi dasicladali. Ad eccezione della litofacies *a* tutte le altre mostrano strati sottili e medi, più raramente spessi. Nelle litofacies *a* e *b*, meno frequentemente nella litofacies *c*, si rinvencono frequenti superfici di dissoluzione carsica e cavità riempite da *Microcodium*. Caratteristica di tutta la formazione è la presenza di *Spirolina spp.*, riconoscibile a occhio nudo o al più con l'ausilio della lente.

L'unità è limitata inferiormente da **RDT** tramite una superficie di tipo ero-

sionale. La parte basale di **TRN**, in trasgressione sul substrato cretacico, è talora facilmente riconoscibile per la presenza di calcari pseudoconglomeratici e calcari marnosi nodulari verdognoli. I sottostanti calcari di **RDT** mostrano diffusamente cavità da dissoluzione e fratture riempite da marne e argille marnose policrome. **TRN** è limitata superiormente da tasche discontinue di argille rossastre e marron-cine, più raramente verdognole, di ambiente continentale spesse fino a poco più di 10 m (**ALR**). Tali argille riempiono ampie e diffuse cavità da dissoluzione e fratture nei calcari di **TRN** per uno spessore massimo inferiore a una quindicina di metri. In assenza di **ALR**, la formazione è coperta in concordanza da **FCE**, più frequentemente in discordanza da **PGN**. Alternativamente, **TRN** è coperta tettonicamente dalle unità bacinali Nord-Calabresi.

La formazione mostra una marcata variazione laterale di spessore tra 35 e 100 m, solo in parte imputabile a erosione o ad elisione tettonica. Frequentemente, tuttavia, lo spessore oscilla intorno ad un valore medio di 70-80 m. L'ambiente deposizionale è tipicamente di piattaforma carbonatica, da piane tidali fangose con associazioni oligotipiche di ambiente salmastro (talora evolventi a piane sopratidali persistenti) a lagune subtidali a idrodinamismo relativamente sostenuto e salinità marina normale. Le analisi biostratigrafiche effettuate confermano i recenti studi biostratigrafici sulla formazione di Trentinara condotti in quasi tutti i massicci carbonatici dell'unità Alburno-Cervati-Pollino (VECCHIO, 2003; VECCHIO & BARATTOLO, 2006; VECCHIO *et alii*, 2007; VECCHIO & HOTTINGER, 2007). Tali studi hanno permesso il riconoscimento di quattro intervalli ben caratterizzati dal punto di vista biostratigrafico. Il primo, corrispondente ai livelli basali della formazione, è caratterizzato da una ricca associazione ad alveoline sferiche ed ovoidali. Il secondo si distingue per la presenza delle alghe verdi dasicladali *Clypeina lucana* BARATTOLO & ROMANO e *Clypeina bucuri* BARATTOLO & ROMANO. Il terzo intervallo è caratterizzato dalla scomparsa delle clypeine. L'inizio del quarto intervallo è definito da una ricca associazione ad alveoline allungate e dalla comparsa di un'altra alga verde dasicladale, *Praturlonella salernitana* BARATTOLO. L'età della formazione viene definita in base allo schema biozonale *Shallow Benthic Standard Zonation* SBZ di SERRA-KIEL *et alii* (1998) ed alla nuova definizione del passaggio Paleocene-Eocene (OUDA 2003; PUJALTE *et alii* 2003; DEPIUS 2004; LUTERBACHER *et alii* 2004). In particolare, la presenza nella formazione di *Glomalveolina lepidula* (SILVESTRI), *Alveolina ellipsoidalis* SCHWAGER, *A. cf. varians* HOTTINGER, *A. decipiens* SCHWAGER, *Glomalveolina periloculinoides* (SILVESTRI), *A. cf. aragonensis* HOTTINGER e *A. cf. subpyrenaica* LEYMERIE, (VECCHIO *et alii*, 2007), permette di datare il primo intervallo, ovvero la parte più bassa della formazione, come Eocene inferiore (Ypresiano basale, inizio Ilerdiano; bio-cronozona SBZ 6 ad *Alveolina ellipsoidalis*). La presenza nel quarto intervallo di *Alveolina stipes* HOTTINGER, *Glomalveolina delicatissima* (SMOUT), *Alveolina cf. croatica* DROBNE, *A. hottingeri* DROBNE, *A. levantina* HOTTINGER, *A. boscii* (DEFRANCE in BRONN), *A. cf. tenuis*,

(VECCHIO *et alii*, 2007), permette di definire l'età della parte superiore, ma non terminale, della formazione come Eocene medio (Luteziano inferiore, bio-cronozona SBZ 13 ad *Alveolina stipes*). Di conseguenza, i due intervalli intermedi sono compresi nelle biozone SBZ7-12 (Ilerdiano medio-Cuisiano superiore). In tutta la formazione è tipica l'abbondanza di forme riferibili al genere *Spirolina*, mentre ulteriori foraminiferi bentonici quali *Cribrobulimina* sp., *Pseudochrysalidina alva* (SILVESTRI), *P. variospira* VECCHIO & HOTTINGER e *Pfendericonus makarskae* (VAN SOEST) caratterizzano la parte inferiore e media della formazione. *Barattolites trentinensis* VECCHIO & HOTTINGER, *Periloculina decastroi* VECCHIO & BARATTOLO e *Rhabdorites* sp., sono segnalati nella parte media e superiore. Nel suo complesso, **TRN** è quindi riferibile all'intervallo Eocene inferiore *p.p.*-Eocene medio *p.p.*

4.5. - ARGILLE LATERITICHE (**ALR**)

L'unità è costituita da lenti e sacche discontinue di argille ferifere di colore variabile dal giallastro al rossastro, prevalentemente rosso-fegato e violaceo, talora con vene e fiamme verdognole. In alcuni livelli sono presenti variabili concentrazioni di ooidi e pisoidi da giallastri a rossastri e concrezioni autigene, friabili o compatte e di dimensione compresa tra pochi mm e alcuni cm, a composizione calcitica, quarzosa, ferro-manganesifera o mista. L'elevato grado di alterazione e fratturazione fa sì che le argille, generalmente a comportamento fragile e a frattura concoide, si presentino tipicamente sotto forma di minuti frammenti aghiformi. Localmente sono presenti anche argille di colore grigio piombo a ceritidi ed ostracodi dulciacquicoli (cfr. CARANNANTE *et alii*, 1992). Analizzate in dettaglio da BONI (1974) e BONI *et alii* (1978), oltre che nelle aree del Foglio (affioramenti lungo la Strada Provinciale tra Sapri e Torraca e lungo la Strada Statale 18, in loc. Villammare, Sez. II Sapri) anche in quelle dei vicini Fogli 487 Roccadaspide e 503 Vallo della Lucania (SGI-APAT, 2005), le argille risultano costituite da quantità variabili di caolinite a bassa cristallinità, con cristalli di quarzo variamente arrotondati (di origine plutonica), ossidi e idrossidi di Fe (ematite e goethite), argille *mixed-layer*, illite, sericite e percentuali minime di anatasio, gibbsite, diasporo e cristalli di feldspato parzialmente alterati in illite. Sono inoltre presenti anche ooidi e pisoidi di simile composizione, oltre che feriferi e argilloso-feriferi, e frammenti detritici costituiti da plutoniti, metamorfiti filladiche, arenarie quarzose e cineriti vulcaniche profondamente alterate. Lo spessore dell'unità è variabile da zero a circa una quindicina di metri. Le argille lateritiche poggiano su **TRN**, generalmente su una superficie molto irregolare arrossata e paleocarsificata (facies a *pseudogalets* auct.) e di sovente chiazzata da incrostazioni ferro-manganesifere spesse pochi millimetri, mentre al tetto sono limitate stratigraficamente da **FCE** con contatto netto. I sedimenti dell'unità rappresentano depositi pedogenizzati alloctoni di

apporto fluviale e/o eolico accumulati in depocentri sulla piattaforma carbonatica eocenica carsificata durante un periodo di emersione relativamente prolungato e in contesti ambientali riconducibili a stagni costieri e paludi in climi caldi e umidi (BONI, 1974; BONI *et alii*, 1978). Tali accumuli sarebbero stati poi soggetti ad alterazione *in situ*, anche in contesti polifasici, con conseguente formazione di argille rosse lateritiche. La natura dei sedimenti clastici rimaneggiati ne suggerisce la provenienza da originarie rocce ignee, metamorfiche e subordinatamente arenacee. Il significato paleogeografico e geodinamico delle sorgenti, in evidente relazione con la piattaforma carbonatica in epoche pre-orogene, resta tutt'ora sconosciuto.

La posizione stratigrafica di **ALR** indica un intervallo di formazione compreso tra l'Eocene superiore e parte dell'Aquitano, probabilmente inferiore. Tuttavia, alcuni vincoli stratigrafici (tra cui la presenza di sporadici clasti detritici quarzosi nelle sovrastanti calcareniti del Miocene inferiore, **FCE**) ha fatto ipotizzare un'età di formazione dell'unità che sarebbe limitata sostanzialmente all'Oligocene superiore (cfr. BONI, 1974).

4.6. - FORMAZIONE DI CERCHIARA (**FCE**)

L'unità è costituita prevalentemente da calcareniti grigiastre, di rado grigio avana, verso il basso e grigio bluastrò verso l'alto, in strati sottili e medi, con base in genere debolmente erosiva o netta, con granulometria da fine a grossolana; subordinatamente, si osservano nella porzione inferiore calciruditi litiche in matrice bioclastica a macroforaminiferi (miogypsinidi, operculinidi, amphisteginidi), frammenti di ostreidi, echinidi e alghe rosse. Gli elementi litici sono tipicamente costituiti da frammenti, da subspigolosi a subarrotondati e dimensione fino a 10 cm, provenienti dalla erosione della sottostante successione carbonatica eocenica (**TRN**) e, sebbene molto marginalmente, da **ALR**.

Talora si rilevano strati sottili di calcilutiti brune in facies emipelagica con livelli laminati a spicole di spugne, foraminiferi planctonici (globigerinidi), e granuli glauconitici; in alcuni casi si osservano strati calcarenitici con gradazione inversa. Associati alle spongoliti si trovano generalmente granuli vulcanoclastici più o meno alterati. A luoghi, alla base di **FCE** si osservano marne giallognole e grigio verdastre in lenti spesse fino a 0.5 m o livelli calcarei lentiformi biogeni (spessi fino ad alcuni decimetri) con ricche associazioni a lamellibranchi (ostreidi e pectinidi) a costituire panchine. Gli strati calcarei possono essere talora amalgamati e, frequentemente, con contatti segnati da stiloliti. Se molto diffuse ed anastomizzate, queste ultime conferiscono alla roccia un aspetto tipicamente reticolato e pseudo-nodulare (calcareniti reticolate *auct.*).

Nella porzione media e superiore dell'unità si ritrovano granuli verdi autigeni o intraclastici (<5%, ma ben identificabili in campagna), per lo più concentrati

in plaghe giallo-verdognole all'alterazione o cavità intragranulari (soprattutto nei foraminiferi planctonici), più rari grani silicoclastici provenienti probabilmente dall'alterazione di livelli piroclastici. Nel contenuto microfossilifero delle calcareniti predominano specialmente nella parte inferiore i foraminiferi bentonici, principalmente miogypsinidi tra cui *Miogypsina* sp., *Operculina* sp., *Amphistegina* sp., textularidi e gypsinidi. A luoghi i macroforaminiferi bentonici si concentrano in lamine piano-parallele di spessore millimetrico. Sono presenti, specialmente nella porzione inferiore, livelli ricchi di frammenti di bivalvi, echinodermi, briozoi, serpulidi, balanidi e alghe rosse; occasionali sono i foraminiferi planctonici, anche nella matrice delle calciruditi litoclastiche. Nella porzione superiore dell'unità affiorano talora livelli sottili di calcari marnosi emipelagici a foraminiferi planctonici (globigerinidi) con abbondanti granuli glauconitici e calcisiltiti a spicole di spugne (sia monoaxone che triactine).

FCE poggia in paraconcordanza su **TRN** o a luoghi su **ALR**; in alto passa stratigraficamente a **BIF**, o, per discordanza angolare, a **PGN**. L'originario rapporto stratigrafico con **BIF** è tuttavia raramente conservato in affioramento a causa della differente competenza tra le due formazioni a contatto e a conseguenti diffusi processi di scollamento. Nella Sez. I Caselle in Pittari, poco a NO di Sicili, sono chiaramente visibili i contatti stratigrafici a letto e a tetto. Altri affioramenti ben esposti di **FCE** si trovano poco a nordest di Sapri (località Timpone). Lo spessore della formazione raggiunge anche i 15 m, ma più frequentemente si attesta nell'ordine di pochi m. Nei casi di spessori ridotti (pochi decimetri), l'unità è stata ugualmente cartografata alterandone lo spessore reale. Al di fuori del Foglio, nel Cilento settentrionale presso Roccadaspide, sono state riconosciute in questa formazione diverse forme di miogypsine riferite, nella porzione inferiore, a *Miogypsina* gr. *socini*, *M. gr. globulina*, *M. gr. gunteri-tani* e, nella parte superiore (ricca di granuli verdi), al gruppo *M. gr. globulina-intermedia* (CARANNANTE *et alii*, 1992; 1996). Al passaggio con la sottostante **TRN** si osservano talora livelli spessi pochi centimetri o decimetri gremiti di ostreidi e altri lamellibranchi. Localmente, sono pure evidenti al tetto di **TRN** fori di organismi litofagi riempiti da calcareniti a macroforaminiferi con *Miogypsina* sp.

I depositi di **FCE** sono del tutto comparabili a quelli degli affioramenti studiati presso Roccadaspide (CARANNANTE *et alii*, 1992; 1996), e presso M. Sellaro-Cerchiara (GRASSO *et alii*, 1994). Nel complesso, i caratteri di facies permettono di ritenere i sedimenti di **FCE** come depositi neritici di una piattaforma aperta, o rampa carbonatica, a velocità di sedimentazione relativamente ridotta e dominata da associazioni circolittorali di tipo foramol (cfr. CARANNANTE *et alii*, 1992). **FCE** mostra un chiaro trend trasgressivo con facies circolittorali verso il basso e rapida evoluzione a facies batiali di rampa esterna/scarpata verso l'alto cui seguono facies di annegamento, possibilmente diacrone, al passaggio con **BIF**. I granuli verdi autigeni di tipo glauconitico, tipici delle facies a glauconia (ODIN & MATTER, 1981),

indicano bassa velocità di sedimentazione in ambienti compresi tra il circalittorale e il batiale. L'elevata frequenza dei granuli verdi e la presenza di impregnazioni di pirite, crescenti verso l'alto dell'unità, individuano l'esistenza di facies relitte e superfici diastemiche caratterizzate da *firm-* e *hardground*. Nella formazione sono stati accorpate anche alcuni livelli costituiti localmente da pochi decimetri di calcareniti bio-litoclastiche a gradazione diretta. Tali intervalli, affioranti con una certa discontinuità areale, sembrano rappresentare livelli eteropici di quelli circalittorali e indicativi di facies rimaneggiate in contesti ambientali relativamente più profondi.

L'età di **FCE** è riferibile, sulla base delle associazioni a miogypsine, a un intervallo compreso tra l'Aquitano medio e il Burdigaliano basale. E' tuttavia probabile un'età appena più recente per la porzione superiore dell'unità, anche in considerazione dei diastemi osservati.

4.7. - FORMAZIONE DEL BIFURTO (**BIF**)

L'unità è costituita in gran parte da intercalazioni di torbiditi arenaceo-pelitici a composizione quarzoarenitica, di colore giallastro e rossastro, con granuli di quarzo arrotondato e a cemento siliceo e da livelli da sottili a spessi di argilliti di colore grigio e marroncino; si osservano, inoltre, argilliti brune e verdastre con venature azzurrognole, intercalazioni di brecciole e calcareniti giallognole a macroforaminiferi in strati medi a geometria lenticolare, calcilutiti spongolitiche verdoline e tufiti bruno-verdastre in strati sottili e medi tabulari. Accessorie sono le torbiditi calcareo-marnose, di colore marrone chiaro e marne talora silicizzate in strati da sottili a spessi. Non di rado l'unità si presenta in affioramento sotto forma di livelli litoidi disarticolati in una matrice pelitica brunastra scagliettata talora prevalente, tettonizzata e frequentemente scollata. Il limite inferiore, in probabile continuità di sedimentazione, è concordante con **FCE**, come evidente in corrispondenza della terminazione sudorientale della dorsale di M. S. Michele, poco a NE di Sicili (Sez. I Caselle in Pittari). Il limite superiore è segnato da una superficie erosiva sulla quale si appoggia in discordanza angolare **PGN** (localmente, come nei dintorni di Sapri, anche **BPR**); in altri casi il limite è tettonico con le successioni dell'unità tettonica Nord-calabrese. Lo spessore stratigrafico di **BIF**, difficilmente valutabile per l'intensa deformazione, è stimato non superiore a 200 m. Lo spessore apparente riferibile a **BIF** attraversato nel pozzo "Ispani 1" (Sez. II Sapri) è di circa 125 m (da 397 m a 521 m di profondità). Le condizioni di affioramento di **BIF**, spesso mediocri, la sua marcata tettonizzazione e le spiccate similitudini sedimentologiche e composizionali con **PGN** (specialmente con la sua porzione intermedia) non hanno consentito di giungere a un'attribuzione litostratigrafica univoca e condivisa nel gruppo di lavoro per alcune successioni affioranti nel Fo-

glio come, ad esempio, quelle affioranti a NE di Caselle in Pittari*.

L'ambiente di sedimentazione è riferibile a un bacino prossimale relativamente profondo con apporti torbiditici silicoclastici in facies di lobo, generalmente non prossimale.

Tra i foraminiferi planctonici rinvenuti nei depositi della formazione del Bifurto si segnalano *Catapsidrax dissimilis* (CUSHMAN & BERMUDEZ), *Globigerina prae-bulloides* BLOW, *Globigerinoides trilobus* (REUSS) e *Paragloborotalia acrostoma* (WEZEL). In base alle associazioni a nannofossili calcarei, la porzione inferiore di **BIF** è riferibile al Burdigaliano medio-superiore (zona MNN4a di FORNACIARI & RIO, 1996) per la presenza di *Discoaster variabilis* MARTINI & BRAMLETTE; quella superiore affiorante potrebbe raggiungere il Langhiano superiore per la presenza di *Reticulofenestra pseudumbilicus* $<7\ \mu$ (zona MNN5b). Le associazioni a foraminiferi planctonici indicano un'età non più antica del Burdigaliano (zona a *Globoquadrina dehiscens*-*Catapsidrax dissimilis* - subzona a *Globigerinoides altiapertura*-*Catapsidrax dissimilis*) di IACCARINO (1985).

5. - UNITÀ LITOSTRATIGRAFICHE SINOROGENE EPISUTURALI

5.1. - GRUPPO DEL CILENTO

La definizione stratigrafica e litostratigrafica del gruppo del Cilento, istituito da AMORE *et alii* (1992a) per accoppiare le successioni discordanti sulle unità del “Complesso ligure” di BONARDI *et alii* (1992a), è andata sensibilmente variando nel tempo e, anche recentemente, non sono del tutto univoche in letteratura le attribuzioni cronostratigrafiche e litostratigrafiche soprattutto per la sua porzione basale (cfr. RUSSO *et alii*, 1995; CAMMAROSANO *et alii*, 2004; CAVUOTO *et alii*, 2004; MARTELLI & NARDI, 2005; SGROSSO *et alii*, 2010, e bibliografia citata). Tali interpretazioni, talora contrastanti, potrebbero trovare una motivazione almeno parziale nella marcata discontinuità laterale e verticale della sedimentazione e dei caratteri di facies propri di successioni sinorogene deposte alla base di una potente sequenza di tipo *thrust top*. Tale considerazione rende di difficile e complessa esecuzione qualsiasi procedura di correlazione a scala bacinale basata su criteri di stratigrafia fisica e litostratigrafia. D'altro canto, l'applicazione di criteri puramente biostratigrafici sconta il rischio di correlazioni fuorvianti a causa della rilevanza dei processi di rimaneggiamento in contesti deposizionali caratterizzati da una elevata instabilità sinsedimentaria (cfr. AMORE *et alii*, 1992b). Una dettagliata descrizione

* In questi casi è stato preferito cartografare **PGN** secondo le interpretazioni del Coordinatore scientifico).

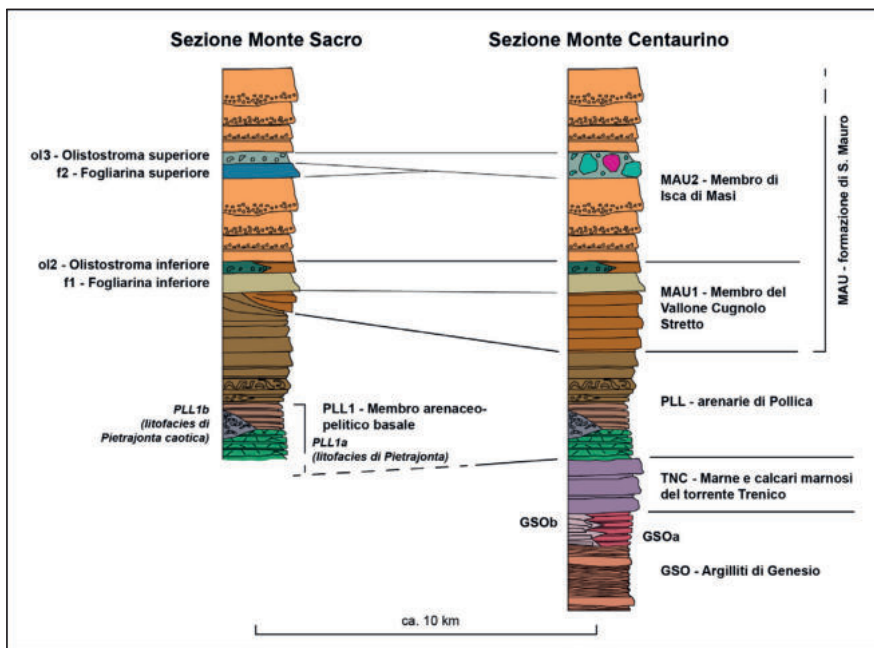


Fig. 23 - Log stratigrafici ricostruiti e correlazione delle unità rilevate nel gruppo del Cilento lungo i versanti meridionali del M. Sacro e M. Centaurino, al limite settentrionale del Foglio Sapri (Sez. IV Torre Orsaia). Nella colonna di destra è riportato il passaggio inconforme alle successioni sottostanti (**GSO** e **TNC**) delle falde di provenienza interna (subunità tettonica Nord-Calabrese inferiore). Gli spessori delle unità, variabili lateralmente, sono discussi nel testo.

delle interpretazioni alternative esistenti a riguardo, soprattutto per l'unità informale delle arenarie di Cannicchio (cfr. CAVUOTO *et alii*, 2004; MARTELLI & NARDI, 2005), corrispondente al membro di Cannicchio della formazione di Pollica (*sensu* AMORE *et alii*, 1992a), è data nelle Note Illustrative del Foglio 504 Sala Consilina (SGROSSO *et alii*, 2010), alle quali si rimanda. Una sintesi del quadro litostratigrafico utilizzato nel Foglio è riportata nelle colonne stratigrafiche delle Figg. 5 e 23. Per la definizione dell'evoluzione composizionale delle mode detritiche si rimanda, tra gli altri, ai lavori di CRITELLI (1987) e CRITELLI & LE PERA (1990a, 1990b). L'età della base del gruppo del Cilento (*sensu* AMORE *et alii*, 1992a) stabilita con i nannofossili calcarei è definita come non più antica del Burdigaliano superiore-Langhiano (zona a *Helicosphaera ampliaperata*, NN4 di MARTINI, 1971), mentre RUSSO *et alii* (1995), utilizzando i foraminiferi planctonici delle successioni di M. della Stella (Foglio 503 Vallo della Lucania; SGI-APAT, 2005), individuano un'età tortoniana inferiore per la sua porzione apicale. Più recentemente, l'età della base



Fig. 24 - Arenarie di Pollica (**PLL**): alternanza di arenarie torbiditiche tabulari litiche ed arcosico-litiche a grana fine e media in strati sottili e medi con peliti grigio-verdastre in strati sottili.

del gruppo affiorante nel contiguo Foglio 504 Sala Consilina (SGI-ISPRA, 2010), corrispondente alla base della formazione di Pollica (*sensu* AMORE *et alii*, 1992a), viene portata al Burdigaliano medio-superiore (SGROSSO *et alii*, 2010).

5.1.1. - arenarie di Pollica (**PLL**)

Arenarie quarzoso-feldspatiche e litiche, raramente carbonatiche, in facies torbiditica e da *debris flow*, di colore marrone, da fini a grossolane, in strati da sottili (TBT) a medi; peliti siltose grigio-verdastre in strati generalmente sottili (Fig. 24); verso l'alto prevalgono arenarie grossolane a base microconglomeratica con livelli conglomeratici in strati spessi o bancate stratoidi tabulari o lenticolari spesse fino a quasi 10 m. Tra i litoclasti dei conglomerati, compaiono ciottoli e blocchi, fino a 70-80 cm di dimensione, da subangolari a subarrotondati di calcari e rocce cristalline granitoidi. Le analisi petrografiche indicano per questa unità una composizione media delle areniti Q58, F30, L12 (CRITELLI & LE PERA, 1990b). Gli



Fig. 25 - Arenarie di Pollica, membro arenaceo-pelitico basale (**PLL₁**): affioramento della litofacies **PLL_{1a}** (litofacies di Pietrajonta) composto da arenarie ibride torbiditiche in strati sottili (TBT) di colore grigiastro con frequenti vene di calcite. Tipica di questa unità è la frequente scompaginazione degli strati.

strati mostrano frequenti superfici di amalgamazione associate a tasche di erosione e canalizzazioni alle varie scale, soprattutto nella porzione inferiore dell'unità. Sempre nella porzione inferiore, sono frequenti livelli da *slumping*. Il rapporto A/P è generalmente >1 , soprattutto nella parte superiore della formazione. Nella parte inferiore dell'unità è stato individuato un membro arenaceo-pelitico basale (**PLL₁**) caratterizzato da vistose variazioni stratigrafiche laterali e verticali e da un rapporto A/P molto variabile. Nel membro si osservano intercalazioni di arenarie litiche, da fini a grossolane, siltiti di colore dal grigio piombo al grigio-azzurro in strati sottili e medi con peliti dal grigio-piombo al marrone e rare intercalazioni carbonatiche di color ocre e grigio-argento. Nel membro **PLL₁** sono distinte, dal basso verso l'alto, una litofacies arenaceo-pelitica fittamente straterellata (litofacies di Pietrajonta, **PLL_{1a}**) (Fig. 25), parzialmente equivalente al membro di Cannicchio della formazione di Pollica *auct.*, e una litofacies estremamente caotica costituita da pezzame litico proveniente dalle unità Liguridi *s.l.* immerso in una matrice prevalentemente pelitica (litofacies caotica, **PLL_{1b}**). Ambedue le litofacies corrispondono alla formazione di Cannicchio dei contigui Fogli 503 Vallo della Lucania (APAT, 2005) e 519 Capo Palinuro (SGI-ISPRA, in stampa).

Il limite inferiore della formazione è netto e discontinuo, con discordanza angolare, su vari termini stratigrafici del substrato deformato costituito dalle unità tettoniche Nord-Calabresi. Quello superiore con **MAU** avviene per rapida intercalazione dei litotipi corrispondenti ed è posto in corrispondenza del primo livello marnoso biancastro alla base di **MAU₁** (strato di Tempa del Bosco *auct.*). Lo spessore dell'unità è lateralmente variabile a causa della conformazione paleofisiografica del bacino sedimentario e della complessa dinamica deposizionale osservabile; valori di poco superiori ai 500 m sono osservabili a nord di Montano Antilia e Laurito (Sez. IV, Torre Orsaia).

L'ambiente deposizionale di **PLL** è riconducibile a un sistema torbidoitico complesso formato da più conoidi sottomarine, anche coalescenti, caratterizzato da una marcata instabilità sinsedimentaria (frequenti troncature erosive e *slump*). Le facies indicano contesti deposizionali variabili da ambienti di canale-intercanale a lobo, da prossimale a distale in un generale *trend* progradazionale. Sono talora ben evidenti cicli di tipo *CU* e *FU*, spesso da pochi metri ad alcune decine di metri, legati alla migrazione di lobi deposizionali da e verso aree canalizzate della scarpata. Verso l'alto si osserva un marcato *trend* progradazionale evidenziato dalla sovrapposizione di numerosi cicli di tipo *CU*. In accordo con VALENTE (1991), l'analisi delle paleocorrenti compiuta in numerosi livelli torbidoitici ha messo in evidenza una direzione preferenziale degli apporti da sud verso nord. Con ogni probabilità, la marcata variazione laterale e verticale delle facies e dei *trend* deposizionali, soprattutto nella porzione inferiore e media dell'unità, è da mettersi in relazione all'articolata fisiografia del bacino sedimentario sintettonico durante le fasi iniziali del suo riempimento.

In base a dati di letteratura recenti, l'età della parte bassa dell'unità è riferibile al Burdigaliano medio-superiore (biozona MNN4a) (SGROSSO *et alii*, 2010); quella della parte alta al Langhiano *p.p.* (biozona NN5) (CAMMAROSANO *et alii*, 2004).

5.1.2. - formazione di S. Mauro (**MAU**)

Intercalazioni di arenarie, per lo più immature e a granulometria generalmente medie e grossolane, e peliti, marne e calcareniti, con frequenti intervalli conglomeratici poligenici soprattutto nella porzione superiore. La stratificazione è in strati da sottili a spessi e molto spessi, con geometria per lo più tabulare, talora lenticolare o caotica. CRITELLI (1987) documenta una variazione composizionale delle arenarie da litareniti a litareniti feldspatiche, con frequenti frammenti vulcanici, nella parte inferiore ad arcosi e arcosi litiche con detrito granitoidale verso l'alto. Nella formazione sono stati riconosciuti tradizionalmente svariati livelli guida cartografabili (megastrati), utili ai fini di correlazioni litostratigrafiche a scala locale (ad es.: CIESZKOWSKI *et alii*, 1995) e regionale (in particolare con **ABD**) (COLELLA &

ZUFFA, 1992). Questi livelli, spesso anche più di 100 m e a geometria da tabulare a lenticolare, sono comunemente conosciuti come megastrati calcareo-marnosi (fogliarine) o caotici (olistostromi). Analisi sedimentologiche di estremo dettaglio sui megastrati calcareo-marnosi sono fornite da CIESZKOWSKI *et alii* (1995). La composizione della frazione arenitica silicoclastica rinvenibile nei megastrati calcareo-marnosi (cfr. COLELLA & ZUFFA, 1992), con mode prossime al 35%, è quarzofeldspatica con una cospicua frazione di granuli litici metasedimentari ($Q_{53}F_{23}L_{24}$) (CRITELLI & LE PERA, 1994); la composizione dei clasti degli olistostromi è quanto mai poligenica con clasti di rocce sedimentarie, ignee e metamorfiche. Le analisi geochemiche e petrografiche condotte da DI GIROLAMO *et alii* (1992) sugli olistoliti di rocce ignee hanno dimostrato la loro provenienza da ofioliti (basalti tholeitici di tipo T-MORB) affini a quelle del Giurassico superiore presenti in Calabria settentrionale (Timpa delle Murge).

Alcuni dei livelli guida (fogliarine e olistostromi) individuati nell'ambito del Foglio mostrano spessori estremamente esigui (pochi metri o decimetri) e facies molto simili alle torbiditi incassanti in strati spessi e molto spessi che caratterizzano l'insieme della formazione; pertanto, si è scelto di cartografare solo quelli aventi una reale rappresentabilità cartografica. L'unità, spessa tra 700 e 1300 m, è suddivisa in due membri sovrapposti (**MAU₁** e **MAU₂**) distinguibili soprattutto per il rapido aumento verso l'alto della granulometria, dello spessore degli strati e della frequenza di intervalli marnosi biancastri e calcarenitici in strati generalmente sottili e medi. L'ambiente deposizionale, soprattutto della porzione medio-superiore dell'unità, è riferibile a lobi non prossimali di sistemi torbiditici non confinati, come dimostrato da svariati aspetti, tra i quali, la marcata tabularità degli strati, la notevole continuità laterale dei depositi (cfr. CAVUOTO *et alii*, 2004) e significative evidenze cartografiche (in primo luogo, le geometrie deposizionali di tipo drappoggio sulle articolate morfologie del substrato dell'unità rappresentato generalmente dalle arenarie di Pollica, **PLL**). L'unità poggia in maniera netta e con apparente continuità su **PLL** attraverso un livello di marne biancastre spesso da pochi dm ad alcuni metri (cfr. strato di Tempa del Bosco *auct.*); il passaggio alla sovrastante unità discordante **SRO** è netto e marcato da profondi passaggi erosivi e da una netta variazione litologica.

L'età è riferita in letteratura al Langhiano *p.p.*-Tortoniano inferiore *p.p.* (AMO-RE *et alii*, 1992a; RUSSO *et alii*, 1995; CAMMAROSANO *et alii*, 2004).

5.1.2.1. - membro del Vallone Cugnolo Stretto (**MAU₁**)

Alternanze di arenarie torbiditiche arcoseo-litiche da fini a grossolane e siltiti di colore grigio e giallastro in strati tabulari sottili o medi con peliti grigie e brune e marne biancastre in strati medi e sottili (Fig. 26). Rapporto A/P generalmente ≥ 1 .



Fig. 26 - *Formazione di S. Mauro, membro del Vallone Cugnolo Stretto (MAU₁): alternanza di arenarie torbiditiche arcose-litiche a grana da media a grossolana con peliti grigiastre in strati sottili-medi e marne e calcilutiti marnose biancastre in strati medi.*

Sono presenti di frequente caratteristici strati da medi a spessi e banconi potenti fino a 30 m di calcilutiti marnose e marne biancastre con evidente laminazione piano-parallelà e convoluta e con base calcarenitica spessa da alcuni dm a pochi metri. Nella porzione inferiore dell'unità è stato segnalato un intervallo spesso al massimo 20 m costituito da vulcanoareniti (CRITELLI, 1987). Il limite inferiore su **PLL**, marcato dalla comparsa del primo livello di marne e calcilutiti biancastre, è graduale per intercalazione dei litotipi corrispondenti. Il limite superiore con **MAU₂** corrisponde ad un brusco aumento di granulometria e spessore delle arenarie. Lo spessore dell'unità è variabile tra 300 e 500 m, ma può rastremare fino a scomparire del tutto (versante orientale di T.pa del Ciglio, poco a nord di Montano Antilia, Sez. IV Torre Orsaia) (Fig. 23). All'interno del membro sono stati cartografati due livelli guida (dal basso verso l'alto: **f₁** e **ol₂**).

L'età di **MAU₁** è riferibile al Langhiano *p.p.* (biozona NN5).

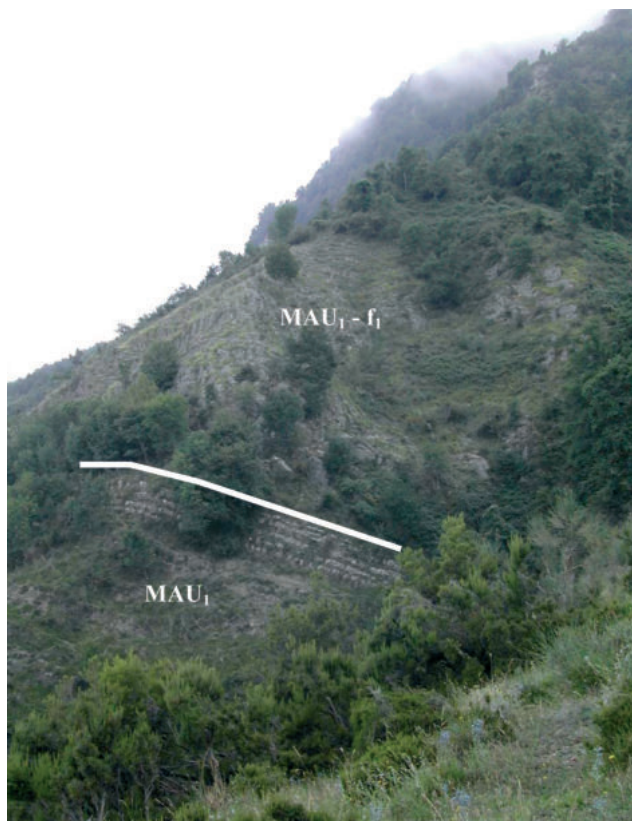


Fig. 27 - Contatto stratigrafico della base del livello guida “fogliarina inferiore” (f_1) all’interno del membro inferiore della formazione di S. Mauro (membro del Vallone Cugnolo Stretto, MAU_1). Località “La Perecara” (versante meridionale della Rupe di San Leo; Sez. IV, Torre Orsaia).

5.1.2.2. - fogliarina inferiore (f_1) (strato di Serramezzana-Zoppi)

Calcolutiti marnose e marne di colore grigio chiaro dalla caratteristica fratturazione amigdaloidale e, se alterate, di aspetto fissile. Stratificazione mal distinguibile. Alla base è osservabile un livello spesso da alcuni decimetri a pochi metri di calcareniti gradate e marne biancastre dall’aspetto scaglioso. Il massimo spessore osservato è di circa 70 m. Limite inferiore di tipo netto su PLL o sulla porzione superiore di MAU_1 (Fig. 27). Limite superiore netto ed erosivo con ol_2 o MAU_2 .

L’età è non più antica del Langhiano *p.p.* (biozona NN5) (da letteratura)



Fig. 28 - *Tipico affioramento dell'olistostroma di tetto di f_1 (ol_2) costituito da breccie caotiche in matrice pelitica rossastra a tetto del membro del Vallone del Cugnolo Stretto (MAU_1).*

5.1.2.3. - olistostroma intermedio (ol_2) (cfr. ol_1 del Foglio 504 Sala Consilina)

Conglomerati caotici in matrice prevalente pelitica, siltosa e marnosa di colore variabile dal grigio verdastro al rosso bruno. Clasti poligenici in genere arrotondati e di dimensioni per lo più inferiori al dm^3 costituiti da rocce cristalline (graniti, metamorfiti e basalti) e sedimentarie (diaspri varicolori, arenarie in strati scompaginati e piegati) (Fig. 28). L'unità, lateralmente discontinua, mostra una spiccata geometria lenticolare (lo spessore massimo è di circa 80 m) e affiora nella porzione superiore di MAU_1 . La base è erosiva poggiando in discontinuità su f_1 e, localmente, su MAU_1 .

L'età è non più antica del Langhiano (biozona NN5) (da letteratura)

5.1.2.4. - membro di Isca di Masi (**MAU₂**)

Arenarie torbiditiche arcossico-litiche generalmente grossolane o micro-conglomeratiche gradate e di colore marrone o brunoastro, in strati spessi e molto spessi a geometria tabulare, frequentemente amalgamati; conglomerati e microconglomerati poligenici a matrice arenacea prevalente in strati tabulari o lenticolari a base erosiva. I clasti dei conglomerati sono costituiti da ciottoli di rocce ignee (graniti e porfidi) e rocce metamorfiche di basso e medio grado (gneiss, micascisti e filladi). Soprattutto nella parte superiore del membro sono presenti livelli lenticolari di peliti. Il rapporto A/P è molto maggiore di 1. Limite inferiore di tipo netto su **MAU₁** (generalmente su **f₁** o **ol₂**). Spessore variabile tra 400 e 800 m. All'interno del membro sono stati cartografati due livelli guida (dal basso verso l'alto: **f₂** e **ol₃**).

L'età è riferibile al Langhiano *p.p.* (biozona NN5) -Tortoniano inferiore (biozona N16 di BLOW, 1967).

5.1.2.5. - fogliarina superiore (strato di S. Mango) (**f₂**)

Calclutiti marnose e marne di colore grigio chiaro dalla caratteristica fratturazione amigdaloidale e, se alterate, di aspetto fissile. Stratificazione mal distinguibile. Nella parte inferiore è osservabile un livello spesso da pochi dm a 2 m al massimo di calcareniti gradate e marne biancastre dall'aspetto scaglioso. Il massimo spessore osservato è di circa 70 m. Limite inferiore di tipo netto sulla porzione inferiore di **MAU₂**. Limite superiore netto ed erosivo con **ol₃**.

L'età è non più antica del Serravalliano superiore (biozona NN7) (Tortoniano inferiore ?) (da letteratura).

5.1.2.6. - olistostroma superiore (**ol₃**)

Conglomerati poligenici caotici in matrice pelitica e marnosa prevalente di colore variabile dal grigio al verdogolo al rossoastro. Clasti, talora arrotondati, di dimensioni variabili da pochi cm³ ad alcuni dm³, costituiti da rocce ignee (graniti, metamorfiti e basalti), diaspri varicolori, arenarie, marne siltose, calcari marnosi, calcari oolitici e bioclastici. Sono talora presenti pacchi di strati contorti prevalentemente di tipo calcareo marnoso e marnoso e lembi di argilliti rossastre. Frequenti i livelli da *slumping*. Al M. Centaurino (il Foglio ne include il solo versante meridionale) i clasti dell'unità sono costituiti da prevalenti basalti in forma di *pillow lavas* e *breccias* e da ialoclastiti (**ba**) (Fig. 29) oppure da gabbri (**ga**). Lo spessore varia da poche decine di metri a 100 m, ma nel contiguo Foglio 519 Capo Palinuro raggiunge 200 m. Limite inferiore erosivo su **f₂**.

L'età è riferibile al Tortoniano inferiore, per posizione stratigrafica



Fig. 29 - Dettaglio di olistoliti basaltici drappaggiati da una scarsa matrice pelitica e lito-clastica nell'olistostroma superiore (ol_3) (membro di Isca dei Masi, MAU_2).

5.1.3. - formazione di Albidona (ABD)

L'unità è costituita da prevalenti torbiditi carbonatiche (membro inferiore) e torbiditi arenacee arcoseo-litiche (membro superiore) con granulometria da fine a grossolana, in strati da medi a spessi, a geometria tabulare, talora anche con base conglomeratica. Il rapporto A/P è variabile, generalmente >1 . Si intercalano torbi-

diti calcareo-marnose grigio chiare laminate, in strati molto spessi, talora medi, a geometria tabulare. Localmente questi ultimi aumentano rapidamente di spessore sino a costituire banchi plurimetrici, alla cui base è presente a volte un intervallo calcarenitico gradato di spessore variabile da pochi cm ad alcuni dm. Il limite inferiore della formazione è stratigrafico discordante su **SCE** e **SCE₁**, tettonico su **TRN**, **PGN** e **BIF**. Il limite superiore coincide con la superficie topografica. Sono stati distinti un membro inferiore marnoso-calcareo (**ABD₂**) e uno superiore arenaceo-argilloso (**ABD₃**). I caratteri di facies indicano la deposizione in un bacino torbiditico e con un'abbondante alimentazione arenacea e litica intervallata da frequenti apporti carbonatici. Le direzioni di provenienza e la composizione dei sedimenti indicano una spiccata polimodalità degli apporti mentre la presenza di olitostromi segnala una marcata instabilità sinsedimentaria del bacino (cfr. COLELLA & ZUFFA, 1992). Lo spessore della formazione, affiorante in una fascia allungata in senso OSO-ENE tra S. Marina e Casaletto Spartano (Sez. I Caselle in Pittari), è valutabile in 300-350 metri. Questi terreni sono stati attribuiti in letteratura al Langhiano-Serravalliano (AMORE *et alii*, 1992a; BONARDI *et alii*, 1992a; RUSSO *et alii*, 1995). L'attribuzione della parte alta al Tortoniano inferiore è ipotizzata dagli stessi Autori sulla base di considerazioni a carattere regionale. E' invece da escludere, anche sulla base dei dati di terreno e biostratigrafici originali, l'attribuzione della formazione all'Eocene proposta da BARUFFINI *et alii* (2000). L'ampia correlabilità tra **ABD** e **MAU** è stata ampiamente discussa e documentata (cfr. in AMORE *et alii*, 1988, 1992a).

5.1.3.1. - membro marnoso-calcareo (**ABD₂**)

E' costituito da un alternanza di torbiditi calcarenitiche e arenaceo calcaree con peliti marnoso-argillose (Fig. 30); subordinatamente sono presenti a varie altezze siltiti ed arenarie fini micacee e arenarie miste torbiditiche di tipo TBT. Talora sono presenti livelli calcilutitici e rarissimi livelletti di selce. Localmente la componente calcarea siltoso-micritica è tanto predominante da dare luogo a calcari marnosi fogliettati, biancastro-giallognoli in superficie e grigi in frattura fresca. Questi, noti informalmente con il nome di "marne fogliarine", sono sovente organizzati in strati e banchi di spessore variabile da pochi decimetri ad alcuni metri; localmente si osservano spessori superiori a 5 metri. Questi livelli, permeabili per fratturazione, costituiscono acquiferi localizzati con tamponamenti operati dai depositi pelitico-arenacei incassanti.

In alcuni casi, l'analisi sedimentologica dei megastrati mette in evidenza superfici di amalgamazione erosiva segnalate da livelli calcarenitici sovrapposti, spesso con gradazione diretta, debolmente silicizzati. L'analisi di terreno ha mostrato una scarsa correlabilità laterale delle "marne fogliarine" dovuta generalmente a cattive

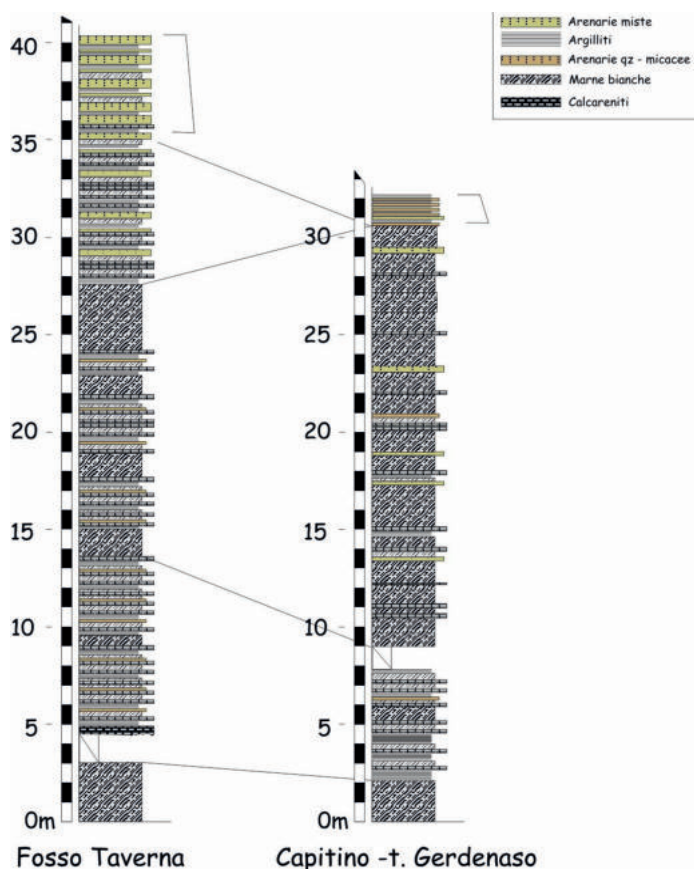


Fig. 30 - Log sedimentologici e correlazione stratigrafica tra porzioni superiori del membro inferiore della formazione di Albidona (membro marnoso-calcareo, **ABD₂**). La colonna di sinistra è stata rilevata in località Fosso Taverna, quella di destra è stata ricostruita tra località Capitino e il Torrente Gerdenaso (Sez. I Caselle in Pittari).

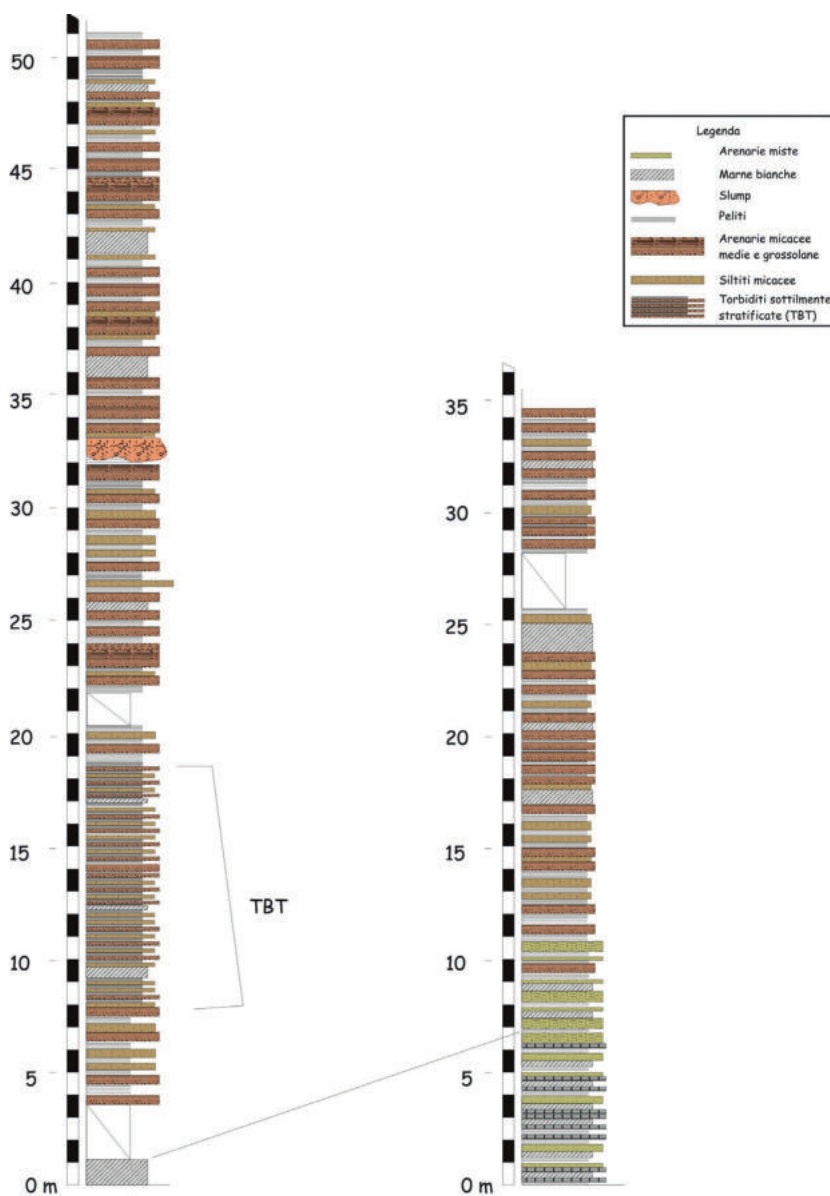
esposizioni, ma anche a diffuse terminazioni laterali a becco di flauto.

La parte basale di questo membro, in genere mal esposto, sembra essere costituita da peliti marnose nerastre, in strati sia sottili che metrici; queste passano a pochi metri di calcareniti e marne in strati decimetrici e metrici. Progressivamente la frazione pelitico marnosa diventa preminente con lo sviluppo di 20 o 25 metri di marne biancastre e calcareniti silicizzate. Il rapporto arenaria/pelite è sempre <1 e sembra decrescere verso l'alto. Nella Sezione Caselle in Pittari gli affioramenti migliori sono in prossimità del cimitero di Casaletto Spartano (Fosso Taverna), in

località Capitino lungo la parte alta del Torrente del Gerdenaso e lungo la SP16 che collega Sapri a Caselle in Pittari, tra i km 14 e 15. Limite inferiore stratigrafico discordante su **SCE** e **SCE₁**, tettonico su **TRN** e **PGN**. Limite superiore stratigrafico per alternanze con **ABD₃**.

5.1.3.2. - membro arenaceo-argilloso (**ABD₃**)

Proseguendo verso l'alto della formazione, la componente calcarea diminuisce gradualmente per lasciare posto a prevalenti siltiti, arenarie fini micacee e marne ocracee o biancastre (Fig. 31). Si tratta anche in questo caso di torbiditi tipo TBT, di spessore variabile, ma generalmente dell'ordine dei decimetri o dei centimetri. Nel membro abbondano le arenarie litiche micacee e quarzoso-micacee da fini a grossolane, fino a microconglomeratiche, di colore marrone e ocre con evidenti strutture sedimentarie di Bouma (generalmente intervalli Ta-c, Tb-d). Il rapporto A/P è in genere molto maggiore di 1. Gli strati hanno uno spessore per lo più metrico, ma sono frequenti anche le torbiditi sottili (TBT). Alla base degli strati arenacei sono spesso visibili strutture sedimentarie tipo *flute cast*, bioturbazioni e piste di limivori; in alcuni casi sono state riconosciute tracce riferibili a *Paleodictyon* ed elmintoidi. Intercalati tra le arenarie micacee sono presenti livelletti di arenarie fini silicifere. Anche in questo membro sono presenti banchi marnosi, il cui spessore non supera 10 metri. Questi strati, a differenza di quanto riferiscono alcuni Autori (BONARDI *et alii* 1986; COLELLA & ZUFFA, 1992; AMORE *et alii* 1988; CAMMAROSANO *et alii* 2004) in altre successioni (anche cilentane), non appaiono ben utilizzabili come livelli guida per la mancanza della necessaria continuità laterale (imputabile a motivi tettonici e/o stratigrafici). Di frequente, essi sembrano chiudersi in modo brusco e mostrano variazioni di spessore tali da renderne difficile una corretta mappatura suggerendo che si tratti di livelli differenti caratterizzati da una marcata geometria lenticolare. Gli affioramenti più significativi di questa litofacies sono stati comunque cartografati (**ABD_{3a}**). La rilevanza stratigrafica degli intervalli marnosi risiede nella loro correlabilità con gli analoghi livelli presenti nella formazione di S. Mauro (**MAU**). Risalendo il membro stratigraficamente si assiste alla totale scomparsa della frazione carbonatica, sia nella frazione grossolana che in quella a granulometria più fine; le uniche eccezioni sono alcuni banchi spessi di marne biancastre che si rinvencono intercalate alle arenarie. Nella parte medio-alta del membro si osservano depositi caotici interpretabili come olistostromi forse correlabili con quelli presenti nella formazione di S. Mauro (**MAU**); al limite orientale del Foglio, poco a est di Serra delle Fontanelle (Sez. I Caselle in Pittari), è stato cartografato uno di tali livelli a prevalente matrice argillosa di colore variabile dal rosso vinaccia al grigio-verde, con inclusi clasti poligenici talora arrotondati di dimensioni variabili mediamente intorno al dm³, costituiti da frammenti di diaspri,



arenarie, calcari marnosi, calcilutiti, marne biancastre e argilliti silicee rossastre (**ABD_{3b}**). Gli affioramenti migliori di **ABD₃** sono localizzati in corrispondenza del km 15.500 della SP16, in prossimità del cimitero di Tortorella, lungo la strada che, procedendo lungo cresta, arriva in località Giancavalli e nel Fosso della Taverna, nei pressi dell'abitato di Battaglia (Sez. I Caselle in Pittari). Limite inferiore stratigrafico discordante su **SCE** e **SCE₁**, per alternanza con **ABD₂**, tettonico su **TRN**, **BIF** e **PGN**. Limite superiore coincidente con la superficie topografica.

5.2. - BRECCIE DI SAPRI (**BPR**)

L'unità è formata da breccie eterogenee a tessitura caotica in matrice argilloso-limosa di colore giallognolo e rossastro, da abbondante a quasi completamente assente (Fig. 32), di tipo *clay soil* con illite, caolinite e frazione sabbiosa costituita da granuli di pirosseni e quarzo arrotondato. I clasti, quasi unicamente carbonatici, derivano dalla sottostante unità tettonica Alburno-Cervati-Pollino (per lo più da **TRN** e **FCE**, meno frequentemente da **BIF**); del tutto assente è l'apporto clastico dalle unità Nord-Calabresi (SGROSSO, 2002). Gli elementi delle breccie, in buona parte a spigoli vivi e di dimensione compresa tra pochi centimetri e svariati metri cubi, possono presentarsi localmente ben cementati a formare scarpate morfologiche di svariati metri (ad es.: Strada Statale per Rivello a nord di Sapri). Altrove le pessime condizioni di affioramento riflettono l'incoerenza del deposito e la sua marcata pedogenizzazione. Lo spessore di **BPR** è relativamente ridotto attestandosi tra 10 e 30 m. Le facies breccioidi caotiche e la matrice argilloso-terrosa, del tutto priva di micro- e macrofaune marine, indicherebbero un ambiente deposizionale continentale probabilmente riconducibile a corpi detritici (conoidi o, più probabilmente, corpi di frana) (SGROSSO, 2002). L'unità affiora esclusivamente nei dintorni di Sapri e, al di fuori del Foglio, nei dintorni di Rivello (Foglio 521 Lauria).

Mancando elementi di datazione diretta, l'età della formazione è desumibile dall'analisi dei rapporti geometrici in affioramento. Il contatto basale è sempre di tipo discordante erosivo su **BIF**, talora anche su **FCE** (collina a nord dell'abitato di Timpone, Sapri); il contatto superiore è generalmente di tipo tettonico con **SCE**. Tale formazione continentale potrebbe considerarsi eteropica, ma più probabilmente più antica, delle calciruditi ed arenarie di Piaggine (**PGN**) (SGROSSO, 2002). Un limite superiore della sua età è fornito dal sovrascorrimento di **SCE** che, in base a ricostruzioni regionali, è di età successiva alle calciruditi ed arenarie di Piaggine (**PGN**) del Tortoniano medio-superiore. Le breccie di Sapri costituirebbero dunque il più antico sedimento di *thrust top* depositato nel Miocene (Langhiano superiore?, Serravalliano?, Tortoniano?) sulla successione dell'unità tettonica Alburno-Cervati-Pollino già deformata.



Fig. 32 - *Affioramento della formazione delle breccie di Sapri (BPR). Questi depositi continentali di thrust top in facies di conoide alluvionale coprono in discordanza il termine apicale (BIF, non affiorante in figura) dell'Unità Tettonica Alburno-Cervati-Pollino. Località: Timpone (1.5 km a est di Sapri).*

5.3. - CALCIRUDITI ED ARENARIE DI PIAGGINE (PGN)

La formazione istituita da SGROSSO (1981, 1998) e studiata successivamente in dettaglio da CASTELLANO (1997) e CASTELLANO *et alii* (1997) è rappresentata alla base da breccie e conglomerati a clasti calcarei subarrotondati derivanti dall'erosione delle formazioni di Trentinara (TRN) e Cerchiara (FCE) (Fig. 33), oltre che dalle arenarie e peliti della formazione del Bifurto (BIF). Tali elementi, aventi dimensioni variabili sino ad alcune migliaia di metri cubi, sono spesso drappeggiati da un deposito clastico calcareo a elementi grossolani (dimensioni sino al decimetro cubo) talora subarrotondati e matrice arenitica calcarea e/o arcossica. Questo deposito clastico grossolano poggia talora anche su paleofaglie subverticali con superfici più o meno evolute. Verso l'alto si osservano argilliti silicifere marroni, a tratti color tabacco, con veli manganesiferi, in cui si rinvencono livelli sottili e medi di calcareniti silicizzate, calcilutiti, siltiti e marne silicifere, brecciole a macroforaminiferi parzialmente silicizzate, argilliti policrome, arenarie fini quarzose, quarzoareniti tipo numidico, conglomerati in matrice arenitica con clasti eterogenei (Fig. 34). A varie altezze sono riconoscibili *debris flow*, *slump*, olistostromi

e olistoliti. I *debris flow* sono essenzialmente di due tipologie. Un primo tipo è caratterizzato da ciottoli calcarei subarrotondati, talvolta bioerosi, con dimensioni comprese tra il centimetro e alcuni decimetri e più rari blocchi con dimensione fino a 1 metro in matrice arenaceo-calcareo giallognola grigiasta. Alcuni di questi conglomerati mostrano una organizzazione interna con una gradazione diretta ben visibile. In altri casi invece non sono evidenti gradazioni, isorientazioni e cernita granulometrica. Questi depositi possono essere interpretati come prodotti da *debris flow* coesivi o da flussi iperconcentrati e mostrano fenomeni deposizionali tipo *freezing* (facies F1 e F2 di MUTTI, 1992). Il secondo tipo è costituito da *debris flow* e *mud flow* in cui la frazione clastica grossolana è costituita da blocchi di quarzoareniti, marne silicifere e calcari di piattaforma mentre la matrice è rappresentata da detrito arcossico litico e da peliti e/o siltiti. Non sono riconoscibili strutture sedimentarie o gradazioni di sorta; in generale questi depositi hanno un aspetto massivo privo di continuità laterale e possono pertanto essere considerati corpi canalizzati che hanno inciso la successione sottostante.

Alcune associazioni litologiche (es. quarzareniti di tipo numidico, peliti color



Fig. 33 - Banco di conglomerato extraformazionale poligenico da debris flow in matrice mista calcareo-arcossico-litica presente nella porzione inferiore della formazione delle calciruditi ed arenarie di Piaggine (PGN). I clasti derivano in buona parte da TRN e, in misura minore, da FCE. Località: Vallefrassino (circa 3 km a nord di Casaleto Spartano, Sez. I Caselle in Pittari).

tabacco e brecciole a macroforaminiferi) sono da considerarsi olistoliti di dimensioni svariate, fino a migliaia di m³, derivanti dalla formazione del Bifurto (**BIF**). Sono inoltre presenti, e facilmente interpretabili come olistoliti, blocchi di piattaforma carbonatica (provenienti soprattutto da **TRN** e **RDT**) di dimensioni variabili da alcuni dm³ a molte migliaia di m³. Caratteristica di questa successione è la forte variabilità verticale e laterale delle facies e delle associazioni litologiche; infatti, si osservano affioramenti prevalentemente pelitici, (Pantanelle, Valle Frassino), altri in cui prevalgono conglomerati calcarei (T. Gerdenaso, Fosso Cancero) o prevalentemente quarzoarenitici (versante nord di M. Valicorvo); in un altro è riconoscibile un banco di arenarie arcose mal cementate (nei pressi della Grotta di Orsivacca) mentre in altri affioramenti prevalgono le calcilutiti e le marne (M. Colla). La principale caratteristica che accomuna tali successioni è rappresentata

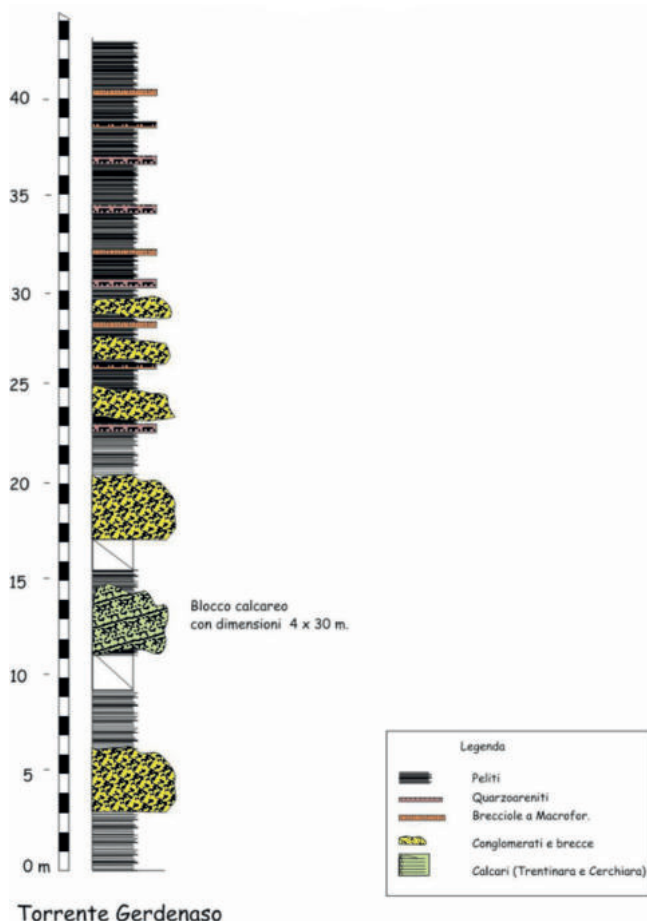


Fig. 34. - Log sedimentologico della porzione inferiore della formazione delle calciruditi e arenarie di Piaggine (**PGN**) affiorante lungo il Torrente Gerdenaso (circa 1.5 km a nord di Torraca, Sez. I Caselle in Pittari).

da un contatto stratigrafico basale in discordanza sul substrato carbonatico che è coperto generalmente da un conglomerato calcareo in matrice biotritica. L'unità poggia in contatto stratigrafico discordante sui diversi termini cretaci, paleogenici e miocenici dell'unità tettonica Alburno-Cervati-Pollino; da sottolineare è la conservazione locale di contatti stratigrafici della porzione basale dell'unità contro piani di faglia diretta intagliati nei carbonati neritici del substrato.

A differenza di quanto osservato nel sovrastante Foglio 504 Sala Consilina (SGI-ISPRA, 2010) non sono stati riconosciuti i membri ivi distinti.

L'unità è troncata tettonicamente verso l'alto dai terreni di provenienza interna (SCE, CRN) o da ABD. Analisi sedimentologiche e stratigrafiche hanno permesso di interpretare tale formazione come il prodotto della sedimentazione in un bacino torbido di *thrust top* caratterizzato da una marcata tettonica sinsedimentaria (CASTELLANO *et alii*, 1997; CASTELLANO *et alii*, 2000). La datazione della formazione nelle aree del Foglio risente di un diffuso rimaneggiamento; le forme più recenti non consentono di individuare biozone più recenti del Serravalliano superiore (PASCARELLA, 2006). Analisi compiute nell'area tipo (Cilento centro-orientale) hanno invece consentito di individuare, sin dalla base, un'età non più antica del Tortoniano medio-superiore (biozona a *Coccolithus pelagicus* di THEODORIDIS, 1984) per la presenza di *Discoaster surculus* (AMORE *et alii*, 2005; cfr. SANTO, 1996). Lo spessore affiorante dell'unità è stimabile in circa 150-200 m.

5.3.1. - *Analisi petrografiche delle arenarie della formazione delle calciruditi e arenarie di Piaggine (PGN)*

Le analisi petrografiche disponibili in letteratura su tali depositi, eseguite tutte secondo il metodo Gazzi-Dickinson, rivestono un particolare significato negli studi di sintesi sulla provenienza dei sedimenti delle successioni sin-orogene dell'Appennino meridionale (v. CRITELLI & LE PERA, 1995; CRITELLI, 1999).

Le prime analisi (CRITELLI, 1991) hanno riconosciuto una composizione media arcosico-litica ($Q_{62}F_{24}L_{14}$) con K-feldspati prevalenti sui plagioclasti ed abbondanza fra i litici di elementi metamorfici. L'Autore individua così una roccia sorgente quarzo-litica di orogene riciclato (complesso di subduzione).

Successivamente, CRITELLI & LE PERA (1995) determinano per altre successioni una composizione media litarenitica ($Q_{52}F_{18}L_{30}$), con abbondanza di detriti di rocce ofiolitiche (serpentine), e individuano una provenienza dal complesso di subduzione Liguride.

CASTELLANO (1997) mette in evidenza una composizione media arcosico-litica ($Q_{38}F_{30}L_{32}$) con frazione litica prevalente di tipo metamorfica nella porzione inferiore dell'unità e sedimentaria in quella superiore che è associata, almeno in parte, a processi di riciclo della stessa formazione di Piaggine. Tuttavia, la similitudine

composizionale delle arenarie di Piaggine con le areniti silicoclastiche del Saraceno (**SCE₁**) conferma la relazione tra le falde Liguridi *sensu lato* e il bacino di *thrust-top* di **PGN** (cfr. CRITELLI, 1999).

Più recenti sono gli studi di dettaglio di PASCARELLA (2006) sulle successioni prevalentemente basali (calciruditiche) dell'unità affiorante nel Foglio. L'Autrice rileva nella matrice delle calciruditi una presenza silicoclastica ridotta, seppur ubiquitaria, di quarzo, pesanti opachi, K-feldspati, plagioclasti e miche; fra i litici sono stati osservati frammenti di argilliti, siltiti, arenaria, quarzo metamorfico, grani cloritizzati (vulcaniti alterate) e frammenti vulcanici (*shard shape*). L'analisi composizionale di una popolazione rappresentativa dei clasti delle breccie presenti alla base di **PGN** ne ha mostrato la provenienza dalla porzione apicale della successione stratigrafica del substrato (unità Alburno-Cervati-Pollino) costituita da **TRN**, **FCE** e **BIF**.

5.4. - CONGLOMERATI DI M. SACRO (**SRO**)

L'unità, istituita da SELLI (1962) e successivamente ridenominata da DE PIPPO & VALENTE (1991), è costituita da conglomerati poligenici in matrice arenacea e arenaceo-microconglomeratica, spesso prevalente, con ciottoli e blocchi da spigolosi a subarrotondati di dimensioni comprese tra pochi cm e poco meno di 1 m. La stratificazione, generalmente in strati spessi e molto spessi (con banchi fino a 15 m), presenta diffuse superfici di amalgamazione, anche profonde, e strutture massive o con gradazione diretta e, talora, inversa. I banchi conglomeratici e conglomeratico-arenacei hanno una limitata continuità laterale; essi infatti mostrano di frequente profonde terminazioni erosive che danno luogo a marcate geometrie lenticolari anche alla scala dell'affioramento. Sono presenti in tutta la successione, ma più frequenti nella parte inferiore dell'unità, arenarie torbiditiche grossolane e microconglomeratiche in strati massivi e gradati di spessore compreso da pochi decimetri ad alcuni metri. Anche gli strati di questa litofacies, che insieme ai banchi conglomeratici forma sequenze di tipo *CU* e *FU*, mostrano geometrie lenticolari dovute a marcati fenomeni di erosione intraformazionale. La composizione delle arenarie, molto simile a quella della sottostante unità **MAU₂**, è quarzoso-feldspatica con abbondanti frammenti litici derivati da rocce granitiche e di tipo gneiss (CRITELLI & LE PERA, 1990a; CRITELLI, 1991). I clasti dei conglomerati sono costituiti da ciottoli di rocce ignee (graniti e porfidi), rocce metamorfiche di basso e medio grado (gneiss, micascisti e filladi) e rocce sedimentarie (diaspri, arenarie e carbonati, tra i quali abbondano calcari a coralli) (v. CIPPITELLI, 1968). A differenza di altre aree, i litoclasti della formazione affiorante nel Foglio sono costituiti da rocce prevalentemente sedimentarie, soprattutto nella parte inferiore e media (calcari a coralli, calcari bioclastici, diaspri), e in secondo ordine da rocce cristalline ignee e metamorfiche. Tra gli intraclasti sono presenti *clay-chips* di

colore grigio-verde e arenarie. Per quanto riguarda la facies sedimentaria, l'intera sequenza conglomeratica può essere ascrivibile alle facies A2 e, subordinatamente, A1 di MUTTI & RICCI LUCCHI (1975) con meccanismi deposizionali di *debris flow* o di flusso granulare iperconcentrato, soprattutto in condotti confinati (canali). Nell'unità si rinvencono sporadici livelli caratterizzati da alternanze di arenarie a grana fine e siltiti, indicative di torbiditi a bassa densità, e rare peliti in strati sottili e molto sottili. **SRO** affiora unicamente nell'area di M. Pietra dell'Erba, in corrispondenza dello spigolo nord-occidentale del Foglio, dove risulta erodere la parte alta di **MAU₂**.

Non è possibile stimare l'originario spessore della formazione a causa di estesi fenomeni erosivi associati, in particolare, alla deposizione del sintema di Rofrano (**ROF**). Nella sezione affiorante sulla cima di M. Sacro (Foglio 504 Sala Consilina, SGI-ISPRA, 2010), appena 2 km a nord di M. Pietra dell'Erba, la successione di **SRO**, delimitata superiormente dalla superficie topografica, raggiunge uno spessore massimo di circa 500 metri. Nel Foglio 520 Sapri il massimo spessore affiorante non sembra superare i 200 m. **SRO** poggia su **MAU₂** con un contatto fortemente erosivo (chiare le canalizzazioni a scala dell'affioramento o cartografica) cui si associa una evidente discordanza angolare (cfr. COCCO & PESCATORE 1969). Le caratteristiche sedimentologiche complessive suggeriscono che l'unità rappresenti il prodotto della deposizione di rilevanti apporti detritici grossolani organizzati in un contesto di conoide lungo una scarpata sottomarina fortemente instabile; più in particolare, le associazioni di facies sono indicative del riempimento della parte prossimale di canali relativamente profondi, a base planare o concava, e di zone di intercanale con provenienza dei detriti dai quadranti meridionali (cfr. CAVUOTO *et alii*, 2004). Questi dati sono in accordo con quanto proposto da DE PIPPO & VALENTE (1991) i quali, tuttavia, non escludono per alcuni livelli una possibile sedimentazione in ambienti relativamente più superficiali, di tipo delta-conoide, in un contesto marcatamente progradazionale.

I campioni prelevati nei rari livelli pelitici di questa formazione sono spesso sterili ad eccezione di alcune microflore (*Sphenolithus conicus* (BUKRY), *Calcidiscus leptoporus* (MURRAY & BLACKMAN) LOEBLICH & TAPPAN e *Discoaster druggii* BRAMLETTE & WILCOXON), chiaramente rimaneggiate, indicative di un'età non più antica del Miocene inferiore (zona MNN1c). Tuttavia, **SRO** ricopre in discordanza **MAU** la cui porzione superiore risulta essere riferibile al Tortoniano inferiore (RUSSO *et alii*, 1995; CAMMAROSANO *et alii*, 2004); pertanto, la posizione stratigrafica indica che la base dell'unità è non più antica del Tortoniano medio. Ulteriori considerazioni, questa volta di carattere regionale, consentono di correlare la deposizione dell'unità, in posizione apicale rispetto al prisma orogenico miocenico, agli effetti sedimentari locali della migrazione verso sud-est dell'Arco Calabro, supposta sorgente dei clasti cristallini dei conglomerati e delle arenarie, oltre che della frazione carbonatica. In tale ricostruzione, **SRO** potrebbe essersi formata in

modo dubitativo durante l'intervallo Tortoniano superiore (?)-Pliocene inferiore (?), comunque dopo l'inizio della fase di apertura del bacino di retro-arco tirrenico (cfr. Cap. VIII-3.7), databile al Tortoniano superiore (SARTORI, 1988; KASTENS *et alii*, 1988).

6. - DEPOSITI CONTINENTALI E MARINI POSTOROGENI

6.1. - UNITÀ STRATIGRAFICHE A LIMITI INCONFORMI (UBSU)

Il territorio del Foglio mostra in affioramento numerose unità plio-quadernarie continentali e marine in complesse relazioni morfostratigrafiche e strutturali. Il *record* stratigrafico è ben rappresentato, sebbene con significative lacune, nel promontorio carbonatico del M. Bulgheria (Sez. III Camerota) a quote comprese tra 400 m e la linea di costa (Fig. 35), a sottolineare il ruolo esercitato nell'area dalla tettonica estensionale plio-quadernaria (Fig. 36), mentre è incompleto e molto meno esteso nelle restanti aree del Foglio. Tale quadro geologico è imputabile a diversi motivi, uno dei quali ravvisabile nel sollevamento che ha interessato l'area nell'arco del Quaternario imponendo una tendenza all'approfondimento dei tracciati fluviali. Nel lungo termine, ciò ha determinato un prevalere dei processi erosionali su quelli di accumulo a costituire un *record* arealmente e temporalmente discontinuo, soprattutto nelle porzioni centrale e nord-orientale che mostrano in affioramento un substrato terrigeno ad elevata erodibilità (unità Nord-Calabresi e depositi di *thrust top*). La disomogenea distribuzione di unità marine antiche, ovvero l'assenza di queste a SE del M. Bulgheria, è invece imputabile all'individuazione relativamente tardiva (tardo Pleistocene inferiore-Pleistocene medio) del Golfo di Policastro (v. Cap. VIII-3.8).

Tali aspetti, in concorso con lo smembramento tettonico polifasico del paesaggio nel corso del Plio-Quaternario, rendono non del tutto definita la ricostruzione di un quadro stratigrafico complessivo di tutte le unità marine e continentali riconosciute. Un ulteriore elemento di incertezza è rappresentato, a tale riguardo, dal sistema carsico ipogeo del F. Bussento che interrompe la continuità fisica del suo bacino fluviale. Tenendo conto di tutto ciò, si è scelto di adottare una distinzione in unità stratigrafiche a limiti inconformi (*Unconformity Bounded Stratigraphic Units* - UBSU), largamente basata su criteri morfostratigrafici, solo per le unità riferibili alle tappe evolutive più significative in ambito locale e/o regionale (Fig. 6). I restanti depositi del Pleistocene superiore-Olocene, per lo più in facies continentale e transizionale, sono stati inquadrati sulla base delle facies e dell'età relativa, ricostruita caso per caso su basi per lo più morfostratigrafiche, e quindi inserite nei gruppi delle unità quadernarie già formate e in formazione.

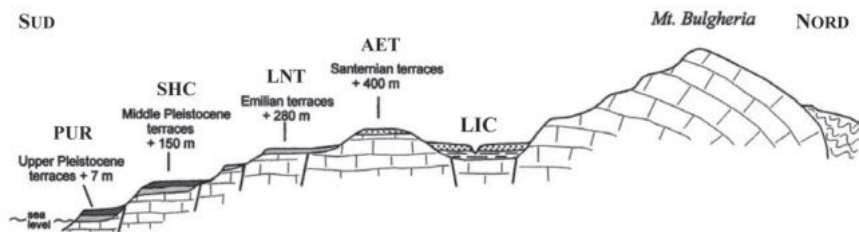


Fig. 35. - Profilo geologico schematico attraverso il Monte Bulgheria con indicazione dei principali elementi morfostratigrafici e tettonici dei depositi quaternari (modificato da ASCIONE & ROMANO, 1999). **LIC**: sintema di Licusati; **AET**: sintema di Camerota; **LNT**: sintema di Lentiscosa; **SHC**: sintema del Golfo di Policastro; **PUR**: sintema di Palinuro.

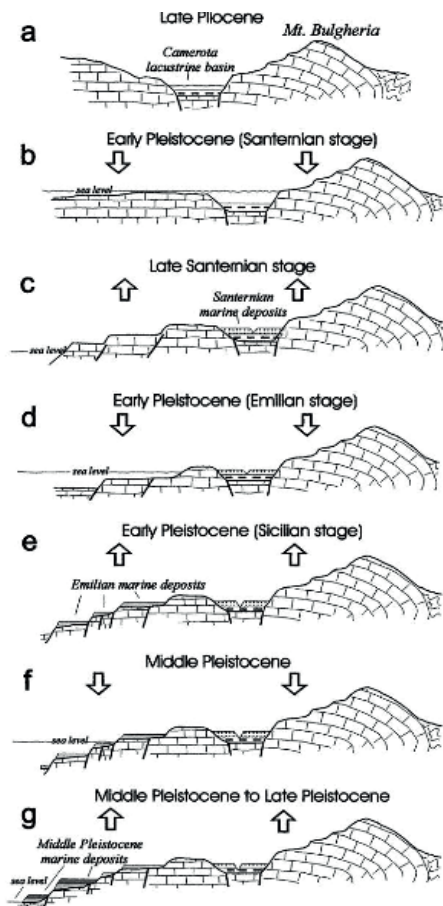


Fig. 36. - Evoluzione morfo-tettonica e stratigrafica del M. Bulgheria durante il Pliocene superiore-Pleistocene medio (da ASCIONE & ROMANO, 1999). Le frecce indicano in modo qualitativo l'evoluzione della subsidenza tettonica. a) sedimentazione dei depositi del sintema di Licusati (**LIC**); b) sedimentazione dei depositi del sintema di Camerota (**AET**); c) formazione dei terrazzi santerniani; d) sedimentazione dei depositi del sintema di Lentiscosa (**LNT**); e) formazione dei terrazzi emiliani; f) sedimentazione dei depositi del sintema del Golfo di Policastro (**SHC**); g) formazione dei terrazzi ioniani.

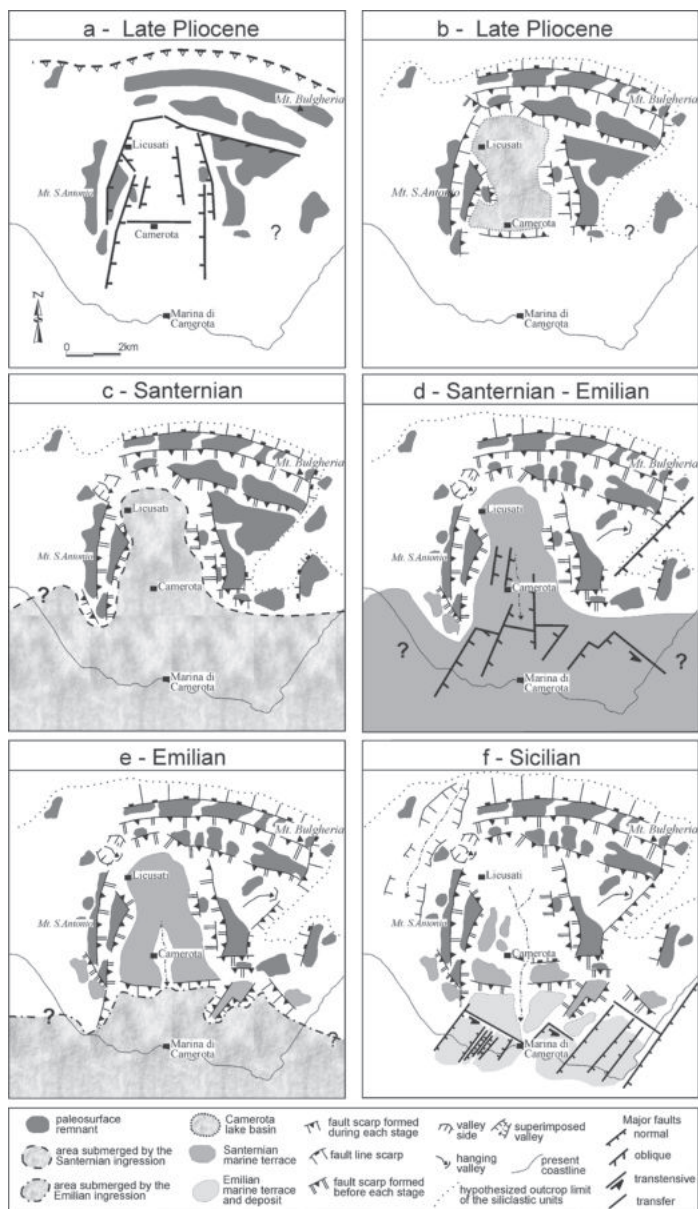


Fig. 37 - Evoluzione paleogeografica, tettonica e morfostratigrafica del massiccio del M. Bulgheria tra il Pliocene superiore (età del sintema di Licusati, **LIC**) e il Pleistocene inferiore (Emiliano-Siciliano) (età del sintema di Lentiscosa, **LNT**) (da CALAZZO et alii, 2006).



Fig. 38 - Carta morfostrutturale del massiccio del M. Bulgheria (da CALAZZO et alii, 2006).

In relazione alle UBSU, le superfici limite più antiche del Pleistocene superiore (in particolare del pre-Tirreniano) corrispondono a discordanze la cui genesi è legata essenzialmente a dislocazioni tettoniche connesse all'evoluzione postorogena del margine tirrenico. Le coeve oscillazioni glacio-eustatiche sembrano avere giocato un ruolo relativamente minore condizionando, per lo più, lo stile di arrangement stratigrafico dei subsintemi e delle litofacies individuate al loro interno. Al contrario, le oscillazioni glacio-eustatiche appaiono di gran lunga predominanti nella formazione del prisma progradazionale costiero che ha formato le attuali pianure di Sapri, Villammare e Foce Bussento durante la risalita olocenica del livello marino.

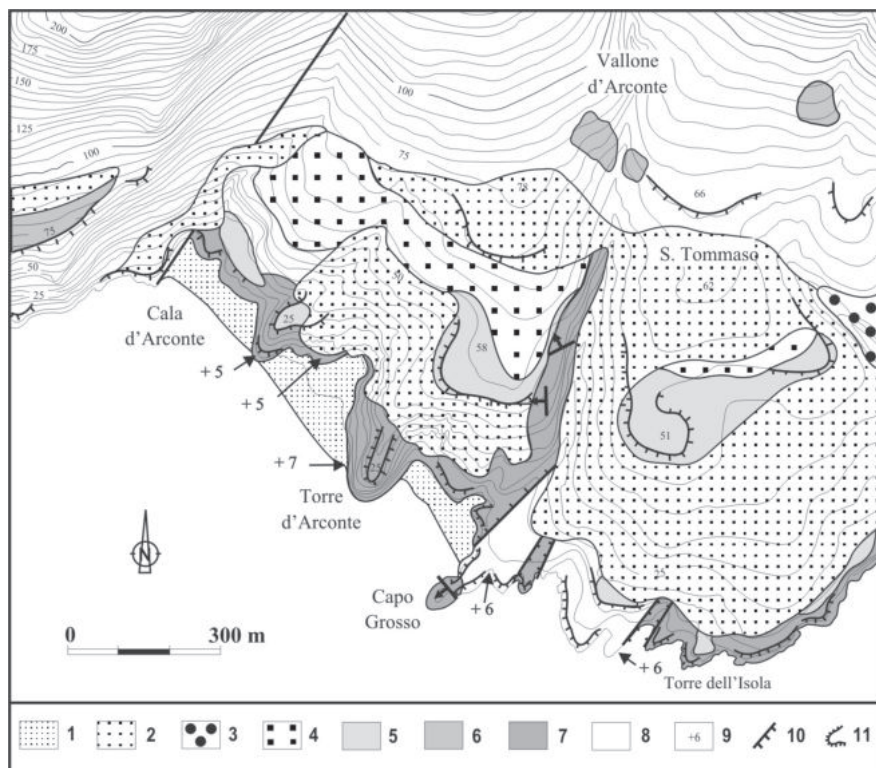


Fig. 39 - Carta morfostratigrafica dell'area Cala d'Arconte-Torre dell'Isola (Marina di Camerota) (da ASCIONE & ROMANO, 1999). 1) depositi di spiaggia (Olocene); 2) depositi colluviali (Pleistocene medio-Olocene); 3) conglomerati fluviali del sintema del Golfo di Policastro (SHC_b) (Pleistocene medio p.p.); 4) sabbie eoliche del sintema del Golfo di Policastro (SHC_d) (Pleistocene medio p.p.); 5) ghiaie e sabbie marine del sintema del Golfo di Policastro (SHC_g) (tardo Pleistocene medio); 6) conglomerati e sabbie marine del sintema del Golfo di Policastro (SHC_g) (Pleistocene medio p.p.); 7) conglomerati e sabbie marine del subsintema di Cala Bianca (LNT_{lg2}) (sintema di Lentiscosa, LNT , cfr formazione di Torre dell'Isola) (Pleistocene inferiore, Emiliano); 8) substrato mesozoico; 9) quote in metri sul livello del mare delle spiagge Tirreniane (Pleistocene superiore p.p.); 10) faglie; 11) bordo di terrazzo marino.

L'evoluzione degli ambienti deposizionali nell'area del M. Bulgheria mostra un chiaro *trend* trasgressivo-regressivo nell'intervallo Santerniano-Emiliano (Pleistocene inferiore p.p.) con una migrazione degli ambienti marini verso sud contemporanea al sollevamento differenziale della struttura nei suoi settori più settentrionali (Fig. 37). Sintesi morfostrutturali e stratigrafiche del Plio-Quaternario

del massiccio del Bulgheria sono fornite da ASCIONE (1997), ASCIONE & ROMANO (1999) e CAIAZZO *et alii* (2006) (Figg. 37, 38). L'esigua estensione areale degli affioramenti riconducibili alle unità sintemiche descritte di seguito e le complesse relazioni latero-verticali al loro interno hanno posto rilevanti problemi ai fini della corretta rappresentazione cartografica. Si è cercato di ovviare a tali problemi aumentando in alcuni casi l'estensione dei poligoni in campo carta (soprattutto unendo piccoli poligoni contigui di una medesima unità) e ricostruendo coerentemente la sintesi dei limiti stratigrafici e tettonici osservati in funzione del grado di dettaglio delle carte prodotte alle varie scale. Nonostante ciò, la cartografia di base prodotta in scala 1:25.000, ovvero 1:50.000, non può essere confrontabile con la ricchezza dei dati contenuti nei tematismi morfostratigrafici e morfotettonici di dettaglio disponibili in letteratura (cfr. Fig. 39).

6.1.1. - *sintema di Rofrano (ROF)*

Nei settori nord-occidentali, fino ad alte quote (circa 1200 m), e sud-occidentali del Foglio (nella bassa valle del F. Mingardo) si rinvencono depositi conglomeratici massivi costituiti da clasti con litologia arenaceo-conglomeratica fortemente eterometrici (dal cm³ fino ad alcuni m³, con prevalenza di questi ultimi) immersi in una matrice, di solito abbondante, da sabbiosa grossolana a siltosa. Il deposito, a luoghi cementato, mostra una disposizione dei clasti generalmente caotica. La litologia dei clasti e della matrice denuncia una alimentazione dalle formazioni del gruppo del Cilento e, in prevalenza, dai conglomerati di M. Sacro (**SRO**). Essi sono prevalentemente costituiti da arenarie immature ricche in feldspato con granulometria variabile da fine a grossolana. Sono presenti, anche se meno frequentemente, clasti di arenarie microconglomeratiche arcoseo-litiche; il loro buon grado di arrotondamento (valutato, in media, in 0.7) e l'intensa alterazione vengono attribuiti da GUIDA *et alii* (1980b) ad esfoliazione post-deposizionale più che alle modalità del trasporto, interpretato come avvenuto prevalentemente in massa e in ambienti pedemontani entro paleovalli e canali di tipo *braided*. I depositi di questa unità affiorano fortemente dissecati e sospesi sui livelli di base attuali risultando, pressoché ovunque, in forte disequilibrio con il paesaggio: nell'area di M. Centaurino si rilevano frequenti casi di inversione del rilievo. Gli affioramenti altimetricamente più bassi si osservano in connessione di forti ribassamenti per faglia. La superficie limite inferiore è di tipo erosionale, incisa su diverse formazioni del gruppo del Cilento, dell'unità tettonica Nord-Calabrese e, nella valle del Mingardo, dell'unità tettonica Bulgheria. La superficie limite superiore, di tipo erosionale, coincide frequentemente con forme di erosione lineare (scarpate di terrazzi e fianchi vallivi). Dove più estese e stabili, le superfici superiori sono marcate da paleosuoli plintitici rosso-arancio, spesso sepolti da suoli rosso-bruni

o da detriti di versante (a_{3b} , b_7); a luoghi i depositi sono coperti da sedimenti di conoide e fluviali (b e b_n). Talora, come nell'area nord-occidentale del Foglio e nei dintorni di Torre Orsaia, si osservano anche residui contatti primari con i depositi rimaneggiati di questo sintema costituenti parte del sovrastante sintema del F. Faraone (TFN). **ROF** corrisponde all'unità dei Conglomerati di Centola (SGROSSO & CIAMPO, 1967).

Nell'area del M. Bulgheria si osservano affioramenti di limitata estensione di **ROF** che, tuttavia, rivestono un rilevante interesse morfostrutturale. In particolare si tratta di un lembo non segnalato in precedenza, conservato intorno a quota 400 m sul versante di La Cella, e di un lembo di un più vasto affioramento, al contatto con il Foglio 519 Capo Palinuro (ISPRA, in stampa), sul versante a est di Acqua della Ghianda (V.ne Mancina). Il primo affioramento è posto in corrispondenza di un lembo di terrazzo di origine fluviale (ASCIONE *et alii*, 1997), ma con evidenze di dislocazione tettonica. Il secondo affioramento, meglio esposto più a nord e nel Foglio 519 Capo Palinuro (ISPRA, in stampa), era già segnalato in contatto stratigrafico con il substrato da alcuni Autori, mentre altri (vedi ASCIONE, 1997) lo ritengono in contatto tettonico. Questo secondo affioramento, per la quota relativa più bassa, era stato anche interpretato come derivato dal successivo rimaneggiamento della formazione di Centola, e in rapporto stratigrafico col substrato (figura 103 in LIPPMANN-PROVANSAL, 1987). In ogni caso, le migliori esposizioni sono nel Foglio 519 Capo Palinuro (ISPRA, in stampa).

L'età di **ROF**, quanto mai varia in letteratura, è stata riferita al Calabriano da SGROSSO & CIAMPO (1967), al Pliocene da COCCO (1971), al Pleistocene inferiore da GUIDA *et alii* (1979; 1980b; 1982) e BORELLI *et alii* (1992); al Pretigliano da LIPPMANN-PROVANSAL (1987), dubitativamente al Pliocene superiore da ANTONIOLI *et alii* (1994) e al Pliocene superiore da ASCIONE (1997) e ASCIONE *et alii* (1997). In mancanza di datazione diretta del deposito su base assoluta o biostratigrafica, l'attribuzione di **ROF** al Pliocene superiore, qui condivisa, si basa sulle seguenti considerazioni e correlazioni di tipo morfostratigrafico: *i.* - lo slegamento rispetto ai lineamenti del paesaggio attuale; *ii.* - il coinvolgimento in dislocazioni di entità ettometrica che non interessano le forme e i sedimenti attribuibili al Pleistocene medio o altre unità che vi si incastrano o lo ricoprono; *iii.* - la litologia dei clasti che indica una pressoché esclusiva alimentazione dalle successioni geometricamente più elevate dell'area (gruppo del Cilento); *iv.* - l'estrema rarità di ciottoli carbonatici, che può spiegarsi con la mancanza, o con la ridotta presenza, in affioramento delle successioni carbonatiche e induce a ritenere la deposizione dei conglomerati come anteriore alla venuta a giorno di queste ultime (avvenuta grazie al concorso di erosione selettiva delle coperture terrigene e disarticolazioni verticali, fenomeni inquadrabili, sia a scala locale che regionale, soprattutto nel Quaternario); *v.* - i rapporti stratigrafici con i depositi del sovrastante sintema di Licusati (**LIC**) (Fig. 6).

Litofacies conglomeratica (ROF_b) (cfr. conglomerati dell'Annunziata auct.)

La litofacies è rappresentata da conglomerati costituiti da ciottoli carbonatici, occasionalmente silicei o calcareo marnosi, subarrotondati e arrotondati da centimetrici a pluridecimetrici, stratoidi o stratificati, con matrice carbonatica detritica prevalentemente giallastro-grigiastra, più raramente arrossata. Il grado di cementazione, la quantità di matrice e la granulometria del deposito variano considerevolmente in senso laterale e verticale dando luogo a strati a differente erodibilità. Lo spessore degli strati, di frequente lentiformi alla mesoscala, può variare da 1 dm ad almeno 1.5 m. I depositi possono mostrare organizzazione interna, ad esempio con embriciature dei clasti, oppure aspetto caotico. I clasti mostrano di provenire dall'erosione dei livelli del Giurassico medio-superiore della successione del M. Bulgheria (OOC, localmente BHE₂). Lo spessore dell'unità non è inferiore a 100 m. Gli strati presentano un'inclinazione media di 10°-15° verso OSO. ROF_b affiora sul rilievo della SS. Annunziata, a nordovest di Licusati, e corrisponde alla informale formazione dell'Annunziata di ASCIONE *et alii* (1997) e ASCIONE & ROMANO (1999), riferita ad ambiente di conoide alluvionale. Il limite inferiore di ROF_b è discordante su unità del substrato mesozoico (BHE₂, OOC) lungo superfici erosionali e tettoniche; verso nord, ROF_b viene a contatto con dette unità mediante un piano di faglia di orientazione antimeridiana. Il limite superiore coincide solo localmente con superfici erosive di origine fluviale (paleovalli) o scarpate di faglia; esso corrisponde in massima parte alla superficie topografica, risultando solo a luoghi coperto da LIC_e o da depositi più recenti di tipo colluviale ed eluviale (b₂) o detritico.

Sulla base dei rapporti morfostratigrafici rilevati sul terreno e della ricostruzione della successione dei *paleostress* responsabili degli eventi deformativi che hanno interessato quest'area, ASCIONE *et alii* (1997) e CAIAZZO *et alii* (2006) ritengono ROF_b più antico di un evento tettonico con direzione di estensione E-O, post-datato dai depositi lacustri di Licusati (LIC_e). Verso oriente, infatti, i depositi di ROF_b sono tagliati da versanti di faglia legati all'apertura del bacino di Licusati i cui depositi (LIC_e) vi si appoggiano. Un ulteriore elemento di valutazione dell'età della litofacies è fornito dalla composizione dei clasti che è esclusivamente carbonatica. Ciò suggerirebbe un'età della deposizione di ROF_b successiva allo smantellamento delle coperture terrigene dell'area del M. Bulgheria, avvenuto probabilmente durante la deposizione di ROF. L'età di ROF_b è quindi da attribuirsi al Pliocene superiore *p.p.* anche sulla base dei rapporti stratigrafici con il sovrastante sintema di Licusati (LIC) (cfr. ASCIONE *et alii*, 1997) (Fig. 6).

6.1.2. - *sintema di Licusati (LIC)*

I depositi del sintema occupano una depressione intramontana di origine tettonica che si sviluppa, con allungamento in direzione circa meridiana, tra Licusati e Camerota. Risultano dislocati da faglie di direzione NE-SO e circa N-S con rigetti da decimetrici (Fig. 40) a decametrici e, a luoghi, basculati con inclinazioni intorno a 10° - 15° (ASCIONE *et alii*, 1997; CAIAZZO *et alii*, 2006) (Fig. 37).

La superficie limite inferiore, erosionale e modellata su varie unità del substrato mesozoico e su depositi di conoide alluvionale (**ROF_b**), coincide frequentemente con forme di origine tettonica quali scarpate di faglia. La superficie limite superiore, erosionale, è a luoghi sepolta dalla superficie basale erosiva dei depositi marini del sintema di Camerota (**AET**). Altrove è costituita da versanti vallivi e, in qualche caso, da versanti di faglia, risultando spesso coperta da depositi continentali più recenti (**b₇**, **a_{3b}**); solo raramente coincide con la superficie topografica.

Sulla base dello spettro pollinico, l'età del sintema è attribuita al Pleistocene iniziale da BAGGIONI *et alii* (1981) o al primo interglaciale pliocenico che corrisponde al Tigliano del nord-Europa e alla zona PIV-PI del Mediterraneo nordoccidentale da SUC (1982), BRENAC (1984) e SUC & BRENAC in LIPPMANN-PROVANSAL



Fig. 40 - Faglie dirette coniugate antiappenniniche ($N45^{\circ}E$) che dislocano i depositi lacustri del Pliocene superiore (sintema di Licusati, **LIC_e**) con rigetti dell'ordine di 20-30 cm. Località: Camerota.

(1987). Secondo RUSSO ERMOLLI (1999), ancora sulla base di analisi polliniche, i depositi registrano una transizione interglaciale-glaciale.

I depositi del sintema sono ascritti al Pliocene superiore da ASCIONE & ROMANO (1999) e CAIAZZO *et alii* (2006) in quanto successivi all'instaurarsi dei cicli climatici glaciali nel Pliocene superiore (intorno a 2.6 Ma; LISIEKI & RAYMO, 2005) e limitati superiormente da sedimenti marini del Santerniano iniziale (sintema di Camerota, AET) (Fig. 6). Il sintema include depositi lacustri (**LIC_e**) ed eteropici depositi di piccoli conoidi alluvionali, passanti lateralmente a brecce di versante (**LIC_{a3}**) (Fig. 6).

LIC_e

Le litofacies lacustri sono costituite, dal basso, da argille e limi grigio-azzurri, passanti verso l'alto a sabbie e limi giallastri e a siltiti e marne biancastri (Fig. 41); vi si possono ritrovare clasti ghiaiosi dati da ciottoletti subarrotondati di natura carbonatica e silicea. Dati di sondaggi (BORELLI *et alii*, 1992) segnalano la presenza, alla base della successione, di brecce di versante. Ai depositi sabbiosi e marnoso-argillosi, che sia in affioramento che in sondaggio (BORELLI *et alii*, 1992) si pos-



Fig. 41 - Dettaglio delle siltiti e dei limi lacustri laminati e sottilmente stratificati del bacino di Licusati affioranti in località S. Vito (Camerota) (sintema di Licusati, Pliocene superiore; litofacies **LIC_e**). Si noti la stratificazione incrociata a basso angolo e la presenza di jointing spaziato subverticale.

sono presentare varvati, si intercalano frequenti livelli piroclastici e sottili livelli carboniosi con presenza di frustoli vegetali. Analisi su piroclastiti rimaneggiate di alcuni livelli tuftici ne hanno suggerito l'appartenenza alla serie calcalalina (D'ELIA *et alii*, 1987).

Nell'area di Licusati questi depositi sono presenti in piccoli affioramenti generalmente non cartografabili; sempre in aree molto localizzate si riconoscono come subaffioranti. Discrete esposizioni si osservano localmente nelle incisioni del Vallone delle Fornaci e dei suoi affluenti oltre che presso S. Vito (Camerota). In affioramento, lo spessore non è inferiore a 15 m (incisioni presso il Vallone delle Fornaci); è valutato in carota alcune decine di metri (40-50 m, BORELLI *et alii*, 1992). La litofacies passa lateralmente a **LIC_{a3}**.

Da dati di letteratura, il contenuto fossilifero risulta costituito da ostracodi, oogoni di caratee e molluschi di ambiente lacustre (SGROSSO & CIAMPO, 1967; BORELLI *et alii*, 1992), da pollini e impronte di foglie (BAGGIONI, 1978; BAGGIONI *et alii*, 1981; BRENA, 1983, 1984; ASCIONE, 1997; RUSSO ERMOLLI, 1999; BERTINI, 2003).

LIC_{a3}

I depositi di questa unità affiorano presso Camerota in corrispondenza del margine meridionale del bacino di Licusati e sono costituiti da brecce carbonatiche stratoidi eterometriche con matrice calcarenitica, interpretabili come il prodotto della recessione del versante che bordava a sud il bacino lacustre. Lo spessore e le precise caratteristiche di facies dell'unità sono poco definibili a causa delle cattive condizioni di affioramento.

6.1.3. - *sintema di Camerota (AET)*

L'unità comprende depositi marini e transizionali con tessitura variabile da pelitica a ghiaiosa, da fine a grossolana fino a contenere blocchi, affioranti nel settore centro-meridionale del massiccio del Bulgheria, fortemente disarticolati da faglie e sollevati a quote comprese tra 250 e 420 m. s.l.m. (Figg. 35-38).

I sedimenti del sintema, corrispondenti all'informale "formazione di S. Vito" di ASCIONE & ROMANO (1999), sono costituiti in prevalenza da sabbie con intercalazioni di ghiaie subarrotondate e con resti di macrofossili di ambiente infra-circalittorale (**AET_g**), evolventi verso l'alto a puddinghe a clasti poligenici (sono rappresentate rocce carbonatiche, selci, arenarie immature), anche molto potenti, di ambiente di spiaggia (**AET_{g2}**). I depositi possono presentarsi fortemente rubefatti. Alla base del sintema, sebbene molto di rado in affioramento e in corrispondenza di alcuni scavi per fondazioni presso S. Vito, alla quota di 275 m s.l.m., sono presenti argille che si ritrovano in appoggio sulle marne lacustri di **LIC_e**. BORELLI *et alii* (1992) individuano l'appoggio dei depositi marini su quelli lacustri in due sondaggi ubicati

all'interno del bacino di Licusati; gli Autori segnalano, alla base della successione marina, la presenza di facies indicative di un ambiente caratterizzato da acque salmastre, evolvente verso l'alto a depositi più francamente marini.

I depositi del sintema, e gli associati terrazzi, sono disarticolati e sospesi da faglie con direzione circa meridiana ed E-O; a queste ultime si associano i rigetti maggiori, localmente di entità ettometrica (CAIAZZO *et alii*, 2006).

L'unità, trasgressiva su **LIC** e sui carbonati mesozoici della successione del M. Bulgheria, ricopre piattaforme di abrasione e paleofalesie strutturali (scarpate di faglia) a luoghi marcate da fori di litofagi. La superficie limite superiore, dove non sepolta da depositi detritici e/o colluviali, coincide con la superficie dei terrazzi, rimodellata dall'erosione, con fianchi vallivi e, a luoghi, con piani tettonici rimodellati dall'erosione in ambiente subaereo (scarpate di faglia) e/o costiero (paleofalesie).

I depositi del sintema, già attribuiti da BORELLI *et alii* (1992) alla trasgressione emiliana (testimoniata nel Foglio Sapri dai depositi riferiti a **LNT**), vengono ascritti su basi biostratigrafiche e morfostratigrafiche ad un evento trasgressivo più antico e correlati ai terrazzi di abrasione, quale quelli de Il Piano, Capocanto e Serracchio Vascelli, che tagliano i carbonati nel settore meridionale del M. Bulgheria a quote poste tra circa 420 m e 350 m (ASCIONE, 1997; ASCIONE *et alii*, 1997; ASCIONE & ROMANO, 1999; CAIAZZO *et alii*, 2006). Più in particolare, l'età del sintema di Camerota è attribuita al Santerniano sulla base di dati di letteratura (ASCIONE, 1997; CAIAZZO *et alii*, 2006); nel dettaglio, la concomitante presenza (tra i foraminiferi bentonici) di *Bulimina elegans marginata* FORNASINI (DI DONATO, in ASCIONE, 1997), che approssima il limite Plio-Pleistocene (PASINI & COLALONGO, 1994), e (tra i nannofossili) di *Calcidiscus macintyre* (BUKRY & BRAMLETTE) LOEBLICH & TAPPAN (AMORE, in ASCIONE, 1997), la cui scomparsa è datata 1.619 Ma (DE KAE-NEL *et alii*, 1999), permette di attribuire i depositi di **AET** all'intervallo compreso tra 1.81 e 1.619 Ma (Pleistocene inferiore *p.p.*, Santerniano *p.p.*) (Fig. 6).

AET_g

Deposito costituito da sabbie siltose giallastre con lenti debolmente cementate, talora calcareniti, con intercalazioni di sabbie e puddinghe con frammenti di gusci di molluschi (Fig. 42); a luoghi, alla base sono presenti argille grigio-brune e verdastre con microfossili (ostracodi, foraminiferi e nannoplankton). La litofacies, di ambiente marino da costiero a infralittorale, passa lateralmente e verso l'alto a **AET_{g2}**. L'associazione a foraminiferi bentonici delle argille e delle sabbie affioranti (**AET_g**), caratterizzata da *Fursenkoina acuta* (D'ORBIGNY), *Elphidium* spp., *Bulimina marginata* D'ORBIGNY (DI DONATO, in ASCIONE, 1997), permette di riferire i depositi ad un ambiente compreso tra la zona infra e circolittorale; la relativa abbondanza di specie epifite, tra le quali *Rosalina* spp., *Cibicides lobatulus* (WALKER & JACOB) e *Planorbulina mediterraneensis* D'ORBIGNY, è indicativa della presenza di vegetazione al fondo.



Fig. 42 - Sabbie fossilifere passanti verso l'alto a puddinghe, intensamente rubefatte, in facies infralittorale del Pleistocene inferiore (Santerniano, sistema di Camerota, AET_g). Località: S. Rosalia (Camerota).

AET_{g2}

Deposito costituito da puddinghe eterometriche, a luoghi ghiaie, con clasti da centimetrici a decimetrici di natura poligenica, ma prevalentemente carbonatici, talora silicei o arenacei e con matrice sabbiosa in genere scarsa (Fig. 43). La litofacies è riferibile ad ambienti costieri, con facies di spiaggia e, a luoghi, deltizie; a luoghi è associata a terrazzi di abrasione marina. Lo spessore della litofacies è variabile fino ad un massimo di 60-70 m. Alcuni affioramenti discretamente conservati sono quelli dell'area di San Vito, presso Camerota, e del vicino terrazzo di Buico, dove si può ricostruire una successione passante da lenti decimetriche di argille a decine di metri di sabbie, talora con lenti debolmente cementate, con intercalazioni di ghiaie e calcareniti. Le sabbie passano verso l'alto a diverse decine di metri di puddinghe stratoidi (Fig. 44). In corrispondenza dei terrazzi più alti (Buico e Il Piano) sono direttamente i termini più alti, conglomeratici, a costituire la base della successione. Il considerevole spessore di AET_{g2} è considerato da ASCIONE (1997) come il risultato di una subsidenza dell'intera area probabilmente accompagnata da un innalzamento eustatico. Sono da segnalare, anche perché non



Fig. 43 - *Puddinghe marine poligeniche ed eterometriche in facies di spiaggia del Pleistocene inferiore (Santerniano, sintema di Camerota, AET_{g2}). E' evidente in alcuni livelli l'embriciatura dei clasti. Località: S. Rosalia (Camerota).*

descritti in letteratura, piccoli affioramenti di puddinghe poligeniche che mantellano i versanti a nordest di Licusati (non rappresentati in carta), e che possono essere correlati alle puddinghe di San Vito comprendendo clasti terrigeni.

6.1.4. - *sintema del Fiume Faraone (TFN)*

L'unità è costituita da conglomerati e ghiaie massivi, spesso con grandi blocchi in una matrice sabbioso-ghiaiosa generalmente subordinata; i clasti, ben arrotondati, sono prevalentemente caratterizzati da litologia arenaceo-conglomeratica. La litologia e la tessitura dei clasti indicano un'alimentazione dalle successioni apicali del gruppo del Cilento (MAU₂) e da SRO, oltre che da ROF.

I sedimenti, riferibili a diverse fasi deposizionali, si rinvengono in appoggio su una superficie erosionale sviluppata su diverse unità pre-quadernarie ed affiorano fortemente dissecati e sospesi sui livelli di base locali, spesso a costituire crinali; nei casi di migliore esposizione è possibile evidenziare il fenomeno di inversione del rilievo. La superficie-limite superiore, sempre erosionale, è marcata a luoghi da

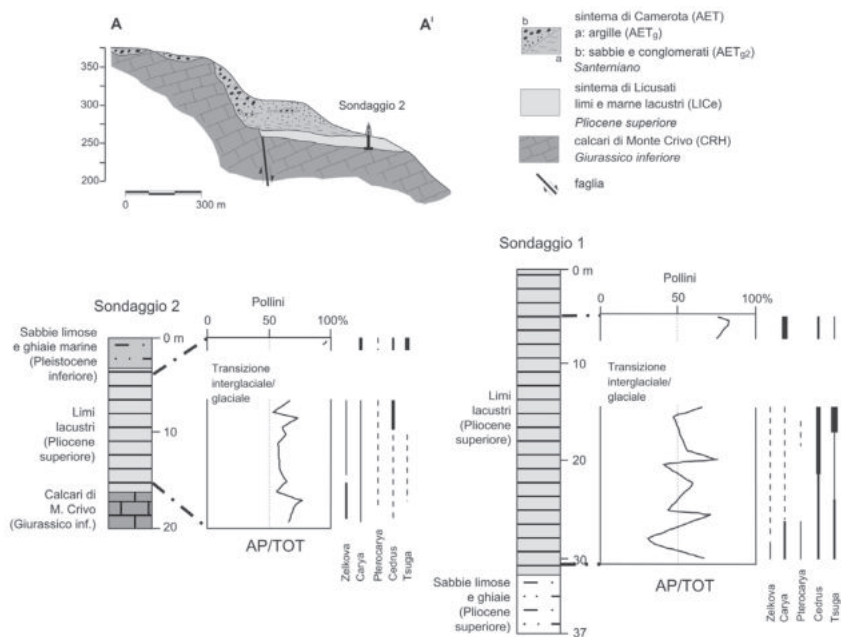


Fig. 44 - Sezione geologica attraverso i terrazzi di Buico (375 m) e San Vito (310 m) (Camerota) con indicazione delle relazioni stratigrafiche esistenti tra il substrato carbonatico fagliato e i sintemi del Pliocene superiore (**LIC**) e del Pleistocene inferiore (Santerniano) (**AET**) (modificato da ASCIONE & ROMANO, 1999). Nei sondaggi 2 (vedi sezione A-A') e 1 (bacino di Licusati) sono mostrati i log biostratigrafici delle associazioni polliniche e le fasi climatiche relative (RUSSO ERMOLLI, in ASCIONE, 1997).

intensa alterazione. Tali depositi derivano dalla rielaborazione di **ROF**, principalmente per trasporto e risedimentazione di questi ultimi ad opera di acque incanalate ed allontanamento della matrice in ambiente fluvio-torrentizio.

L'unità affiora in aree contigue a quelle della sottostante unità **ROF** a sottolinarne la relazione stratigrafica e genetica. Più in particolare, gli affioramenti più cospicui sono ad ovest e nord-est di Torre Orsaia e ai piedi del versante meridionale di M. Centaurino, tra Montano Antilia e Caselle in Pittari.

Riguardo all'età, i seguenti elementi inducono ad ascrivere **TFN** al Pleistocene inferiore (Santerniano *p.p.*) (Fig. 6): *i*- la sovrapposizione stratigrafica sul sintema di Rofrano; *ii*- l'incastro morfologico dei depositi del Pleistocene medio; *iii*- lo sganciamento rispetto alle attuali linee di drenaggio; *iv*- l'affiorare a quote relativamente elevate rispetto ai livelli di base locali. **TFN** presenta analogie litologiche e stratigrafiche con il sintema della Valle del Lambro del Foglio 519 Capo Palinuro (SGI-ISPRA, in stampa).

6.1.5. - *sintema di Lentiscosa (LNT)*

Include depositi con tessitura variabile da pelitica a ghiaiosa, anche grossolana, di ambiente costiero e di mare basso, riferibili ad un evento trasgressivo principale che ha interessato durante l'Emiliano il settore meridionale del M. Bulgheria (Figg. 35-38). In esso sono state incluse successioni variabili da luogo a luogo che, da dati di letteratura, vengono inquadrare in uno stadio dell'evoluzione dell'area successivo alla dislocazione dei depositi e dei terrazzi santerniani e, al contempo, anteriore al modellamento della gradinata di terrazzi del Pleistocene medio-superiore. In particolare, le successioni riferite a **LNT** poggiano su scarpate strutturali (paleofalesie) prevalentemente orientate NE-SO (Fig. 45) e circa E-O, riconducibili all'evento tettonico che aveva interessato i terrazzi santerniani (ASCIONE & ROMANO, 1999; CAIAZZO *et alii*, 2006). Ciò è testimoniato, intorno a Lentiscosa (loc. Trinta), dall'appoggio dei depositi trasgressivi di **LNT** su piattaforme di abrasione connotate dalla presenza di fori di litodomi, che tagliano brecce di versante (non cartografabili); tali brecce rappresentano il prodotto della recessione delle scarpate di faglia che bordano il terrazzo santerniano de Il Piano (**AET**) (ASCIONE & ROMANO, 1999; CAIAZZO *et alii*, 2006). Le successioni di **LNT** e gli associati terrazzi presentano dislocazioni di entità ettometrica legate a faglie orientate prevalentemente NE-SO e, subordinatamente, E-O. Tali dislocazioni sono suturate dalla gradinata di terrazzi marini le cui tracce si rinvencono fino alla quota di circa 100 m lungo la fascia costiera del M. Bulgheria e che sono ascritti al Pleistocene medio-superiore (ASCIONE *et alii*, 1997; Ascione & Romano, 1999; cfr. sintema del Golfo di Policastro, **SHC**). Dati geologico-strutturali (ASCIONE *et alii*, 1997; CAIAZZO *et alii*, 2006) indicano che le dislocazioni che interessano **LNT** sono riconducibili ad un evento di fagliazione guidato da un campo di *stress* con direzione di estensione NO-SE, cui è attribuita anche l'individuazione della scarpata tettonica che delimita il promontorio del M. Bulgheria verso SE e, quindi, l'inizio della perimetrazione del margine settentrionale del Golfo di Policastro (Figg. 3, 37).

La distinzione in subsintemi è stata operata conservando quella esistente in letteratura tra le unità litostratigrafiche definite, salvo qualche accorpamento. In particolare, in virtù dei vincoli di età esistenti e della complessiva confrontabilità della natura e dell'assetto dei depositi, il subsintema di S. Rosalia (**LNT₂**) include l'unità di S. Rosalia di ASCIONE (1997) e sovrasta il subsintema di Cala Bianca (**LNT₁**) che accorpa quelle note come successioni o formazioni di Lentiscosa, Cala Bianca e Torre dell'Isola (ASCIONE *et alii*, 1997; ASCIONE & ROMANO, 1999). I depositi inclusi in **LNT₁** presentano, come carattere comune, una litologia quasi esclusivamente carbonatica e silico-carbonatica dei clasti delle ghiaie e delle sabbie grossolane, che testimonia la loro derivazione dai terreni della successione del M. Bulgheria. Al contempo, mentre i depositi della formazione di Torre dell'Isola sono interamente costituiti da depositi grossolani (**LNT_{1g2}**), quelli delle



Fig. 45 - *Faglia diretta antiappenninica (N40°E) che mette a contatto i calcari di piattaforma del Giurassico inferiore (CRH) con puddinghe e areniti marine in facies di spiaggia del Pleistocene inferiore (Emiliano) del subsistema di Cala Bianca (LNT_{1g2}) (sintema di Lentiscosa). Località: Torre dell'Isola (Marina di Camerota).*

formazioni di Lentiscosa e Cala Bianca includono anche termini tessituralmente fini (LNT_{1g}).

I depositi costituenti il subsistema LNT₂ si rinvencono nell'area intorno a Lentiscosa in appoggio su diversi termini di LNT₁. La spiccata poligenicità delle ghiaie del subsistema LNT₂ suggerisce mutate condizioni negli apporti alla costa rispetto a quanto registrato in precedenza. Infatti, mentre la litologia della frazione clastica dei depositi di LNT₁ indica un'alimentazione da falesie e brevi corsi torrentizi intaglianti la successione carbonatica, quella dei depositi di LNT₂ suggerisce l'individuazione di una rete drenante più estesa ed articolata (ASCIONE, 1997). Questi depositi, dei quali non si hanno ulteriori testimonianze nell'area, sono riferibili ad una pulsazione trasgressiva legata a cause eustatiche e/o tettoniche; la scelta di assegnare il rango di subsistema ai depositi di questa unità è motivata dal fatto che la loro posizione morfostratigrafica permette di assegnarli alla stessa fase morfoevolutiva nella quale si inquadrano le altre unità del sintema.

Il sintema è trasgressivo su terreni di età mesozoica della successione del M. Bulgheria e, a luoghi, su detriti di falda non rappresentati nel Foglio per motivi di scala. Lungo la fascia costiera, la superficie inferiore è frequentemente sommersa;

dove affiorante, l'appoggio sulle unità mesozoiche avviene di frequente lungo paleofalesie o piani tettonici con direzione NE-SO.

La superficie superiore coincide con forme modellate in ambiente continentale, quali scarpate di terrazzi, scarpate di faglia e fianchi vallivi, e in ambiente costiero, quali piattaforme di abrasione, solchi bioerosivi e falesie/paleofalesie, in alcuni casi di origine tettonica. A luoghi, la superficie è sepolta da depositi marini e continentali (**SHC**, **PUR**, **b₂**, **b₇**, **g₂**, **b**); dove coincidente con la superficie topografica, essa è talora marcata da profondi fronti di alterazione, con paleosuoli plintitici rosso-arancio con screziature grigiastre.

Riguardo all'età, dati di letteratura permettono di attribuire all'Emiliano i depositi di **LNT₁** (Fig. 6). In particolare, la presenza di *Hyalinea baltica* SCHROETER, che marca l'inizio dell'Emiliano nell'area mediterranea (PASINI & COLALONGO, 1994), è segnalata sia nei depositi della successione di Cala Bianca (CIAMPO, 1977) sia nei depositi della successione di Lentiscosa (LIPPMAN-PROVANSAL, 1987). Inoltre, dall'analisi dei depositi affioranti a Cala Bianca, CIAMPO (1977) precisa che *Hyalinea baltica* presenta forme di piccole dimensioni caratteristiche della sua prima comparsa. Le due successioni sono inoltre connotate dalla presenza di *Hemicytherura truncata* CIAMPO e *Mutulus laticancellatus* NEVIANI (CIAMPO, 1977; BORELLI *et alii*, 1992), ostracodi limitati all'Emiliano (CIAMPO, 1977; BONADUCE *et alii*, 1987). Riguardo al tetto, per il quale mancano vincoli biostratigrafici, l'età è tentativamente attribuita al Siciliano, non potendosi escludere che i depositi di **LNT₂** si spingano fino a tale piano.

6.1.5.1. - subsintema di Cala Bianca (**LNT₁**)

Include depositi marini affioranti nei pressi e a sud di Lentiscosa. L'unità affiora dal livello del mare (Fig. 46) fino a circa 280 m di quota e risulta dislocata da una fitta rete di faglie (non rappresentata completamente in carta per motivi di scala) prevalentemente con orientazione NE-SO (Fig. 35). Le buone esposizioni lungo la costa, tra Cala d'Arconte e la baia di Lentiscella, mostrano che tali faglie causano il frequente affiancamento dei depositi di **LNT₁** alle rocce carbonatiche del substrato (Fig. 47), nonché locali basculamenti della successione.

Nei dintorni di Lentiscosa, le successioni, variabili da luogo a luogo in rapporto all'altezza della troncatura erosiva e alla diversità dei contesti paleomorfologici, affiorano tra 190 e 280 m circa e si associano a terrazzi con grado di rimodellamento variabile. In genere, sono costituiti alla base da una puddinga grossolana a grossi blocchi (cfr. **LNT_{1g2}**). La migliore esposizione è quella del terrazzo di Trinta (ovest di Lentiscosa), dove la base si rinviene intorno a 200 m di quota. Qui la successione trasgressiva, che esordisce con termini grossolani, presenta una chiara sequenza *fining upward*, con una graduale evoluzione verso termini pelitici.



Fig. 46 - Solco di battente (+1 m), parzialmente coperto dalle sabbie attuali, nei conglomerati marini del Pleistocene inferiore in facies di spiaggia (subsintema di Cala Bianca, litofacies LNT_{1g2} ; sintema di Lentiscosa). La scarpata è intagliata in conglomerati massivi che verso l'alto mostrano una distinta stratificazione. Località: Cala d'Arconte (Marina di Camerota).



Fig. 47 - Passaggio inconforme tra i calcari di piattaforma del Giurassico inferiore (calcari di Monte Crivo, **CRH**) e la sovrastante successione di sabbie e conglomerati marini in facies di spiaggia del Pleistocene inferiore (Emiliano, subsintema di Cala Bianca, LNT_{1g2} ; sintema di Lentiscosa). La successione è interessata da faglie dirette antitetiche che ribassano il settore centrale con rigetti, in questo caso, decimetrici. Località: Cala d'Arconte (Marina di Camerota).

La successione associata al terrazzo di S. Antonio (a sud di Lentiscosa) permette anche di osservare il passaggio laterale da termini più grossolani, ovvero calcareniti e brecciole, a pelitici; questi ultimi, verso nord, si rinvencono in appoggio laterale sui calcari lungo una superficie interpretabile come un piano di faglia.

A Cala Bianca, la successione (la cui base è sommersa) espone solo depositi tessituralmente fini; tali depositi si rinvencono anche, sollevati da una o più faglie con orientazione NE-SO, in appoggio sui carbonati del bordo est della baia dalla quota di 75 m fino a circa 100 m, dove sono tagliati da uno dei terrazzi mediopleistocenici.

La superficie inferiore coincide con quella del sintema che lo include; la superficie superiore è in massima parte coincidente con quella del sintema che lo include, salvo che nei dintorni di Lentiscosa, dove è a luoghi sepolta da **LNT₂**.

Nella macrofauna dei depositi di **LNT₁**, sono segnalate varie forme di bivalvi e gasteropodi (MIRIGLIANO, 1949; D'ALESSANDRO, 1972; BREBION in LIPPMANN-PROVANSAL, 1987), anche rimaneggiate. Tra i microfossili sono presenti foraminiferi e ostracodi (SGROSSO & CIAMPO, 1967; CIAMPO, 1977; LIPPMANN-PROVANSAL, 1987; BORELLI *et alii*, 1992) e microflora polliniche (LIPPMANN-PROVANSAL, 1987); lo studio dei depositi affioranti a Cala Bianca ha consentito l'istituzione di alcune nuove specie di ostracodi (CIAMPO, 1977).

L'età del subsintema è assegnata all'Emiliano *p.p.* da dati di letteratura (cfr. **LNT**) (Fig. 6).

LNT_{1g2}

Include depositi di mare basso, costituiti alla base da una puddinga a grossi clasti, fino a blocchi, con fori di litodomi, passante verso l'alto a puddinghe con matrice calcarenitica, in alcuni casi stratoidi o stratificati in strati spessi. Tali puddinghe, costituite da clasti da decimetrici a centimetrici, presentano a luoghi isolati clasti spigolosi e strati e livelli di calcareniti. A ovest e a sud di Lentiscosa la puddinga basale passa verso l'alto a una puddinga a clasti di dimensioni centimetriche e, quindi, a calcareniti. Le calcareniti presentano stratificazioni incrociate, livelli di puddinghe a clasti millimetrico-centimetrici e frammenti di macrofossili (briozoi, balanidi ed alghe incrostanti). A questi depositi, riferibili ad ambiente di spiaggia, si intercalano a luoghi (fascia costiera del M. Bulgheria, intorno a Torre dell'Isola e Cala d'Arconte) accumuli gravitativi, costituiti da breccie, con presenza di blocchi di dimensioni metriche, riferibili a crolli da falesie attive. Nella zona nord-occidentale di Cala d'Arconte, i depositi descritti passano lateralmente ad un deposito stratificato di *fan delta* (non cartografato per ragioni di scala) costituito da alternanze di conglomerati, costituiti da clasti debolmente smussati, e puddinghe con clasti centimetrici ben classati, cui si intercalano livelli calcarenitici.

A eccezione di rarissimi livelli di ghiaie e puddinghe con clasti poligenici, i depositi di **LNT₁** sono costituiti da clasti di natura carbonatica, derivanti nella quasi

totalità dalla formazione **CRH**. Tra gli affioramenti ben esposti, soprattutto per la porzione basale e inferiore del subsintema, si segnalano quelli in corrispondenza della località detta Cave di Rena (presso Torre di Teano).

La litofacies **LNT_{1g2}** passa lateralmente e verso l'alto a **LNT_{1g}** e risulta sepolta localmente da unità continentali e/o marine di età compresa tra il Pleistocene medio e l'Olocene (**SHC**, **b₇**, **g**, **g₂**).

LNT_{1g}

Deposito marino costituito da limi, sabbie limose e sabbie giallastre con foraminiferi e ostracodi e, a luoghi, argille. Nei dintorni di Lentiscosa, la litofacies è costituita da sabbie giallastre, sabbie e limi biancastri e giallastri. Sul terrazzo di Trinta (a ovest di Lentiscosa) i depositi sabbioso-limosi, con spessore da 25 a 30 m, sono talora caratterizzati da stratificazione incrociata e laminazioni ondulate, con tracce di bioturbazione e intercalazioni sottili di ciottoli carbonatici ben arrotondati riferibili ad ambiente di barra costiera.

A Cala Bianca sono presenti alla base argille marnose marine di colore grigio-brunastro-verdognolo (in genere subaffioranti al di sotto della coltre colluviale), che passano in alto a sabbie, talora ricche di macrofossili, con livelli di piroclastiti, cui seguono limi sabbiosi giallastri potenti oltre 20 m. Dati di letteratura basati sul significato paleoecologico delle associazioni fossili (CIAMPO, 1977) indicano che l'ambiente varia da infralittorale a circalittorale.

6.1.5.2. - subsintema di Santa Rosalia (**LNT₂**)

Include depositi costituiti da ghiaie e puddinghe con matrice sabbiosa, cui si intercalano livelli di sabbie rossastre e giallastre e limi giallastri, con spessore variabile, riferibili ad ambiente costiero da litorale a transizionale. La litologia poligenica dei clasti delle ghiaie costituisce un carattere distintivo di questi depositi. Il subsintema corrisponde alla formazione di Santa Rosalia di ASCIONE (1997).

Trasgressivo sui depositi di **LNT₁**, il subsintema affiora nella zona di Lentiscosa. La superficie superiore, coincidente con quella del sintema **LNT**, è a luoghi marcata da suoli plintitici. L'età, non vincolata biostratigraficamente, ma riferibile all'Emiliano per posizione stratigrafica, potrebbe raggiungere il Siciliano (Fig. 6).

6.1.6. - sintema del Golfo di Policastro (**SHC**)

Include i depositi marini costieri riferibili alle fasi di risalita e di alto stazionamento del livello marino del Pleistocene medio e depositi alluvionali ad essi eteropici (Fig. 37). È costituito da depositi ghiaioso-sabbiosi, frequentemente rubefatti,

di ambiente fluviale e litorale, puddinghe e areniti di ambiente litorale e, a luoghi, sabbie eoliche. I clasti delle ghiaie e delle puddinghe sono di natura poligenica. I depositi di ambiente fluviale sono più diffusi nell'area a N-NO di Sapri. Nel settore SO del Foglio, l'unità è rappresentata da placche di puddinghe e areniti marine in appoggio sui carbonati fino a circa 90 m di quota, e da successioni marine terrazzate, talora ricoperte da sabbie eoliche, fino a quote intorno a 65 m.

La superficie inferiore, erosionale e modellata su diverse unità pre-quaternarie e su **LNT**, coincide con piattaforme di abrasione, paleofalesie e fianchi vallivi. La superficie superiore, erosionale, è rappresentata da falesie/paleofalesie e forme di erosione lineare e, a luoghi, da piattaforme di abrasione e solchi bioerosivi tirreniani; coincide a luoghi con la superficie topografica, risultando talora sepolta da **b_n**, **g**, **b₇** o da **PUR**.

I depositi marini affioranti nella fascia meridionale del M. Bulgheria e i terrazzi associati vengono riferiti a fluttuazioni e stazionamenti relativi del livello del mare legati a glacioeustatismo e al concomitante sollevamento del promontorio, testimoniato dalla distribuzione a gradinata dei terrazzi (ASCIONE *et alii*, 1997 e ASCIONE & ROMANO, 1999); i più alti tra questi ultimi, rappresentati da sole piattaforme di abrasione, raggiungono quote intorno a 100 m s.l.m. (Figg. 35, 38). Di origine marina sono anche alcune delle superfici terrazzate che rimodellano i depositi fluviali del sintema affioranti intorno a Sapri.

L'attribuzione cronologica, da dati di letteratura, è basata sui rapporti morfostratigrafici con i depositi emiliani del sintema di Lentiscosa (**LNT**) e con le forme ed i depositi tirreniani (cfr. **PUR**), rispettivamente. In particolare, i terrazzi e i depositi marini dell'unità, affioranti nella fascia meridionale del M. Bulgheria sono attribuiti, da ASCIONE *et alii* (1997) e ASCIONE & ROMANO (1999), al Pleistocene medio in quanto successivi alla disarticolazione dei depositi di età emiliana (cfr. **LNT**). Ciò è suggerito dai seguenti elementi: *i*- i terrazzi e i depositi rispettivamente rimodellano e ricoprono, a luoghi in discordanza angolare, diversi termini delle successioni qui riferite al sintema di Lentiscosa (**LNT**); *ii*- placche di depositi mantellano paleofalesie strutturali impostate lungo faglie che avevano disarticolato i depositi di **LNT**, nonché forme vallive che dissecano le stesse paleofalesie; *iii*- i terrazzi, sebbene reincisi, presentano una sostanziale continuità laterale.

Vincoli utili all'inquadramento cronologico per i diversi terrazzi e depositi del sintema del Golfo di Policastro sono rappresentati dall'età >140 ka (da misure di termoluminescenza) delle sabbie eoliche che costituiscono il *top* del terrazzo marino a 50 m di quota ad ovest di Marina di Camerota (ASCIONE & ROMANO, 1999) e dai rapporti con depositi colluviali (cfr. **b₇**). In particolare, i terrazzi marini presenti nella fascia meridionale del M. Bulgheria a quote comprese tra 10 e 12 m sono riferiti al tardo Pleistocene medio per la presenza, segnalata in letteratura, di industrie del Paleolitico inferiore nei sovrastanti depositi colluviali (ESPOSITO *et alii*, 2003a). Al tardo Pleistocene medio vengono attribuiti da GAMBASSINI & RON-

CHITELLI (1998) anche depositi marini costituiti da puddinghe grossolane a matrice arenacea, con presenza di *Cladocora* e spondili, affioranti in alcune grotte costiere situate tra Marina di Camerota e Scario (grotte della Cala, del Poggio, S. Caterina, Infreschi, Grotta Grande, Grotta del Molare); in alcuni siti le puddinghe sono ricoperte da depositi detritici continentali con resti di macro e micromammiferi e presenza di industrie del Paleolitico medio (Premusteriano).

La parte alta del sintema del Golfo di Policastro è correlabile alla parte bassa del sintema del Fiume Bussento (USN), i cui depositi affiorano a monte del sistema carsico ipogeo del F. Bussento. Depositati correlabili a quelli del sintema affiorano nel contiguo Foglio 519 Capo Palinuro (ISPRA, in stampa).

Si distinguono una litofacies conglomeratico-arenitica (SHC_{g2}) di ambiente litorale, una litofacies sabbioso-limoso-ghiaiosa (SHC_g) di ambiente costiero e una litofacies ghiaioso-sabbiosa (SHC_b) di ambiente fluviale.

Età: Pleistocene medio *p.p.*

SHC_b

Deposito costituito da puddinghe e ghiaie a clasti di natura poligenica poco arrotondati, con matrice sabbiosa e con intercalazioni di livelli sabbiosi. A luoghi, sono presenti depositi costituiti da clasti grossolani arrotondati e spigolosi includenti anche blocchi di dimensioni metriche.

I depositi di questa litofacies, ascrivibile ad ambienti alluvionali, sono ben rappresentati nella zona intorno a Sapri dove sono coperti, al di sopra di un orizzonte rubefatto pedogenizzato, da depositi marini della stessa unità (SHC_{g2}). È ipotizzabile la loro prosecuzione nel sottosuolo della piana costiera di Sapri, dove TOCCACELI (1995) segnala il substrato prequaternario a profondità variabili tra 8-10 m e 20-25 m. Nelle strette incisioni torrentizie che dissecano il promontorio del M. Bulgheria, i depositi riferibili a questa unità sono molto rari; l'affioramento più esteso (comunque non rappresentabile cartograficamente per motivi di scala) si rinviene sulla parete di uno dei valloni che, ad ovest dell'abitato di Marina di Camerota, dissecano il terrazzo marino a quota 50 m. Esso espone, a partire da 20 m di quota, una ghiaia grossolana con matrice sabbiosa rubefatta in appoggio su LNT_{1g2} , che risulta tagliata, alla quota di 40 m, da un terrazzo di abrasione marino. Nella litofacies sono stati accorpati livelli colluviali costituiti da depositi sabbiosi, ghiaiosi e paleosuoli con industrie acheulane.

SHC_{g2}

Deposito di ambiente litorale con tessitura, facies e spessori variabili. Esso è costituito, a luoghi, da placche di puddinghe ed areniti in appoggio su piattaforme di abrasione e paleofalesie oppure da alternanze di ghiaie e sabbie. In qualche caso (terrazzi situati a 50-55 m e a 30 m di quota nel settore SO del Foglio), il deposito è costituito da successioni di ghiaie, a luoghi cementate, passanti verso l'alto a sab-

bie; in appoggio sulle sabbie, si rinvencono talora depositi eolici non rappresentati nel Foglio per motivi di scala (per esempio, ad ovest di Marina di Camerota). I clasti delle ghiaie e delle puddinghe sono ovunque di natura poligenica e ben arrotondati, talora appiattiti. Frequentemente, le ghiaie e le sabbie si presentano rubefatte. Sono presenti frammenti di gasteropodi e lamellibranchi, a luoghi resti di *Cladocora*. Gli spessori variano da pochi decimetri a circa 15 m.

SHC_g

Deposito marino costituito da sabbie e limi con livelli di ghiaie. In loc. Timpone (SE di Sapri), il deposito copre depositi alluvionali dello stesso sintema e costituisce un terrazzo posto a 30-35 m di quota. La successione è costituita da areniti grigie passanti a limi sabbiosi, sabbie grigio-giallastre e, quindi, a sabbie grigie grossolane e a ghiaie minute a ciottoli arrotondati, coperte da argille sabbiose giallastre con resti di gasteropodi e lamellibranchi (tra cui *Pinna*). Analisi paleoambientali sulla microfauna (foraminiferi bentonici; BARRA, in GUARINO, 1985) segnalano la presenza di *Ammonia beccarii* (LINNAEO), *Cibicides lobatulus* (WALKER & JACOB) e *Rosalina obtusa* D'ORBIGNY, che indicano un ambiente infralittorale, con profondità intorno a -10 m.

6.1.7. - sintema del Fiume Bussento (USN)

L'unità include depositi alluvionali, fluviali e fluvio-lacustri affioranti nell'alto bacino del F. Bussento a monte del sistema carsico ipogeo del medio-Bussento (inghiottitoio La Rupe; Figg. 6, 48). I depositi del sintema affiorano estesamente nel contiguo Foglio 504 Sala Consilina (SGI-ISPRA, 2010) dove sono stati definiti due subsintemi: subsintema del Vallone Secco (USN₁) e subsintema di Sanza (USN₂); nel Foglio 520 Sapri affiora il solo subsintema USN₁. Riguardo all'età, la base del sintema viene ascritta alla parte alta del Pleistocene medio sulla base dei rapporti stratigrafici con il sintema di Buonabitacolo (cfr. Foglio 504 Sala Consilina); il tetto è ascrivibile all'Olocene.

6.1.7.1. - subsintema del Vallone Secco (USN₁)

Include i depositi fluvio-lacustri disposti in terrazzi (Fig. 49) affioranti nei pressi di Caselle in Pittari e connessi alla morfodinamica del sistema fluvio-lacustre a monte del sistema carsico ipogeo del medio-Bussento. La superficie-limite inferiore, erosionale e modellata su diverse unità pre-quaternarie, coincide con quella del sintema che lo include. La superficie-limite superiore è costituita da forme di accumulo (superfici di aggradazione palustre), solo a luoghi debolmente rimodel-

late dall'erosione con forme di tipo lineare e sospese di pochi metri sugli alvei; essa coincide in massima parte con la superficie topografica, risultando marcata da suoli di spessore metrico; solo raramente è coperta da **b₇**. Il subsistema del Vallone Secco ricopre un intervallo cronostratigrafico corrispondente al Pleistocene medio *p.p.* ed è parzialmente correlabile alla parte alta del sistema del Golfo di Policastro a indicare una netta separazione fisiografica dei rispettivi bacini deposizionali in corrispondenza della soglia posta tra Caselle in Pittari e M. Pannello e dal relativo sistema carsico ipogeo (Fig. 6). A valle di quest'ultimo e lungo il basso corso del F. Bussento affiorano le litofacies alluvionali del sistema del Golfo di Policastro. Nel subsistema del Vallone Secco sono state distinte le due litofacies **USN_{1e}** e **USN_{1b}**.

USN_{1e}

Alternanze di ghiaie grossolane con clasti prevalentemente carbonatici, sabbie arenacee e limi sabbiosi o argillosi con strutture varvate, nella parte superiore, di ambiente fluvio-lacustre (Fig. 50). Nella porzione superiore dell'unità sono presenti depositi prevalentemente ghiaiosi.



Fig. 48 - Occlusione recente (anno 1983) dell'inghiottitoio "La Rupe" (a destra) con conseguente formazione di un bacino lacustre temporaneo alimentato dal F. Bussento. Un contesto analogo ha controllato durante la parte alta del Pleistocene medio la deposizione dell'unità **USN_{1e}** (subsistema del Vallone Secco, sistema del Bussento). Località: Caselle in Pittari.

USN_{1b}

Ghiaie grossolane a clasti carbonatici provenienti dall'unità Alburno-Cervati-Pollino, quarzosi provenienti dalla formazione del Bifurto e arenacei dal gruppo del Cilento, talora con presenza di paleosuoli, a formare depositi fluviali disposti in terrazzi.

6.1.8. - sintema di Palinuro (PUR)

Include depositi che si rinvencono discontinuamente lungo la fascia costiera, associati a piattaforme generalmente di estensione metrica e solchi bioerosivi modellati lungo paleofalesie e pareti di grotte costiere, a quote variabili tra 2 e 16 m s.l.m. La tipologia dei depositi e le successioni variano da luogo a luogo essendo costituite da sabbie giallastre, talora mal stratificate e a luoghi cementate, da areniti grigiastre, talora stratificate, puddinghe a clasti centimetrici di natura poligenica e biocalcareni. Gli spessori non superano i 2 m. I depositi sono caratterizzati localmente dalla presenza di resti di bivalvi, gasteropodi, coralli e fori di litodomi e, a Cala Bianca e Cala degli Infreschi, da frammenti di *Cladocora caespitosa* LIN-



Fig. 49 - Terrazzo lacustre in forte smantellamento e arretramento per frana a SE dell'abitato di Caselle in Pittari. I depositi terrazzati sono costituiti da ghiaie grossolane prevalenti, a composizione per lo più carbonatica, e da sabbie incoerenti in strati medi e spessi (USN_{1e} subsintema del Vallone Secco, sintema del Bussento).



Fig. 50 - *Depositi fluvio-lacustri della parte superiore del Pleistocene medio costituiti da alternanze di limi, sabbie limose e limi argillosi, di colore variabile dal grigio al giallognolo e al marroncino (subsistema del Vallone Secco, sistema del Bussento, USN_{1e}). Località: Calanchi (poco a est del centro storico di Caselle in Pittari).*

NAEO. Tra gli affioramenti più estesi e potenti si segnalano quelli presenti tra Torre dell'Isola e Capo Grosso e quelli sul promontorio che borda verso ovest la baia di Sapri (taglio stradale in loc. Punta del Fortino). Nel primo caso, i depositi, segnalati e descritti in dettaglio da FILOCAMO (2000), si rinvencono in appoggio su una piattaforma di abrasione con ampiezza di circa 20 m situata alla quota di 5 m. Sono costituiti da puddinghe poligeniche a clasti da centimetrici a decimetrici in matrice arenitica giallastra, passanti verso l'alto a un deposito fossilifero ricristallizzato, con spessore di 1.5 m, costituito da frammenti di gasteropodi, lamellibranchi e coralli in matrice arenitica; le puddinghe passano in eteropia a litareniti grigie con spessore di circa 2 m affioranti in prossimità del bordo esterno della piattaforma di abrasione. I depositi di Sapri, descritti in dettaglio da BRANCACCIO *et alii* (1990), hanno spessore di circa 2 m e poggiano su una piattaforma di abrasione; essi formano un piccolo terrazzo tra 14 e 16 m s.l.m. e sono costituiti da calcareniti e

sabbie grossolane includenti livelletti di ciottoli fini e appiattiti, evolventi a una panchina calcarenitica riccamente fossilifera con resti di gasteropodi, bivalvi ed alghe incrostanti. Gli Autori segnalano che, verso mare, il terrazzo è sospeso su una paleofalesia che si raccorda ad un più recente terrazzo marino (a 5 m s.l.m.) che, da dati di sottosuolo, risulta essere costituito da sabbie e calcareniti fossilifere passanti in alto a sottili livelli argillosi di ambiente palustre.

Il sintema è trasgressivo su diverse unità pre-quadernarie, su **LNT_{1g2}** e su **SHC**. La superficie superiore, erosionale, coincide in genere con falesie e, raramente, con forme di erosione lineare; è a luoghi sepolta da depositi detritici e/o colluviali (**b₇**).

Riguardo all'età, dati di letteratura consentono di attribuire i depositi al Pleistocene superiore e, in particolare, ai diversi interstadiali del Tirreniano *s.l.* (OIS 5 di SHACKLETON & OPDIKE, 1973); da misure del rapporto di racemizzazione degli amminoacidi, vengono attribuiti all'Eutirreniano (sottostadio 5e) i depositi associati ad una piattaforma di abrasione situata a +4 m nel settore orientale della baia di Cala Bianca (RUSSO, 1997, da misure su resti di *Astraliium*) e i depositi affioranti a 15 m s.l.m. in loc. Punta del Fortino (Sapri) (BRANCACCIO *et alii*, 1990, da misure effettuate su gusci di *Glycimeris glycimeris* LINNAEO); il terrazzo posto a 5 m s.l.m. in loc. Punta del Fortino viene riferito a uno, ovvero a entrambi i picchi 5c e 5a. Altri dati derivano dalle grotte degli Infreschi e Riparo degli Infreschi dove depositi affioranti a +8.5 m e +6 m sono attribuiti rispettivamente ai sottostadi 5c e 5a sulla base di misure Th/U effettuate sugli speleotemi interposti tra i diversi depositi marini (ESPOSITO *et alii*, 2003a); nel sito Riparo degli Infreschi, la linea di riva del sottostadio 5e è rappresentata da lembi di piattaforme di abrasione posti intorno a quota 10 m (Prof. P. ROMANO, comunicazione personale; vedi anche FERRANTI *et alii*, 2006). GAMBASSINI & RONCHITELLI (1998) attribuiscono al Tirreniano *s.l.* una puddinga affiorante nei dintorni di Scario (loc. Masseta, Grotta Grande e Riparo del Molare) sulla base della presenza, nel sovrastante detrito continentale, di industrie litiche del Paleolitico medio (Musteriano, cultura che nell'area cilentana si inquadra tra 130 e 40 ka; GAMBASSINI & RONCHITELLI, 1998) oltre che di resti di macro e micromammiferi; gli Autori segnalano inoltre la presenza, nel detrito continentale del sito Grotta Grande, di esemplari di *Strombus bubonius* LAMARCK.

Nel sottosuolo della pianura costiera del F. Bussento è documentata la presenza di depositi marini anteriori al picco trasgressivo olocenico (cfr. **g**) e, pertanto, attribuiti al Tirreniano (CARRATÙ, 2006). Tali depositi sono costituiti da sedimenti argilloso-limosi grigio-azzurri, di ambiente lagunare, in rapporti di eteropia con depositi litorali costituiti da sabbie limose con intercalazioni di orizzonti ghiaiosi; ad ovest di Policastro Bussentino, il tetto dei depositi (dissecato e sepolto da depositi alluvionali olocenici, cfr. **b_n**), si rinviene a quote variabili che raggiungono un massimo, per i depositi lagunari, di circa 5 m s.l.m.

Lungo la costa del M. Bulgheria, le tracce delle linee di riva riferibili ai diversi interstadiali tirreniani (nei diversi siti sono segnalate fino a tre paleolinee), che

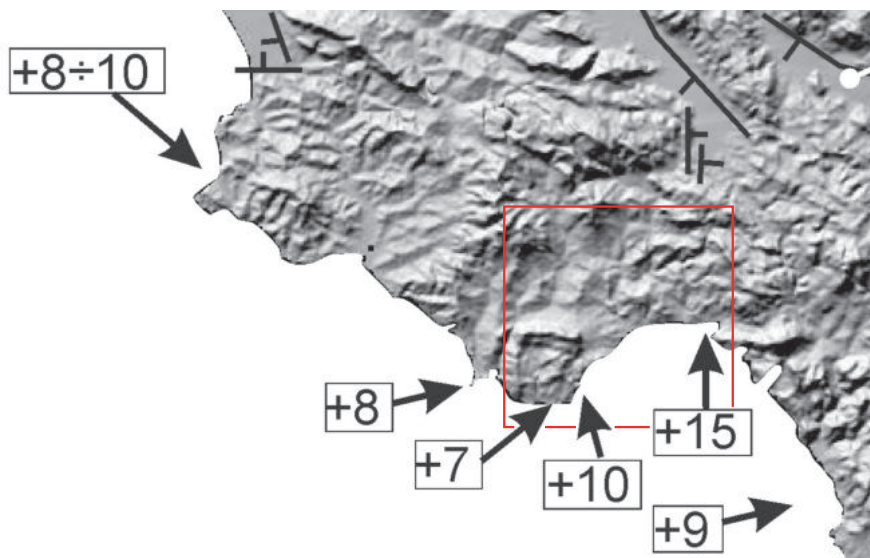


Fig. 51 - Elevazione in metri sul livello del mare attuale nell'area cilentana della linea di costa tirreniana (OIS 5) (da CINQUE *et alii*, 2000). Nel riquadro l'area del Foglio 520 Sapri.

complessivamente sono comprese tra 2 e 10 m s.l.m., si rinvencono a quote lievemente variabili (FILOCAMO, 2000; ESPOSITO *et alii*, 2003a). Il raffronto della loro distribuzione altimetrica con la quota di +5/6 m stimata per l'*highstand* 5e in aree stabili del Mediterraneo (ULZEGA & HEARTY, 1986; FERRANTI *et alii*, 2006) indica che il promontorio del M. Bulgheria e l'area di Sapri sono stati interessati da movimenti differenziali post-tirreniani di ordine metrico (BRANCACCIO *et alii*, 1990; FILOCAMO, 2000; ESPOSITO *et alii*, 2003a) (Fig. 51) con tassi di sollevamento medi variabili tra 0,01 e 0,07 mm/a negli ultimi 125.000 anni (FERRANTI *et alii*, 2006).

Età: Pleistocene superiore *p.p.* (Tirreniano *s.l.*)

6.2. - UNITÀ GIÀ FORMATE

6.2.1. - detriti di falda (**a_{3c}**)

Brecce costituite da detrito carbonatico grossolano e spigoloso con matrice limosa carbonatica biancastra, giallastra o a volte rosata; si rinvencono in placche lungo i versanti acclivi, talora dislocate da faglie, e le antiche falesie costiere. Lungo il piedimonte del M. Bulgheria costituiscono un vasto *glacis d'accumulation* polifasico, a luoghi dislocato da fenomeni tettono-gravitativi. Depositi analoghi si

rilevano anche come coni di deiezione pedemontani antichi (vedi località Perali, ad est di Tortorella. - Sezione Caselle in Pittari). Lo spessore attraversato nei sondaggi risulta molto variabile da luogo a luogo in funzione delle paleomorfologie del substrato. In uno di tali sondaggi (Poderia 01), perforato sulle pendici settentrionali del M. Bulgheria, il detrito cementato è spesso circa 22 m e poggia su ghiaie alterate di ambiente fluviale poste alcune decine di metri sopra l'alveo attuale del F. Mingardo.

Età: Pleistocene medio-superiore.

6.2.2. - *depositi colluviali* (**b₇**)

Depositi con caratteristiche tessiturali, facies e colori diversi, costituiti da sabbie, subordinatamente ghiaie, con intercalazioni di livelli piroclastici, *stone lines* e paleosuoli (Fig. 52); il colore varia da giallastro a rosso-arancio, a rosso-bruno; sono presenti, a luoghi, patine e noduli manganesiferi e manufatti litici o resti ceramici. Da luogo a luogo, l'unità include una o più generazioni di depositi colluviali in falde sovrapposte, talora marcate da paleosuoli. Essa include anche i depositi noti in letteratura come "sabbie rosse", riferiti ad origine eolica per la composizione della frazione sabbiosa (LIRER *et alii*, 1967; SCANDONE e LIRER, 1967), successivamente reinterpretati come il prodotto della risedimentazione, ad opera di acque dilavanti, di depositi di prevalente origine eolica (BRANCACCIO & SINNO, 1969). Spesso associate a un caratteristico livello cineritico (piroclastiti di Palinuro, di SCANDONE & LIRER, 1967, a composizione trachitico alcalina, LIRER *et alii*, 1967). Analisi geochimico-mineralogiche e petrografiche su alcuni livelli di piroclastiti rimaneggiate ne hanno indicato la probabile appartenenza alle serie calcalcalina e shoshonitica (D'ELIA *et alii*, 1987).

Nelle aree costiere del massiccio del Bulgheria, è da più Autori segnalata la presenza, in diversi siti, di industrie litiche riferibili al Paleolitico inferiore e al Paleolitico medio, associate a depositi colluviali e paleosuoli ad essi interposti. La presenza di industrie riferibili a diverse culture, insieme ai caratteri litologici dei depositi ed ai rapporti morfostratigrafici tra questi ed i terrazzi marini, ha permesso di distinguere tre generazioni di depositi colluviali nell'area tra Torre d'Arconte e Capo Grosso (FILOCAMO, 2000; ESPOSITO *et alii*, 2003a). Tra esse, la più antica è ascrivibile al Pleistocene medio ed include depositi che ricoprono terrazzi e superfici di abrasione marina posti a quote non inferiori a 10 m (cfr. sintema del Golfo di Policastro, **SHC**) e caratterizzati dalla presenza di manufatti del Paleolitico inferiore, cultura che nell'area cilentana è ritenuta anteriore a 130 ka (GAMBASSINI & RONCHITELLI, 1998). In particolare, industrie del Paleolitico inferiore caratterizzano i depositi affioranti ad ovest di Marina di Camerota, dove ricoprono un terrazzo di abrasione a 65 m di quota (FEDELE, in ASCIONE, 1997); a Cala Bianca (Acheuleano antico; GAMBASSINI & RONCHITELLI, 1998) e nell'oriz-

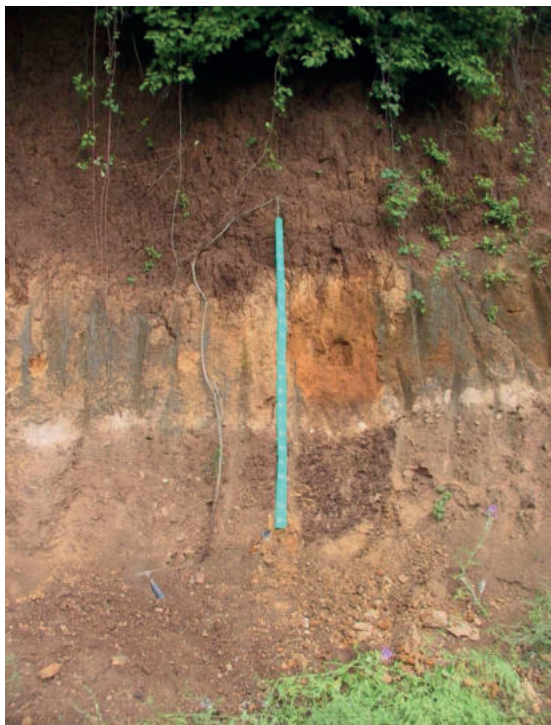


Fig. 52 - Depositi colluviali (b7) costituiti da ghiaie eterometriche spigolose (in basso) e paleosuoli formati da sabbie e limi marroncini (in alto) separati da un livello di piroclastite ocracea, giallastra in seguito ad alterazione, spesso circa 80 cm. Località: Palazza (S.S. 517 "Bussentina", circa 3 km a SO di Sicili).

zonte a plintite di un paleosuolo ferruginoso tropicale (FERRARI & MAGALDI, in PALMA DI CESNOLA, 1982) impostato nei depositi in oggetto; a Cala d'Arconte (Acheuleano evoluto), in depositi su cui è impostato un più recente paleosuolo ferruginoso tropicale rossastro, con spalmature di ferro e manganese (GAMBASSINI & RONCHITELLI, 1998).

Depositi colluviali più recenti, di colore rosso-bruno, ricoprono a luoghi (Cala d'Arconte, Cala Bianca, etc.), con contatto erosionale, quelli ascritti al Pleistocene medio. L'età di queste colluvioni è circoscritta al Pleistocene superiore *p.p.* (post-Tirreniano) da dati di letteratura (FILOCAMO, 2000; ESPOSITO *et alii*, 2003a) sulla base dei seguenti elementi: *i-* i depositi, nei siti di Cala d'Arconte (PALMA DI CESNOLA, 1982) e Capo Grosso (FEDELE, in FILOCAMO, 2000), includono industrie litiche del Musteriano, cultura inquadrata, nell'area cilentana, tra 130 e 40 ka; GAMBASSINI & RONCHITELLI (1998); *ii-* a Cala d'Arconte, i depositi ricoprono la paleofalesia che borda il terrazzo di quota 10 m e sono sepolti dai depositi olocenici della spiaggia. La posizione morfostratigrafica dei depositi in oggetto è analoga a quella del sintema di Caprioli riconosciuto nel contiguo Foglio 519 Capo Palinuro (SGI-ISPRA, in stampa).

In sovrapposizione, con contatto erosionale, sui depositi finora descritti, o in

luogo di questi, nel Foglio affiorano depositi colluviali riferibili all'Olocene. Questi sono costituiti da depositi sabbiosi con livelli di ghiaie a clasti spigolosi, di colore variabile da rossastro a giallastro; formano accumuli sostanzialmente indissecati in appoggio su superfici di età anche olocenica e sono, a luoghi, caratterizzati dalla presenza di resti ceramici e laterizi.

Età: Pleistocene medio - Olocene.

6.2.3. - *detriti di falda* (**a_{3b}**)

Depositi clastici eterometrici, prevalentemente grossolani, talora in blocchi, con matrice limoso-sabbiosa scarsa o assente. Depositi detritico-colluviali costituiti da livelli di clasti grossolani in matrice limoso-sabbiosa alternati a livelli in cui la matrice diviene prevalente. A luoghi si possono presentare debolmente cementati. Costituiscono falde detritiche e con detritici inattivi e blandamente dissecati al piede di versanti. Localmente, presso Caselle in Pittari e Celle di Bulgheria, si riscontrano orizzonti stratoidi limoso-sabbiosi alterati, di colore giallastro o grigiastro di natura piroclastica. Presso Poderia (Sezione Camerota) è stato rinvenuto un orizzonte lenticolare di piroclastite tufacea, di colore grigiastro, contenente una ricca concentrazione di impronte di apparati foliari di *Quercus ilex* LINNAEO.

Età: Pleistocene superiore-Olocene.

6.2.4. - *depositi fluviali e fluvio-torrentizi terrazzati* (**b_n**)

Depositi limoso-sabbiosi, sabbioso-ghiaiosi e ghiaiosi eterometrici di ambiente fluviale (facies di barra e di esondazione) e di conoide alluvionale, localmente con intercalazione di paleosuoli e livelli piroclastici. L'unità include i depositi fluviali costituenti i terrazzi che si elevano di pochi metri, fino a circa 10 m, sugli alvei dei corsi d'acqua principali (Fiumi Mingardo e Bussento e loro principali affluenti; corsi drenanti verso le pianure costiere al margine del Golfo di Policastro), nonché depositi riferibili a conoidi alluvionali dissecate in misura variabile, in rapporti di eteropia con i citati depositi fluviali o con depositi di ambiente litorale. In superficie, presentano in genere profili pedogenetici poco sviluppati. I depositi di questa unità si rinvencono a luoghi incastrati in depositi alluvionali terrazzati più antichi, riferibili al Pleistocene medio (rispettivamente, sintema del Golfo di Policastro. - **SHC** - e subsintema del Vallone Secco - **USN₁**) o al Pleistocene inferiore (sintema del F. Faraone - **TFN** -, nei dintorni di Montano Antilia e Laurito, Sez. Torre Orsaia).

La parte alta dell'unità include i depositi che, insieme ad eteropici depositi di ambiente litorale (cfr. **g**), costituiscono i cunei trasgressivo-progradazionali delle pianure costiere prospicienti il Golfo di Policastro e di Marina di Camerota, formati in connessione con la risalita olocenica del livello marino. Dati di letteratura

relativi alla superficie e al sottosuolo della piana costiera di Sapri (TOCCACELI, 1995) documentano che, in epoca storica (soprattutto tra il V-VIII e tra il XVI-XIX sec. d.C.), l'area è stata interessata da importanti fenomeni di alluvionamento che hanno portato all'ampliamento di conoidi presenti lungo la fascia di raccordo con i rilievi collinari. Fenomeni di alluvionamento in epoca storica nella bassa pianura alluvionale e nella pianura costiera del Fiume Bussento (a ovest di Policastro Bussentino) sono testimoniati da piani di frequentazione di epoca romana sepolti da depositi di conoide alluvionale (CARRATÙ, 2006).

Età: Pleistocene superiore-Olocene.

6.2.5. - *coltri colluviali ed eluviali* (**b₂**)

Depositi limoso-sabbiosi, spesso di colore bruno o bruno-rossastro, con detrito litoide più grossolano di varia natura, in dipendenza della natura del substrato. Includono suoli residuali, terre rosse e paleosuoli, a luoghi misti a colluvioni, presenti su lembi di ripiani terrazzati, superfici carsificate e sul fondo di doline. Sono talvolta presenti intercalazioni di detriti di origine antropica generalmente costituiti da resti ceramici. Occasionalmente, la coltre contiene lenti decimetriche di piroclastiti, in genere rimaneggiate come depositi epiclastici, solitamente costituite da cineriti giallastro-grigiastre contenenti di rado lapilli pomicei da millimetrici a centimetrici. La parte superiore della coltre eluvio-colluviale si presenta generalmente umificata. A luoghi l'unità include depositi in corso di formazione non distinti cartograficamente.

Età: Pleistocene-Olocene.

6.2.6. - *depositi di frana antichi e recenti* (**a_{1b}**)

Accumuli di frane evolute rispettivamente in regimi morfoclimatici precedenti a quello attuale o in condizioni morfologiche e climatiche simili a quelle attuali, costituiti da pezzame litoide eterometrico, generalmente con matrice limoso-argillosa, a luoghi prevalente, e con spessore da metrico a decametrico. Derivano da processi di movimento di massa e/o trasporto in massa dei terreni delle unità interne (Unità tettonica Nord-calabrese), delle coltri di alterazione e/o detritico colluviali delle unità del gruppo del Cilento e, subordinatamente, dei terreni di substrato delle stesse. Lo stato di attività è variabile da relitto a stabilizzato a quiescente (WP/WLI, 1993b).

Età: Pleistocene superiore-Olocene.

6.2.7. - *depositi marini* (**g**)

Ghiaie a clasti poligenici e sabbie; lungo il litorale di Sapri-foce del Bussento

le sabbie sono prevalenti. Di ambiente litorale e transizionale, passano in eteropia a depositi alluvionali di ambiente fluviale e di conoide alluvionale corrispondenti alla parte alta dei depositi inclusi in **b_n**. Corrispondono ai cunei trasgressivo-progradazionali delle pianure costiere prospicienti il Golfo di Policastro e delle piccole piane che costellano il perimetro costiero del promontorio del M. Bulgheria, formati in connessione con la risalita olocenica del livello del mare. Tali depositi si spingono fino ai piedi delle paleofalesie che delimitano le cale che costellano il promontorio del M. Bulgheria e la fascia che raccorda le pianure costiere del Fiume Bussento, di Sapri e di Villammare, dove sono sepolti da depositi di conoide alluvionale (cfr. **b_n**) o di versante (cfr. **b₇**). Riguardo alla pianura costiera di Sapri, dati di letteratura (TOCCACELI, 1995) documentano la presenza, nel sottosuolo, di depositi di ambiente infralitorale di modesta profondità (con presenza di malacofauna e di *Posidonia*) costituiti da sabbie limose grigio-nerastre con intercalazioni di limi argillosi, passanti verso l'alto a ghiaie e sabbie con presenza di manufatti di epoca romana, di ambiente litorale (spiaggia emersa o intertidale). Lo stesso Autore ricostruisce la linea di costa in epoca romana come connotata da insenature e sistemi spiaggia-laguna e situata in posizione più interna e a una quota inferiore di oltre 1 m rispetto a quella odierna (a scala regionale, la quota del livello del mare intorno a 2000 anni fa è stimata circa -1.35 m; LAMBECK *et alii*, 2004). Ripetuti eventi alluvionali occorsi in epoca storica (cfr. **b_n**) avrebbero, quindi, determinato modificazioni del perimetro costiero per colmamento delle insenature e per progradazione del litorale di circa 200-300 m, fenomeni perdurati fino al 1850-1950 (TOCCACELI, 1995). Riguardo alla pianura costiera del Fiume Bussento, dati di letteratura (CARRATÙ, 2006) indicano che la linea di riva di epoca romana si spingeva fino a circa 1 km all'interno di quella odierna; la successiva progradazione della fascia litorale, determinata da aggradazione per fenomeni alluvionali (cfr. **b_n**), risulta essersi protratta fino agli inizi del '900. A tergo del cordone litorale si individuavano depressioni retrodunari che sono state oggetto di interventi di bonifica includenti anche lo spostamento verso ovest della foce del Bussento, in corrispondenza della quale si è, in seguito, registrato un arretramento della costa di circa 200 m (CARRATÙ, 2006).

Età: Olocene.

6.3. - UNITÀ IN CORSO DI FORMAZIONE

6.3.1. - *detriti di falda* (**a_{3a}**)

Accumuli detritici attivi al piede dei versanti montani acclivi ed allo sbocco di canali montani, dove costituiscono con. I depositi sono formati da clasti per lo più grossolani ed eterometrici (ghiaie, ciottoli e blocchi) spigolosi e/o subarrotondati di natura prevalentemente carbonatica. La matrice sabbioso-ghiaiosa è scarsa

(a struttura *open work*) o assente. A luoghi (ad esempio al margine di versanti interessati da deformazioni gravitative profonde) i clasti sono di frequente molto grossolani, con presenza di blocchi di oltre 10 m³ derivati sia dal substrato carbonatico che da brecce di versante antiche.

Età: Olocene-Attuale.

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

Accumuli di frana in evoluzione nel regime morfoclimatico attuale. Derivano da movimento di massa, e/o processi di trasporto in massa, prevalentemente dei terreni argillosi delle unità dei domini interni (Unità tettonica Nord-calabrese) e delle relative coltri di alterazione, delle coltri di alterazione e/o detritico colluviali dei terreni del gruppo del Cilento e, infine, dei depositi di frane antiche o recenti. Comprendono le colate detritiche ed i cumuli di frana per crollo delle unità carbonatiche. I depositi, corrispondenti agli accumuli da scorrimento e colata di terra, sono costituiti da pezzame litoide eterometrico in una matrice limoso-argillosa alterata ed ammorbidita, generalmente prevalente, a struttura fluidale. Seguono generalmente l'andamento del versante e, spesso, risultano inalveati lungo linee di incisioni preesistenti. I depositi corrispondenti alle colate detritiche e ai cumuli di frana per crollo sono costituiti da pezzame calcareo grossolano ed eterometrico a spigoli vivi. Lo stato di attività è generalmente variabile da attivo a sospeso, quiescente o inattivo (WP/WLI, 1993b). Sono stati riportati sulla base cartografica alla scala 1:25.000 solo gli accumuli aventi uno spessore medio stimato o definito in base a sondaggi superiori a 3 m; sulla cartografia in scala 1:50.000, invece, sono riportati solo i depositi con spessore superiore a 5 m.

Età: Olocene-Attuale.

6.3.3. - *depositi fluviali e fluvio-torrentizi (b)*

Depositi limoso-sabbiosi, sabbioso-ghiaiosi e ghiaiosi eterometrici, di ambiente fluviale delle golene e degli alvei attuali, frequentemente alternati a depositi con matrice prevalente di conoide alluvionale. L'insieme di questi depositi è stagionalmente rimosso e rielaborato dalle piene. Gli spessori sono molto variabili e raggiungono valori anche superiori ai 30 m, come osservato in sondaggi alla confluenza tra il F. Mingardo e il T. Sciarrapotamo. A luoghi, soprattutto nei tronchi montani dei corsi d'acqua, si riscontra la presenza di blocchi anche di grandi dimensioni sia di provenienza trasversale (crolli e/o colate detritiche), che come elementi residui di più antichi riempimenti vallivi incompatibili con l'attuale regime morfoclimatico.

Età: Olocene-Attuale.

6.3.4. - *depositi di spiaggia (g₂)*

Ghiaie ad elementi poligenici e sabbie medio-grossolane miste carbonatiche e silicoclastiche in livelli lateralmente discontinui costituenti le spiagge attuali. Tali corpi detritici sono in rapida evoluzione sedimentaria in seguito a processi naturali ed antropici. I depositi sabbiosi sono prevalenti lungo il litorale compreso tra Sapri e la foce del Fiume Bussento; quelli ghiaiosi, da fini a grossolani, prevalgono presso le foci dei corsi d'acqua (F. Bussento, T. Cacafava e T. Brizzi) e lungo le spiagge di tipo *pocket* del M. Bulgheria. Nell'unità sono inclusi i depositi di sabbie eoliche dei sistemi dunari, generalmente in fase di degradazione antropica, presenti localmente come alle spiagge di Lentiscelle (a est di Marina di Camerota) e di Cala del Cefalo (nel settore SO della Sezione Camerota).

Età: Attuale.

6.3.5. - *depositi antropici (h)*

Depositi clastici incoerenti e a varia granulometria, generalmente grossolani (ghiaie), derivanti dall'accumulo localizzato di inerti. Nelle aree costiere si ritrovano depositi costituiti da massi eterometrici, fino a qualche mc, di varia natura utilizzati per opere di difesa costiera emerse e sommerse.

Età: Attuale.

VI - STRATIGRAFIA DELLE AREE SOMMERSE

1. - DEPOSITO RELITTO (m_{10})

Tali unità che affiorano prevalentemente a sud di Camerota sono costituite da depositi marini clinostratificati, di spessori stimati superiori a 100 m. Sono caratterizzati da superfici interne di disconformità e relativa conformità con geometrie stratigrafiche aggradanti e progradanti. I depositi stratigraficamente più bassi presentano nel settore meridionale del foglio una probabile deformazione tettonica. Il loro riconoscimento è basato sull'interpretazione di dati sismici di tipo *chirp* e *sparker* (BUDILLON *et alii*, 2011).

PLEISTOCENE INF?-MEDIO

2. - SEQUENZA DEPOSIZIONALE TARDO-QUATERNARIA

I sedimenti affioranti a fondo mare in aree costiere e nei vari settori di piattaforma sono ascrivibili al *systems tract* di stazionamento alto della Sequenza Tardo-Quaternaria. Questi depositi formano un corpo prismatico (cuneo), che si assottiglia rapidamente fino a raggiungere spessori minimi, intorno ai -120 m di profondità. Attraverso l'esame delle facies acustiche, della topografia del fondale, della litologia e delle tessiture dei campioni è stato possibile determinare una suddivisione delle aree di piattaforma in elementi deposizionali/associazioni di litofacies (Fig.53). La loro estensione e localizzazione è principalmente funzione dell'intervallo batimetrico e corrisponde in buona approssimazione alla divisione in aree fisiografiche prima descritta. Tali associazioni sono inoltre influenzate dagli apporti sedimentari dall'entroterra e dal contesto idrodinamico.

Seguendo un profilo terra-mare si possono riconoscere fino alla profondità di

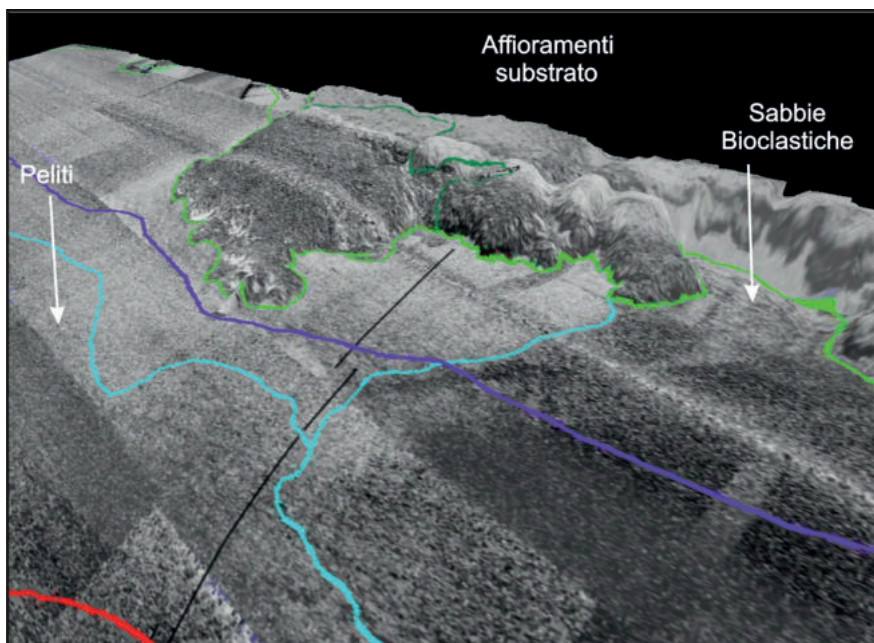


Fig. 53.- Esempio di rappresentazione tridimensionale dei dati Side Scan Sonar mediante un modello digitale del fondo mare realizzato con i dati multibeam. L'area in oggetto è caratterizzata da affioramenti di substrato localizzati nei pressi di "Punta Infreschi".

circa -120 m una serie di ambienti sedimentari corrispondenti ad altrettanti elementi deposizionali/associazioni di litofacies attuali, in equilibrio con l'intervallo batimetrico di riferimento e le condizioni idrodinamiche. Tale equilibrio può considerarsi raggiunto a meno di piccole oscillazioni e variazioni, che riguardano in particolare l'intervallo infralittorale, a partire dagli ultimi 5000 anni, periodo in cui si sono realizzate le condizioni di *optimum* climatico.

2.1. - SYSTEMS TRACT DI STAZIONAMENTO BASSO (*LST*)

Depositi relitti di spiaggia emersa e sommersa, attualmente localizzati tra i -95 ed i -120 m. I depositi sono costituiti da sabbie, sabbie e ghiaie a luoghi cementate, sabbie pelitiche e localmente blocchi interpretati come depositi palinsesto; i depositi sono affioranti o subaffioranti drappeggiati da sedimenti fini attuali in spessori inferiori ad 1 m. La prevalenza degli affioramenti riscontrati a largo di Sapri e Policastro, rappresenta depositi di cordone dunale e retrospiaggia.

PLEISTOCENE SUPERIORE

2.2. - SYSTEMS TRACT DI STAZIONAMENTO ALTO (*HST*)

2.2.1. - *Ambiente litorale*

2.2.1.1. - deposito di spiaggia sommersa (*g₈*)

Questi depositi raggruppano varie associazioni di litofacies: lungo il litorale cilentano si riconoscono prevalentemente sabbie ben classate, con matrice pelitica scarsa o assente e subordinati bioclasti; nelle aree prossime a falesie costiere, i depositi sono costituiti in prevalenza da sabbie e ghiaie ben classate, composte da elementi di natura silicoclastica e carbonatica, da arrotondati a subarrotondati, con matrice pelitica scarsa o assente e subordinati bioclasti. La matrice pelitica aumenta nei settori riparati dal moto ondoso ovvero in presenza di coperture di fanerogame marine e verso il limite esterno della spiaggia sommersa. Nelle aree prossime allo sbocco del fiume Bussento la frazione pelitica aumenta, a luoghi anche notevolmente fino ad essere la tessitura dominante anche a bassa profondità (< 20 m). Nelle zone di falesia acclive tra Camerota e Scario e a sud di Sapri, i depositi sono prevalentemente costituiti, nei settori sottocosta da ghiaie e sabbie medio-grossolane poligeniche, ovvero da sabbie pelitiche fini verso il largo, si individuano in aree dove la fascia terrestre costiera si presenta molto acclive.

OLOCENE SUPERIORE - ATTUALE.

2.2.1.2. - depositi di piede di falesia (*g₁₅*)

Le litofacies raggruppate in questo elemento sono detritiche, principalmente ghiaie grossolane, blocchi, localmente sono presenti tessiture più fini, la natura dei clasti è in prevalenza carbonatica, in secondo ordine arenacea; l'associazione può essere rappresentata da accumuli in mare basso di materiale proveniente da falesie emerse più o meno elevate ed acclivi e la conseguente rielaborazione da parte del moto ondoso; oppure da depositi in ambiente più profondo, qualora la falesia prosegua al di sotto del livello del mare, in questo caso si distingue materiale detritico grossolano a volte immerso in matrice più sottile con passaggi laterali alle litofacies di piattaforma.

OLOCENE SUPERIORE - ATTUALE.

2.2.2. - *Ambiente di piattaforma interna*

2.2.2.1. - deposito di piattaforma interna (**g₁₉**)

Le litofacies che si distinguono sono prevalentemente pelitiche con sabbia fine e finissima; nei settori a largo di Camerota, sugli alti morfologici, sono dominate da materiale in prevalenza sabbioso e ghiaioso rimaneggiato che ricopre il substrato roccioso con spessori variabili, a volte sono associate a litofacies bioclastiche. Nelle aree a largo della foce del Bussento si riconosce, dai dati morfobatimetrici e sismici, un fenomeno di instabilità superficiale che interessa i sedimenti pelitici, probabilmente legato ai processi sedimentari di fan delta.

OLOCENE SUPERIORE - ATTUALE.

2.2.2.2. - deposito bioclastico di piattaforma interna (**g₁₂**)

Sedimenti in prevalenza carbonatici di natura organogena con scarsi litoclasti, localizzati sugli alti morfologici (es. Camerota, Infreschi) (tra i -20 ed i -45 m circa), i depositi vanno da sabbie medio-grossolane a sabbie ghiaiose bioclastiche con elementi maggiori costituiti da litoclasti silicoclastici o carbonatici e secondariamente, da echinidi integri o in frammenti.

OLOCENE SUPERIORE - ATTUALE.

2.2.3. - *Ambiente di piattaforma esterna*

2.2.3.1. - deposito di piattaforma esterna (**g₂₁**)

I depositi sono caratterizzati da peliti con frazioni variabili di sabbie medio-fini. Sono riconoscibili localmente lineazioni legate all'azione di correnti di fondo, con andamento sub-parallelo alle isobate.

OLOCENE SUPERIORE - ATTUALE.

2.2.3.2. - deposito bioclastico di piattaforma esterna (**g₁₂**)

I depositi sono costituiti da sabbie e ghiaie organogene ovvero bio-detritiche in coltri di spessore centimetrico in appoggio su sabbie bioclastiche con abbondante frazione pelitica; gli elementi grossolani sono costituiti da alghe calcaree incro-

stanti, briozoi, molluschi echinodermi integri o in frammenti (“detritico costiero” *Auct.*) Essi si ritrovano nell’area di piattaforma intermedia-esterna (tra i -50 e i -90 m circa) caratterizzata da bassi tassi di sedimentazione silicoclastica; localmente depositi detritici derivati dallo smantellamento di biocostruzioni (coralligeno sessile) organizzate in forme subcircolari su fondali pelitici o oblunghe al margine di terrazzamenti o di affioramenti di substrato. Si ritrovano inoltre nelle aree di piattaforma esterna (-70/-100 m) caratterizzate da depositi pelitici con elementi ghiaiosi e/o sabbiosi costituiti da bioclasti (melobesie, molluschi, echinidi di ambienti fangosi, policheti, integri o in frammenti) che costituiscono il cosiddetto ambiente “detritico costiero infangato” *Auct.*

OLOCENE SUPERIORE - ATTUALE.

2.2.4. - Ambiente di scarpata

2.2.4.1. - depositi di scarpata (m₂)

I depositi sono costituiti in prevalenza da peliti e subordinatamente, in corrispondenza di testate e canali, da sabbia pelitica.

3. - UNITÀ DEL SUBSTRATO LITOIDE

Queste unità sono state individuate nell’interpretazione dei dati geofisici e corrispondono a corpi acustici ascrivibili a substrati litoidi. Essi si ritrovano a varie profondità sia in prossimità della costa quali prolungamento degli affioramenti presenti in terra ferma sia come affioramenti isolati in piattaforma. L’assenza di rilievi diretti e di campionature dei substrati litoidi hanno indotto a raggruppare gli affioramenti rocciosi in due unità di substrato indifferenziato, di cui per quelli presenti in prossimità della costa si indica una probabile attribuzione.

3.1. - SUBSTRATO CARBONATICO INDIFFERENZIATO (sci)

Gli affioramenti riconosciuti di questa unità si ritrovano in diversi areali del foglio e a profondità variabili. Nel settore orientale, nei dintorni del Golfo di Sapri, le falesie sommerse che lambiscono M. Ceraso, S. Marco Fortino e la Torre sono intagliate nei depositi afferenti all’unità tettonica Alburno-Cervati-Pollino. In particolare, in analogia con gli affioramenti presenti in terra ferma, nelle prime due località il substrato acustico è attribuito ai termini del Cretacico - calcari a

radiolitidi (**RDT**) e dell'Eocene - formazione di Trentinara (**TRN**). In località la Torre può essere associato invece ai termini del Miocene - formazione di Cerchiara (**FCE**). In questo settore le falesie sommerse raggiungono la profondità massima di circa -40/-45 m esclusivamente quelle che lambiscono il M. Ceraso; negli altri affioramenti le falesie sommerse presentano il piede a profondità inferiore ai -5 m. Nel settore centro-occidentale ad ovest di Scario le falesie emerse del Monte Bulgheria continuano sotto il livello del mare; per analogia con i terreni presenti in terraferma, le unità sommerse possono essere attribuite ai terreni afferenti alla subunità tettonica del M. Bulgheria e possono essere ascritte a termini del Giurassico *p.p.*- Triassico. In particolare le falesie ad ovest di Scario sono prevalentemente intagliate nei calcari con selce e marne di Bulgheria - membro calcareo con liste di selce (**BHE₁**). Da costa San Carlo e per tutto il settore occidentale le falesie sommerse sono intagliate prevalentemente nei calcari di Monte Crivo (**CRH**), e subordinatamente nelle dolomie superiori (**DBS**). Esclusivamente nei dintorni di Serra degli Infreschi le falesie sommerse raggiungono profondità massime di circa -30/-35 m; nella rimanente parte il piede si ritrova a profondità inferiori a -5 m.

MESOZOICO - TERZIARIO

3.2. - SUBSTRATO TERRIGENO INDIFFERENZIATO (**sti**)

I corpi acustici riconosciuti in sismica e raggruppati in questa unità sono ubicati a varie profondità, si ritrovano isolati e generalmente individuano alti strutturali; spesso il tetto di tali substrati risulta modellato da superfici di abrasione marina. Si ritrovano prevalentemente nel settore occidentale del foglio a largo tra Serra degli Infreschi e Capo Grosso; in quest'area gli affioramenti si ritrovano fino alla profondità di -80 m; talora al *top* sono presenti depositi bioclastici organogeni. Nel settore orientale a largo di Monte Ceraso, alla profondità compresa tra -100/-120 m in prossimità di un alto morfologico si riconosce un importante affioramento di substrato acustico a forma di cuspidi.

MESOZOICO - TERZIARIO?

4. - ANALISI MICROPALAEONTOLOGICA

Nel settore marino che ricade nel Foglio Sapri, è stata analizzata la distribuzione areale e batimetrica dei foraminiferi bentonici e sono state descritte le associazioni dominanti nei differenti *habitat*.

I sedimenti analizzati provengono da 38 stazioni prelevate sulla piattaforma continentale (0 -200 m) mediante benna Van-Veen, in aree precedentemente selezionate dall'interpretazione dei dati *Sidescan Sonar*, in modo da definire i limiti areali tra le diverse associazioni in funzione della tipologia del fondale.

Per lo studio delle microfaune è stata prelevata una sezione di sedimento di circa 1 cm di spessore all'interfaccia acqua-sedimento. I campioni sono stati lavati con setacci da 125 micron e poi asciugati ad una temperatura di 60°C. Il residuo ottenuto è stato analizzato allo stereomicroscopio per il riconoscimento tassonomico delle specie. Per lo studio quantitativo si è presa in esame una frazione del campione ottenuta mediante micro-splitter e corrispondente ad un contenuto di circa 300 individui di foraminiferi. Per l'attribuzione del significato ecologico alle varie specie si è fatto riferimento ai lavori di BLANC-VERNET (1969), BLANC-VERNET *et alii*, (1979), SGARRELLA & BARRA (1984), SGARRELLA *et alii*, (1983), COPPA (1987, 1988), SGARRELLA & MONCHARMONT-ZEI (1993), COPPA *et alii*, (1994), FERRARO *et alii*, (1997).

Sono state riconosciute in totale 74 specie di foraminiferi bentonici, delle quali 31 specie presentano valori di abbondanza superiori al 5% in almeno un campione, i valori percentuali delle singole specie sono riportati nella Tabella 1.

Dall'analisi della distribuzione areale delle singole specie è stato possibile evidenziare che non ci sono variazioni significative lungo la piattaforma continentale, questa differenza, rispetto ai settori più a nord, è probabilmente legata all'estensione della piattaforma continentale che in questo settore si presenta più stretta con un ciglio poco profondo (circa 100-110 m) che non rende possibile una diversificazione più netta delle associazioni. Secondo tale considerazione è stato possibile suddividere le specie più significative in due raggruppamenti:

Zona I: comprende tutto l'ambiente di piattaforma, cioè l'infralitorale ed il circolitorale fino a poco oltre i 100 m (campione B1294: 104 m), la microfauna è dominata da: *Ammonia inflata* Seguenza e *Ammonia tepida* Cushman, *Eggerella scabra* (Williamson), *Elphidium* spp. (*Elphidium crispum* Linneo, *Elphidium granosum* d'Orbigny, *Elphidium poeyanum* d'Orbigny) e *Bulimia marginata*

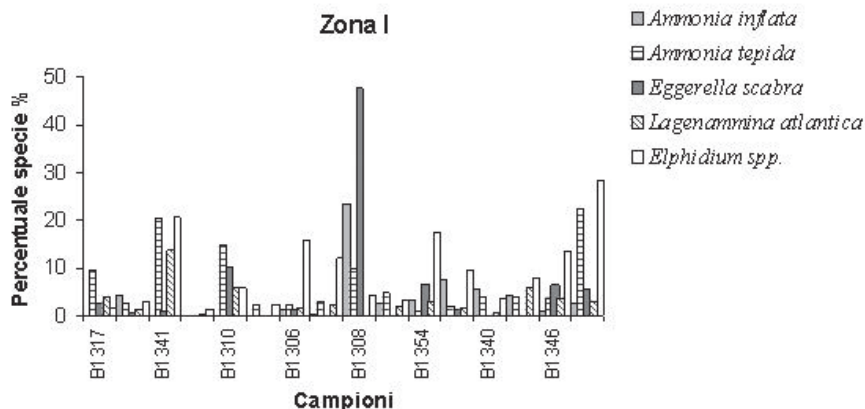


Fig. 54 - Distribuzione delle specie di foraminiferi bentonici rappresentativi della zona I.

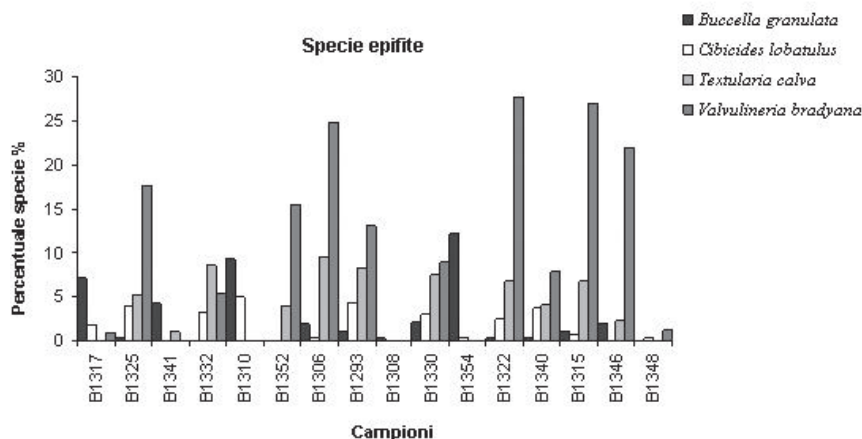


Fig. 55 - Distribuzione delle specie di foraminiferi bentonici epifiti.

d'Orbigny cui sono associate *Lagenammina atlantica* (Cushman) e *Melonis barleeanum* Williamson (Fig. 54). In questo settore, fino a circa 30 m di profondità dove è presente una estesa prateria a *Posidonia oceanica* (L.), sono molto diffuse tutte le specie epifite. In particolare sono molto abbondanti *Valvulineria bradyana* Fornasini, *Buccella granulata* di Napoli Alliata, *Textularia calva* Lalicker e *Cibicides lobatulus* Walker & Jacob (Fig. 55).

Zona II: circalitorale oltre i 100 m, le microfaune sono caratterizzate dalla prevalenza di *Bulimina* spp. (*Bulimia aculeata* Silvestri, *Bulimia costata* d'Orbigny, *Bulimia elongata* d'Orbigny e *Bulimia marginata* d'Orbigny), *Cassidulina* cari-

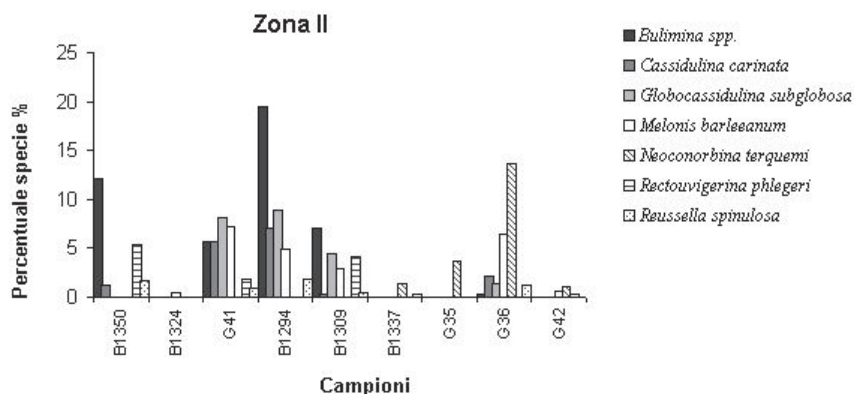


Fig. 56 - Distribuzione delle specie di foraminiferi bentonici rappresentativi della zona 2

nata Silvestri, *Globocassidulina subglobosa* Brady cui sono associate *Melonis barleanum* Williamson, *Neoconorbina terquemi* Rzehak, *Rectuvigerina phlegeri* Le Calvez e *Reussella spinulosa* Reuss (Fig. 56). In quest'area sono inoltre presenti con percentuali significative *Asterigerinata mamilla* Williamson, *Cibicides lobatulus* Walker & Jacob, *Rosalina obtusa* d'Orbigny e *Valvulineria bradyana* Fornasini (Tab.1).

Tab. 1. Distribuzione percentuale delle specie di foraminiferi bentonici presenti in tutti i campioni analizzati.

SPECIE	B1317 13	B1325 14	B1341 15	B1332 19	B1310 23	B1352 28	B1306 30	B1293 50	B1308 53	B1330 54	B1354 54	B1322 55	B1340 55	B1315 57	B1346 58	B1348 59	B1301 63
<i>Adelosina longirostra</i>	12.0	0.3	10.5		3.3				1.3	0.6	4.7	1.0	1.4				
<i>Ammonia beccarii</i>					1.6								1.0				
<i>Ammonia inflata</i>		4.6					1.3	0.5	23.3	2.8	3.4	7.4	5.4	4.4	1.0	2.9	
<i>Ammonia parkinsoniana</i>	12.9	0.9	4.3		4.3				1.3	17.3	2.6	1.7	2.0	2.0		4.2	
<i>Ammonia tepida</i>	9.5	2.7	20.5		14.8	2.5	2.3	3.0	9.8	5.0	1.0	1.9	4.1	4.1	3.9	22.3	
<i>Ammoniacalaria pseudospiralis</i>	0.3	1.2					1.7	0.3	0.7	1.4		1.0		0.7	1.3	0.3	
<i>Amphycorina scalaris</i>		0.3		2.1	0.3	0.7								0.7			3.6
<i>Asterigerinata mamilla</i>														0.7	0.3		
<i>Bigenerina nodosaria</i>		1.2		7.1		2.9	0.3	3.3		2.2			0.7		0.3		0.8
<i>Bolivina alata</i>				0.4		4.0											0.8
<i>Bolivina spathulata</i>						1.8	0.7		0.3		0.3	1.0		1.4	1.9	0.6	0.5
<i>Bolivina variabilis</i>					0.3		0.3		0.7					1.0			
<i>Buccella granulata</i>	7.1	0.3	4.3	0.0	9.2		2.0	1.0	0.3	2.2	12.2	0.3	0.3	1.0	1.9		
<i>Bulimina aculeata</i>		0.6		8.9		15.2	1.7	1.3	0.3	1.1			0.7	0.3	1.9		1.6
<i>Bulimina costata</i>			0.3	2.1		0.7										0.3	3.3
<i>Bulimina elongata</i>	0.3	0.9	0.9				1.0	0.3	0.7			1.0		2.0	5.8	2.3	
<i>Bulimina marginata</i>		3.6		10.6		11.6	6.4	9.8		1.7		7.4	2.0	4.8	10.6	0.0	13.2
<i>Cassidulina carinata</i>		1.8		11.3		12.0	3.4	3.3		1.9		1.6	1.0	0.3	1.6		27.2
<i>Cassidulina crassa</i>									0.7								3.6
<i>Cibicides lobatulus</i>	1.8	4.0		3.2	4.9		0.3	4.3		3.0	0.3	2.6	3.7	0.7		0.3	1.1
<i>Connemarella rudis</i>																	
<i>Discamina compressa</i>		2.1			0.3	0.4	0.3	1.0		1.4		1.6	1.0	2.0	3.5		
<i>Discorbinella bertheloti</i>		2.1			1.1		0.3	2.8		0.6		1.0	0.7	0.7			
<i>Eggerella scabra</i>	2.8	0.6	1.1		10.2		1.3		47.5		6.4	1.3			6.5	5.5	
<i>Elphidium complanatum</i>																	
<i>Elphidium crispum</i>	0.3		0.6	0.7	3.0		0.7	0.3	2.0	0.6	0.7	2.3	1.0	0.3	0.6	5.8	
<i>Elphidium cuvillieri</i>																	
<i>Elphidium granosum</i>	0.9	1.5	12.5	0.7	1.3	1.8	6.0	5.3		0.8	10.8	2.6	1.4	3.1	2.6	16.1	
<i>Elphidium macellum</i>					0.7		0.3		3.6	0.8	1.4	0.6	1.4			5.5	
<i>Elphidium maioricense</i>	0.3	0.9			0.7		0.3	0.3		0.3		0.3	2.0				
<i>Elphidium poyeanum</i>	0.6	1.5	7.7		1.6	0.7	9.1	6.5	2.6	2.2	6.1	4.8	1.4	4.4	10.3	6.5	
<i>Elphidium pulverum</i>					1.3										0.6		
<i>Elphidium punctatum</i>	2.5				5.6						1.0		1.0			0.6	
<i>Eponides repandus</i>																	
<i>Gavellinopsis praegeri</i>		1.2		2.1			1.0	1.5		4.2		0.6	2.0	0.7			
<i>Globocassidulina subglobosa</i>		2.7		5.3		2.5	4.0	5.5		5.0	0.3	3.2	2.4	1.7			9.6
<i>Globotextularia anceps</i>	4.9	0.3	0.9		7.9			0.3					0.7				
<i>Gyroldina umbonata</i>				1.8		2.2	0.7	1.5				0.3			0.3		1.1
<i>Hyalinea balthica</i>				1.8		2.9							0.3				0.8
<i>Lagenammina atlantica</i>	4.3	1.2	13.6	0.4	5.9		1.7	2.5		2.2	3.1	1.6	0.7	5.8	3.9	3.2	0.3
<i>Melonis barleeianum</i>		4.3		1.8		2.9	5.0	4.0		8.3		1.9	8.1	2.4	1.0	0.3	2.5
<i>Melonis pompilioides</i>		2.4		0.4		1.1	1.3	0.8		1.1		0.6	2.0				
<i>Neocorbina terquemi</i>										0.3		0.7					
<i>Nonionella turgida</i>		0.3	0.3				0.3	0.3				1.3		1.4	4.8	1.0	
<i>Nouria polymorphnoides</i>											4.1				0.3	1.3	
<i>Planorbulina mediterraneensis</i>	0.3	1.8			0.3			0.3		3.6			1.7				0.3
<i>Quinqueloculina contorta</i>	0.6				4.6					0.6	0.3		0.7			0.3	
<i>Quinqueloculina lata</i>	2.8	0.6	5.7	0.7	0.3			0.3	2.3		9.8		0.3	0.7		1.6	0.3
<i>Quinqueloculina padana</i>		0.9		3.2		0.4		1.5		1.1				0.3			1.6
<i>Quinqueloculina poyeana</i>					0.3												
<i>Quinqueloculina seminulum</i>	4.9		2.6								4.7			0.3			
<i>Quinqueloculina stelligera</i>		1.2	0.3		0.3		0.3			1.9		1.0	1.4				
<i>Quinqueloculina vulgaris</i>										0.3			0.3				
<i>Rectouvigerina phlegeri</i>		0.6					1.0	1.5		1.4		1.9	2.4	3.1	4.2	0.3	
<i>Reussella spinulosa</i>		0.9	0.9	0.4	1.0	0.4	0.7	1.0		0.8		0.3	0.7	1.4	0.3	2.3	
<i>Rosalina bradyi</i>	0.6	2.4			0.7			0.8		1.1		0.3	2.7	1.0			
<i>Rosalina floridana</i>	0.3	0.3	0.9	0.4	1.3					0.8			1.0				
<i>Rosalina globularis</i>				0.4						0.3			0.3				
<i>Rosalina obtusa</i>		4.0				0.4	0.3	3.0		5.0	0.3		4.4	1.7			
<i>Sigmolirina costata</i>										1.7		1.0					
<i>Sigmolirina schlumbergeri</i>		0.9		1.8		1.1	2.0	2.0		0.6				0.3			1.1
<i>Siphonaperta aspera</i>	12.6		5.4		2.6						7.1						
<i>Sphaeroidina bulloides</i>					4.3	0.4		0.3									4.7
<i>Spiroloculina excavata</i>		0.3		0.4				0.8		1.1			0.3				0.5
<i>Spiroplectinella wrighti</i>		1.2		0.7		0.4											0.3
<i>Textularia agglutinans</i>		3.0									0.3	4.2	3.1	1.4			
<i>Textularia calva</i>		5.2	1.0	8.5		4.0	9.4	8.3		7.5		6.8	4.1	6.8	2.3		2.5
<i>Textularia conica</i>																	
<i>Textularia pala</i>																0.3	0.3
<i>Triloculina marioni</i>	0.6	0.6					1.0										
<i>Triloculina oblonga</i>					1.3												
<i>Triloculina plicata</i>		1.6		0.4	1.6			0.3					2.7				
<i>Uvigerina peregrina</i>			0.3	3.9		6.5								0.4	0.3		4.1
<i>Valvulineria bradyana</i>	0.9	17.6	0.0	5.3		15.6	24.8	13.0		9.0		27.7	7.8	27.0	21.9	1.3	5.5

G44	G30	B1297	G38	G45	G32	G39	G40	G31	PCCO	B1302	B1298	G33	B1350	B1324	G41	B1294	B1309	B1337	G35	G36
67	68	68	75	79	81	85	85	85	87	88	90	91	101	101	104	104	125	145	188	193
		3.9	0.6		1.0	0.7	0.5	0.7		3.0				8.4			0.5			0.2
	0.7	6.4		0.6	0.7	0.3	5.2	0.8	3.0		5.7	0.4	1.2		0.3		0.8	4.8	1.8	0.2
		15.5		3.7						0.6	0.3	0.4		5.1				0.7		
		1.8								60.1	1.4		4.7	8.4	2.8	1.3	5.0			0.9
4.7													0.2		0.6		1.1			
	9.3		7.1		3.1	5.2	6.2	21.4	2.9		0.8	4.2	0.2		0.3	0.5	0.3	10.6	2.5	14.2
3.3	1.2			3.7					4.5		0.3				3.8	2.9	0.3			
4.0				0.3											1.3	1.3				
3.7											1.1				0.3					
	4.0	0.7		4.3		1.0	2.0	0.7		1.9	2.0	0.4	0.9	7.2	3.8	1.0	1.1	1.4		2.8
	0.9			6.3					2.2	0.6	1.1		1.2		2.8	6.2	3.4			
5.0									1.9							0.8				
	2.8									1.4			1.6		0.8					
6.7	0.7	4.9		6.9					7.7		4.8		9.4	2.8	11.7	3.7			0.2	
5.7	8.9			4.6				0.4	7.3		1.1		1.2	5.7	7.0	0.3				2.1
6.7									1.9											
1.7	10.5	1.4	17.4	2.0	24.9	4.9	5.3	13.3	3.2	0.3	0.3	23.0			4.4	4.4	0.3	8.2	24.7	10.9
	0.7		1.2			5.6	3.4	0.7											0.7	1.4
	2.5		1.4							0.8	0.8		0.7		1.3	0.3	1.8			
0.7	4.4		0.6	2.0	0.3	0.7	0.3	1.1	1.0	0.6					2.2	1.0	0.3		1.5	2.6
1.0		1.8								1.9	2.3		3.3	4.6		0.3	0.5			
	0.2		0.3												1.0					
	4.7	3.5	4.4	1.2	2.7	21.3	29.8	2.2		8.3	1.4	2.3	0.7		0.3	1.6	3.4	2.2	2.6	
	0.3		0.3																	
0.3	4.4	11.7		4.3				0.4	0.6	10.0	5.1		11.2	1.3	2.5	3.4	5.8			0.2
	0.5				1.4		0.9	2.6		0.8		0.8			0.3				0.4	0.5
	0.2	0.4	0.6	0.3	0.7	0.3		0.7	0.3			1.5						3.1		
	1.6	7.4	0.9	6.6		0.3				5.3	4.2		5.6	0.8	2.8	1.3	8.2	0.3	0.4	0.7
			0.3		1.0							0.8								
	0.2	1.4	0.9		1.0	0.3	1.8	4.8		0.6		0.4	0.9	1.7	0.3			3.4	0.7	0.5
	0.7				3.1	11.7	1.1											0.4	0.2	
1.3		1.1	0.3	0.9					0.6		0.3	1.5	1.4		2.5	1.0	0.3			0.7
8.7	1.9	0.7	4.3						6.1		3.1				8.2	8.8	4.5			1.4
									0.6	0.8				10.5	0.3					
									1.0		0.3		0.9		0.9	3.4	0.8			
0.7		0.4		0.3					1.6						1.3					
0.3		1.4		1.7							2.3		4.2	7.2	2.8	0.3	1.8			
2.7	11.9	0.4	0.6	4.9				0.4	4.5	3.1	1.1			0.4	7.3	4.9	2.9			6.5
0.3			1.7						0.6	2.0				1.3	0.3	0.5				1.6
	3.5		6.8		1.7	6.6	0.9	5.9				0.4						1.4	3.6	13.7
		1.8		0.3						0.3	2.3		7.3		0.3		2.6			
0.7																				
	0.5		1.8		5.1			1.5	0.3			2.3			1.6			1.7	3.3	2.8
	0.2	1.1	1.2		1.4	3.8	1.8	5.2			1.9							1.4	1.5	1.4
0.7			0.3			3.1	2.5	3.0	1.3	0.3		0.4		2.5	0.6		0.3			
1.3	0.7	0.4	0.3	0.6	1.0	2.4	4.0	1.8	2.9			0.4			2.2	2.3			1.5	
				0.7																
		0.4								0.3				0.8					0.4	
			4.4	0.6	0.3	0.3	3.0	1.8				1.1		0.4	0.3				1.5	1.2
			0.9		1.0							0.8							0.4	
		0.4																		
		0.4		1.4							3.1		5.4		1.9		4.2			
	1.6	2.5		0.6	0.3			0.4	0.6	0.3	1.4		1.6	0.0	0.9	1.8	0.5	0.3		1.2
	0.7	3.2	4.7		8.5	0.7	0.6	1.8	0.3	0.6	0.6	14.9				1.3	14.4	5.5		0.7
	1.2	0.7	5.0									1.5					2.4			
	0.5		2.1			2.0	1.2								0.6					0.9
1.3	0.2	4.2	5.3	0.6	21.2	2.1	1.5	4.8	0.3		0.6	12.3			0.9	0.3	0.3	15.4	14.5	3.5
	0.2	0.7	2.6		0.7			0.4				1.1						0.7	0.7	0.5
1.3	0.7			1.7					2.9		0.8				0.6	1.3	1.3			
			1.0											13.1				0.4		
6.4									6.7											
0.3			1.0		0.3	1.4	1.0	1.0	0.3			0.8				2.3			0.7	
0.3	2.8						0.6	1.0								0.8				2.0
	0.7									2.3						1.6				
0.7	7.0	5.3		9.2					3.8	0.6	6.2		2.1	0.4	7.9	5.5	5.8	0.3		1.0
	0.3				0.7	2.0	0.5	2.0				0.8							2.2	
	0.8		4.4			0.4	1.0	2.0	0.3			1.0					0.3			3.0
		0.4	0.9			1.0		2.5						6.3					0.7	1.0
	0.7		1.0		3.0		0.9	3.2				3.2		3.4	0.6					
	1.0		2.0		0.9	0.7								0.8					0.4	0.5
5.7									9.5							2.8				0.7
9.7	2.3	3.9		13.0					6.4		34.3		19.7	0.4	11.0	7.8	32.1	0.7		3.5

VII - CARATTERISTICHE GEOMORFOLOGICHE E SISMO-STRATIGRAFICHE DELL'AREA SOMMERSA

1. - GENERALITÀ

L'area che ricade nel Foglio 520 e 520bis "Sapri" è caratterizzata da una piattaforma continentale a bassa pendenza di ampiezza variabile; il margine della piattaforma è netto ed è collocato ad una profondità che va dai circa -100 m a -120 m; la relativa scarpata è molto acclive e solcata da varie incisioni parallele; si individuano aree di testata in arretramento che partono da profondità meno elevate (circa -70 m). Tali testate sono collocate in corrispondenza di due profondi ed importanti *canyon* a sud di Cala degli Infreschi (BUDILLON *et alii*, 2011).

L'area di piattaforma a sud di Camerota presenta bassi tassi di sedimentazione dei depositi Tardo-Quaternari, con molte morfologie relitte caratterizzate da affioramenti di substrato e di unità non litoidi pleistoceniche con associate superfici di spianamento marino probabilmente policicliche; si riconoscono inoltre varie superfici erosive con relativi depositi relitti di tipo costiero ubicati tra i -95 m ed i -120 m chiaramente correlabili all'ultima fase di stazionamento basso del livello del mare. L'area costiera che va da Camerota a Scario presenta alte falesie che proseguono nell'area sommersa a profondità crescenti (da ovest ad est); da Scario a Sapri il litorale diventa basso e caratterizzato da un sistema di spiaggia ben sviluppato e dall'estuario del Bussento; in questo settore si riscontrano, sulla piattaforma, tassi di accumulo più elevati con morfologie dominate dalla sedimentazione. A profondità prossime al margine della piattaforma i tassi di sedimentazione si riducono in maniera significativa ed emergono morfologie relitte di cordoni costieri collocati ad oltre 100 m di profondità. A sud di Sapri a profondità maggiori si riscontra un esteso affioramento di substrato, di forma a cuspidi, allungata con direzione NS con pareti molto acclivi, che emerge dal fondo per un'altezza di oltre 50 m.

2. - SISMOSTRATIGRAFIA

La ricostruzione dell'assetto stratigrafico del substrato marino è stata rivolta prevalentemente ai depositi relativi al tardo Pleistocene ed Olocene, in modo da focalizzare l'evoluzione che ha portato all'attuale assetto della piattaforma continentale. Sono stati per questo motivo studiati prevalentemente profili sismici di alta risoluzione (*Chirp*) (Fig.57), poiché il loro elevato dettaglio ben si presta al riconoscimento delle geometrie stratigrafiche dei depositi tardo-quaternari.

Nei profili sismici (*Chirp*) si riscontra la presenza di unità deposizionali ascrivibili alle fasi eustatiche del Pleistocene-Olocene. L'unità geometricamente più profonda, visibile nella sezione in Figura 58, affiora nell'*offshore* di Camerota ed arriva quasi al margine della piattaforma posto ad oltre -130 m; è rappresentata da relitti morfologici di unità probabilmente deposte a partire dal Pleistocene inferiore al medio; tale unità definita come **m₁₀**, è caratterizzata da corpi con varia organizzazione stratigrafica; si riconoscono clino-stratificazioni tipiche di depositi marini di piattaforma e corpi progradanti con vari ordini di superfici erosive che indicano un ambiente paralico; tale unità si è deposta in fasi precedenti ai 100 ka fa (Pleistocene inferiore? - medio).

L'unità definita come "Sequenza Tardo-Quaternaria" si è deposta tra gli stadi

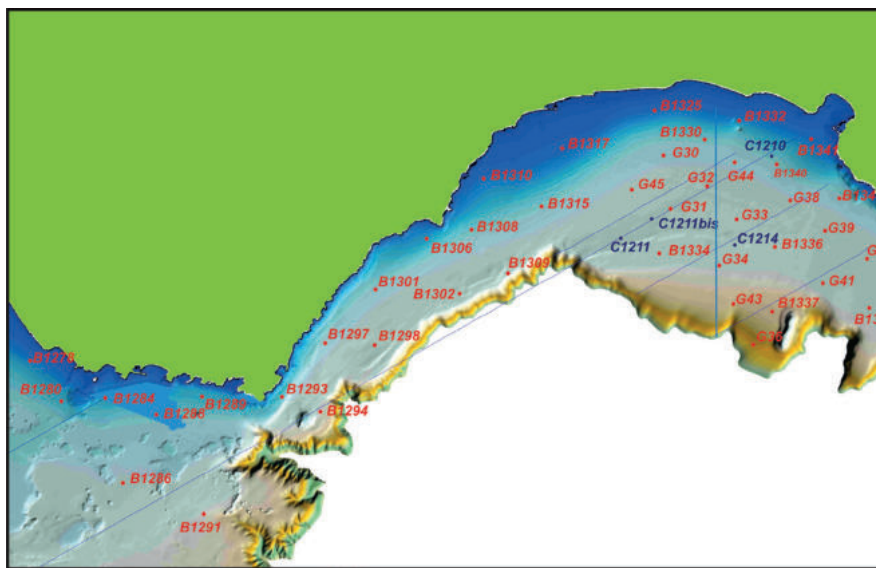


Fig. 57 - Immagine del modello digitale del fondo mare, con ubicazione delle linee sismiche Chirp e dei punti di campionatura, in rosso sono indicate bennate e box corer, in azzurro i carotaggi.

isotopici 5e e 5f (Fig. 58) (tra i 75 e gli 80 ka BP) (CITA & CASTRADORI, 1995; CATALANO *et alii*, 1998); in questa fase ha inizio la discesa del livello del mare che aveva stazionato nel Tirreniano ad una quota di circa +8 m rispetto all'attuale, con la migrazione della linea di costa verso mare e la deposizione di gruppi di parasequenze progradanti. La morfologia del substrato appare regolarmente spianata, tuttavia presenta una serie di relitti morfologici leggermente rilevati a largo di Camerota e di Punta Infreschi, dovuti alle migrazioni precedenti del sistema erosivo-deposizionale di costa; tali morfologie leggermente rilevate inoltre sembrano essere impostate in corrispondenza di zone di deformazione tettonica che ha interessato i termini più antichi dell' m_{10} (BUDILLON *et alii*, 2011); nella piattaforma a largo di Sapri e Scario la morfologia è più regolare; queste unità deposte in regressione vengono progressivamente erose nella parte alta dalla migrazione verso mare del sistema dinamico spiaggia emersa-sommersa, fino ad elidere quasi completamente gli *offlap break* dei corpi progradanti.

I depositi di stazionamento basso riconosciuti al margine della piattaforma testimoniano che il livello del mare è al minimo eustatico (circa -120 m); sulla piattaforma di Sapri, che presenta una morfologia regolare, e sulla piattaforma di Camerota, distinta da alti e piccole depressioni, si imposta una piana costiera, caratterizzata dalla deposizione di corpi di spiaggia ed ambienti di transizione piuttosto sviluppati; il reticolo idrografico fluviale in queste fasi ha reinciso i depositi di regressione; alcune canalizzazioni si riconoscono nell'area tra Camerota e Capo degli Iscoletti; le unità riconosciute in sismica, sedimentate a partire dalle fasi regressive, possono essere collocate stratigraficamente dopo il *subsistema di Palinuro* (PUR).

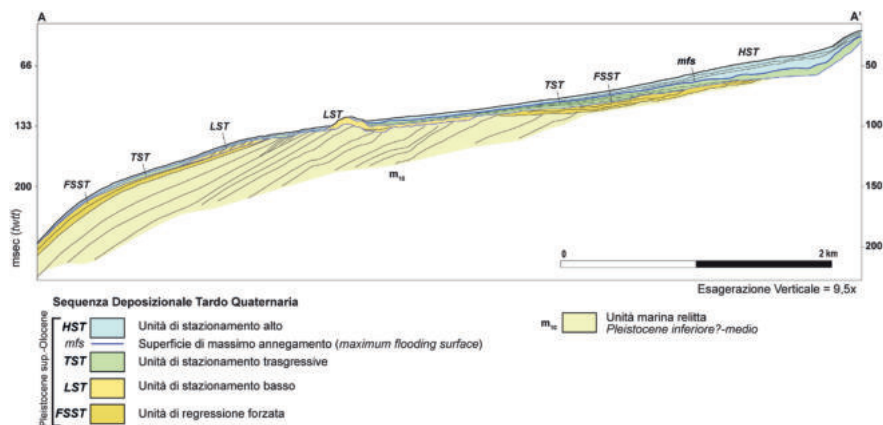


Fig. 58 - Sezione ubicata a largo di Policastro; sono rappresentate le unità Tardo-Quaternarie HST, TST, LST, FSST.

In questa fase i sedimenti che arrivano all'ambiente di spiaggia si distribuiscono su una piattaforma ormai ristretta definendo delle progradazioni pronunciate del prisma di stazionamento basso (*lowstand systems tract LST*); si riconoscono depositi paralicco-continentali ascrivibili a tale fase, con un paleo cordone costiero ben definito e riconoscibile sulla piattaforma di Sapri (in Figura 59, sono riportate le stratigrafie dei carotaggi eseguiti su tali cordoni), di cui, sulla piattaforma di Camerota, si riconoscono soltanto alcuni lembi. Con la successiva fase di risalita eustatica, relativamente rapida, la linea di costa migra velocemente verso terra, lasciando come traccia la rielaborazione della superficie trasgressiva; in tutta l'area i tassi di sedimentazione non risultano elevati, e gli spessori dell'unità di trasgressione (*transgressive systems tract TST*) sono limitati, ad eccezione dell'area a largo dell'attuale foce del Bussento e dell'area costiera di Sapri.

Con la massima inondazione (*mfs*) ed il raggiungimento del massimo eustatico, i tassi di sedimentazione sono minimi ed incominciano a localizzarsi le prime terminazioni in *downlap* a largo della piana costiera di Policastro; il cuneo progradante di stazionamento alto si definisce chiaramente solo nelle aree costiere di Policastro e Sapri grazie all'apporto dei corsi fluviali e ad un più elevato spazio di accomodamento dei sedimenti.

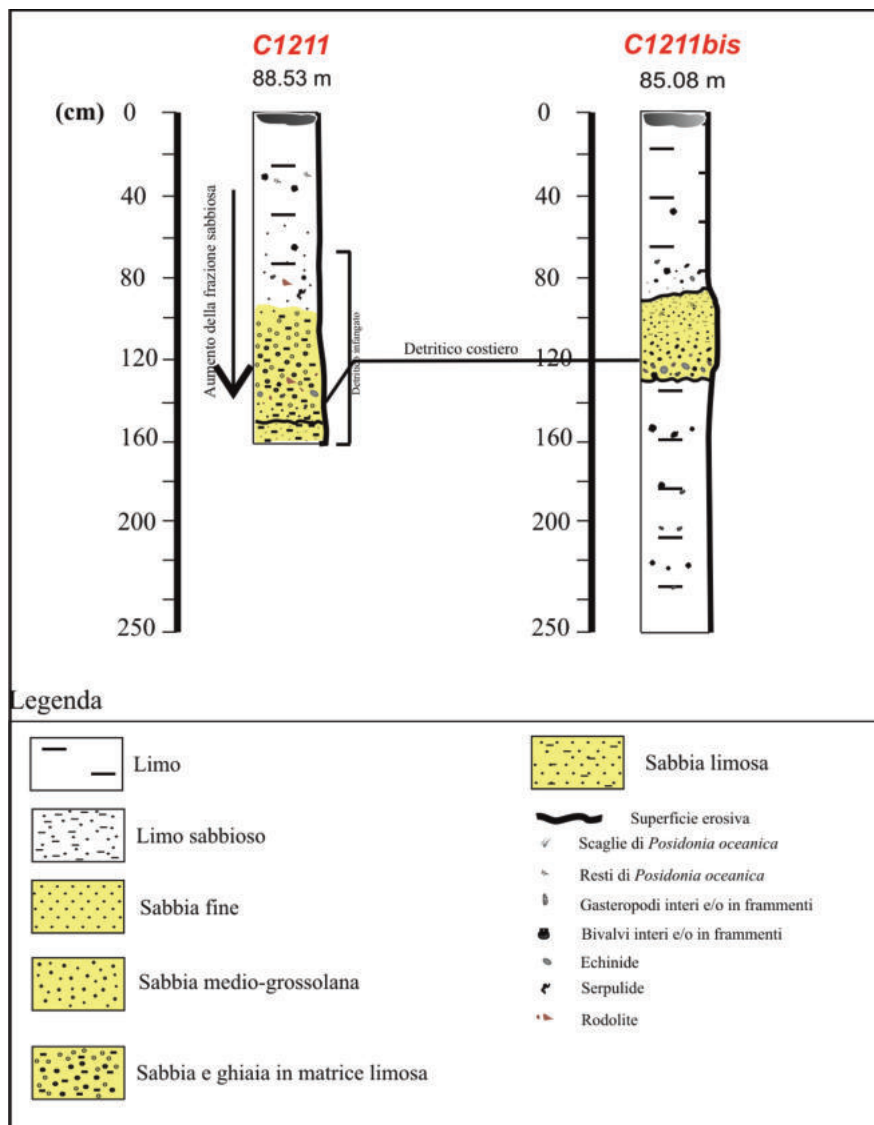


Fig. 59 - Descrizione delle carote C1211 e C1211bis, campionate a largo di Policastro; nella stratigrafia della carota C1211 è riconoscibile tra 120 e 150 cm un deposito di spiaggia associato ad alcune superfici erosive, tale deposito racchiude la superficie erosiva di migrazione del sistema di spiaggia (ravinement) durante l'ultima risalita del livello del mare; tale deposito ben si correla con uno stesso livello identificato all'interno della carota 122 bis a circa 120 cm di profondità.

VIII - TETTONICA

1. - CARATTERI DEFORMATIVI GENERALI DELL'AREA

L'analisi dell'assetto tettonico della regione compresa nel Foglio ha permesso di caratterizzare l'evoluzione del regime deformativo mio-pleistocenico di un settore sud-appenninico posto in prossimità del confine calabro-lucano. Ulteriori elementi desunti dallo studio della successione di età compresa tra il Triassico superiore e l'Eocene hanno inoltre consentito di caratterizzare i tratti salienti della tettonica pre-orogena. Quest'ultima è legata all'evoluzione dell'articolato margine passivo tetideo a partire dal Giurassico inferiore e alla sua successiva deformazione, a partire dal Cretacico superiore, connessa alla fase tettonica eoalpina. L'analisi delle strutture tettoniche cartografabili, la ricostruzione del significato stratigrafico e paleostrutturale delle successioni affioranti all'interno del tratto di prisma orogenico rilevato hanno permesso l'individuazione di numerosi vincoli utili alla ricostruzione della sua evoluzione geologica (Figg. 3, 6). Ulteriori vincoli sono stati poi derivati dall'analisi stratigrafica e strutturale in chiave regionale.

Le successioni stratigrafiche affioranti nel Foglio sono state inserite in differenti unità e subunità tettoniche in base al riconoscimento: a) di superfici tettoniche di svincolo indubbiamente significative in un contesto anche regionale; b) del significato stratigrafico e paleoambientale delle successioni sedimentarie rilevate; c) del grado variabile e, il più delle volte polifasico, della deformazione orogena.

Le unità e subunità tettoniche individuate sono, dall'alto (Figg. 3, 4):

1) Unità tettonica Nord-Calabrese, suddivisa nelle due subunità tettoniche superiore e inferiore. Quest'ultima è del tutto coincidente con l'unità tettonica *Caste-lnuovo Cilento* (ovvero dei terreni ad "affinità sicilide" auct.) individuata nei contigui Fogli 503 Vallo della Lucania (SGI-APAT, 2005) e 504 Sala Consilina (SGI-ISPRA, 2010);

2) Unità tettonica Bulgheria, suddivisa dal basso verso l'alto nelle subunità

tettoniche di Roccagloriosa e del M. Bulgheria;

3) Unità tettonica dei Monti Alburno-Cervati-Pollino.

Le peculiarità tettoniche e geodinamiche dell'area compresa nel Foglio derivano, in buona misura, da due aspetti distinti.

In primo luogo affiorano nell'area terreni estremamente diversificati e riconducibili all'impilamento tettonico delle coperture sedimentarie di settori crostali aventi diverso significato paleogeografico. Sono presenti, a partire dai livelli strutturalmente apicali del *multilayer* tettonico: *a*) coperture oceaniche di età compresa tra l'Eocene ed il Miocene inferiore (successioni liguridi dell'unità tettonica Nord-Calabrese); *b*) coperture di crosta continentale, presumibilmente assottigliata, posta al margine occidentale della microplacca apula e deposte tra il Triassico superiore ed il Miocene inferiore (successioni carbonatiche di transizione del M. Bulgheria); *c*) coperture di crosta continentale non assottigliata deposte tra il Giurassico medio ed il Miocene inferiore (successione carbonatica di piattaforma dei Monti Alburno-Cervati-Pollino). Per ciascuno di questi livelli non è nota in affioramento nel Foglio la porzione stratigrafica inferiore; correlazioni con le aree contigue e profili sismici profondi tarati con pozzi consentono, tuttavia, di individuare le porzioni assenti in affioramento e certamente, o con buona probabilità, esistenti nel sottosuolo (MOSTARDINI & MERLINI, 1988; CASERO *et alii*, 1992; MENARDI NOGUERA & REA, 2000; PATAcca & SCANDONE, 2007, tra gli altri) (Fig. 2). Da segnalare la mancanza in affioramento nel Foglio dei terreni riferibili alle unità Sicilidi *auct.* Queste sono note appena più a nord (Fogli 503 Vallo della Lucania (SGI-APAT, 2005) e 504 Sala Consilina (SGI-ISPRA, 2010)) e a ovest (Foglio 519 Capo Palinuro (SGI-ISPRA, in stampa), sebbene con estensioni in affioramento e spessori molto esigui).

In secondo luogo, la localizzazione del Foglio in connessione della terminazione nord-occidentale della Linea trascorrente sinistra del M. Pollino (KNOTT & TURCO, 1991; CINQUE *et alii*, 1993; SCHIATTARELLA, 1998) consente di individuare nella migrazione plio-pleistocenica dell'Arco calabro, probabilmente iniziata nel Miocene superiore *p.p.*, il motore geodinamico, a sua volta indotto dal *roll-back* della litosfera ionica (MALINVERNO & RYAN, 1986; DOGLIONI *et alii*, 1999), responsabile della deformazione in “fuori sequenza” della porzione del prisma di accrezione rilevato nel Foglio. In conseguenza di ciò si sarebbero individuati: *a*) la surrezione del massiccio del M. Bulgheria e la formazione della unità tettonica corrispondente (Fig. 60); *b*) la deformazione durante il Miocene superiore *p.p.*-Pliocene medio dell'intera porzione apicale del prisma di accrezione strutturatosi nel Miocene inferiore e medio secondo un modello deformativo tettonico di tipo *wrench* in regime sinistro (Figg. 3, 4, 61).

Ciascuna delle successioni stratigrafiche costituenti le unità e subunità tettoniche riconosciute all'interno del Foglio mostra nella sua porzione apicale la graduale evoluzione verso termini di avanfossa secondo una distribuzione stratigrafica

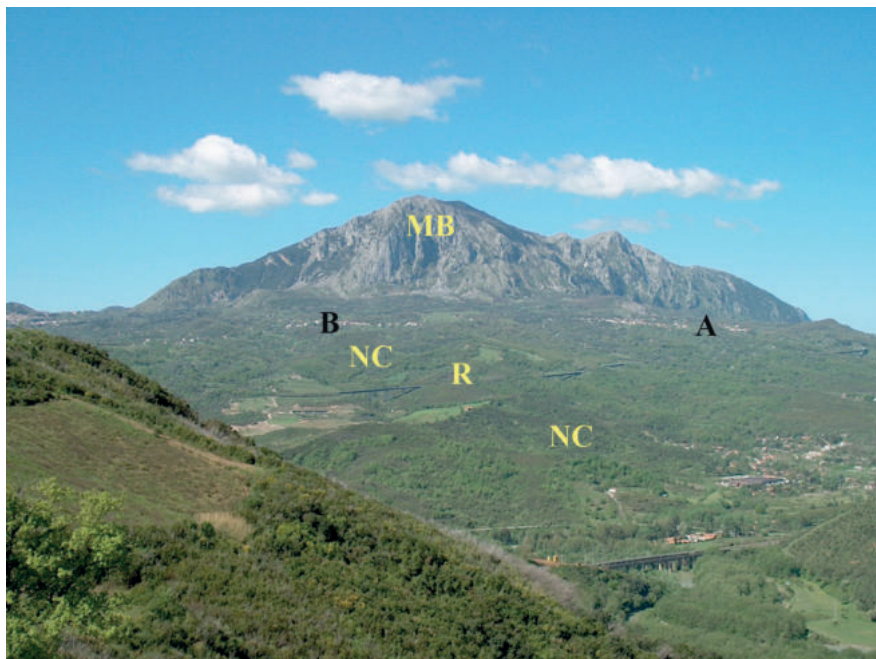


Fig. 60 - Panorama del Monte Bulgheria da NE. E' visibile l'assetto a grande scala dell'anticlinale di rampa in fuori-sequenza con tendenza alla verticalizzazione degli strati verso nord (a destra nella figura). La linea traspressiva sinistra (terminazione settentrionale in affioramento della Linea trascorrente sinistra del M. Pollino) tra la successione giurassica del M. Bulgheria (subunità tettonica di Monte Bulgheria, **MB**) e la geometricamente sottostante Unità tettonica Nord-Calabrese (**NC**) è mascherata nell'area da una estesa copertura detritica a monte degli abitati di Bosco (**B**) e Acquavena (**A**). Localmente è osservabile (riedel sintetico affiorante in finestra tettonica) la successione miocenica della subunità tettonica di Roccagloriosa (**R**). Il versante in primo piano (M. Granara) è impostato nella formazione del Saraceno (subunità tett. Nord-Calabrese superiore).

e strutturale che è coerente con la posizione geometrica delle unità tettoniche di appartenenza. Ciò sottolinea la graduale deformazione di porzioni significative dei bacini sedimentari a partire da quelli più interni dal Miocene inferiore (Aquitano). E' di questa età l'evoluzione ad avanfossa del dominio ligure interno con la deposizione del membro del Sovereto (**SCE₁**) della formazione del Saraceno (vedi anche CIARCIA *et alii*, 2012). A questa fase succede la deformazione del domino ligure esterno durante il Miocene inferiore (intervallo superiore delle marne e calcareniti del Torrente Trenico, **TNC**, e arenarie di Pianelli, **PNL**). Successivamente, a partire dalla parte alta del Miocene inferiore evolvono a bacini di avanfossa anche i domini più interni della piattaforma carbonatica rappresentati

inizialmente dalla sua transizione a bacino (età della parte alta delle argilliti e calcari di S. Giovanni a Piro dell'unità tettonica Bulgheria, **GIP₁**) e, successivamente, dal corpo della piattaforma stessa (passaggio tra **FCE** e **BIF**). La migrazione della deformazione orogenica verso i quadranti orientali può essere chiaramente dedotta anche attraverso la distribuzione stratigrafica delle successioni discordanti di *thrust top* affioranti. La base della successione di *thrust top* del gruppo del Cilento deposta sulle falde interne, già deformate, è non più antica del Burdigaliano medio-superiore (porzione inferiore delle arenarie di Pollica, **PLL**); gli analoghi depositi discordanti sulla piattaforma carbonatica sono non più antichi del Tortonian medio-superiore (calciruditi ed arenarie di Piaggine, **PGN**). La deposizione delle breccie di Sapri (**BPR**) potrebbe essere attribuita pertanto al Miocene medio o alla parte bassa del superiore.

La continuità laterale dell'unità tettonica Alburno-Cervati-Pollino sembra essere interrotta, anche nel sottosuolo del Foglio Sapri, da un importante sovrascorrimento che ne causerebbe un significativo raddoppio a profondità relativamente ridotte (MENARDI NOGUERA & REA, 2000; Fig. 2). La superficie di svincolo tirreno-vergente tra due distinti *thrust sheets* si raccorderebbe in profondità al piano di accavallamento della piattaforma sulle unità lagonegensi (SAITTO *et alii*, 2002).

2. - ASSETTO MORFOSTRUTTURALE E PRINCIPALI LINEE TETTONICHE

Le più antiche strutture tettoniche responsabili dell'assetto del Foglio sono rappresentate dai sovrascorrimenti che hanno determinato l'impilamento dell'unità Nord-Calabrese superiore su quella inferiore. Tali superfici sono osservabili chiaramente in affioramento solo in aree molto limitate anche a causa della prevalente natura pelitica dei terreni a contatto e delle conseguenti rilevanti estensioni delle coperture. Tuttavia, la causa principale delle scadenti qualità di affioramento delle superfici tettoniche in oggetto sembra riconducibile anche ai ripetuti eventi in fuori-sequenza (tra cui particolarmente efficace quello dell'unità tettonica Bulgheria). Sono infatti presenti al fronte settentrionale del massiccio del M. Bulgheria evidenti pieghe sinformi e antiformali orientate in senso E-O, arcuate in pianta, (ad es.: tra Poderia e Celle di Bulgheria, Sez. III Camerota) che individuano locali *klippen* ripiegati della subunità tettonica Nord-calabrese inferiore sovrascorsi sulla subunità tettonica di Roccalgoriosa (Fig. 3).

L'area posta circa 2 km a NE di S. Giovanni a Piro (Sez. III Camerota), ai piedi del versante nord-orientale del M. Bulgheria, è l'unica dove si osserva in affioramento per una certa estensione il piano di accavallamento della subunità tettonica Nord-Calabrese superiore su quella inferiore. Una ulteriore evidenza di tale accavallamento si rinviene ai limiti occidentali del Foglio ad ovest di Montano Antilia (Sez. IV Torre Orsaia). Tale contatto primario è altrove mascherato da

estese coperture detritiche (valle del F. Bussento tra Policastro e M. Cuccaro, Sez. II Sapri), tiltato e/o dislocato da superfici tettoniche successive. Nel complesso, la ricostruzione di tale superficie individua una estesa finestra tettonica allungata in senso appenninico tra Roccagloriosa e Scario al cui interno viene riesumata anche la più profonda, e più recente, superficie di accavallamento tra le unità Nord-Calabresi, già strutturate, e la subunità di Roccagloriosa (Fig. 3). L'analoga superficie di appoggio delle coltri interne sulla subunità di M. Bulgheria è stata completamente cancellata dall'erosione a seguito del sollevamento del massiccio durante il Miocene superiore *p.p.* e il Pliocene (Cap. VIII-3.7). L'analisi biostratigrafica dei terreni posti a letto e a tetto del sovrascorrimento tra le due subunità Nord-Calabresi e l'età della porzione inferiore dei depositi di *thrust top* sovrastanti (gruppo del Cilento) suggerisce un'età deformativa essenzialmente intra-burdigaliana che si estende, probabilmente, fino al Langhiano.

Di età sicuramente successiva al Tortoniano medio-superiore invece, risulta essere il sovrascorrimento regionale delle unità Nord-Calabresi già strutturate sull'unità tettonica Bulgheria e su quella della piattaforma carbonatica dei Monti Alburno-Cervati-Pollino^{**}. Il vincolo cronostratigrafico è fornito dalle età delle calciruditi ed arenarie di Piaggine (**PGN**) che in nessun caso poggiano con contatto stratigrafico, sulle coltri interne. Le tracce di quest'ultimo sovrascorrimento sono presenti all'interno del Foglio in maniera molto estesa, ma appaiono vistosamente ruotate e dislocate da deformazioni successive, affiorando sempre all'interno di estese finestre tettoniche dove vengono riesumati livelli profondi del *multilayer* tettonico miocenico in seguito alla strutturazione in fuori sequenza dell'Unità tettonica Bulgheria. In molti casi, la traccia cartografica del sovrascorrimento delle unità interne su quelle esterne costituisce un *marker* significativo che consente l'individuazione delle strutture generate dal successivo campo di *stress* con la deformazione in fuori sequenza di età essenzialmente pliocenica. Oltre alle strutture plicative di Poderia-Celle di Bulgheria e Roccagloriosa-Scario già ricordate, appaiono particolarmente significative quelle analoghe, ma ad orientazione anti-appenninica (N20°-40°), presenti nell'area Sapri-Torraca-Vibonati e, soprattutto, tra Roccagloriosa e Torre Orsaia. Nella prima, si osservano fasci di pieghe sinformi e antiformali le cui culminazioni assiali portano in affioramento rispettivamente i termini apicali sovrascorsi dell'unità Nord-Calabrese (**SCE**) e quelli cenozoici della successione di piattaforma carbonatica (**TRN**, **ALR** e **BIF**). Nella seconda si osserva la sovrapposizione dei termini intermedi (**TNC**) e, marginalmente, di quelli apicali (**PNL**) della subunità Nord-Calabrese inferiore sulla successione apicale della subunità tettonica di Roccagloriosa (**GIP**). Una ulteriore, significativa struttura analoga, sebbene parzialmente mascherata da importanti faglie normali

^{**} Il Direttore del rilevamento propende per una diversa e più articolata evoluzione tettonica del Miocene medio-superiore.

e trastensive quaternarie, è presente nel settore sud-orientale del Foglio ai piedi del versante settentrionale di M. Ceraso (Sez. II Sapri) (Fig. 3), in corrispondenza della terminazione occidentale della struttura Sapri-Rivello, connessa al bacino del F. Noce, meglio affiorante nel contiguo Foglio 521 Lauria (vedi anche TURCO *et alii*, 1990); i terreni della subunità Nord-Calabrese superiore individuano in quest'area un corridoio morfotettonico depresso ad orientazione antimeridiana che mostra in finestra tettonica tutti i termini cenozoici dell'unità Alburno-Cervati-Pollino (**TRN**, **ALR**, **FCE**, **BIF** e **BPR**). Tale struttura è bordata verso sud da un piano di accavallamento in fuori sequenza che ha riesumato i termini cretaci di piattaforma dell'unità Alburno-Cervati-Pollino, ma che è stato riattivato successivamente in regime distensivo. Tale configurazione costituisce un segmento della Linea trascorrente sinistra del M. Pollino (SCHIATTARELLA, 1998) posta al margine nord-orientale della struttura del M. Coccovello (Foglio 521 Lauria, SGI-ISPRA, in stampa). Esigue superfici riconducibili all'accavallamento regionale del Miocene superiore affiorano secondo direzioni meridiana ed anti-appenninica poco a ovest di Caselle in Pittari. In quest'area, esse tagliano superfici assiali di pieghe riconducibili, probabilmente, alla iniziale deformazione del Miocene medio e vengono tagliate dalle superfici tettoniche in fuori sequenza del Pliocene inferiore-medio. Faglie inverse mio-plioceniche con geometrie ad alto angolo hanno talora condotto alla inversione tettonica delle posizioni geometriche relative del prisma di accrezione più antico.

Tra queste strutture, generalmente di tipo rampa frontale, sono da menzionare: *a*) la sovrapposizione della parte superiore di **TNC** (subunità tettonica Nord-calabrese inferiore) su **SCE₁** (subunità tettonica Nord-calabrese superiore) osservabile poco a NO di Caselle in Pittari; *b*) il sovrascorrimento di **GSO** su **TNC** poco a est di Abatemarco; questa faglia, appena oltre il limite occidentale del Foglio (dintorni di Futani, Foglio 519 Capo Palinuro, SGI-ISPRA, in stampa), taglia ad alto angolo il *sole thrust* del Miocene inferiore (in corrispondenza dell'accavallamento di **CRN** su **GSO**) che aveva strutturato le unità Nord-Calabresi.

Le strutture mioceniche appena descritte non caratterizzano elementi morfotettonici significativi attuali nel Foglio. La quasi totalità dei terreni di provenienza oceanica (unità Nord-Calabrese) si rinviene concentrata in affioramento all'interno di una fascia ampia una decina di km che decorre in senso ONO-ESE da Montano Antilia verso Sapri. I suoi limiti in superficie corrispondono a importanti elementi stratigrafici e strutturali. Il più meridionale di essi corrisponde alla faglia regionale M. Pollino-M. Bulgheria prima descritta; quello settentrionale è costituito, nella porzione nord-occidentale del Foglio, dal limite discordante del sovrastante gruppo del Cilento e, nel suo settore nord-orientale, dall'allineamento Morigerati-Tortorella-Casaletto Spartano-Tempe dei Cannati (Sez. I Caselle in Pittari). Quest'ultimo corrisponde, per buona parte, a un rilevante binario trascorrente antiappenninico che è dislocato da faglie trascorrenti destre e sinistre, oltre che da più recenti

faglie normali appenniniche e antiappenniniche con rigetti anche superiori ad alcune centinaia di metri. L'allineamento coincide con il limite in affioramento tra le unità Nord-Calabresi sovrascorse sulle unità carbonatiche di piattaforma e sulle relative coperture. Si ipotizza che tale allineamento abbia potuto funzionare come binario connesso alla deformazione in fuori sequenza del Messiniano (?)–Pliocene medio (linea Tortorella. - Casaleto Spartano. - Tempa dei Cannati) (cfr. Cap. VIII-3.7). Una ulteriore fascia di affioramento dei terreni Nord-Calabresi, orientata in senso anti-appenninico (N40°), è presente nell'area compresa tra Alfano, Torre Orsaia e Caselle in Pittari. Anche il limite orientale di questa fascia coincide con la superficie di tipo *flat* dell'accavallamento, visibilmente basculato, delle unità Nord-Calabresi sulla piattaforma carbonatica e sulle relative coperture discordanti (PGN). Sempre in questa area, sono osservabili anche piani di sovrapposizione ad andamento anti-appenninico che portano le internidi a sovrapporsi localmente sulla porzione basale del sovrastante gruppo del Cilento (PLL).

Ulteriori superfici tettoniche di rilevante interesse sono costituite da faglie trascorrenti traspressive sinistre organizzate talora in sistemi *en echelon* (Fig. 3, 61). Tali faglie, orientate in senso est-ovest, sono anch'esse molto probabilmente associate alla deformazione in fuori sequenza dell'unità tettonica Bulgheria e hanno permesso la surrezione del massiccio omonimo a partire dal Miocene superiore, in concomitanza con l'apertura del bacino Tirrenico. Analisi palinologiche sui sedimenti lacustri del Pliocene superiore di Licusati (LIC_e) hanno messo in evidenza elevazioni di circa 800-1000 m s.l.m dei versanti circostanti il lago (RUSSO ERMOLLI, 1999) suggerendo che il massiccio del Bulgheria avesse già raggiunto a quel tempo gran parte della sua quota topografica attuale.

I limiti inferiori e superiori delle età delle deformazioni non sono sempre definibili con precisione mancando sovente di chiari vincoli stratigrafici a riguardo. In numerosi casi, tuttavia, il rilevamento litostratigrafico di dettaglio condotto in scala 1:10.000 e, soprattutto, l'analisi delle relazioni geometriche e strutturali di superficie hanno consentito di cartografare coerentemente le principali superfici tettoniche osservate consentendo di caratterizzarne la tipologia, la rilevanza e, frequentemente, l'intervallo cronostratigrafico di formazione (cfr. Figg. 3, 4, 61). A tale riguardo, sono risultati di particolare utilità i vincoli stratigrafici forniti dalle età stabilite, o disponibili in letteratura, delle unità stratigrafiche deposte in bacini di avanfossa (dalla più antica alla più recente: SCE₁, PLL, GIP₁, BIF) e di *thrust top* (dalla più antica alla più recente: PLL-MAU/ABD, BPR, PGN).

E' stato così possibile procedere all'individuazione all'interno del Foglio di una complessa successione di eventi deformativi:

- a) fagliazioni sinsedimentarie estensionali del Giurassico inferiore connesse all'apertura della Tetide mediterranea;
- b) tracce di una ulteriore tettonica estensionale (trastensiva ?) sinsedimentaria del Cretacico superiore-Eocene, legata alla evoluzione preorogonica della transizione a bacino della piattaforma carbonatica (bacino della successione

- di Roccagloriosa);
- c) regime compressivo nei domini interni durante il Miocene inferiore con conseguente sovrapposizione della subunità tettonica Nord-Calabrese superiore su quella inferiore;
 - d) tettonica compressiva del Miocene medio (post-Langhiano superiore?) che conduce alla deformazione dell'avanfossa della formazione del Bifurto (**BIF**). A tale evento segue un lungo periodo di emersione e forse di quiete orogenica (SGROSSO, 1998);
 - e) tettonica distensiva pre-Tortoniano medio-superiore che, dopo la fase compressiva precedente, ha provocato il brusco passaggio da un ambiente emerso ad un ambiente di bacino probabilmente profondo (bacino delle breccie ed arenarie di Piaggine) (SGROSSO, 1998);
 - f) tettonica compressiva del Miocene superiore. Il primo e il più importante di tali eventi (post Tortoniano medio-superiore, ovvero post-**PGN**) provoca la sovrapposizione in fuori sequenza delle falde interne già deformate (Unità tettonica Nord-Calabrese) sui domini di transizione della piattaforma carbonatica (Unità tettonica Bulgheria) e su vasti settori della piattaforma stessa. A questa fase è con buona probabilità ascrivibile lo sviluppo delle pieghe di seconda generazione osservabili nella formazione del Saraceno (**SCE**).
 - g) tettonica traspressiva, in regime sinistro e in fuori sequenza, precedente al Pliocene superiore (ovvero pre-**ROF/LIC**) e distensiva che conduce anche alla riesumazione dei livelli relativamente profondi del *multilayer* tettonico miocenico. Tali eventi comportano, anche in conseguenza a fenomeni di tipo gravitativo, il raddoppio delle unità interne che spesso si trovano in contatto tettonico con i termini alti della piattaforma carbonatica.
 - h) tettonica estensionale e trastensiva polifasica agente secondo direzioni variabili nel tempo (a partire dal Pliocene superiore). Tale tettonica ha contribuito profondamente a modellare ulteriormente le forme del paesaggio ereditate dalle fasi tettoniche precedenti individuando il paesaggio attuale anche attraverso la dislocazione dei terreni e delle forme legate ai cicli sedimentari marini quaternari (cfr. ASCIONE & ROMANO, 1999; CAIAZZO *et alii*, 2006). La fase estensionale più rilevante evidenziabile nel Foglio sembra essersi sviluppata durante il Pleistocene inferiore, analogamente ad altri settori costieri della Campania (cfr. CASCIELLO *et alii*, 2006), con la formazione di faglie listriche principali anti-appenniniche e di trasferimento appenniniche associate a rigetti anche maggiori di 3.000 m, come nel Bacino di Sapri (CAIAZZO *et alii*, 2006).

Il rilevamento geologico e l'analisi stratigrafico-strutturale delle successioni affioranti hanno consentito di cartografare le superfici tettoniche connesse alle fasi ora descritte sinteticamente ad eccezione di quelle più antiche (Giurassico inferiore e Cretacico superiore-Eocene), dedotte solo grazie ad analisi e ricostruzioni

stratigrafiche e sedimentologiche.

La marcata polifasicità dell'evoluzione tettonica ora sintetizzata ha controllato la formazione di figure d'interferenza, generalmente alla mesoscala. Queste sono normalmente tanto più evidenti e complesse quanto più antichi sono i depositi e le strutture rilevati. D'altra parte, le più antiche superfici tettoniche (ma, di sovente, anche molte di età più recenti) mostrano segni più o meno evidenti di ripetute riattivazioni in regimi deformativi diversi e, pertanto, sono state di sovente individuate su base cartografica. Ovviamente, le superfici recenti sono riconoscibili più facilmente e, quindi, appaiono essere maggiormente presenti in affioramento. Al contrario, quelle riconoscibili nelle successioni pelitiche delle unità interne, soprattutto in riferimento alle superfici assiali delle pieghe, sono poco caratterizzabili a causa delle cattive condizioni di affioramento e delle estese coperture detritiche e vegetali. In una delle principali aree di affioramento di tali terreni (tra Montano Antilia e il F. Mingardo, Sez. IV Torre Orsaia) si individuano a grande scala anticlinali e sinclinali variamente orientate, prevalentemente NO-SE e NE-SO. Le pieghe alla scala dell'affioramento sono prevalentemente isoclinaliche, talora con fianchi asimmetrici e rovesciate. In alcuni casi è possibile osservare che esse non sono cilindriche, con gli assi che variano in inclinazione da orizzontale a verticale. La forma del profilo delle pieghe può presentarsi "a scatola", a cerniera arrotondata, talora a cuspidi; tali caratteristiche sono spesso correlate alla litologia prevalente ed allo spessore degli strati.

3. - EVOLUZIONE PALEOGEOGRAFICA E GEODINAMICA

3.1. - TETTONICA ESTENSIONALE DEL GIURASSICO INFERIORE

Della paleotettonica sinsedimentaria del Giurassico inferiore non rimangono che alcuni indizi ed evidenze ricavabili in forma interpretativa dai caratteri sedimentari ed evolutivi delle successioni carbonatiche delle unità **CRH** e **BHE₁** (TESCIONE, 1997). Breccie sinsedimentarie e filoni nettuniani si rinvencono entro i calcari e calcari dolomitici di piattaforma del Giurassico inferiore (**CRH**), specialmente nella porzione superiore che soggiace alla successione di annegamento (**BHE₁₋₂**), con riempimenti di calcilutiti e calcareniti detritiche ed intraclastiche, spesso dolomitizzate. Gli spessori delle breccie gravitative soprastanti (**BHE_{1a}**) sono lateralmente variabili e mostrano una marcata geometria cuneiforme a grande scala a suggerire lo sviluppo di depocentri strutturali asimmetrici subsidenti (*half-graben*) originati in connessione della fase distensiva regionale connessa al *rifting* tetideo (cfr. BERNOULLI, 2001). Tali breccie, originariamente considerate deposito di periscogliera (breccie di Palinuro *sensu* SCANDONE *et alii*, 1964), sono

state successivamente reinterpretate come depositi sintettonici di base di scarpata (TESCIONE, 1997) e appaiono ben inquadrabili nel contesto evolutivo stratigrafico e paleotettonico relativo alla frammentazione ed all'annegamento di ampi settori della paleopiattaforma del Calcare Massiccio *auct.* (PASSERI & VENTURI, 2005). La successione del Triassico superiore-Sinemuriano inferiore del Foglio (**DBS** e **CRH**) è infatti perfettamente correlabile per facies ed età a quella della "Paleopiattaforma" *auct.* Analogamente, le sovrastanti successioni pelagiche bacinali e di scarpata giurassiche (**BHE** e **OOC**) sono perfettamente correlabili a quelle in facies umbro-marchigiana dell'Appennino centro-settentrionale. Le variazioni laterali di spessore apprezzabili localmente nelle unità **BHE**₁₋₂, secondo geometrie deposizionali a grande scala di tipo drappoggio, manifestano il perdurare nella parte alta del Giurassico inferiore di basculamenti differenziali del substrato carbonatico neritico già annegato. I migliori affioramenti per l'analisi di alcuni tra gli aspetti ora citati, tuttavia, si rinvencono all'interno del contiguo Foglio 519 Capo Palinuro (SGI-ISPRA, in stampa) (ad es: loc. La Molpa e lungo le falesie che limitano a sud il promontorio di Capo Palinuro).

3.2. - TETTONICA ESTENSIONALE DEL CRETACICO SUPERIORE *p.p.*-EOCENE

La marcata eteropia di facies nel Cretacico superiore-Eocene esistente tra la successione pelagica condensata in facies di soglia del Bulgheria (**SGC**) e i potenti depositi di scarpata di Roccagloriosa (**RCG**) suggerisce l'esistenza nell'intervallo di tempo corrispondente di un bacino subsidente all'interno del quale andavano a depositarsi i sedimenti neritici prodotti sulla piattaforma carbonatica dell'unità Alburno-Cervati-Pollino (SGROSSO & TORRE, 1967). La mancanza in affioramento dei termini basali della successione di Roccagloriosa non consente di collocare nel tempo con esattezza la formazione del bacino. Tuttavia il significato del passaggio stratigrafico posto tra la successione di scarpata del Bulgheria (**CBI**) e la sovrastante successione condensata (**SGC**) rende possibile individuare l'attivazione della struttura tettonica sinsedimentaria di Roccagloriosa durante il Campaniano superiore (Maastrichtiano inferiore ?), in analogia con quanto noto in letteratura per altri settori delle transizioni piattaforma-bacino dell'area apula e sud-appenninica (GRAZIANO, 1994; CARANNANTE *et alii*, 1999). Il ruolo esercitato da lineazioni trascorrenti durante il Cretacico superiore-Eocene sembra essere particolarmente rilevante a riguardo in un quadro regionale (GRAZIANO, 1994). L'omogeneità stratigrafica e di facies delle successioni pelitiche oligoceniche del Bulgheria e di Roccagloriosa (porzione superiore di **SGC** e **RCG**₁, rispettivamente) segnalano l'avvenuto livellamento fisiografico del bacino preesistente e, con ogni probabilità, la disattivazione della sua subsidenza tettonica (confermata dalla marcata analogia della successione del Miocene inferiore, **GIP**, a eccezione della porzione apicale).

Non sembra essere casuale, a tale riguardo, la contemporanea formazione del bacino di avanfossa (e la deposizione di **SCE₁**) nelle aree interne ormai prossime al prisma di accrezione appenninico. Si propone qui che la formazione del bacino di Roccagloriosa possa essere ricondotta allo sviluppo di una struttura di tipo *half-graben* localizzata lungo la transizione meso-cenozoica tra la piattaforma carbonatica dell'unità Alburno-Cervati-Pollino e la scarpata-bacino dell'unità Bulgheria. La faglia bordiera di tale struttura, immergente verso la piattaforma, separava un *footwall* sulla cui cresta (*hinge line*) andava a depositarsi la successione condensata pelagica (**SGC**), mentre sull'*hangingwall* si deponeva la coeva sequenza di scarpata (**RCG** e parte inferiore di **RCG₁**). L'assetto tettonico appena descritto andrebbe ad individuare una originaria contiguità laterale tra le successioni sedimentarie delle unità tettoniche Bulgheria ed Alburno-Cervati-Pollino (Fig. 4). Nondimeno, esso costituirebbe un analogo affiorante, almeno in modo parziale e deformato tettonicamente, della transizione tra le facies di scarpata e quelle di piattaforma supposta da MENARDI NOGUERA & REA (2000) all'interno della catena apula sepolta nel sottosuolo della Campania meridionale (a profondità comprese tra 5 e 15 km nel sottosuolo del Foglio) (Fig. 2).

3.3. - TETTONICA COMPRESSIVA DEL BURDIGALIANO -LANGHIANO (?)

L'interpretazione in chiave paleogeografica e geodinamica delle successioni stratigrafiche apicali dell'unità tettonica Nord-Calabrese consente di delineare l'evoluzione tettonica delle più antiche avanfosse documentabili nell'intero Appennino campano-lucano. Di fatto, il significato stratigrafico e compositivo delle arenarie aquitaniane del membro del Sovereto (**SCE₁**), presenti al *top* della formazione del Saraceno (**SCE**), suggerisce l'evoluzione ad avanfossa del bacino ligure interno (poi deformato a costituire la subunità tettonica Nord-Calabrese superiore). Analoga evoluzione viene indicata dalle arenarie intraburdigaliane di Pianelli (**PNL**) in relazione al bacino ligure esterno (poi deformato a costituire la subunità tettonica Nord-Calabrese inferiore). All'interno del Foglio esistono alcuni vincoli stratigrafici e geometrici utili a stabilire i tempi di strutturazione delle falde di ricoprimento Nord-calabresi superiore e inferiore e quindi la loro incorporazione nel prisma di accrezione appenninico. La strutturazione, infatti, è avvenuta con ogni evidenza successivamente alla deposizione di **PNL** (Burdigaliano *p.p.*), ma prima (e probabilmente durante) della deposizione discordante nel Burdigaliano superiore-Langhiano inferiore della parte inferiore del gruppo del Cilento (**PLL-ABD₂**) all'interno del relativo bacino di *thrust-top* formatosi sulle falde Nord-Calabresi. Si ipotizza che a questa fase intraburdigaliana (e langhiana *p.p.* ?) sarebbe da ascrivere la formazione delle pieghe di prima generazione osservate da MAURO & SCHIATTARELLA (1992) nella formazione del Saraceno affiorante

in Cilento. Fasci principali di pieghe ascrivibili a questa fase deformativa sono rintracciabili in carta su estensioni di svariati chilometri soprattutto nella Sez. II Sapri (Fig. 3). Tali pieghe, infatti, (alcune delle quali vergenti verso NE e con superficie assiale sub-orizzontale) appaiono chiaramente suturate dalle sovrastanti successioni di *thrust top* del Langhiano-Tortoniano inferiore (gruppo del Cilento, formazione di Albidona, **ABD**). Esse, pertanto, devono essersi formate durante la strutturazione iniziale del prisma di accrezione nel contesto della sovrapposizione della subunità tettonica Nord-Calabrese superiore su quella inferiore. Analoghi ventagli di pieghe, dubitativamente inquadrabili nel contesto tettonico appena definito e ripiegati da deformazioni successive, affiorano tra S. Severino e Abatemarco (Sez. IV Torre Orsaia). Esse, tuttavia, appaiono difficilmente databili per la mancanza di vincoli stratigrafici univoci. Conseguenze dirette della fase tettonica compressiva intra-burdigaliana sono state rintracciate anche all'interno dell'unità tettonica Bulgheria, in corrispondenza della sua formazione apicale (**GIP**). Il passaggio tra **FCE** (stadio di avampaese) e **BIF** (stadio di avanfossa) all'interno dell'unità tettonica Alburno-Cervati-Pollino, può essere analogamente ascrivito alla medesima fase tettonica (cfr. PESCATORE, 1992; SGROSSO, 1998, tra gli altri). Nel caso dell'unità tettonica Bulgheria, l'originario contatto tettonico rappresentato dalla faglia bordiera del bacino di tipo *half-graben* di Roccagloriosa è ovunque mascherato dalle falde di provenienza interna e da estese coltri detritiche più o meno recenti. Si osserva, tuttavia, che il fronte di sovrapposizione in fuori sequenza della subunità tettonica del M. Bulgheria su quella di Roccagloriosa (cfr. Cap. VIII 3.7) lascia costantemente a tetto la prima e a letto la seconda suggerendo che la *master fault* dell'*half-graben* alto cretacico-eocenico di Roccagloriosa sia stata invertita tettonicamente per diventare la rampa frontale di accavallamento già durante la deformazione del Miocene inferiore. In questo senso, la composizione sedimentaria delle breccie e megabreccie del membro di Aria della Serra (**GIP₁**) suggerisce la riesumazione tettonica fino ai livelli toarciani ad ammoniti (**BHE₂**) della successione meso-cenozoica in facies di transizione con approvvigionamento clastico relativo (dal Toarciano in poi) all'interno dell'avanfossa del Bulgheria. Tale evoluzione tettonica sembra riconducibile ai modelli di tettonica di inversione positiva applicati di recente alla catena appenninica (ad es.: TAVARNELLI, 1999), sulla scorta del regime deformativo descritto da WILLIAMS *et alii* (1989).

3.4.- TETTONICA COMPRESSIVA DEL LANGHIANO *p.p.* - TORTONIANO INFERIORE

Le uniche importanti evidenze dirette della tettonica compressiva che ha interessato il bacino di avanfossa in cui si è deposto **BIF** sono rappresentate dalla discordanza angolare con cui i terreni di **PGN** poggiano sul substrato e dalla cessazione della sedimentazione nel bacino di **BIF**. Gli affioramenti riferibili a **BIF**

sono sempre molto tettonizzati e sono molto meno diffusi di quanto non appaia nelle carte geologiche più antiche, infatti molti affioramenti attribuiti un tempo a questa formazione in realtà sono stati attribuiti a **PGN** che contiene frequenti elementi (ciottoli, blocchi ed olistoliti) del flysch più antico. L'appoggio in discordanza di **PGN** non è sempre facilmente individuabile poiché spesso le brecce basali sono non o mal stratificate, comunque i primi depositi chiaramente ben stratificati presentano con gli strati del substrato un angolo variabile tra i quindici e i trenta gradi; solo in pochi casi abbiamo trovato discordanze di poco superiori ai trenta. La posizione cronologica di questo evento (o insieme di eventi) compressivo è collocabile tra l'età più alta dei depositi di detta avanfossa e l'età dei depositi basali di **PGN**. La porzione più alta di **BIF**, rappresentata dalle Arenarie di Civita (*Auct.*) a composizione arcossica (fase di avanfossa matura), cui seguono verso l'alto in concordanza e con passaggio graduale le arenarie di tipo numidico, è stata riconosciuta con sicurezza soltanto nel Pollino (presso l'abitato di Civita) ed è stata riferita al Langhiano superiore (Langhiano-Serravalliano per l'esattezza) da PATACCA *et alii* (1992a). E' forse opportuno riferire che recentemente le quarzareniti di tipo numidico sono state da alcuni autori (tra cui anche PATACCA & SCANDONE, 2007) invecchiate al Burdigaliano. Se teniamo per buona la primitiva datazione (e per quanto ne sappiamo nessuno ha mai documentato un dato differente) possiamo situare questa fase tettonica tra il Langhiano superiore ed il Tortoniano medio-superiore; se però teniamo conto che la fase matura dell'avanfossa precede di molto poco la prima deformazione compressiva e il conseguente inglobamento nella catena, siamo portati ad indicare per questo evento un'età tardo langhiana o al più del Serravalliano inferiore. Questa tettonica compressiva medio-miocenica ha determinato la prima individuazione dell'unità Alburno-Cervati-Pollino (ulteriormente smembrata dagli eventi tettonici successivi) che deriva dalla deformazione della piattaforma campano-lucano-calabrese. E' possibile che il raccorciamento legato a questa fase tettonica sia avvenuto, tutto o in gran parte, a spese dello spazio occupato dai depositi del bacino del M. Foraporta (SGROSSO, 1998), costituiti da dolomie, calcareniti torbiditiche e calcilutiti pelagiche del Triassico superiore-Giurassico medio (cfr. DE ALFIERI *et alii*, 1987; BONARDI *et alii*, 2009), quasi completamente obliterato dai depositi carbonatici della unità Alburno-Cervati-Pollino (Fig. 1). Attualmente sono noti sporadici affioramenti di questi depositi bacinali solo negli alti strutturali dei dintorni di Lagonegro e dei dintorni di Salerno, ma gli stessi depositi sono stati evidenziati in profili sismici al di sotto dei massicci del Cervati e degli Alburni (VAN DIJK *et alii*, 2000). A questa fase sembra seguire un lungo periodo di emersione senza evidenze di tettonica compressiva.

3.5. - TETTONICA DISTENSIVA DEL SERRAVALLIANO-TORTONIANO

L'esistenza di una efficace tettonica distensiva che si è verificata dopo il precedente evento compressivo e prima (ed in parte durante) della deposizione delle brecce ed arenarie di Piaggine è testimoniata da prove dirette e da considerazioni indirette. Le prime sono rappresentate dall'appoggio stratigrafico delle brecce basali di tale formazione sia su termini del substrato di altezze stratigrafiche differenti (anche in punti molto vicini fra loro) sia su evidenti piani di faglie dirette, sia su superfici derivanti dall'evoluzione morfologica più o meno spinta di pilastri rialzati e di piani di faglia. Tali evidenze comportano l'esistenza di ripetuti eventi distensivi che si sono verificati in tempi diversi prima della deposizione delle brecce. Infatti i terreni di **BIF** appaiono sempre molto più tettonizzati di quelli di **PGN** ed i pochi affioramenti attualmente preservati sono situati nei paleo bassi strutturali. La tettonizzazione spinta e la notevole discontinuità di tali affioramenti possono essere spiegati anche con il lungo periodo di emersione e gli eventi tettonici verificatisi che avrebbero provocato effetti non trascurabili di tettonica gravitativa (MAZZOLI & SGROSSO, 2006). Le considerazioni indirette invece provengono dallo studio sedimentologico e biostratigrafico dei depositi miocenici discordanti. La ricerca di nannoplankton calcareo e di foraminiferi planctonici ha rivelato infatti una percentuale altissima (in molti siti di campionamento addirittura la totalità) di campioni argillosi del tutto sterili, privi cioè di microflora e microfauna calcareae, anche di quelle rimaneggiate. Tale mancanza quasi totale potrebbe essere spiegata con un ambiente di deposizione profondo talora al di sotto del limite di compensazione della calcite, o legata alla dissoluzione post-deposizionale ad opera di fluidi migranti nel prisma orogenico. Anche lo studio sedimentologico di tali depositi effettuato nei terreni affioranti nel Foglio in oggetto, in Fogli circostanti ed in altre zone di affioramento di **PGN** ha sostanzialmente confermato l'ambiente profondo di tali depositi, anche quando sono a diretto contatto con il substrato, e la presenza di ripetuti eventi tettonici sinsedimentari (CASTELLANO, 1997; CASTELLANO *et alii*, 1997; FIANO, 2005; PASCARELLA, 2006). Una siffatta tettonica che ha provocato un brusco passaggio tra un ambiente emerso ed un ambiente di mare profondo, sia nel caso dei depositi in oggetto che nel caso di altri depositi di bacini di *thrust top*, è stata recentemente interpretata come dovuta ad una brusca distensione (collasso tettonico ?) indotta da un eccesso di carico legato all'impilamento delle falde (MAZZOLI & SGROSSO, 2006).

3.6. - TETTONICA COMPRESSIVA DEL TORTONIANO SUPERIORE

La fase tettonica del Miocene superiore è maggiormente caratterizzabile rispetto a quella precedente ed è riscontrabile in maniera arealmente più diffusa all'interno del Foglio (Figg. 3, 4). Le sue evidenze cartografiche, tuttavia, mostrano, come ovvio, vistose tracce di deformazioni successive. Il piano di accavallamento delle

unità Nord-Calabresi, già strutturate durante la fase tettonica del Miocene inferiore affiora tipicamente basculato e deformato a individuare rilevanti finestre tettoniche allungate anche per 5-10 km secondo andamenti appenninici e anti-appenninici (cfr. Cap. VIII 3.7) (Fig. 3). A parte poche evidenze concentrate al limite settentrionale del Foglio, poco a ovest di Caselle in Pittari, anche le strutture databili al Miocene superiore appaiono concentrarsi all'interno di un corridoio ampio poco meno di 10 km che attraversa il Foglio da ONO verso ESE. All'interno di tale corridoio, la sovrapposizione tettonica delle unità Nord-Calabresi avviene in maniera pressoché uniforme sulle unità di avanfossa del Miocene inferiore dell'unità tettonica Bulgheria (**GIP₁**) e dell'unità Alburno-Cervati-Pollino (**BIF**) e solo localmente su **TRN**. Solo nell'area di Sapri è presente a letto del *thrust* un'unità probabilmente più recente (**BPR**), per la quale non è da escludere un'originaria deposizione all'interno di depocentri strutturali locali legati a tettonica estensionale sin-orogena o post-orogena. Le evidenze esistenti nel Foglio e quelle ricavate dai fogli contermini e dallo studio dei depositi miocenici nei gruppi dei Monti Alburni e del M. Pollino permettono di collocare temporalmente l'evento compressivo, ovviamente in fuori sequenza, subito dopo la deposizione delle breccie ed arenarie di Piaggine (**PGN**) o, meglio, mentre si depositava la sua porzione superiore. Infatti, in tutta l'unità Alburno-Cervati-Pollino, mentre mancano del tutto frammenti dei flysch interni nelle breccie basali del Piaggine cominciano a trovarsi ciottoli arrotondati di questi materiali nella porzione mediana e piccole colate gravitative nella porzione alta, il che fa pensare che la sedimentazione in questo bacino sia stata appunto troncata dall'arrivo delle falde interne (FIANO, 2005; PASCARELLA, 2006) a loro volta già in gran parte strutturate. Una ulteriore importante conferma sulla datazione di questo evento tettonico viene fornita dalla presenza di faune anche tortoniane (Tortoniano inferiore) riscontrate nella parte alta della formazione di S. Mauro (**MAU**) (RUSSO *et alii*, 1995). Tale datazione sembra escludere che l'evento tettonico che ha interessato la catena interna già impilata spostandola sopra le unità di M. Bulgheria e Alburno-Cervati-Pollino sia avvenuto prima del Tortoniano inferiore.

3.7. - TETTONICA COMPRESSIVA E TRASCORRENTE DEL MESSINIANO ?- PLIOCENE INFERIORE/MEDIO

Successivamente alla migrazione dell'unità Nord-calabrese sulla piattaforma carbonatica (Unità tettonica Alburno-Cervati-Pollino) si osserva la generazione di importanti binari trascorrenti e traspressivi connessi alla terminazione nord-occidentale della Linea trascorrente sinistra del M. Pollino (le linee T.pa del Ciglio-M. Pecchinari, di Caselle in Pittari, S. Severino-M. Ceraso e di Camerota) (Fig. 61). Tali faglie a orientazione all'incirca anti-meridiana controllano la surrezione delle

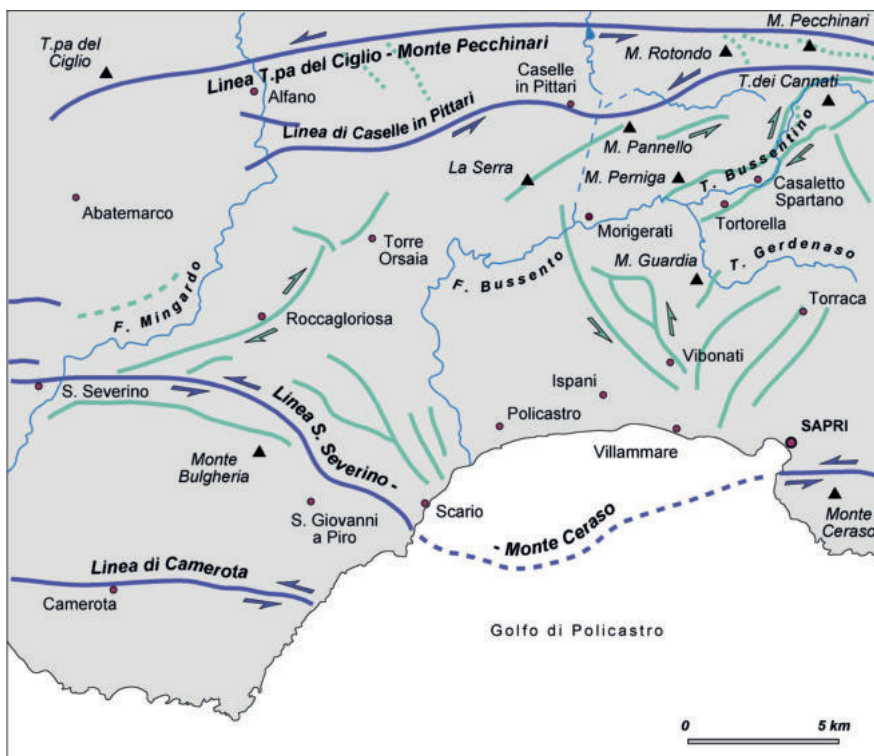


Fig. 61 - Schema tettonico riassuntivo delle principali strutture in fuori sequenza (Messiniano ?-Pliocene inferiore-medio) osservate nel Foglio Sapri. Le linee traspressive sinistre orientate in senso O-E (in colore blu) individuano un evidente campo di stress, soprattutto nelle aree centrali, con conseguente formazione di una marcata deformazione sia duttile che fragile (in colore verde). Si osservino, ad esempio: 1) i riedel antitetici e sintetici ad orientazione anti-appenninica e appenninica, rispettivamente; 2) le strutture di tipo ridge nelle aree M. Rotondo-M. Pecchinari e di T. dei Cannati (linea verde tratteggiata). Nel complesso, la deformazione di tipo wrench attraversa in profondità il multilayer tettonico miocenico. L'idrografia superficiale mostra nelle aree centrali del Foglio un evidente andamento di tipo conseguente; in quelle settentrionali e meridionali, al contrario, il reticolo fluviale principale taglia le strutture più rilevanti individuando un andamento di tipo antecedente.

principali dorsali carbonatiche presenti nel Foglio e la deformazione in fuori-sequenza del *multilayer* miocenico secondo modalità coerenti con i modelli tettonici delle zone di taglio sinistro (ampie sintesi in NILSEN & SYLVESTER, 1995; BURBANK & ANDERSON, 2001). Tali strutture, e le relative superfici di svincolo osservate in affioramento, sembrano raccordarsi in profondità a individuare il settore locale di

un più vasto e profondo binario trascorrente regionale (Fig. 4). L'individuazione dell'unità tettonica Bulgheria come alto strutturale (cfr. TOZZI *et alii*, 1996) connesso alla Linea trascorrente sinistra del M. Pollino, rappresenta la più vistosa evidenza locale, già riconosciuta in letteratura, della tardiva deformazione in fuori sequenza del settore più interno dell'orogene sud-appenninico (ad es.: SCHIATTARELLA, 1998). Tale lineamento tettonico rappresenta la traccia superficiale di una zona di taglio litosferica a orientazione appenninica (N120°) connessa alla subduzione verso ovest, durante il Miocene superiore-Pliocene medio, degli *slab* ionico e apulo contemporanea alla iniziale formazione del bacino oceanico tirrenico (cfr. TURCO *et alii*, 1990; PATACCA *et alii*, 1992a). L'origine di quest'ultimo, in particolare, è connesso all'apertura del bacino di retro-arco Vavilov tra circa 8 Ma (Tortoniano superiore) e 2 Ma (Pliocene superiore *p.p.*) (ARGNANI & SAVELLI, 1999). Successivamente, a partire dal Pliocene superiore, il funzionamento del binario trascorrente sinistro sarebbe da collegarsi alla subduzione attiva in *roll-back* del solo *slab* ionico (cfr. DOGLIONI *et alii*, 1999; CHIARABBA *et alii*, 2008) e alla conseguente formazione del bacino di retro-arco Marsili tra circa 2 e 1.5 Ma (ARGNANI & SAVELLI, 1999; SAVELLI, 2001). L'età della deformazione in fuori sequenza, alla quale è associata una marcata rotazione anti-oraria dei blocchi cinematici (cfr. INCORONATO & NARDI, 1989), mostra una variazione areale coerente con tale migrazione: essa è del Messiniano ? - Pliocene inferiore-medio nel Cilento meridionale (Foglio 520 Sapri) e ringiovanisce verso SE fino al Pleistocene inferiore-medio nel settore calabro-lucano in corrispondenza dell'area del M. Pollino (MONACO *et alii*, 1990; SCHIATTARELLA, 1998).

Nel più ampio quadro della tettonica di tipo *wrench* con cinematica sinistra osservabile nel Foglio, l'interpretazione delle strutture tettoniche formate nel Messiniano (?). - Pliocene medio (Fig. 4) consente di individuare (Fig. 61):

1. - le linee traspressive sinistre di Timpa del Ciglio-M. Pecchinari, Caselle in Pittari, S. Severino-M. Ceraso e Camerota che hanno guidato il sollevamento delle relative dorsali carbonatiche e attraversato ad alto angolo il *multilayer* tettonico e tutti i depositi miocenici di *thrust top*; in numerosi casi sono osservabili alla mesoscala depressioni strutturali di forma lenticolare lungo settori in estensione (*duplex* estensionali) delle principali linee trascorrenti sinistre (ad es.: le depressioni con **TRN** e **BIF** in affioramento poco a nord e a sudovest, rispettivamente, di M. Rotondo, Sez. I Caselle in Pittari);
2. - le strutture di tipo *ridge* di M. Rotondo-M. Pecchinari e T. dei Cannati (Sez. I Caselle in Pittari);
3. - il confinamento nel citato corridoio centrale ONO-ESE di gran parte degli affioramenti delle unità tettoniche Nord-Calabresi e, al suo interno, la riesumazione del *multilayer* già strutturato nel Miocene inferiore e medio. Più in particolare, l'analisi tettonica delle principali strutture cartografate ha permesso di riconoscere:

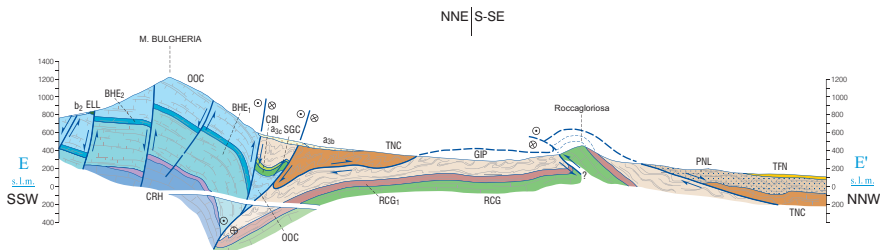


Fig. 62 - Sezione geologica E-E' (M. Bulgheria-Torre Orsaia) (vedi Schema tettonico in Fig. 3 per la localizzazione della traccia) rappresentativa delle relazioni geometriche tra le strutture di tipo riedel antitetiche (struttura di Roccagloriosa) e linee trascorrenti sinistre (faglie bordiere di M. Bulgheria) generate dalla tettonica in fuori-sequenza del Messiniano (?) - Pliocene inferiore/medio.

- strutture positive ad andamento antiappenninico ($N30^{\circ}-45^{\circ}$) con formazione di anticlinali e sinclinali a vergenza SE più o meno marcata (ad es.: tra Villammare e Torraca e pochi km a sud di Tortorella, sul versante orientale di M. Guardia), probabili espressioni superficiali di *blind thrusts* immergenti verso NO. Localmente questi ultimi raggiungono la superficie con evidenze di una cinematica traspressiva destra (*riedel* antitetiche) come in corrispondenza del blocco ruotato di Roccagloriosa-Torre Orsaia (Fig. 62) e del blocco individuato dagli allineamenti tettonici M. Perniga-M. Valicorvo-Madonna dei Martiri, verso nord, e Tortorella-Casaleto Spartano-Tempe di Cannati, verso sud. Nel primo caso, il sovrascorrimento ad andamento appenninico di M. Capitenali (1 km a ovest di Torre Orsaia) (cfr. TOZZI *et alii*, 1996) sembra costituire la rampa frontale di una faglia inversa che interrompe la continuità strutturale dell'embrice antiappenninico di Roccagloriosa svincolandone la sua porzione nord-orientale in un *ridge* da trascorrenza destra. Nel secondo caso, sono ben evidenti blocchi estensionali lungo le zone di rilascio e ventagli di faglie inverse coniugate a formare *duplex* compressivi (poco a SO e NE di Casaleto Spartano) con sviluppo di ragguardevoli fasce cataclastiche (ad es.: tra Tempe dei Cannati e Casaleto Spartano).
- strutture positive ad andamento appenninico ($N140^{\circ}-150^{\circ}$) con traspressioni sinistre (*riedel* sintetiche e faglie di tipo P) (ad es.: le strutture di Morigerati-Vibonati e quelle presenti tra Roccagloriosa e Scario).

Il presunto raddoppio tettonico della piattaforma (Unità tettonica Alburno-Cervati-Pollino) nel sottosuolo del Foglio 520 Sapri (MENARDI NOGUERA & REA, 2000; SAIITO *et alii*, 2002) può essere coerentemente collegato in superficie ad embrici in fuori-sequenza nelle falde Nord-Calabresi (struttura a fiore positiva dell'area di Vibonati) (Sezione geologica CC').

La rilevanza delle strutture del Messiniano (?) - Pliocene inferiore/medio nell'assetto morfotettonico complessivo del Foglio è riscontrabile anche dall'ana-

lisi del reticolo idrografico formato dai fiumi principali (Mingardo e Bussento) e da numerosi altri tra quelli secondari (ad es. Rio della Baccuta, T. Bussentello e T. Gerdenaso). Essi mostrano nei settori centrale e centro-settentrionale del Foglio un andamento di tipo conseguente visibilmente influenzato dalle strutture tettoniche traspressive di tipo *riedel* del Pliocene inferiore e medio. Al contrario, le principali strutture presenti nella porzione settentrionale del Foglio (linee di Caselle in Pittari e T.pa del Ciglio-M. Pecchinari) e nella sua porzione meridionale (basso corso del F. Mingardo) (linea S. Severino-M. Ceraso) vengono intagliate in senso meridiano da valli trasversali incise profondamente a identificare un andamento del reticolo idrografico di tipo antecedente (Fig. 61). I depositi di **ROF** terrazzati sui versanti della valle del F. Mingardo attuale consentono di localizzare la paleovalle alto-pliocenica del Mingardo stesso lungo la quale venivano drenati verso mare i prodotti dello smantellamento delle coperture terrigene affioranti nell'entroterra. Su questa paleovalle di tipo antecedente, formata durante il Pliocene inferiore-medio, si è poi imposta a partire dal Pleistocene inferiore la forra del Mingardo attuale in connessione della surrezione finale del Massiccio del Monte Bulgheria (v. Cap. VIII-3.8).

Ovviamente sia le strutture antiappenniniche che quelle appenniniche riesumano e tiltano i *sole thrust* regionali più antichi che affiorano generalmente in finestre tettoniche aventi estensioni variabili fino a 10 km. A scala locale, alcune altre strutture anti-appenniniche presenti anche nel massiccio del M. Bulgheria, come ad esempio la struttura ribassata di S. Giovanni a Piro, potrebbero costituire l'evidenza di *graben en echelon* di cresta individuati da zone di taglio destre coniugate (poi riprese da deformazioni pleistoceniche prettamente estensionali, cfr. Cap. VIII-3.8) legate alla propagazione del *thrust* obliquo al fronte del M. Bulgheria (linea S. Severino-M. Ceraso). Sembra possibile ipotizzare che lo stesso bacino lacustre di Licusati possa essersi individuato localmente nel Pliocene superiore all'interno di settori ribassati di un più ampio *graben* di cresta del Pliocene inferiore-medio la cui esistenza, poco a sud dell'anticlinale di rampa del M. Bulgheria, sarebbe testimoniata da un rilevante allineamento di faglie estensionali in direzione O-E. Sempre nell'area del M. Bulgheria, nel sottosuolo tra S. Giovanni a Piro e Spinetto, sembra possibile mettere in relazione alla deformazione in fuori-sequenza le evidenze di locali raddoppi tettonici delle unità Nord-Calabresi. A differenza delle strutture appena citate, quelle plicative ad andamento appenninico affioranti nei dintorni di Policastro e Ispani (Fig. 3) non possono essere ricondotte alla tettonica di tipo *wrench* mio-pliocenica (cfr. Cap. VIII-3.3).

Sempre nel settore NO del Foglio sono pure ascrivibili alla deformazione tardiva e in fuori-sequenza alcune tracce di strutture plicative a orientazione appenninica che interessano i depositi discordanti del gruppo del Cilento (versante in destra orografica del F. Bussento, poco a nord di Caselle in Pittari). Tali pieghe, meglio esposte nelle porzioni meridionali del soprastante Foglio 504 Sala Consilina (SGI-

ISPRA, 2010), possono rappresentare l'evidenza di embrici di un *duplex* compressivo associato al sistema delle linee trascorrenti sinistre di Caselle in Pittari e Timpa del Ciglio-M. Pecchinari.

3.8. - IL PLIOCENE SUPERIORE E LA TETTONICA DISTENSIVA QUATERNARIA

La tettonica traspressiva in fuori sequenza del Messiniano (?) -Pliocene inferiore/medio (Fig. 61) incide profondamente sulla strutturazione tardo-orogena del settore di prisma rilevato. Nell'area del M. Bulgheria, tali eventi sono seguiti dalla formazione di paleosuperfici, attualmente poste a quote di circa 1000 m, con dislocazioni successive che raggiungono i 500 m di entità ad opera delle faglie distensive nel Plio-Pleistocene (ASCIONE & ROMANO, 1999). Nella restante area del Foglio, i depositi del sintema di Rofrano (**ROF**) rappresentano il più antico prodotto conosciuto dell'erosione generalizzata in ambiente continentale del locale prisma orogenico (con la sola possibile eccezione dell'unità **BPR**, comunque poco vincolata cronostratigraficamente). Le analisi composizionali sui clasti indicherebbero una loro derivazione da successioni carbonatiche nell'area del Bulgheria (**ROF_b**, cfr. conglomerati dell'Annunziata). Nei settori più settentrionali, attestati sul gruppo del Cilento e sui sottostanti depositi delle unità Nord-Calabresi, il sintema di Rofrano deriva dall'erosione dei terreni del gruppo stesso. In ogni caso, i depositi alluvionali di **ROF** suturano tutte le faglie del sistema in fuori sequenza del Pliocene inferiore-medio e vengono dislocati da quelle estensionali e trastensive, polifasiche, di età pleistocenica (cfr. CAIAZZO *et alii*, 2006).

Analisi polliniche sui depositi lacustri del Pliocene superiore (sintema di Licusati, **LIC_e**) evidenziano che il massiccio del Bulgheria aveva acquisito in quell'epoca un'elevazione di circa 1000 m s.l.m. (RUSSO ERMOLLI, 1999). La faglia estensionale bordiera che individua la soglia meridionale del bacino lacustre indica, con buona probabilità, la riattivazione in regime estensionale di parte della precedente linea trascorrente-traspressiva sinistra di Camerota. La creazione di blocchi cinematici subsidenti secondo un *pattern* arealmente articolato sembra costituire la premessa alla distensione "tirrenica" lungo il margine interno dell'Appennino meridionale che si realizza con lo sviluppo di *graben* ed *half-graben* peri-tirrenici la cui subsidenza inizia a partire dal Pleistocene inferiore (ad es.: HIPPOLYTE *et alii*, 1994; MILIA & TORRENTE, 1999; CAIAZZO *et alii*, 2006; CASCIELLO *et alii*, 2006). Si ipotizza che, nel loro insieme, i bacini quaternari costieri e *offshore* della Campania (ivi incluso il Bacino di Sapri descritto di seguito) possano costituire il prodotto del collasso di settori crostali superficiali, in estensione tramite faglie listriche ad orientazione anti-appenninica e faglie di trasferimento ad orientazione appenninica, in corrispondenza dell'area di rottura profonda dello *slab* ionico in *roll back*.

Molte delle superfici tettoniche compressive e trascorrenti cartografate e de-

scritte nei capitoli precedenti mostrano tracce evidenti di riattivazione successiva in regime estensionale. Esempi particolarmente indicativi sono costituiti dalle faglie normali ad andamento O-E che bordano verso nord il M. Ceraso (linea traspressiva sinistra S. Severino-M. Ceraso) (2 km a SE di Sapri) e il M. Pannello (linea traspressiva sinistra di Caselle in Pittari) (1-2 km a E dell'abitato). Nel caso del M. Ceraso, lungo la scarpata di faglia ad alto angolo, connessa alla dislocazione estensionale pleistocenica, si osservano tracce evidenti della superficie di accavallamento a basso angolo e in fuori sequenza del Pliocene inferiore-medio che aveva portato i depositi cretacici di piattaforma (**RDT**) su **BIF** e sulla tettonicamente sovrastante **SCE**. La restituzione cartografica di un tale assetto morfotettonico è indubbiamente molto complessa ed è stata necessariamente semplificata scegliendo di rappresentare l'ultima fase (estensionale) della faglia. Nel caso della dorsale di M. Pannello, che costituisce una struttura di tipo *ridge* compresa tra due rami della linea di Caselle in Pittari, la faglia traspressiva che aveva portato i calcari di piattaforma del Cretacico (**RDT**) su quelli del Paleocene-Eocene (**TRN**) è stata invertita poco più a nord con il conseguente ribassamento della struttura carbonatica di M. Cozzetto che mostra le falde Nord-Calabresi in posizione geometrica superiore. La risultante fratturazione pervasiva dei carbonati, innescata dalla concentrazione locale degli effetti di un'evoluzione deformativa tanto articolata, ha guidato un imponente carsismo ipogeo con formazione ravvicinata di ben tre inghiottitoi (tra cui: La Rupe e la Grotta di Orsivacca) che hanno drenato, tra le altre, le acque del F. Bussento e del Rio della Baccuta (principali alimentazioni dell'acquifero di Morigerati posto a valle; cfr. IACCARINO *et alii*, 1992).

La dettagliata definizione della tettonica post-orogena nell'area del massiccio del M. Bulgheria (ASCIONE & ROMANO, 1999; CAIAZZO *et alii*, 2006) è stata consentita dalla precisa analisi delle relazioni morfostrutturali associate ai depositi continentali e marini del Pliocene superiore *p.p.*-Olocene (cfr. Cap. V-6.1. e VIII-3.9.). Nelle rimanenti aree del Foglio, al contrario, sono particolarmente scarsi i vincoli stratigrafici utili ad una sua ricostruzione. Tuttavia, nei casi di successioni a comportamento fragile, l'esame degli indicatori cinematici sui piani di faglia e l'analisi del rigetto cartografico hanno consentito di verificare la polifasicità della deformazione e, frequentemente, di associare il rigetto cartografico risultante ad uno specifico tipo di deformazione. Come in altre aree appenniniche, i sistemi più sviluppati che dislocano le superfici precedenti sono quelli ad andamento appenninico e antiappenninico; generalmente, i primi sistemi tagliano i secondi. Di norma, molte delle superfici tettoniche associate al regime trascorrente e traspressivo del Pliocene inferiore-medio sono state successivamente riattivate come faglie dirette con una componente laterale del rigetto variabile da scarsa a modesta e rigetti verticali non superiori a poche centinaia di metri (talora molto inferiori, come nel caso delle faglie dirette che hanno ripreso la linea pliocenica di Camerota). Nel caso della linea di Caselle in Pittari, l'inversione in regime distensivo ha prodotto localmente rigetti di almeno 800-900 m lungo la faglia appenninica di Costa dei

Galotti (1.5 km a SO di M. Rotondo) e di poco inferiori, ma almeno di 600-700 m, lungo la faglia tra Serra dell'Edera e Tempone S. Giorgio (Sez. I Caselle in Pittari). Un altro importante sistema di faglie normali, tali da individuare distinte unità morfotettoniche, si osserva al limite orientale del Foglio tra Casaletto Spartano e Sapri, ai piedi del versante occidentale della dorsale carbonatica meridiana di Serra delle Fontanelle-M. Grottillone-M. Rotonda. Qui un sistema *en echelon* esteso una decina di chilometri ribassa verso ovest le unità Nord-Calabresi e i sovrastanti depositi di *thrust top* (**ABD**) contro la successione carbonatica di piattaforma e i suoi depositi discordanti (**PGN**) individuando una *relay zone* complessa, poco a NE di Torraca, con una *relay ramp* immergente verso nord (area di M. Grottillone-M. Serritello). Il reticolo idrografico di quest'area (Torrenti Lampogna, Ganceto e Rivellese) mostra un andamento tipicamente conseguente. Faglie normali appenniniche vicarianti, con singoli segmenti estesi fino a 7 km e rigetti stratigrafici massimi di poche centinaia di metri, intersecano la linea di Caselle in Pittari tra Abatemarco e Celle di Bulgheria con uno *step* sinistro di circa 2 km. Una ulteriore faglia estensionale pleistocenica di notevole significato decorre in senso ONO-ESE tra M. Callidi (a est di Vibonati) e il V.ne Del Franco (a nord-est di Sapri) con rigetti verso sud valutabili in almeno 500 m. Tale faglia, insieme alle antitetiche coniugate estensionali poste a nord di M. Ceraso, ribassa le unità Nord-Calabresi in un esteso *graben* ad orientazione antimeridiana che continua nel contiguo Foglio 521 Lauria (SGI-ISPRA, in stampa) fino a Rivello (pendici nord-orientali di M. Coccovello).

Il più importante sistema di faglie normali quaternarie, tuttavia, non si osserva a terra, ma nel Golfo di Policastro. L'andamento morfologico della costa denuncia la presenza di un imponente *half-graben* allungato in senso NO-SE in corrispondenza del Golfo di Policastro. La relativa *master fault* ad orientazione antiappenninica interrompe l'alto strutturale di M. Bulgheria verso est (cfr. Figg. 3, 37; CAIAZZO *et alii*, 2006) con un rigetto valutabile nell'ordine di 3000-3500 m, mentre rigetti minori possono essere ipotizzati per la faglia di trasferimento appenninica posta a largo dell'allineamento Policastro-M. Ceraso. La struttura appena descritta, nota come Bacino di Sapri (cfr. VAI, 2001) e presente nell'*offshore* cilentano-calabrese ben oltre i limiti del Foglio, fa parte dei bacini estensionali post-orogeni disposti lungo tutto il margine tirrenico dell'Appennino (MARTINI *et alii*, 2001 e bibliografia citata). Una sintesi del significato geologico-strutturale del Bacino di Sapri e degli altri bacini estensionali *onshore* e *offshore* della Campania, attivi a partire dal Pleistocene inferiore, è descritta in CAIAZZO *et alii* (2006) e CASCIELLO *et alii* (2006). Più in generale, il Bacino di Sapri può essere considerato come il settore settentrionale del più esteso Bacino di Paola; quest'ultimo mostra riempimenti di poco inferiori ai 5.000 m di spessore ed una complessa evoluzione tettonica e sedimentaria (MARTINI *et alii*, 2001). Per la sintesi delle caratteristiche morfologiche e sedimentarie salienti del Bacino di Sapri-Paola durante l'Olocene, si rimanda alla descrizione in PENNETTA (1996a) (cfr. Cap. IV).

3. 9. - ANALISI DEFORMATIVA DELL'UNITÀ TETTONICA BULGHERIA

All'interno dell'Unità Bulgheria, la porzione superiore, costituita da terreni miocenici poco competenti argilloso-marnosi e calcarei (**GIP**), mostra di essere in gran parte in contatto tettonico (scollamento) con il suo originario substrato carbonatico, almeno per l'area orientale di San Giovanni a Piro-Scario, e i suoi contatti con le sottostanti formazioni dell'Unità sono generalmente cartografati come di tipo tettonico. In questi terreni si riconoscono localmente deformazioni plicative alla mesoscala variamente orientate.

Nella porzione carbonatica del Triassico superiore-Paleogene, diversi settori corrispondono a blocchi omoclinali o debolmente piegati, che generalmente coincidono con i singoli rilievi; tuttavia nell'insieme possono riconnettersi a strutture più complesse. Le giaciture degli strati, pur con una certa dispersione, mostrano immersioni prevalenti variabili da NE a NO, con inclinazioni moderate (in genere tra 10 e 30-35°) nel settore meridionale e più elevate nel settore settentrionale e occidentale.

Nell'insieme, si evidenzia nel massiccio del Bulgheria una struttura principale costituita da una anticlinale asimmetrica inclinata con asse orientato all'incirca ESE-ONO, arcuato in pianta. L'asse appare orizzontale nel settore centrale, in corrispondenza dei bastioni più elevati del massiccio; oltre a una rotazione nella sua direzione, l'asse appare immergersi verso le terminazioni periclinali, almeno nel settore occidentale posto al limite del Foglio 519 Capo Palinuro (SGI-ISPRA, in stampa); nel settore orientale, in corrispondenza della depressione tettonica di S. Giovanni a Piro, la struttura è troncata da faglie ad alto angolo e a cinematica complessa aventi direzione anti-appenninica. Tale depressione sembra essere in relazione genetica con l'evento tettonico distensivo del Pleistocene inferiore-medio *p.p.* descritto nell'area da CAIAZZO *et alii* (2006); le faglie bordiere, tuttavia, mostrano chiari segni di precedenti e variabili cinematiche trascorrenti. La superficie assiale si immerge verso i quadranti meridionali con una inclinazione valutabile intorno ai 50°. Come descritto nel Cap. VIII-3.7, l'anticlinale del M. Bulgheria è chiaramente riconducibile alla individuazione e messa in posto, in regime trascorrente sinistro, dell'Unità tettonica omonima. A differenza di quanto accennato da GUIDA *et alii* (1990b) e, con restrizioni, da TOZZI *et alii* (1996) la struttura, pure fortemente inclinata verso i quadranti settentrionali, non sembra arrivare ad un reale rovesciamento, almeno in affioramento. La presenza di strati rovesciati in un affioramento isolato nella valle del Mingardo (le gole presso località Ciglioto), segnalata da TOZZI *et alii* (1996) per vincolare la superficie assiale della piega e il suo rovesciamento, può essere piuttosto ricondotta alla presenza di locali basculamenti per la presenza di faglie ad alto angolo; nella stessa valle del Mingardo, le giaciture non sono molto differenti tra i blocchi circostanti la supposta cerniera, e mai sono vicine al rovesciamento. Si suggerisce, pertanto, che il rovesciamento

non sia geometricamente compatibile in 3D se non come fenomeno locale limitato al singolo affioramento. Tuttavia non si esclude che il nucleo sepolto sia situabile in quell'area. Sempre a differenza di quanto affermato da TOZZI *et alii* (1996), non sono state riscontrate evidenze di retroscorrimenti nell'area a nord di San Giovanni a Piro. Alcune pieghe anticlinali aperte minori (con asse circa N70°) possono ancora riconoscersi alla macroscale, troncate da faglie, dall'analisi delle giaciture in alcune strutture come Serra Catena e, meno chiaramente, Serra Pornia. Le deformazioni duttili alla mesoscale possono interessare soprattutto le unità calcaree e calcareo-marnose ben stratificate come **BHE₁** e **BHE₂**.

Come segnalato anche da precedenti autori (SCANDONE *et alii*, 1964; GUIDA *et alii*, 1990b; TOZZI *et alii*, 1996), la struttura anticlinalica del Bulgheria si sovrappone anche per faglia inversa con una marcata componente trascorrente sinistra, a depositi della stessa Unità tettonica (che sul fronte del settore settentrionale corrispondono alle unità **SGC** e **GIP**; i contatti sono però per lo più coperti da detriti), individuando talora più scaglie. Nel settore meridionale (loc. La Terra) è visibile in affioramento la sovrapposizione per faglia inversa (con componente di trascorrenza) del blocco di Pietrasanta (con in affioramento **BHE₂**) sui calcari marnosi della scaglia condensata (**SGC**). Anche in quest'area, in ogni caso, i contatti tettonici sono per lo più nascosti da coperture recenti. La sovrapposizione dei calcari giurassici (unità **BHE₁**, **BHE₂**, **OOC**) a formazioni più recenti e meno competenti (**SGC** e **GIP**) della successione sembra suggerita in quest'area da vari indizi geomorfologici (deformazioni di tipo gravitativo) sul fronte delle strutture minori a sud della congiungente San Giovanni a Piro-Scario; fenomeni già notati (GUIDA *et alii*, 1990a,b), anche se inquadrati in una ricostruzione delle strutture tettoniche per diversi aspetti leggermente differente da quella presentata in questa sede. Il piano tettonico in fuori sequenza ad alto angolo che ha sbloccato l'Unità tettonica Bulgheria sulle falde di provenienza interna è stato osservato solo in un affioramento posto poco a Ovest di Scario (località Garagliano) dove si osserva, lungo la linea di costa, una zona di taglio intensamente cataclastica e spesso alcune decine di metri. Qui la successione di scarpata del Giurassico inferiore (**BHE₁**) sovrasta strati verticalizzati delle marne e calcareniti del Torrente Trenico (**TNC**) posti, probabilmente, poco sopra il passaggio con le argilliti di Genesio (**GSO**).

In generale, la struttura, anticlinalica a grande scala del Bulgheria risulta smembrata da faglie ad alto angolo che la ribassano progressivamente verso mare. Alcune linee tettoniche paiono aver assunto differente significato nel corso del tempo, a testimonianza di una tettonica polifasica. Tra queste, notevole è la linea che delimita verso SE i blocchi di Serra Pornia e Serra di Catena, presso San Giovanni a Piro. La sua analisi mesostrutturale mostra almeno due fasi cinematiche: trascorrenza prima (con indizi di movimento sia destro che sinistro) ed estensionale in seguito (con ribassamento del blocco a SE). La depressione orientata SO-NE a sud-ovest di San Giovanni a Piro, delimitata da questa linea e, probabilmente, da

una equivalente (coperta da detriti) a est, mostra in affioramento alcuni dei termini più recenti della successione. Altri indizi si ricavano da dati di tipo morfotettonico che suggeriscono movimenti a prevalente componente verticale, ma di differente segno soprattutto nel corso del Pleistocene, lungo alcuni lineamenti la cui attività è delimitabile nel tempo per la presenza di depositi datati coinvolti o meno dalle deformazioni.

Le faglie ad alto angolo paiono avere direzioni prevalenti NE-SO, NO-SE, e da E-O a ONO-ESE. A causa delle condizioni di affioramento, sono rari gli indicatori cinematici effettivamente utili in corrispondenza delle superfici di faglia; in diversi casi le informazioni sono solo indirette e deducibili dalle differenti unità a contatto e da criteri di tipo morfotettonico. Problematica è talora l'individuazione di faglie entro formazioni di spessore notevole, ma prive di orizzonti e livelli di riferimento significativi (come i calcari dolomitici **CRH**); in questo caso, lo studio è stato guidato da analisi delle aerofoto e dei lineamenti morfologici, con verifiche di campagna del *jointing* diffuso. Alcuni studi specialistici (ASCIONE *et alii*, 1997; CAIAZZO, 2000; CAIAZZO *et alii*, 2006; vedi anche CINQUE *et alii*, 2000) hanno comunque indicato in quest'area il succedersi di una deformazione polifasica sin- e postorogena a partire dal Miocene medio. Un evento di sbloccamento tettonico trascorrente durante il Miocene superiore-Pliocene inferiore è osservabile nel massiccio lungo una direzione E-O, post-datata da un evento deformativo (occorso nel Pliocene superiore e che interessa i conglomerati dell'Annunziata, **ROF_b**) con estensione E-O e sviluppo di faglie orientate N-S e NO-SE, cui succede uno (perdurato dal Pleistocene inferiore alla parte alta del Pleistocene medio, coinvolgendo i sistemi **LIC** e **LNT**) con direzioni di estensione NO-SE, seguito infine da uno a carattere estensionale (dal tardo Pleistocene medio) con estensione NE-SO. In precedenza, già TOZZI *et alii* (1996) avevano notato due eventi di estensione NE-SO e NO-SE. Gli eventi tettonici del Miocene superiore-Pliocene inferiore e del Pleistocene inferiore-medio *p.p.* possono essere considerati i principali artefici dell'attuale assetto morfostrutturale del massiccio del Bulgheria; un ultimo evento con estensione NE-SO, iniziato nel tardo Pleistocene medio, è tutt'ora attivo (CAIAZZO *et alii*, 2006). In alcuni casi l'attività delle faglie può essere circoscritta nel tempo con un maggiore dettaglio grazie alla presenza di terreni quaternari in appoggio stratigrafico sul piano di faglia stesso: l'esempio più notevole è lungo il litorale tra Capo Grosso e Torre dell'Isola, dove i calcari dolomitici **CRH** sono fagliati lungo una direzione SO-NE e ricoperti da conglomerati del sistema di **LNT**; un altro esempio può riconoscersi nelle puddinghe poligeniche di **LNT** che ricoprono una scarpatina di faglia con direzione SO-NE in località Sinna.

Come detto in precedenza, i lineamenti tettonici orientati E-O sembrano riconducibili al Messiniano (?)-Pliocene inferiore-medio, e alcuni di essi paiono riattivarsi durante le fasi successive. Per quanto riguarda il principale tra essi, la linea di Camerota, che per lo più mette a contatto i calcari di piattaforma del Giu-

rassico inferiore *p.p.* (**CRH**) con quelli di scarpata e bacino sovrastanti (**BHE**), sono disponibili pochi dati puntuali (in genere la linea non affiora in condizioni studiabili ed è spezzata da faglie estensionali successive); questa linea si segue però nel contiguo Foglio 519 Capo Palinuro in località Punta Cavaliere, dove una serie di pieghe nell'unità **BHE₂** (pieghe per lo più cilindriche con piani assiali circa N200°/70° e N350°/85°), può essere messa forse in relazione con essa. Dati i caratteri tettonici generali ed il significato cartografico di alcuni contatti, si assume che la linea di Camerota rappresenti una ulteriore evidenza della deformazione traspressiva sinistra connessa alla strutturazione dell'anticlinale del Bulgheria a partire dal Miocene superiore. Strutture a fiore alla mesoscala con cinematica sinistra sono state osservate in più punti, come lungo la strada a ovest di Camerota, in prossimità di ponte S. Angelo.

4. - SISMICITÀ STORICA

L'area del Foglio rientra per intero nella nuova mappa della classificazione sismica della Regione Campania (Deliberazione n. 5447 della Giunta Regionale del 7 Novembre 2002, pubblicata sul Bollettino Ufficiale della Regione Campania n. 56 del 18 Novembre 2002). Solo un'estensione pari a circa 2.5 kmq nei dintorni di Sapri, a sud del Vallone di Mezzanotte e tra i Valloni di S. Costantino e Del Franco, ricade nella Regione Basilicata (Comuni di Maratea e Rivello, rispettivamente).

Nella nuova mappa sismica, contraddistinta da categorie di sismicità elevata, media e bassa, l'intera superficie del Foglio rientra nell'areale di sismicità media, ad eccezione dei Comuni di Camerota e di Centola (porzione SO del Foglio), ritenuti di bassa sismicità.

Più in generale, l'analisi dei cataloghi della sismicità storica e recente (BOSCHI *et alii*, 2000; CASTELLO *et alii*, 2005) evidenzia una sismicità sostanzialmente ridotta o molto ridotta dell'intera area cilentana, soprattutto di quella costiera che è, di fatto, da considerarsi stabile a partire dal Pleistocene superiore (v. BORDONI & VALENSISE, 1998), al contrario del confine campano-lucano, alcune decine di km a nord e nord-est. Quest'area, coincidente con il Vallo di Diano, rientra nella categoria di elevata sismicità della nuova mappa sismica regionale. In buona sostanza, il Foglio si localizza appena al di fuori dell'estremità sud-orientale della fascia sismica dell'Appennino meridionale descritta da VALENSISE & PANTOSTI (2001). Ciononostante, è opportuno segnalare che studi geomorfologici e neotettonici di dettaglio hanno messo in evidenza la dislocazione di *marker* stratigrafici risalenti all'ultimo interglaciale (Tirreniano, OIS-5) e, conseguentemente, l'esistenza di significativi movimenti differenziali nella fascia costiera campana durante la parte alta del Pleistocene superiore (sintesi in BORDONI & VALENSISE, 1998; CINQUE *et alii*, 2000). In particolare, il raffronto della distribuzione altimetrica delle paleoli-

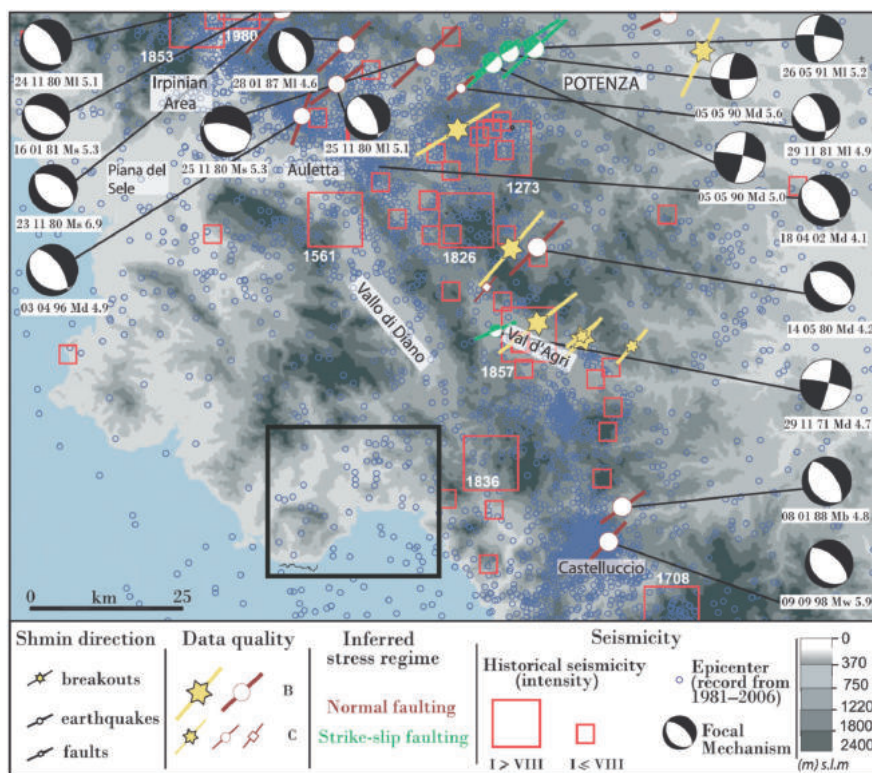


Fig. 63 - Campo regionale degli stress e sismicità storica dell'Appennino campano-lucano (da AMICUCCI *et alii*, 2008). E' evidente la direzione di sforzo orizzontale minimo orientata in senso NE-SO (barre colorate) con conseguente sviluppo di faglie prevalentemente estensionali (cfr. i meccanismi focali dei terremoti), ad andamento appenninico, in corrispondenza dei bordi dei principali domini morfo-strutturali di età quaternaria. Le aree del Foglio 520 Sapri (nel riquadro in colore nero), come il resto del territorio cilentano, sono prive di strutture sismogeniche significative attive in tempi storici.

nee di riva eutirreniane (OIS-5e) nell'area del Foglio, che raggiungono un massimo di 15 m s.l.m. (BRANCACCIO *et alii*, 1990; ESPOSITO *et alii*, 2003a; FERRANTI *et alii*, 2006) con la quota di +5/6 m stimata per l'*highstand* 5e in aree stabili del mediterraneo (ULZEGA & HEARTY, 1986; FERRANTI *et alii*, 2006) permette di stimare movimenti differenziali locali fino a 10 m (Fig. 51).

In Fig. 63 è riportata la sintesi dei campi di *stress* regionali recenti e attivi osservati in Campania meridionale e Basilicata occidentale e la localizzazione degli epicentri di eventi sismici storici (dal 461 A.C.) e recenti (periodo 1981-2002), in massima parte solo strumentali (AMICUCCI *et alii*, 2008). Dalla figura si evince

una distribuzione regionale significativa dei terremoti principali (intensità >VIII) e minori con una vistosa concentrazione in corrispondenza delle aree di raccordo tra importanti domini morfo-tettonici quaternari (bordi di valli e pianure intramontane a forte controllo tettonico come il Vallo di Diano e, soprattutto, la Val d'Agri). Tali aree, all'interno delle quali si osservano regimi deformativi attivi attraverso faglie appenniniche prevalentemente estensionali (sintesi in AMICUCCI *et alii*, 2008, e MAGGI *et alii*, 2009), costituiscono le regioni con la probabilità più elevata nell'Appennino meridionale di eventi sismici nei prossimi anni (CINTI *et alii*, 2004). Nei dintorni del Foglio, gli eventi storici più significativi si sono verificati per lo più nella prima metà dell'800 con epicentri localizzati nei Fogli 488 Polla, 505 Moliterno e 521 Lauria. Più in particolare, tra i sismi principali si ricordano: a) l'evento di Lagonegro nel 1836 (circa 10 km a NE di Sapri) con Intensità (I) 8 e Magnitudo Equivalente (ME) 6.5; b) l'evento disastroso del 1857 in Val d'Agri (circa 30 km a N-NE di Sapri) con I 11 e ME 6.9 (v. CELLO *et alii*, 2003); c) l'evento del 1561 di Polla, tra il Vallo di Diano e il bacino di Auletta (circa 45 km a N-NO di Sapri), con I 9.5 e ME 6.5 (cfr. BOSCHI *et alii*, 2000).

All'interno del Foglio si osserva una maggiore concentrazione degli epicentri recenti sul fronte di accavallamento tettonico del Massiccio del Bulgheria e in corrispondenza delle faglie sommerse che bordano il Bacino di Sapri nel Golfo di Policastro, soprattutto in coincidenza della *master fault* orientata in senso SO-NE (Fig. 63). Nel primo caso, è presumibile che le registrazioni abbiano documentato movimenti relativi tra blocchi superficiali, sul fronte settentrionale del massiccio, indotti dalle documentate deformazioni gravitative profonde di versante (Cap. X-3). Nel secondo caso, invece, è presumibile ipotizzarne la relazione con il persistere dell'attività di subsidenza tettonica del Bacino di Sapri. Una ulteriore, sebbene relativa, concentrazione di epicentri si osserva nei settori nord-orientali del Foglio, secondo allineamenti preferenziali O-E e N-S che appaiono in relazione alle faglie estensionali bordiere, attive nel corso del Pleistocene, delle dorsali carbonatiche presenti nell'area.

IX - GEOMORFOLOGIA DELLE AREE EMERSE

1. - ASSETTO GEOMORFOLOGICO E LINEAMENTI MORFOEVOLUTIVI

Il territorio incluso nel Foglio è connotato da una morfologia molto varia, che alterna paesaggi dolci ed aspri, espressione della variabile natura litologica delle unità che vi affiorano e delle complesse vicende geologiche e geomorfologiche che ne hanno modellato l'aspetto. Paesaggi prevalentemente collinari sono associati all'affioramento delle successioni terrigene *l.s.* (unità Nord-Calabresi e gruppo del Cilento), che dominano i settori nord-occidentale e centro-meridionale del territorio. Tali paesaggi sono riconducibili ad un'alternanza di creste e valli ampie e svasate, sui cui fianchi sono fittamente disseminate le tracce di dissesti gravitativi antichi e di fenomeni franosi attivi e quiescenti.

Il paesaggio associato alle successioni carbonatiche è, invece, connotato da un rilievo aspro dettato dalla presenza di forre e da ripidi versanti a controllo strutturale. Tra questi ultimi spicca il versante, impostato su faglia inversa, che borda verso nord il M. Bulgheria, ai cui piedi si estende un ampio *glacis* d'accumulo detritico, interessato a luoghi da fenomeni tettono-gravitativi (vedi GUIDA *et alii*, 1990a, b).

Nel paesaggio associato alle successioni prevalentemente calcaree (unità Alburno-Cervati-Pollino) presenti nella zona orientale del Foglio, sono particolarmente diffuse forme di modellamento carsico che includono, oltre a numerose forre (ad es., quelle che il torrente Bussentino incide nei rilievi di Casaletto Spartano. - Tortorella), lo spettacolare sistema vallivo carsico del fiume Bussento. Questo è rappresentato dalla forra cieca che il fiume attraversa a monte del suo percorso ipogeo di circa 4 km che si svolge tra l'inghiottitoio de La Rupe (alla quota di circa 240 m, ad est di Caselle in Pittari) e la Grotta del Bussento, a nord di Morigerati (Sez. I Caselle in Pittari). La possibile, antica, prosecuzione epigea del tracciato fluviale è individuabile nelle valli sospese che, a quote intorno a 450 m,

dissecano in discordanza oro-idrografica la dorsale dei M. ti Pannello. - S. Michele. - La Serra. Sistemi vallivi carsici attivi sono anche quelli del paleo-affluente del Bussento, il Rio della Baccuta (che proseguiva in una valle sospesa di circa 100 m sull'inghiottitoio de La Rupe) e di un paleo-affluente di destra di quest'ultimo, con recapiti negli inghiottitoi delle grotte di Caravo e di Orsivacca rispettivamente, che contribuiscono ad alimentare l'acquifero di Morigerati (IACCARINO *et alii*, 1992) ed il basso corso del Bussento. Altre morfologie legate a modellamento carsico si rinvencono sulla sommità e sui fianchi dei rilievi carbonatici. Queste sono rappresentate da forme attive, quali doline, campi di doline e piane carsiche (ad es., quelle impostate nella depressione tra M. Pannello e M. S. Michele) e da superfici planari o a dolce rilievo relitte, dissecate e sospese sugli attuali livelli di base locali. Esempi di queste ultime sono le superfici erosionali modellate, in discordanza rispetto all'assetto giaciturale, sul M. Bulgheria e sui rilievi dell'area NE del Foglio (dorsale M. Rotondo. - M. Pecchinari; Sez. I Caselle in Pittari) a quote intorno a 1000 m, a circa 800 m sui rilievi a settentrione di Casaletto Spartano (M. Pannello, M. Luppato, M. Valicorvo, Tempone dei Cannati; Sez. I Caselle in Pittari) e intorno a 500-600 m sui rilievi a N e NO di Tortorella e ad E di Torraca (Sez. I Caselle in Pittari). Tali morfologie sono interpretabili, alla luce di quanto noto a scala locale e regionale (cfr. ASCIONE & CINQUE, 1999; ASCIONE & ROMANO, 1999), come lembi di forme di spianamento prevalentemente legate a carsismo da contatto, modellatesi in corrispondenza di antichi contatti tra calcari e rocce impermeabili (successioni terrigene *l.s.*) e, pertanto, riconducibili a relitti di antichi paesaggi smantellati da successivi fenomeni erosionali.

La natura litologica delle successioni affioranti esercita un forte controllo anche sui caratteri delle morfologie costiere. Dove impostata su successioni carbonatiche, la costa è connotata da una fitta alternanza di promontori e baie, che a luoghi ospitano *pocket beach*, e da falesie strutturali rimodellate in misura variabile dall'erosione; tra esse spicca quella, imponente, che margina verso SE il promontorio del M. Bulgheria. Litorali sabbiosi di estensione significativa si individuano presso il margine occidentale del Foglio e lungo la fascia che si estende tra Policastro e Sapri. La loro presenza è legata ai cospicui apporti detritici derivanti direttamente o indirettamente (per redistribuzione, ad opera della morfodinamica costiera) dalle foci dei principali fiumi dell'area, rispettivamente il Mingardo e il Bussento. Agli apporti del Bussento si aggiungono, nel tratto compreso tra Marina di Policastro e Capitello, quelli di brevi incisioni torrentizie; i litorali di Villammare e Sapri sono, invece, prevalentemente alimentati da apporti locali, rispettivamente derivanti dai torrenti Cacafava e Brizzi.

Le coste alte dei promontori e delle falesie strutturali intagliate nel promontorio del M. Bulgheria sono connotate dalla presenza di numerose grotte costiere. A quote più alte, lungo le stesse pareti rocciose e nelle paleofalesie retrostanti le spiagge, inoltre, si aprono numerose grotte costiere fossili, sospese perché modellatesi in

corrispondenza dell'alto eustatico tirreniano, o a causa del sollevamento quaternario. Le grotte sono riconducibili a diverse tipologie ed includono (ESPOSITO *et alii*, 2003b): sgrottamenti che si aprono in brecce di versante o in puddinghe pleistoceniche (ad es. Grotta Calanca e Taddeo); grotte impostate in calcari, formatesi per processi carsici legati a percolazione con associata azione meccanica e dissolutiva del mare (ad es., Grotta della Serratura, Grotta del Noglio); cavità che si aprono in corrispondenza del recapito a mare di falde in rete (ad es. grotte nel settore NO di Porto Infreschi) ed includono anche cavità sommerse fino a -20 m; grotte fossili relitte, riconoscibili grazie al loro corredo di riempimenti (ad es. Riparo di S. Caterina, Riparo di Porto Infreschi, Riparo del Poggio). Nei riempimenti di tali grotte è preservata la preziosa registrazione sedimentaria della frequentazione preistorica dell'area (rappresentata da industrie litiche e da accumuli ossiferi) e dell'evoluzione delle stesse cavità ad opera di processi carsici e costieri, rappresentati da accumuli graviclastici, speleotemi, depositi marini e tracce di paleolinee di riva del tardo Pleistocene medio e/o superiore (Tirreniano) (cfr. par. 2 e Cap. V-6.1.6 e 6.1.8; Figg. 64-65).

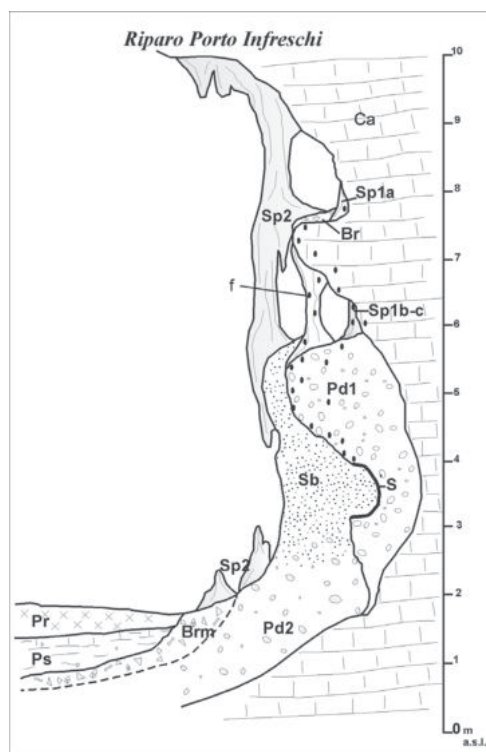


Fig. 64 - Profilo stratigrafico schematico del sito "Riparo degli Infreschi" (da ESPOSITO *et alii*, 2003a, modificata). Ca: carbonati mesozoici; Pd1: puddinga; Sp1: speleotema; Br: breccia graviclastica; Pd2: puddinga; Sb: sabbia marina; Brm: breccia graviclastica di età musteriana; Sp2: speleotema; Ps: paleosuolo; Pr: piroclastite; S: solco bioerosivo; f: fori di litodomo.

La ricostruzione degli Autori indica che gli speleotemi Sp1-a (età Th/U 111.9 ± 11.0 ka e correlabile all'OIS 5d) e Sp1-b e c (età Th/U rispettivamente di 89.8 ± 5.4 ka e 91.7 ± 8.2 ka, correlabili all'OIS 5b), circoscrivono l'OIS 5c. Questa fluttuazione è rappresentata dalla fascia con fori di litodomi che raggiungono + 8.5 m e dalle puddinghe Pd1. L'OIS 5a è rappresentato da puddinghe e sabbie (Pd2 e Sb) che raggiungono + 6 m; queste coprono gli Sp1 correlati all'OIS 5b e un solco bioerosivo a + 3.5 m, e sono ricoperte da brecce (Brm) e dallo speleotema Sp2, con età Th/U di 50.6 ± 1.9 ka.

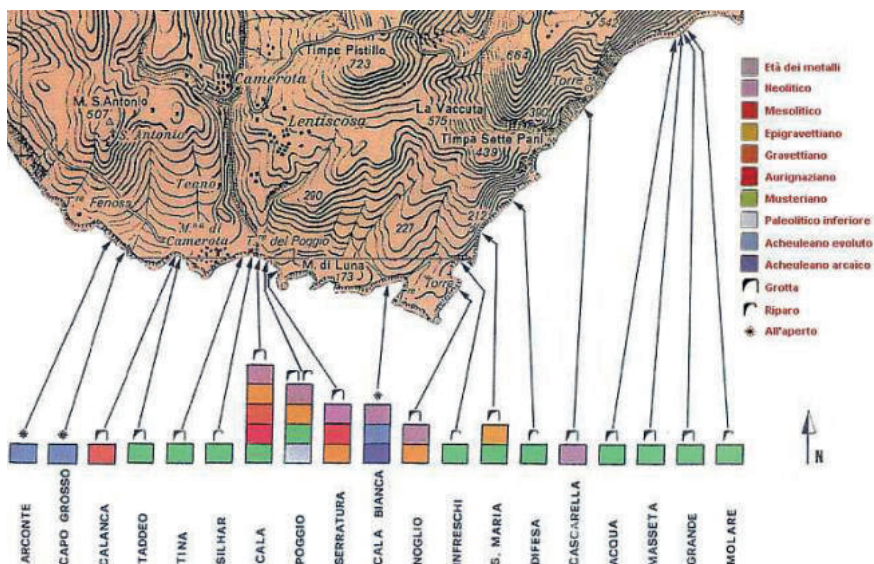


Fig. 65 - Localizzazione degli affioramenti (grotte, ripari, all'aperto) di interesse geoarcheologico lungo la costa tra Marina di Camerota e Scario e attribuzione cronostratigrafica delle frequentazioni (da GAMBASSINI et alii, 1995).

La ricostruzione dell'evoluzione che ha portato all'attuale configurazione del rilievo dell'area è complicata dalla presenza, in larga parte del territorio, di successioni erodibili che interrompono la continuità fisica delle forme modellate e conservate sulle più resistenti successioni carbonatiche, rendendo poco significativi ed affidabili, se non di fatto impedendo, tentativi di correlazione tra tali forme. Tuttavia, la preservazione di una fitta registrazione morfostratigrafica sul promontorio carbonatico del M. Bulgheria ha permesso di ricostruire le tappe evolutive dello stesso promontorio (cfr. LIPPMANN-PROVANSAL, 1987; BORRELLI *et alii*, 1988; ASCIONE, 1997; ASCIONE *et alii*, 1997; ASCIONE & ROMANO, 1999; CAIAZZO *et alii*, 2006) e, tra queste, quelle che costituiscono l'effetto locale di eventi di scala regionale (Cap. V.6, Figg. 35-38); l'identificazione e caratterizzazione di tali eventi costituisce una chiave di lettura per la delineazione delle fasi salienti dell'evoluzione dell'intero territorio.

Nel promontorio del M. Bulgheria, la lunga storia morfoevolutiva di questa porzione di catena (iniziata dalla definitiva emersione tardo-miocenica) ha lasciato tracce rappresentate da superfici di erosione che rimodellano la cresta sommitale, intorno a 1000 m di quota. Il modellamento di tali paesaggi è, con ogni probabilità, avvenuto dopo la messa in posto dell'unità tettonica carbonatica sui terreni dell'unità Nord Calabrese e quando ancora l'attuale massiccio era circondato da

unità terrigene (gruppo del Cilento). In tali superfici si incastrano i depositi continentali pliocenici dei Conglomerati di Centola *Auct.* (sintema di Rofrano, **ROF**, nel Foglio), che affiorano a circa 600 m di quota sulle propaggini occidentali della dorsale M. Bulgheria. - M. Chiancone (cfr. Foglio 519 Capo Palinuro; SGI-ISPRA, in stampa). Tali depositi, riferibili ad antichi riempimenti vallivi (GUIDA *et alii*, 1980b), si rinvencono, in lembi isolati e spesso disarticolati da faglie, diffusi su larga parte del territorio del Foglio. Essi rappresentano la registrazione sedimentaria dei più antichi eventi erosionali che hanno interessato l'area: ciò è comprovato sia dalla litologia dei clasti che li costituiscono, esclusivamente derivati dalle più alte unità di questo settore di orogene (gruppo del Cilento, prevalentemente **MAU**, e **SRO**), sia dalla posizione morfostratigrafica degli accumuli che risultano non in rapporto con l'attuale orografia. Al contempo, la posizione dei Conglomerati di Centola, che denuncia diffusi fenomeni di inversione del rilievo, costituisce una testimonianza dell'imponente dissezione che ha investito l'area nel corso del Plio-Quaternario.

La registrazione morfostratigrafica del promontorio del M. Bulgheria indica che, in quest'area, la deposizione dei conglomerati di Centola è stata seguita da una disarticolazione verticale che ha portato all'individuazione, nel Pliocene superiore, del bacino lacustre di Camerota-Licusati (cfr. sintema di Licusati, **LIC**) all'interno di una depressione strutturale ad andamento meridiano (cfr. Cap. VIII 3.8-9; Figg. 35-38). All'inizio del Santerniano, il settore centro-meridionale del promontorio viene interessato da una trasgressione marina: ciò è testimoniato da ampi terrazzi di abrasione (Fig. 66), che rimodellano i rilievi che marginano a sud il bacino di Camerota, e dalla successione marino-transizionale (sintema di Camerota, **AET**) che ricopre i depositi lacustri del sintema di Licusati (**LIC**). La trasgressione santerniana testimonia che i fenomeni estensionali che, a partire dal

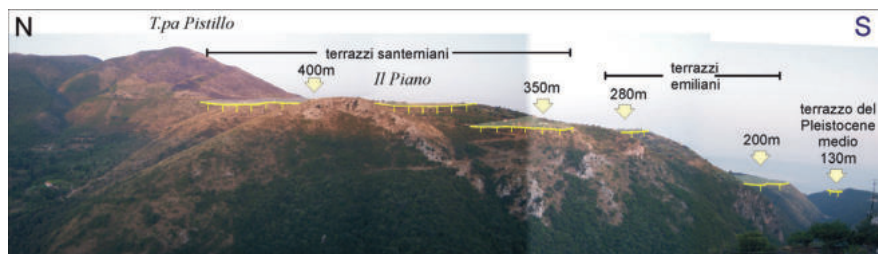


Fig. 66 - Terrazzi marini dislocati e sollevati nel promontorio del M. Bulgheria, sospesi sulla forra del Vallone delle Fornaci. Terrazzi coevi risultano dislocati da faglie a quote diverse. Si noti la scarpata di faglia (ad orientazione E-O) a N del terrazzo de Il Piano, che margina verso sud il bacino lacustre di Licusati; la scarpata è stata parzialmente esumata grazie all'erosione dei depositi lacustri pliocenici (sintema di Licusati, **LIC**) (ancora affioranti al suo piede) e dei sovrastanti depositi marini santerniani (sintema di Camerota, **AET**).

Tortoniano finale, avevano investito la catena appenninica portando, per successivi collassi, alla formazione e all'ampliamento e approfondimento del bacino tirrenico (KASTENS *et alii*, 1988), hanno raggiunto in quell'epoca il settore di catena compreso nel Foglio. Tuttavia, l'assenza di depositi marini altrettanto antichi lungo tutta la fascia costiera che si estende tra la Campania e la Calabria settentrionale non permette di ricostruire quale fosse, nel Santerniano, l'andamento della linea di costa tirrenica. Questa doveva complessivamente decorrere in posizione più occidentale rispetto all'attuale; è ipotizzabile, sulla base di dati derivanti dall'*offshore* (KASTENS *et alii*, 1988; PATACCA *et alii*, 1992a), che essa si sviluppava con direzione circa appenninica (ovvero, circa parallela a quella dell'intero promontorio cilentano) attestandosi solo localmente su un'orientazione antimeridiana.

Nel promontorio del M. Bulgheria, l'evento trasgressivo santerniano è seguito da un ulteriore evento di disarticolazione verticale cui fa seguito, all'inizio dell'Emiliano, una nuova trasgressione. L'evento trasgressivo emiliano arriva ad interessare solo il settore meridionale del promontorio, che risultava relativamente ribassato dalla disarticolazione santerniana (Figg. 35-38). In tale settore si modellano nuove piattaforme di abrasione (che, presso Lentiscosa, tagliano anche le brecce continentali prodotte dall'arretramento delle scarpate create dal precedente evento di fagliazione) e si depone una nuova unità marina (cfr. sintema di Lentiscosa, subsintema di Cala Bianca, **LNT₁**). È probabilmente a seguito di una fluttuazione glacioeustatica occorsa ancora nell'Emiliano o, forse, nel Siciliano, che i terrazzi associati ai depositi emiliani vengono debolmente reincisi e, quindi, sommersi e ricoperti da una nuova successione marino-transizionale (sintema di Lentiscosa, subsintema di Santa Rosalia, **LNT₂**), i cui depositi sono conservati solo sui terrazzi a sud di Lentiscosa. In momenti non precisati del Pleistocene inferiore va inquadrata la deposizione dei conglomerati ascritti, nel Foglio, al sintema del F. Faraone (**TFN**). Essi sono riferibili a tracciati vallivi con decorsi che solo a luoghi ricalcavano quelli in cui si erano depositi i Conglomerati di Centola (**ROF**) e che, anche in questo caso, risultano profondamente differenti dagli attuali lineamenti del drenaggio.

Un più importante evento tettonico investe, probabilmente alla fine del Pleistocene inferiore, l'intera area. Esso è testimoniato dalle fagliazioni, con rigetti ettometrici, che interessano i terrazzi e le successioni Emiliane: queste, attualmente, si rinvencono dai circa 300 m di quota di Lentiscosa fino a quote inferiori al livello del mare lungo la costa del promontorio. È durante questo evento di disarticolazione che comincia a delinearsi il Golfo di Policastro, con l'individuazione della grande struttura ad orientazione NE-SO che margina il promontorio del M.te Bulgheria verso SE e sospende i terrazzi e i depositi del Pleistocene inferiore (Cap. VIII-3.8-9).

Nel corso del Pleistocene medio, un sollevamento generalizzato interessa tutta l'area. Esso è testimoniato dalla gradinata di terrazzi marini diffusi sul promonto-

rio del M. Bulgheria fino a quote di circa 130-150 m e lungo il margine settentrionale del Golfo di Policastro fino a circa 90-100 m (cfr. sintema del Golfo di Policastro, **SHC**). Con tale finale sollevamento i terrazzi sanerniani e quelli emiliani raggiungono, rispettivamente, le attuali quote massime di 400 m e 300 m.

La tettonica quaternaria ha esercitato un importante controllo sulla morfogenesi dell'intero territorio compreso nel Foglio (Cap. VIII-3.8) attraverso l'evoluzione della rete idrografica. Questa ha registrato, nell'arco di tutto il Quaternario, un prevalente approfondimento determinato da successive ondate di dissezione. La dissezione è stata guidata, e via via rinvigorita, dall'abbreviarsi dei tracciati conseguente alla migrazione verso l'interno della linea di costa tirrenica, culminata con il collasso del Golfo di Policastro, e dai sollevamenti che hanno accompagnato e seguito la migrazione della costa. Nel settore orientale del Foglio, è presumibilmente solo dal Pleistocene medio, in concomitanza con il collasso del Golfo di Policastro, che inizia a delinearsi l'attuale rete drenante. E' probabilmente a causa di un discontinuo approfondimento della rete che, dopo la dissezione delle superfici di quota 1000 m del settore NE del Foglio (tentativamente ascrivibili al Pleistocene inferiore), si registra la formazione e successiva reincisione di quelle alle quote di 800 e di 500-660 m, la cui formazione può essere ascritta al Pleistocene medio.

La dissezione, con gli associati processi di versante (in particolare, quelli gravitativi), hanno dato luogo all'asportazione di imponenti volumi rocciosi nelle aree occupate dalle erodibili successioni terrigene *l.s.*. Il forte contrasto di erodibilità tra successioni terrigene e carbonatiche ha fatto sì che l'erosione abbia avuto carattere selettivo, determinando un maggiore e più rapido abbassamento della superficie topografica dove questa era impostata sulle prime e, parallelamente, conferendo un via via crescente rilievo locale alle successioni carbonatiche. In altri termini, i fenomeni erosionali quaternari hanno conferito risalto morfologico all'assetto litostrutturale pregresso. Ciò è testimoniato dalla presenza di numerose forme passivamente controllate dalla struttura, ovvero versanti nati lungo antichi contatti durotenero, e di forre sovrimposte intagliate, in discordanza oro-idrografica, attraverso le dorsali carbonatiche. Le prime includono, oltre al versante che borda verso nord il M. Bulgheria, diffuse scarpate di linea di faglia quali, ad esempio, i versanti NO e SE della dorsale M. Pannello. - M. S. Michele. - La Serra e il versante SE del M. Le Chiappe (presso Morigerati), e il versante che borda verso sud l'alto di M. S. Vito (est di Torraca) (Sez. I Caselle in Pittari). Esempi di forre in discordanza oro-idrografica sono offerti, oltre che da quella, spettacolare, che il fiume Mingardo incide attraverso l'alto M. Bulgheria. - M. Chiancone, dal Vallone del Mulinello (che incide longitudinalmente la dorsalina del M.te Cordici, presso Vibonati; Sez. II Sapri), dalle forre che il Torrente del Gerdenaso, il Torrente Bussentino ed il Rivo di Casaletto incidono attraverso i rilievi carbonatici circostanti Casaletto Spartano, Tortorella e Morigerati, e dalla forra percorsa dal fiume Bussento nel suo tratto più alto (al passaggio tra i Fogli 520 Sapri e 504 Sala Consilina) (Sez. I Caselle in Pittari).

La distribuzione altimetrica delle linee di riva tirreniane (sintema di Palinuro, **PUR**), che complessivamente si osservano a quote confrontabili con quelle di linee coeve presenti in aree stabili del Mediterraneo, suggerisce che il sollevamento generalizzato è sostanzialmente cessato dal Pleistocene superiore. Al contempo, le quote anomale alle quali si rinvenivano linee di riva attribuite in letteratura ai diversi interstadiali tirreniani presso la Grotta e il Riparo degli Infreschi (quote di 10, 8,5 e 6 m per gli interstadiali 5e, 5c e 5a rispettivamente; cfr. ESPOSITO *et alii*, 2003b; FERRANTI *et alii*, 2006) e sul promontorio carbonatico di Punta del Fortino (quote di 15 e 8 m per gli interstadiali 5e e 5c o 5a; BRANCACCIO *et alii.*, 1990), indicherebbero il perdurare di movimenti differenziali negli ultimi 100.000 anni (Cap. VIII-3.8).

Gli eventi più recenti hanno registrato, con la risalita olocenica seguita all'ultimo forte abbassamento glacioeustatico, il rimodellamento delle falesie carbonatiche ed un sensibile arretramento delle falesie lungo il litorale tra Scario e Sapri, prevalentemente impostato nell'erodibile unità Nord-Calabrese e, nel piccolo golfo di Sapri, nei depositi ghiaioso-pelitici alluvionali e marini quaternari; nella piana costiera del Bussento, la risalita olocenica è culminata con la formazione di una piccola ria (CARRATÙ, 2006). Nel corso dell'Olocene e, soprattutto, in epoca storica, gli apporti alluvionali di torrenti e corsi fluviali hanno permesso la crescita del cuneo progradazionale che si sviluppa lungo tutto il litorale ed include il sistema deltizio del Bussento (unità **b_n** e **g**; Cap.V-6.2). Questa ha visto l'iniziale formarsi di sistemi cordone-laguna ed il successivo colmamento degli ambienti lagunari e palustri; in corrispondenza del delta del Bussento, il recupero delle zone umide costiere è stato completato con interventi di bonifica condotti agli inizi del XX sec. La tendenza progradazionale sembra essersi interrotta a partire dalla seconda metà del XX sec. (CARRATÙ, 2006; TOCCACELI, 1995), allorquando si sono osservati fenomeni di erosione costiera che hanno determinato l'arretramento di circa 200 m della foce del Bussento e sollecitato l'impianto di opere di difesa lungo il litorale.

2. - GEOARCHEOLOGIA

Il settore costiero del massiccio del M. Bulgheria conserva diverse testimonianze di popolamento umano in epoca preistorica e protostorica sin dal Paleolitico inferiore, fino a circa 0.5 ka, di rilevante interesse non solo per la stratigrafia, ma anche per la paleontologia, paleontologia, geoarcheologia e per la ricostruzione dei paleoambienti del Quaternario. Numerosissimi studi specialistici sono stati condotti e sono in corso in questo settore, sia nei depositi all'aperto (Cala Bianca, Arconte-Capo Grosso), sia in particolare in quelli conservati nelle grotte e nei ripari costieri di Marina di Camerota e Scario (Tab. 2; Fig. 65). Repertori relativamente recenti dei principali lavori e risultati geoarcheologici si possono trovare in PALMA

DI CESNOLA (1982), GAMBASSINI *et alii* (1995), BERTOLINI *et alii* (1996), GAMBASSINI & RONCHITELLI (1998) e GAMBASSINI (2000). I ritrovamenti evidenziano la presenza di fossili e culture del Paleolitico inferiore (Acheulano arcaico e evoluto), Paleolitico medio (Musteriano), Paleolitico superiore (Aurignaziano, Gravettiano, Epigravettiano), Mesolitico, Neolitico, e dell'età dei Metalli (Bronzo). Oltre a resti di vegetali, di invertebrati marini e continentali, di vertebrati (mammiferi, uccelli), notevole è il rinvenimento di resti fossili umani, tra cui alcuni attribuiti a *Homo sapiens neanderthalensis* KING.

In relazione agli aspetti geoarcheologici e paleoambientali connessi a queste aree del Foglio (vedi CESARINO, 1982), si ricordano anche alcuni lavori che hanno trattato sotto diversa angolazione gli insediamenti preistorici di Roccagloriosa (GUALTIERI & FRACCHIA, 1990; ORTOLANI & PAGLIUCA, 1992), Marina di Camerota (CATTANI, 1999) e quelli nei pressi di Sapri di epoca preistorica (CARBONI *et alii*, 1986; GAMBASSINI *et alii*, 1995) e di epoca romana e storica (TOCCACELI, 1995, 2003).

Tab. 2 - Sintesi dei ritrovamenti e dei dati stratigrafici sui depositi preistorici e protostorici nell'area costiera di Marina di Camerota e Scario (compilata da numerose fonti).

LOCALITÀ		EPOCA	TIPO DI DEPOSITO
Camerota	Cala Bianca*	Musteriano	Industria litica
		Acheulano evoluto	Industria litica
		Acheulano arcaico	Industria litica
Camerota	Arconte. - Capo Grosso*	Musteriano	Industria litica
		Acheulano evoluto	Industria litica
Camerota	Grotta Calanca	Gravettiano	Industrie litiche
Camerota	Grotta Tina	Musteriano	Industria litica Resti di mammiferi (canidi, bovidi, equidi, coniglio, lepre) Resti di uccelli Resti di vegetali (pollini)
Camerota	Grotta Taddeo	Musteriano	Industria litica Resti di mammiferi (<i>Hippopotamus</i> , bue, cinghiale, cervo) Resti umani (denti, resti di arto inferiore)

LOCALITÀ		EPOCA		TIPO DI DEPOSITO
Camerota	Nicchia Silhar	Musteriano		
Camerota	Grotta della Cala	Bronzo		Industrie litiche Faune
		Epigravettiano	10.390±180 C14 12.350±200 C14 12.020±210 C14 12.030±220 C14 14.740±850 C14 16.320±850 C14	Industria litica Resti di mammiferi (cervo) Resti di invertebrati (molluschi terrestri e marini) Resti di uccelli
		Gravettiano	27.530±2630 C14 28.230±2460 C14 27.400±1720 C14	Industria litica Resti vegetali (piante erbacee) Resti di mammiferi (cervo)
		Aurignaziano	29.800±870 C14	Industria litica Resti vegetali (querce)
		Musteriano		Industria litica Insettivori (<i>Glis</i>) Resti vegetali (<i>Quercus</i> , <i>Pinus sylvestris</i>)
		OIS7?		marino
Camerota	Marina di Came- rota (non ubicato; Grotta del Poggio?)			Resti di mammiferi (breccia ossifera) (<i>Elephas antiquus</i>)
Camerota	Grotta del Poggio (Sepolcrale)	Bronzo		Frammenti ceramici
		Epigravettiano (12 ka)		
		Musteriano		Industria litica Resti di mammiferi (cervo)
		Paleolitico inferiore		Industria litica Resti di mammiferi (cervo, <i>Ibex</i> , <i>Elephas</i> , <i>Stephanorhinus</i>) Resti umani (molare, astragalo)
		OIS7 prob.		marino

LOCALITÀ		EPOCA		TIPO DI DEPOSITO
Camerota	Riparo del Poggio	Bronzo		Frammenti ceramici
		Epigravettiano (12 ka)		Resti di molluschi terrestri (<i>Helix</i>) e marini (<i>Cardium</i> , <i>Ostrea</i>)
		Musteriano (40 ka?)		Industria litica Resti di mammiferi (cavallo), brecce, piroclastiti, sabbie
		Paleolitico inferiore		Industria litica
		OIS7 prob.		marino
Camerota	Nicchia Gamba	Bronzo		Frammenti ceramici
		Epigravettiano		Industrie litiche
Camerota	Grotta della Serratura	Neolitico		Industria litica Resti di mammiferi
		Neolitico	6.300±130 6.770±170	
		Epigravettiano	9.720±60 10.000±200	
		Mesolitico	9.629±60 10.230±130	
		Epigravettiano	10.000±130 10.270±140	
		Epigravettiano	11.290±90	
		Epigravettiano	11.460±80 13.100±120	
		Epigravettiano	15.350±120 15.700±110	
Camerota	Grotta del Noglio	Bronzo medio		Industrie, Industrie fittili Fauna
Camerota	Grotta di Porto Infreschi	Musteriano		Industria litica
Camerota	Riparo di Porto Infreschi	OIS5a (concrezioni)	50.6±1.9ka U	
		Musteriano		Industria litica
		OIS5b (speleotemi)	89.8±5.4ka U	
		OIS5b (speleotemi)	91.7±8.2ka U	
Camerota	Grotta di S. Maria	OIS5d (speleotemi)	111.9±11.4ka U	
		Epigravettiano finale		Industria litica

LOCALITÀ		EPOCA		TIPO DI DEPOSITO
Camerota	Riparo della Difesa	Musteriano		
Camerota	Grotta di Cascarella	Probabile età del Bronzo		Frammenti ceramici
Camerota	Grotta dell'Acqua	Musteriano		
Camerota	Grotta della Masseta	Musteriano		
Scario	Grotta Grande	Evo antico: Tardo Impero Romano	IV sec. d.C	Sepoltura
		Musteriano		Industrie litiche resti di mammiferi (<i>Elephas</i> , <i>Hippopotamus</i> ; <i>Capra ibex</i> , <i>Dama dama</i> , <i>Capreolus capreolus</i> , <i>Cervus elaphus</i> , <i>Ursus</i> , <i>Sus scropha</i> , <i>Bison</i> , rinoceronte, camoscio; <i>Apodemus</i> , <i>Microtus</i> (<i>Terricola</i>))
		(OIS7?)		Marino con <i>Cladocora coespitosa</i> , <i>Spondylus</i>
Scario	Riparo Molare	Musteriano		Industrie litiche Resti di mammiferi (cervidi, bovini, caprini, rinoceronte, cinghiale, orso, cavallo) Resti umani (<i>Homo sapiens neanderthalensis</i>)
		OIS7, OIS5?		marino: <i>Strombus</i>
Scario	Valle del Mangano	Bronzo medio		Resti di costruzioni Frammenti ceramici
Scario	Marcaneto	Bronzo		Frammenti ceramici
Scario	La Pietra	Bronzo		Frammenti ceramici

X - GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA

1. - LE UNITÀ GEOLOGICO TECNICHE

Il territorio che ricade nell'ambito del Foglio è caratterizzato da una notevole complessità geologica per la presenza di un elevato numero di unità litostratigrafiche e tettoniche e di un articolato assetto strutturale delle stesse. L'analisi degli aspetti geologico-applicativi è riferibile ad unità geologico-tecniche, identificate mediante l'accorpamento o la suddivisione di unità, tra quelle evidenziate dal rilevamento geologico, aventi caratteristiche geologico-tecniche uniformi alla scala di analisi. Ciò consente di effettuare studi omogenei della morfoevoluzione dei versanti, con particolare riferimento ai fenomeni franosi e della circolazione idrica sotterranea.

L'istituzione delle unità geologico-tecniche è influenzata dalla scala di analisi in quanto questa ne condiziona il rango e il grado di approfondimento nella caratterizzazione delle proprietà. Nella fattispecie, per la tipologia dei dati rilevati (in scala 1:10.000) e per la scala di sintesi adottata (scala 1:50.000) è possibile identificare nel Foglio una serie di unità che, secondo le norme proposte dalla IAEG (1976), sono definibili complessi litologici (*lithological complexes*), riconoscibili a scale comprese tra 1:10.000 e 1:200.000 sulla base di dati di rilevamento diretto e della eventuale caratterizzazione qualitativa delle proprietà tecniche. In particolare, per le unità di substrato, fondamentalmente riconducibili a successioni di piattaforma carbonatica ed a successioni silicoclastiche bacinali, è possibile fare riferimento rispettivamente alle categorie degli ammassi rocciosi e delle formazioni strutturalmente complesse (ESU, 1977) e, ove possibile in relazione alla disponibilità dei dati, ai corrispondenti criteri classificativi. Tuttavia, per la categoria degli ammassi rocciosi non è possibile applicare classificazioni specifiche (ad es.: BIENIAWSKI, 1989), basate sul rilevamento di

parametri strutturali e geomeccanici a scala di dettaglio. Invece, per le formazioni strutturalmente complesse, le osservazioni effettuate in sede di rilevamento sono sufficienti ad applicare la classificazione di ESU (1977); tuttavia anche in questo caso l'utilizzazione di classificazioni più recenti, di applicazione generale (HOEK & BROWN, 1997) o specificamente riferite a formazioni flyschoidi litologicamente eterogenee (BARLA *et alii*, 1987; KWASNIEWSKI, 1993; BERTI & CUZZANI, 2001), basate su parametri caratteristici, richiederebbe uno specifico rilevamento dei parametri geologico-tecnici.

Un tentativo di correlazione tra unità litostratigrafiche ed unità litologiche è stato proposto da GUIDA *et alii* (1992) per le successioni terrigene del versante Sud-occidentale di monte Centaurino, ai fini della caratterizzazione tipologica ed evolutiva dei grandi sistemi franosi pedemontani del rilievo.

Nonostante la revisione del significato e dell'attribuzione cronostatigrafica delle formazioni ivi affioranti effettuata per l'elaborazione del Foglio, la tabella di correlazione può essere cautelativamente utilizzata ai fini applicativi ed a scala di maggiore approfondimento, in quanto riferita a sistemi di classificazione tuttora in uso ai fini tecnici (AGI, 1979, 1985).

Per ciò che concerne la caratterizzazione dei terreni di copertura, le proprietà geologico-tecniche sono valutabili in base alle osservazioni dedotte dal rilevamento in quanto l'adozione di classifiche specifiche, come il sistema internazionale USCS, richiederebbe analisi di laboratorio, risultando quindi idonea per analisi di maggiore dettaglio.

2. - MORFOEVOLUZIONE DEI VERSANTI E FENOMENI FRANOSI

Gli accumuli di frana sono stati distinti in base all'età (GUIDA & IACCARINO, 1984) in: attuali, ovvero quelli in evoluzione nelle attuali condizioni morfologiche e climatiche, ed antichi e recenti, ovvero quelli evoluti rispettivamente in regimi morfoclimatici precedenti a quello attuale o in condizioni morfologiche e climatiche simili a quelle attuali. La rappresentazione cartografica di tali fenomeni franosi è stata condizionata dalla scala e in alcuni casi è stata limitata solo ad esempi significativi al fine di non obliterare le informazioni geologiche sottostanti ed appesantire il disegno cartografico.

La scala di analisi consente lo studio dei fenomeni franosi mediante un approccio territoriale integrato con i modelli morfoevolutivi dei versanti, pertanto inquadrabile in base agli assetti strutturali e alle caratteristiche delle unità geologico-tecniche. In particolare, nel Foglio sono identificabili tre ambiti profondamente differenti, associabili a tre diversi tipi di unità geologico-tecniche: a) le strutture carbonatiche, rappresentate dal M. Bulgheria, dal M. Rotondo, dal M. Cocuzzo e, sul bordo costiero dal M. Ceraso, contrafforte del M. Coccovello (presente nel

contiguo Foglio 521 Lauria; SGI-ISPRA, in stampa); *b*) i rilievi collinari costituiti dalle successioni flyschoidi a componente pelitica, ubicati prevalentemente nella parte centro-occidentale del Foglio; *c*) i rilievi montuosi costituiti dalle successioni flyschoidi arenaceo-conglomeratiche e conglomeratico-arenacee, ubicati nella fascia settentrionale del Foglio, in corrispondenza dei versanti meridionali del M. Sacro e del M. Centaurino, e in quelli collinari a nord del Golfo di Sapri, tra il F. Bussento e Casaleto Spartano.

Il primo fra questi grandi ambiti mostra un'evoluzione strettamente controllata dagli eventi neotettonici e climatici del Quaternario; segue cioè il tipico modello evolutivo delle aree carbonatiche dell'Appennino campano-lucano (BRANCACCIO *et alii*, 1979; 1984), con versanti di faglia che hanno subito un progressivo arretramento rettilineo-parallelo, raccordandosi, a seconda del grado di maturità, ad un piedimonte detritico più o meno sviluppato in relazione alla capacità di ablazione delle acque incanalate e dilavanti secondo il modello di Lehmann (LEHMANN, 1933; BAKKER & LE HEUX, 1952). Nel caso specifico, i versanti dei massicci carbonatici sono prevalentemente in roccia e, nella maggior parte dei casi sono delimitati da un piedimonte flyschoidale. Ciò, assieme all'evidenza di accumuli detritici relativamente scarsi alla base, testimonia la rapida morfoevoluzione del piedimonte flyschoidale controllata da ampi e diffusi processi denudazionali in cui i fenomeni franosi risultano i principali agenti morfogenetici.

Nell'ambito dei rilievi carbonatici sussistono disomogeneità morfologiche che sono associabili a differenti assetti strutturali e, quindi, a differenti stili morfoevolutivi degli stessi. Lungo i versanti di faglia ed in particolare in quelle parti degli stessi in cui l'angolo di pendio supera quello dell'equilibrio limite dei giunti di strato, o delle discontinuità nell'ammasso roccioso, possono sussistere stili morfologici contraddistinti da fenomeni franosi che coinvolgono blocchi discreti della parte più superficiale dell'ammasso roccioso, suddivisi e isolati da differenti sistemi di discontinuità. Com'è noto, i cinematismi con cui possono avvenire detti fenomeni franosi (HOEK & BRAY, 1981) sono riconducibili alla combinazione critica dell'orientazione delle famiglie di discontinuità, dell'angolo di pendio, dell'angolo di attrito esercitato al contatto tra le superfici di discontinuità e dalla circolazione idrica occasionale nell'ambito del reticolo di fratture. Essi possono essere fondamentalmente classificati nelle tipologie di: scivolamento planare (*plane sliding*), scivolamento di cunei (*wedge sliding*), ribaltamento (*toppling*) e crollo (*fall*). Tra i fenomeni franosi maggiormente significativi nelle unità carbonatiche del Foglio 520 Sapri possono essere menzionati quelli, attualmente in evoluzione, riscontrati lungo i versanti settentrionali del M. Bulgheria, per la giacitura a franapoggio da meno inclinato del pendio a più inclinato verso valle, e per l'esistenza di sistemi di discontinuità subverticali. Come conseguenza si generano fenomeni di ribaltamento e di scivolamento di cunei. Nella stessa zona si segnala poi la presenza di crolli, anche imponenti, che generano conii detritici attivi. Nel complesso questi

fenomeni concorrono nelle località citate all'accumulo di ingenti volumi di detrito carbonatico alla base del versante.

La morfogenesi dei rilievi collinari delle successioni flyschoidi, con particolare riferimento allo sviluppo dei fenomeni franosi, è fortemente controllata dal tipo di complessità strutturale delle unità geologico-tecniche che, nel caso di terreni costituiti dall'associazione di due o più tipi litologici, ricadono nel gruppo B (ESU, 1977), di cui fanno parte i sottogruppi B1, B2 e B3, differenziati in base al grado crescente di tettonizzazione.

Le unità geologico-tecniche a complessità strutturale B1 (riconducibili a **MAU** e **PLL**), costituite da sequenze regolari di strati litoidi continui lateralmente e da livelli pelitici meno competenti, sono quelle che costituiscono i rilievi più alti tra quelli delle successioni flyschoidi, con i versanti a maggiore pendenza; ne sono un esempio il M. Pietra dell'Erba, il M. La Rotonda, La Rupe di San Leo (Sez. IV Torre Orsaia), contrafforti meridionali del M. Sacro e del M. Centaurino (ricadenti nel Foglio 504 Sala Consilina; SGI-ISPRA, 2010). Questi rilievi mostrano generalmente versanti evoluti per recessione rettilineo-parallela, successivamente modellati in facce triangolari da corsi d'acqua susseguenti. I detriti derivanti dall'erosione di questi versanti sono presenti per lo più in forma di *talus* o di depositi di conoide di deiezione alla base dei versanti, mentre in posizioni altimetricamente differenziate sono presenti lungo i versanti depositi di natura colluviale e detritico-colluviale a prevalente componente limoso-argillosa. I fattori predisponenti alla franosità in queste unità sono, oltre l'angolo di pendio, l'assetto giaciturale della stratificazione e dei sistemi di discontinuità rispetto al versante e il grado di alterazione; in particolare la condizione di franapoggio meno inclinato del pendio con inclinazione degli strati superiore alla resistenza al taglio degli interstrati argillitici, soprattutto quando alterati, rappresenta la condizione maggiormente critica. La prevalente componente litoide, arenacea o calcarea, conferisce all'ammasso caratteristiche geomeccaniche globalmente buone, tanto che i fenomeni franosi sono attualmente subordinati agli altri processi erosionali *s.l.*, essendo limitati solo a zone dove sussistono particolari condizioni morfologiche e litostrutturali. Ne consegue che nell'ambito di tali unità, i fenomeni franosi attuali sono maggiormente attribuibili ai terreni di copertura generatisi per alterazione e degradazione del substrato, compresi i depositi di frane antiche e recenti dei quali essi costituiscono la riattivazione. La presenza di fenomeni franosi in corrispondenza di unità caratterizzate da buone caratteristiche litotecniche è imputabile a fenomenologie che coinvolgono i depositi di copertura presenti, non rappresentati in modo ubiquitario a causa del loro limitato e variabile spessore. Le tipologie dei fenomeni ad attività stagionale sono generalmente per colamenti lenti, in accordo al contenuto di frazione limoso-argillosa dei depositi ed all'incremento periodico dello stato di imbibizione, classificabili come *very slow, wet, earth flow* (CRUDEN & VARNES, 1996); subordinatamente sono rappresentati anche fenomeni franosi a tipologia complessa del tipo scorrimento-colamento. È da segnalare anche la presenza sporadica di

scivolamenti rapidi di detrito generati dalle coperture eluviali o detritico-colluviali in aree ad elevata pendenza ed in concomitanza di eventi pluviometrici particolarmente intensi, classificabili come *very rapid, wet, debris slides* (CRUDEN & VARNES, 1996). In alcuni casi è stato possibile ipotizzare l'esistenza di fenomeni franosi antichi, relitti o stabilizzati (WP/WLI, 1993), generatisi in condizioni morfoclimatiche diverse da quella attuale i cui depositi sono attualmente fossilizzati da terreni quaternari.

I versanti dei rilievi collinari costituiti dalle unità con complessità strutturale B2, caratterizzate da un assetto strutturale contorto degli strati che, a luoghi, sono anche disarticolati e scarsamente continui lateralmente, (SCE *p.p.*, TNC e GSO *p.p.*), presentano un modello morfoevolutivo in cui i fenomeni franosi rivestono un ruolo relativamente più rilevante rispetto agli altri fenomeni erosionali. In queste unità l'influenza dell'assetto giaciturale sulla franosità è meno condizionante che nelle unità di tipo B1, poichè gli strati, spesso disarticolati, sono quasi sempre caratterizzati da pieghe a raggio di curvatura da metrico a decametrico. Inoltre, i fenomeni di alterazione mediante la trasformazione della frazione argillitica in argilla concorrono a peggiorare nella parte più superficiale le caratteristiche geomeccaniche dell'ammasso; tali fenomeni aumentano al crescere del grado di tettonizzazione. Le tipologie più rappresentate sono quelle dei fenomeni a cinematismo complesso, generalmente derivanti da scorrimenti rotazionali seguiti da colamento, classificabili come *slow, wet, earth slide-earth flow* (CRUDEN & VARNES, 1996). In particolare rispetto all'unità di tipo B1 si assiste ad un numero maggiore di fenomeni franosi attuali, sospesi o quiescenti (WP/WLI, 1993), che spesso costituiscono la riattivazione parziale di fenomeni antichi o recenti; essi possono essere interpretati nella maggior parte dei casi come rappresentativi dell'ultimo stadio dell'evoluzione di fenomeni franosi precedenti e pertanto da questi "ereditati" (GUIDA *et alii*, 1979).

Nell'unità a grado di complessità strutturale B3, caratterizzata da una completa caoticizzazione e disarticolazione degli strati litoidi, dalla generale prevalenza della componente argillitica e dalla profonda alterazione della stessa, prevalgono nettamente le modalità morfoevolutive per frana riconducibili alla bassa resistenza al taglio dell'ammasso. L'elevato grado di destrutturazione di detti terreni, fortemente caoticizzati dalle fasi orogeniche e, successivamente gravitative, che li hanno più volte mobilizzati, è amplificato dai fenomeni di alterazione della componente argillitica che costituisce l'ammasso, soprattutto nella parte più superficiale dello stesso. Infatti, i continui cicli di imbibizione ed essiccamento comportano l'alterazione dell'ammasso argillitico, anche con mutazioni mineralogiche dei minerali argillosi. Nel complesso tali fenomeni di alterazione inducono un forte decadimento delle proprietà meccaniche delle argilliti che nel tempo rigonfiano perdendo l'originario carattere di sovraconsolidazione (TAYLOR & CRIPPS, 1987). In queste unità si assiste alla diffusione dei fenomeni franosi maggiore dell'intera area, con prevalenza di fenomeni attivi, derivanti generalmente dalla riattivazione di fenomeni attuali o recenti. Le cause determinanti sono generalmente rappresentate dall'aumento delle sollecitazioni indotte

dall'erosione lineare ad opera di corsi d'acqua e dall'aumento delle pressioni neutre, in relazione al regime pluviometrico stagionale. Le tipologie sono in gran parte per colamento lento (*slow, wet, earth flow*), anche se i cinematismi di prima generazione sono spesso rappresentati da scorrimenti rotazionali (*earth slide*). Nella maggior parte dei casi, i colamenti lenti in terreni a componente argillosa sono associati in sistemi franosi in cui ogni singolo fenomeno è collegato agli altri secondo una gerarchia di stadio di attività e quindi di evoluzione temporale. I fenomeni franosi in questione generano sistemi franosi attivi, in cui, i singoli fenomeni, confluiscono in un unico canale impostato in un impluvio principale. I fenomeni di colamento possono essere interpretati come colate viscose (DEL PRETE, 1989), contraddistinte dall'assenza di una netta superficie di scorrimento basale, quindi da una variazione della velocità di spostamento variabile con la profondità. Le unità litostratigrafiche **TNC p.p.**, **GSO p.p.** e **CRN p.p.** fanno parte di questo tipo di unità geologico-tecniche. Per la veloce morfoevoluzione delle unità di tipo B3, su tali versanti si riscontra la diffusa presenza di fenomeni franosi attuali ascrivibili, generalmente, alla tipologia del colamento e in alcuni casi a tipologie a cinematismo complesso. Questi sistemi franosi sono caratterizzabili con stato di attività da attivo a sospeso (WP/WLI, 1993) in quanto mobilitizzati negli ultimi cicli stagionali.

Nell'ambito del gruppo del Cilento, contraddistinto generalmente da unità a complessità strutturale B1, è da segnalare un intervallo stratigrafico basale (**PLL_{1a}**) la cui parte superiore, discontinua e di spessore non superiore ad alcune decine di metri, (**PLL_{1b}**) è caratterizzabile dal punto di vista della complessità strutturale come B3. Questo intervallo stratigrafico affiora discontinuamente nelle zone pedemontane del M. Sacro e del M. Centaurino (Sez. IV Torre Orsaia). Per il carattere prevalentemente argillitico e per la forte destrutturazione della componente litoide, nelle località in cui esso affiora è riscontrabile la presenza di numerosi fenomeni franosi attivi (con volume coinvolto fino a circa 200.000 m³). Tra questi è possibile segnalare quelli localizzati lungo il piedimonte del M. Centaurino. I fenomeni franosi iniziali che interessano la parte superiore di **PLL₁**, sulla base delle evidenze morfologiche di superficie, appaiono essere caratterizzati da cinematismo complesso del tipo scorrimento rotazionale-colamento (VARNES, 1978), ovvero possono essere classificate come *mudslide* (HUTCHINSON, 1988), ovvero *rapid-slow, wet, earth slide-earth flow* (CRUDEN & VARNES, 1996). Globalmente questi fenomeni franosi possono essere considerati, dopo la fase iniziale rapida, a riattivazione stagionale lenta, particolarmente in concomitanza dei cicli stagionali caratterizzati da apporti pluviometrici complessivamente ingenti e ben distribuiti nell'arco della stagione piovosa, che nei casi più critici si protrae fino ai mesi primaverili.

3. - DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE DI VERSANTE (DGPV)

Nell'area compresa nel Foglio sono segnalati fenomeni gravitativi di grandi dimensioni ed a lunga evoluzione attribuiti a Deformazioni Gravitative Profonde di Versante (*sensu* SORRISO-VALVO, 1984, 1987). Detti fenomeni, a partire dalla loro prima identificazione e riconoscimento (ZISHINSKY, 1969; ZARUBA & MENCL, 1969; TER-STEPANIAN, 1977; MAHR, 1977; VARNES, 1978), sono stati oggetto di una intensa attività di studio e ricerca per il loro impatto sulla stabilità di centri abitati ed infrastrutture strategiche (GUERRICCHIO & MELIDORO, 1979, 1981).

La prima segnalazione e caratterizzazione geomorfologica di DGPV è stata fornita da GUIDA *et alii* (1990a) lungo il margine nord-orientale del M. Bulgheria, tra gli abitati di Scario e S. Giovanni a Piro, dove sono state riconosciute le evidenze morfologiche (ad es.: doppie creste, *trench*, rigonfiamenti contropendenze) tipiche di un *marginal rock block slide* (ZARUBA & MENCL, 1969; VARNES, 1978). Nell'area di M. Picotta, i fenomeni di DGPV sarebbero stati favoriti, oltre che dalla sovrapposizione della successione carbonatica sulle formazioni strutturalmente complesse di CRN e SCE, anche dalla presenza del livello a "marne gialle" (membro calcareo-marnoso BHE₂ dell'unità tettonica Bulgheria), disposto a franapoggio.

Successivamente, analoghe forme attribuibili a DGPV, di diversa tipologia e in diverso stadio evolutivo, sono state riconosciute lungo l'intero versante settentrionale di M. Bulgheria (GUIDA *et alii*, 1990b). In particolare, sono stati riconosciuti i blocchi carbonatici disarticolati gravitativamente del Ceraseto, ad Ovest di S. Giovanni a Piro, quello di Pietralunga, poco a monte di Acquavena e, infine, quello del centro urbano moderno di San Severino di Centola (Sez. III Camerota).

Forme più complesse e di dubbia attribuzione sono state descritte nel bacino del fiume Bussento da D'ELIA *et alii* (1986), sia in località Valli, a Sud di Caselle in Pittari, che lungo il fronte settentrionale di M. Pannello (Sez. I Caselle in Pittari). Nel primo caso, il fenomeno di probabile "insaccamento" sarebbe stato favorito da una combinazione di processi tettono-gravitativi e carsici, tali da influenzare l'andamento dei circuiti sotterranei e creare a monte le condizioni di lacustrinità con un paleolivello idrico intorno ai 300 metri s.l.m. attuale.

Durante il rilevamento del Foglio, forme attribuibili a DGPV sono state riconosciute sia nel Bussento orientale tra il versante settentrionale di M. Cocuzzo e l'alveo del Rio di Casaletto, di cui quella più evidente interessa le contrade Piè di Balzi e Melette, nel territorio comunale di Casaletto Spartano, che nell'Alto Mingardo. Non è da escludere che sia l'abitato di Alfano che la frazione Castel Ruggero di Torre Orsaia possano ricadere in un contesto deformativo profondo, mascherato da fenomeni franosi più superficiali. Poco fuori del Foglio, al confine con il Foglio 504 Sala Consilina (SGI-ISPRA, 2010), sono stati segnalati (GUIDA *et alii*, 1992) fenomeni di *marginal rock block slide* che hanno coinvolto i membri arenaceo-marnoso-conglomeratici delle arenarie di Pollica (PLL) e della formazione di S. Mauro (MAU) sul

membro arenaceo-pelitico della formazione del Saraceno (**SCE₁**) a contrada Caporra ed a contrada Trave.

4. - IDROGEOLOGIA

L'identificazione delle unità geologico-tecniche nel Foglio, definibili complessi idrogeologici secondo l'accezione idrogeologica (CIVITA, 1975), consente di riconoscere la presenza di terreni ad elevato grado di permeabilità relativa, rappresentati dai litotipi calcarei delle unità tettoniche Bulgheria ed Alburno-Cervati-Pollino, e di terreni caratterizzati da un grado di permeabilità relativa scarso o impermeabile, ascrivibili ai depositi di bacino di tipo flyschoidi, ovvero del gruppo del Cilento e della unità tettonica Nord-Calabrese. Nell'ambito dei terreni delle successioni di bacino fanno eccezione, come anche per le altre proprietà geologico-tecniche, quelli conglomeratico-arenacei ascrivibili alla parte superiore della formazione di San Mauro (**MAU₂**) e alla formazione di M. Sacro (**SRO**) (DE VITA, 1996). In questi complessi idrogeologici la scarsa componente pelitica conferisce un grado medio di permeabilità relativa. Nell'area del Foglio ricadono importanti strutture idrogeologiche: carbonatiche, del M. Bulgheria e del M. Cocuzzo-M. Salice; conglomeratico-arenacee, del M. Sacro e del M. Centaurino (Fig. 67).

M. Bulgheria

Il rilievo di M. Bulgheria è costituito da una successione di dolomie, calcari dolomitici, calcari con selce e calcari detritici intercalati da marne del Triassico superiore-Cretacico superiore *p.p.* che termina con marne, argille ed argilliti di età essenzialmente paleogenica (subunità tettonica di M. Bulgheria) (Cap. V-3.1) (Fig. 5). La struttura, che ha un andamento monoclinale nella parte meridionale, passa ad una piega-faglia e, successivamente, ad una piega con vergenza NE nel settore settentrionale, dove è sovrapposta tettonicamente a successioni terrigene impermeabili costituenti l'unità tettonica Nord-Calabrese (Cap. VIII). Quindi, il M. Bulgheria costituisce una struttura idrogeologica tamponata a nord dagli anzidetti depositi impermeabili e limitata a sud dal mare (Fig. 35; Sezioni geologiche AA', BB' e Fig. 62). Le modalità di flusso delle acque sotterranee all'interno del rilievo sono funzione della geometria e della posizione stratigrafica dei diversi litotipi presenti, caratterizzati da un differente grado di permeabilità relativa, e della presenza di direttrici tettoniche che, quando accompagnate da fasce cataclastiche, riducono localmente la permeabilità dell'acquifero fratturato e carsificato. Parziale ruolo di spartiacque sotterraneo è stato riconosciuto per l'unità semipermeabile calcareo-marnosa del Toarciano *p.p.*-Aaleniano *p.p.* (**BHE₂**), presente tra Licusati e San Giovanni a Piro, e per la direttrice tettonica Licusati. - Marina di Camerota (CELICO, 1978; 1983; GUIDA *et alii*, 1980a; PISCOPPO *et alii*, 1993).

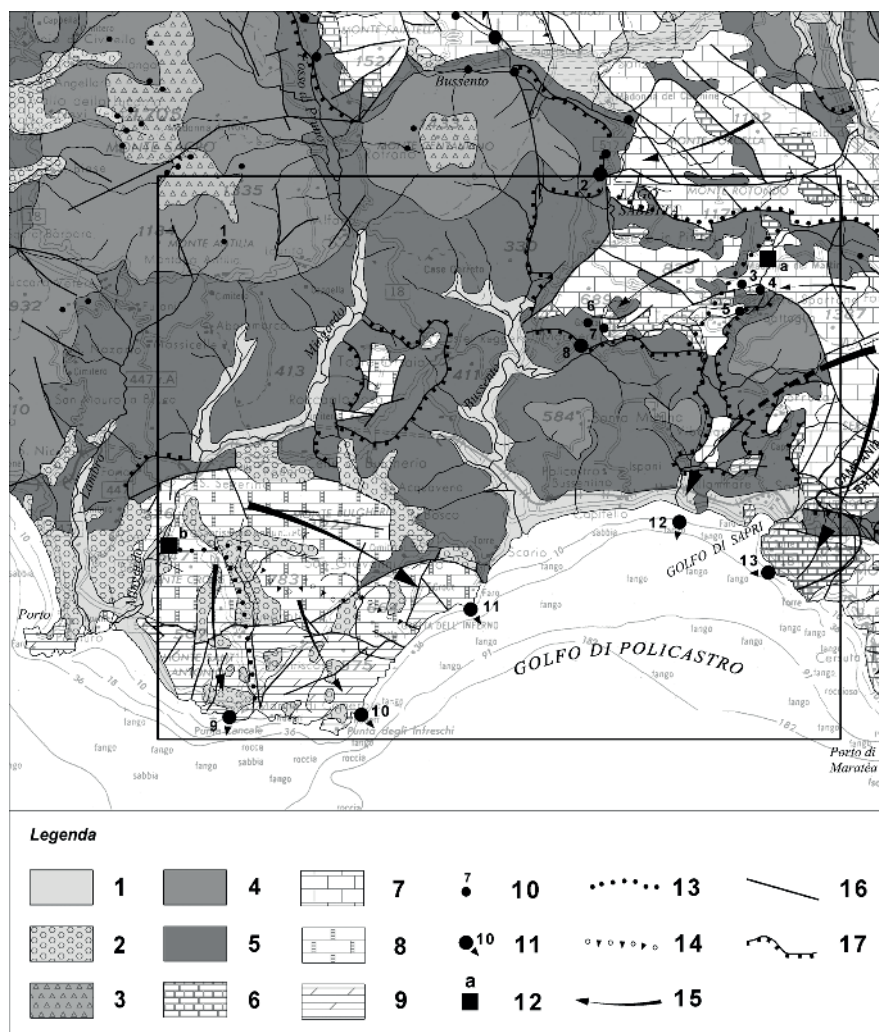


Fig. 67 - Schema idrogeologico del Foglio 520 Sappi (nel riquadro) (ridisegnato da ALLOCCA et alii, 2007). Legenda: 1) complessi alluvionale e lacustre quaternari; 2) complessi detritici plio-quaternari; 3) complessi conglomeratico e conglomeratico-arenaceo della F. di Monte Sacro; 4) complessi delle unità del gruppo del Cilento; 5) complessi delle unità Nord-calabrese superiore ed inferiore; 6) complesso calcarenitico-marnoso della formazione di Trentinara; 7) complessi carbonatici dell'Unità Alburno-Cervati-Pollino; 8) complesso calcareo dell'Unità Bulgheria; 9) complesso dolomitico dell'Unità Bulgheria; 10) sorgente; 11) sorgente sottomarina; 12) campi pozzi; 13) spartiacque sotterraneo chiuso; 14) spartiacque sotterraneo aperto (i triangoli indicano la direzione di travaso sotterraneo); 15) direttrice del deflusso idrico sotterraneo; 16) faglie; 17) sovrascorrimenti e faglie inverse.

I recapiti principali delle acque sotterranee sono ubicati lungo il tratto costiero meridionale (Fig. 67). Dalle interpretazioni dei rilievi all'infrarosso termico disponibili per il tratto costiero (CASMEZ *et alii*, 1977) risulta che, della globalità della portata effluente a mare, il 17% è localizzata presso Marina di Camerota (sorgente n. 9 in Fig. 67), il 52% presso Punta degli Infreschi (sorgente n. 10 in Fig. 67), il 21% presso Punta Spinosa (sorgente n. 11 in Fig. 67), come sorgenti concentrate, ed il 10% tra le due ultime località, come venute diffuse. Lo schema di circolazione idrica sotterranea del rilievo è dunque riconducibile alla presenza di direttrici di flusso orientate principalmente verso S. Nel settore settentrionale dell'acquifero carbonatico, esiste una componente di flusso orientata verso SE, a causa del parziale ostacolo alla circolazione delle acque sotterranee rappresentato dal semipermeabile calcareo-marnoso (**BHE₂**) e, probabilmente, dalla direttrice tettonica della linea di Camerota (cfr. Cap. VIII e Fig. 61).

Dalle valutazioni sulla potenzialità delle risorse idriche sotterranee del rilievo, avente una estensione di circa 112 km², risulta un volume idrico di $47,0 \times 10^6$ m³/anno, equivalente ad un rendimento medio di circa 0,013 m³/s per km² (PISCOPO *et alii*, 1993). Sono carenti invece i dati circa le uscite di acque sotterranee dalla struttura idrogeologica. Valutazioni preliminari indicano una portata globale in uscita di circa 1,50 m³/s, verso mare e nelle alluvioni del fiume Mingardo (CELICO, 1983a; 1983b); la portata complessiva verso le sorgenti presenti lungo il tratto costiero è stata valutata in magra pari a circa 1,10 m³/s (PISCOPO *et alii*, 1993). Le risorse idriche sotterranee della struttura sono solo in minima parte captate mediante pozzi presso il basso corso del fiume Mingardo (portata in concessione di 0,220 m³/s; campo pozzi "b" in Fig. 67) le principali sorgenti presenti lungo costa, invece, non sono attualmente utilizzate.

Monte Forcella-Monte Cocuzzo-Monte Salice

In questa unità idrogeologica (ricadente anche nei contigui Fogli 504 Sala Consilina - SGI-ISPRA, 2010 - e 521 Lauria - SGI-ISPRA in stampa) affiorano i termini carbonatici del Giurassico medio-Eocene dell'Unità tettonica Alburno-Cervati-Pollino. Essa è delimitata a nord dalla depressione di Sanza (Foglio 504 Sala Consilina), a est dai terreni impermeabili delle unità Lagonegresi (Foglio 521 Lauria), a sud dal mare e ad ovest dal gruppo del Cilento (**ABD**), tettonicamente sovrapposto ai terreni carbonatici e successivamente ribassato da un importante sistema *en echelon* di faglie normali (Cap. VIII; Sezione geologica BB'). La struttura di M. Forcella (appena a nord del limite settentrionale del Foglio), separata da faglie orientate E-O dalla struttura più meridionale di M. Rotondo-M. Pecchinari (Sez. I Caselle in Pittari), drena le sue acque sotterranee verso le sorgenti ubicate nelle gole del fiume Bussento (circa 2,20 m³/s), presso Caselle in Pittari (sorgente Fistole S. Donato; n. 2 in Fig. 67).

Nella struttura di M. Salice (CELICO, 1978; 1983a; BUDETTA *et alii*, 1994; IAC-CARINO *et alii*, 1992) sono state riconosciute due principali orientazioni del deflusso idrico sotterraneo. La falda di base della parte nord-occidentale ha recapito presso Morigerati (circa $1,50 \text{ m}^3/\text{s}$), in destra orografica del fiume Bussento al contatto tra l'impermeabile terrigeno e l'acquifero carbonatico, e nella parte alta dello stesso corso d'acqua, dove affiorano in superficie le acque dell'inghiottitoio di Caselle in Pittari (sorgenti n. 6, 7 e 8 in Fig. 67). La circolazione idrica sotterranea della parte centro-orientale, invece, ha recapito nelle sorgenti Gruppo Alto Bussentino, Capello e Valle Casaletto emergenti nel torrente Bussentino (sorgenti n. 3, 4 e 5 in Fig. 67) dove è localizzata una captazione a scopo idropotabile (campo pozzi "a" in Fig. 67). Il settore sud-orientale della struttura, infine, drena verosimilmente le sue acque sotterranee verso le sorgenti sottomarine Vuddu, a largo di Villammare, con una portata molto variabile stimata nell'ordine di circa $1,00 \text{ m}^3/\text{s}$ (sorgente n. 12 in Fig. 67).

Sono stati valutati circa $70,0 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{anno}$ di risorse idriche sotterranee per la struttura di M. Forcella (superficie di circa 75 km^2), per un rendimento medio di $0,029 \text{ m}^3/\text{s}$ per km^2 dell'acquifero prevalentemente calcareo. Per la struttura M. Salice-M. Coccovello, avente una superficie di circa 140 km^2 prevalentemente calcarea e subordinatamente calcarea e marnosa (in buona parte nel Foglio 521 Lauria), sono stati stimati circa $195,0 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{anno}$, pari ad un rendimento medio di $0,027 \text{ m}^3/\text{s}$ per km^2 (CELICO, 1983b). Studi più recenti (BUDETTA *et alii*, 1994) riportano, per quest'ultima struttura, una potenzialità di circa $100,0 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{anno}$ per una superficie di 110 km^2 (equivalente ad un rendimento medio di $0,029 \text{ m}^3/\text{s}$ per km^2). Le risorse idriche sotterranee delle due strutture sono in parte captate mediante pozzi ed opere alle sorgenti (portata in concessione complessiva di circa $0,600 \text{ m}^3/\text{s}$), utilizzati per scopo potabile (sorgente n. 13 in Fig. 67).

Monte Sacro e Monte Centaurino

Le unità idrogeologiche del M. Sacro e del M. Centaurino ricadono solo parzialmente nel Foglio, limitatamente al settore meridionale dei rilievi, essendo il recapito della circolazione idrica sotterranea prevalentemente orientato verso numerose sorgenti emergenti nei Fogli 503 Vallo della Lucania (SGI-APAT, 2005) e 504 Sala Consilina (SGI-ISPRA, 2010). Le unità idrogeologiche sono costituite dai termini conglomeratici e conglomeratico-arenacei che caratterizzano i conglomerati di M. Sacro (SRO) e la porzione superiore della formazione di S. Mauro (soprattutto la parte superiore di MAU₂), contraddistinti da un tipo di permeabilità mista, per fessurazione e porosità, e da un grado di permeabilità medio. La presenza di numerose sorgenti, al contatto con il sottostante complesso idrogeologico argilloso-marnoso, corrispondente all'olistostroma superiore (ol₃) della formazione di S. Mauro, nella sezione di M. Sacro, indica l'esistenza di una circolazione idrica sotterranea basale nell'acquifero conglomeratico. Ciò trova spiegazione nella

scarsa presenza di intercalazioni pelitiche che, qualora presenti, hanno una scarsa continuità laterale, da cui consegue che la percolazione delle acque di infiltrazione efficace può avvenire senza ostacoli, andando a generare una circolazione idrica basale, per molti versi simile, sebbene in scala più ridotta, a quella degli acquiferi carbonatici. Inoltre, la posizione altimetrica del limite idrogeologico con il sottostante complesso idrogeologico, posizionato a quota più bassa sul lato occidentale del rilievo, nel Foglio 503 Vallo della Lucania, condiziona il recapito prevalente della circolazione idrica sotterranea verso questo settore dove si ritrova la maggior parte delle emergenze sorgive (GUIDA *et alii*, 1980a). Per la significativa estensione dell'unità idrogeologica (circa 21 km²) e, soprattutto, per la notevole ricarica medio annua dell'acquifero conglomeratico, favorita dall'elevata quota media dell'area di affioramento, quest'unità idrogeologica ha una notevole potenzialità che la rende di notevole importanza per gli schemi idrici dell'area cilentana. Tra le emergenze sorgive di maggiore rilevanza ricadenti nel Foglio 520 Sapri sono da menzionare quelle delle Fistole Molino (sorgente n. 1 in Fig. 67) ricadenti lungo il versante meridionale del rilievo di Tempa del Ciglio, al contatto tra il complesso idrogeologico arenaceo-conglomeratico, corrispondente a MAU₂, e i terreni impermeabili dell'olistostroma ol₂.

5. - CAVE, ATTIVITÀ ESTRATTIVE E DISCARICHE

Sono state segnalate con apposito simbolo in carta le cave attive e inattive. La quasi totalità delle attività estrattive ha interessato i depositi carbonatici dell'unità Alburno-Cervati-Pollino e dell'unità Bulgheria con il prelievo di inerti per l'industria edilizia e, marginalmente, cementiera. In numerosi casi, i fronti di cava insistono sui depositi detritici grossolani del piedimonte o su rocce particolarmente fratturate in corrispondenza di rilevanti superfici tettoniche.

Nell'area meridionale del massiccio del Bulgheria l'attività di estrazione è stata circoscritta in passato a poche cave di materiali calcarei (principalmente calcari dolomitici dell'unità CRH, calcari con selce dell'unità BHE₁), ad alcune limitate aree d'escavazione di materiali argillosi o sabbiosi e ghiaiosi (cfr. anche MIRIGLIANO, 1949; SGROSSO & CIAMPO, 1967) dai sedimenti plio-quadernari presso Camerota, e a piccole cave di prestito per utilizzo locale di inerti. Attualmente tali attività sono pressoché terminate. Di esse restano a volte tracce nella toponomastica locale (Cave di Rena presso Torre di Teano; Vallone delle Fornaci). Un passato tentativo di sfruttamento di lignite contenuta nei depositi lacustri del sintema di Licusati (LIC_e) fallì per la scarsità, mediocre qualità ed eccessiva umidità del prodotto (MIRIGLIANO, 1949). Lungo l'alveo del F. Mingardo e del F. Bussento venivano estratte (ancora negli anni Novanta e, localmente, più di recente) ghiaie e sabbie alluvionali come materiali inerti. Nell'area dei versanti settentrionali del Bulgheria

e del loro piedimonte, più favorevole nella logistica per il trasporto dei materiali e per l'elevata fratturazione dell'ammasso roccioso calcareo, l'attività estrattiva è sviluppata con alcune cave di materiali inerti e da costruzione (calcarei dell'unità **OOC**, calcari marnosi dell'unità **SGC**, brecce e detriti calcarei). Negli ultimi anni, come risulta anche dal confronto della cartografia con più recenti foto aeree, l'attività estrattiva ha avuto una notevole espansione, con modifica apprezzabile della morfologia originaria. Alcune di queste cave, specialmente se ricavate a spese dei corpi detritici, si sviluppano a fossa, con diminuito impatto ambientale visivo (area di Acquavena, alcuni km a nord di S. Giovanni a Piro).

Per i materiali litoidi, è da notare l'utilizzo dei calcari **CRH** per la costruzione lungo la costa delle dighe foranee dei porti e delle strutture a difesa dei litorali. In alternativa ai calcari grigi delle unità **OOC** e **RCG** o anche ai calcari con selce grigio bluastrì della formazione **BHE**, pure usati come pietra da costruzione, i calcari marnosi di vario e, talora, vivace colore della Scaglia condensata (**SGC**) sono spesso usati nella zona, con gradevole effetto policromatico, come materiali lastri-formi da rivestimento o da pavimentazione. Tracce più o meno evidenti di cave di prestito, di dimensioni ridotte o molto ridotte, sono segnalate in più punti della porzione sud-orientale del Foglio, generalmente a ridosso delle arterie stradali principali, in corrispondenza degli affioramenti delle argille lateritiche (**ALR**). Tali depositi sono stati usati solo localmente per la produzione artigianale di materiali per l'edilizia, come anche testimoniato dalla presenza di piccole fornaci contigue ai fronti di prelievo. Anche in questo caso, l'esiguità dei volumi disponibili non ha consentito lo sfruttamento a scala industriale delle argille lateritiche.

6. - PARCHI, RISERVE NATURALI E GEOSITI

Nel Foglio ricadono aree di eccezionale pregio ambientale, tra cui quella del massiccio del M. Bulgheria, che sono state in gran parte inserite nel più vasto territorio del Parco Nazionale del Cilento e Vallo di Diano, istituito nel 1991 in riconoscimento del loro straordinario valore e della necessità di preservarle e valorizzarle al massimo livello. Più in particolare, rientrano nei limiti del Parco estese aree del Foglio comprese tra S. Giovanni a Piro, il F. Mingardo e Torre Orsaia, tra Montano Antilia, M. Pietra dell'Eba e Alfano e, in ultimo, tra Caselle in Pittari, Sicili, Casaletto Spartano e il Rio Casaletto. Il Parco è stato inserito nel 1998 nella lista del Patrimonio Mondiale dell'UNESCO, mettendone in evidenza tra l'altro i caratteri naturali geologici e geomorfologici, e l'universale e peculiare qualità e significato di paesaggio culturale risultato dell'interazione storica tra l'ambiente e l'uomo. Nel patrimonio geologico molto vario del Foglio si mettono in luce numerosi geositi di elevato interesse scientifico, singolarità e rilevanza anche per le potenzialità di valorizzazione legate al turismo naturalistico, geoarcheologico e sostenibile. Un primo recente inventario delle principali emergenze geologiche del

Parco, distinte in base alle tipologie (stratigrafiche, paleoambientali, paleontologiche, strutturali, geomorfologiche, idrogeologiche) è in SANTANGELO *et alii* (2005), che sottolineano, in particolare, la rappresentatività anche a fini didattici e divulgativi dei geomorfositi, alcuni dei quali anche di particolare interesse geoarcheologico. All'interno del Foglio, gli Autori hanno individuato i geositi di Licusati-Scario (paleontologia), delle Grotte del Noglio e Cala (Marina di Camerota) (archeologia) e dell'inghiottitoio "La Rupe" (Caselle in Pittari) (idrogeologia). Non pochi altri siti degni di tutela e di conoscenza per la loro valenza scientifica, capacità di attrazione e vocazione educativa e ricreativa sono stati riconosciuti nell'ambito delle ricerche per il rilevamento del Foglio. Essi attendono una adeguata caratterizzazione e salvaguardia in un quadro di interventi regionali o nazionali. Un inventario parziale di tali geositi riconosciuti nel Foglio, includente quelli già individuati da SANTANGELO *et alii* (2005), è riportato nella Tabella 3.

Tab.3 - *Inventario sintetico dei principali geositi riconosciuti nel Foglio 520 Sapri.*

N.	Nome Geosito	Prov.	Interesse Scientifico Primario	Coordinate UTM - Ed. 50	Rilevanza
1	Grotta Cala (Marina di Camerota)	SA	Geoarcheologico, Geomorfologico	Lat.: 44°,28',06" Long.: 5°,32',34"	internazionale
2	Grotta del Noglio (Marina di Camerota)	SA	Geoarcheologico, Geomorfologico	Lat.: 44°,27',31" Long.: 5°,36',25"	nazionale
3	Grotta del Poggio (Marina di Camerota)	SA	Geoarcheologico, Geomorfologico	Lat.: 44°,28',06" Long.: 5°,32',38"	nazionale
4	Sovrascorrimento di Punta Garagliano (Scario)	SA	Strutturale	Lat.: 44°,32',51" Long.: 5°,41',52"	regionale
5	Inghiottitoio "La Rupe" del F. Bussento (M. Pannello Caselle in Pittari)	SA	Geomorfologico e morfotettonico	Lat.: 44°,47',38" Long.: 5°,47',42"	nazionale
6	Forra del F. Mingardo (S. Severino di Centola)	SA	Geomorfologico, Storico e Paesaggistico	Lat.: 44°,37',40" Long.: 5°,29',52"	nazionale
7	Rupe S. Leo (Alfano)	SA	Stratigrafico	Lat.: 44°,49',37" Long.: 5°,39',48"	regionale
8	Licusati (S.S. 562d)	SA	Stratigrafico, Paleontologico	Lat.: 44°,36',41" Long.: 5°,29',26"	regionale
9	Sapri (Loc. Mucchie - S.S.104)	SA	Stratigrafico	Lat.: 44°,36',22" Long.: 5°,55',39"	regionale
10	Marina di Camerota	SA	Stratigrafico Strutturale	Lat.: 44°,28',03" Long.: 5°,30',28"	regionale

11	Licusati (Chiesa dell'Annunziata)	SA	Stratigrafico Strutturale	Lat.: 44°34',57" Long.: 5°30',17"	regionale
12	M. La Serra (Siracusa)	SA	Stratigrafico	Lat.: 44°44',20" Long.: 5°44',35"	regionale

Descrizione sintetica dei geositi di Tab. 3.

N.1-3

I geositi fanno parte di una rilevante concentrazione di grotte costiere poste nelle vicinanze di Marina di Camerota, in modo particolare tra Torre dell'Isola e Torre Zancale (Fig. 64). I siti documentano, nel loro complesso, la frequentazione umana dell'area attraverso il rinvenimento di industrie litiche unite a resti di mammiferi e molluschi marini e terrestri. Le età delle testimonianze vanno, per lo più, dal Paleolitico inferiore al Neolitico; presenti anche evidenze delle età del bronzo, del ferro e di epoca romana (non incluse nella lista).

N.4

Sovrascorrimento in "fuori sequenza" della successione del Giurassico inferiore in facies di transizione del M. Bulgheria (**BHE₁**) sulle successioni bacinali di provenienza interna (**TNC**). La superficie di faglia subverticale e la fascia cataclastica a contatto sono molto ben esposte in corrispondenza della linea di costa poco a est di Punta Garagliano (Scario).

N.5

Inghiottitoio del tratto carsico sotterraneo (circa 4 km) del F. Bussento; la scaturigine di emergenza è localizzata poco a NO dell'abitato di Morigerati. La peculiarità del geosito risiede nella unicità del fenomeno in Italia meridionale. Nei dintorni del geosito esistono altri due inghiottitoi (Grotta di Orsivacca e del Rio della Baccuta) a sottolineare la rilevanza nell'area delle forme carsiche ipogee in corrispondenza di rocce intensamente fratturate da tettonica polifasica.

N.6

Geosito di rilievo per le interessanti vedute della forra del F. Mingardo e del centro abitato alto-medievale (VI-XI secolo) di S. Severino, posto sul costone roccioso in destra orografica e abbandonato quasi del tutto agli inizi del '900; il fronte di sovrascorrimento in fuori sequenza dell'unità tettonica Bulgheria sull'unità tettonica Nord-Calabrese è qui intagliato dal fiume a costituire una valle antecedente formata a partire dal Pleistocene inferiore.

N.7

Affioramento nell'area tipo del M. Centaurino (versante meridionale) di olisto-

liti costituiti da gabbri e basalti all'interno dell'olisostroma superiore (**ol₄**) della formazione di S. Mauro (**MAU₂**) (Miocene medio, gruppo del Cilento). Questi depositi costituiscono la testimonianza locale dell'obduzione di crosta oceanica nell'orogene sud-appenninico durante il Miocene inferiore-medio.

N.8

Affioramento fossilifero di marne e calcilutiti ad ammoniti (*Lytoceras*, *Hildoceras*) del Toarciano inferiore-medio (Giurassico inferiore) all'interno della formazione dei calcari con selce e marne del Bulgheria (**BHE₂**) (altri affioramenti simili, ma esposti in modo peggiore, si osservano poco a nord di S. Giovanni a Piro nei pressi della Sorgente Rimiti). L'affioramento, visibile lungo un taglio stradale, è unico nel suo genere in Campania e rappresenta una rarità per l'intera Italia centro-meridionale.

N.9

Affioramento delle brecce di Sapri (**BPR**), unità sinorogena inconforme del Miocene medio (?) in facies alluvionale sottoposta tettonicamente alle falde dell'unità tettonica Nord-Calabrese. Anche questo geosito rappresenta una peculiarità del territorio campano.

N.10

Affioramento di una faglia estensionale ad andamento anti-appenninico del Pliocene superiore-Pleistocene inferiore, tagliata nei depositi carbonatici di acqua bassa del Giurassico inferiore (formazione dei calcari di M. Crivo. - **CRH**), suturata da conglomerati marini in facies di spiaggia del Pleistocene inferiore (Emiliano) (subsistema di Cala Bianca, **LNT_{1g2}**).

N.11

Affioramento dei conglomerati continentali in facies di conoide alluvionale del sistema di Rofrano (litofacies **ROF_b**, cfr. Conglomerati dell'Annunziata *auct.*) (Pliocene superiore *p.p.*) e veduta d'insieme della conca di Licusati-Camerota, area di affioramento di più recenti depositi lacustri (Pliocene superiore *p.p.*) (sistema di Licusati, litofacies **LIC_e**).

N.12

Affioramento di una successione condensata del Miocene inferiore-medio *p.p.* in facies di rampa-scarpata distale, spesso pochi metri, che mostra il passaggio stratigrafico (generalmente non conservato) tra un equivalente laterale della formazione di Cerchiara (accorpato in **FCE**) e la sovrastante formazione del Bifurto (**BIF**). Questa peculiarità stratigrafica, che segna l'evoluzione geodinamica da stadio di avampaese a stadio di avanfossa dell'unità tettonica Alburno-Cervati-Pollino, sembra essere pressoché unica in ambito regionale.

XI - CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

I nuovi rilevamenti geologici compiuti per il Foglio 520 Sapri della Carta geologica d'Italia in scala 1:50.000 e le associate analisi stratigrafiche, biostratigrafiche, tettoniche, geomorfologiche e applicative hanno consentito di aggiornare in modo notevole la precedente cartografia geologica di base disponibile nell'area (cfr. Fogli 209 Vallo della Lucania (SGI, 1969) e 210 Lauria (SGI, 1970) della Carta geologica d'Italia in scala 1:100.000). Le successioni continentali e marine plio-quadernarie sono state considerate corpi geologici di pari rilevanza rispetto a quelle del substrato carbonatico e silicoclastico. Esse sono state organizzate gerarchicamente in unità separate da superfici di discontinuità stratigrafica significativa consentendo di correlare corpi geologici di differente litologia ed ambiente deposizionale in insiemi geologicamente coerenti. Analogamente, le coperture detritiche recenti e attuali sui versanti e sui fondovalle sono state rappresentate nelle sintesi alle varie scale (1:25.000 e 1:50.000) in modo da caratterizzarne la reale distribuzione sul territorio, ma senza mascherare oltre misura la geologia del substrato.

I nuovi rilevamenti in scala 1:10.000 e i principi della moderna analisi di facies applicati sul terreno hanno consentito di raggiungere una elevata risoluzione dell'intera successione stratigrafica (Triassico superiore-Attuale) affiorante nel Foglio. Ad esempio, all'interno delle successioni bacinali interne di "provenienza oceanica", accorpate nelle formazioni di "Ascea" o del "flysch nero" dei Fogli 209 Vallo della Lucania (SGI, 1969) e 210 Lauria (SGI, 1970), rispettivamente, della precedente cartografia in scala 1:100.000, sono state riconosciute e cartografate ben dieci unità litostratigrafiche di vario rango gerarchico. Analogamente, all'interno dei depositi sinorogeni del gruppo del Cilento (*sensu* BONARDI *et alii*, 1992a) sono state individuate e cartografate quattordici unità, di rango variabile dalla formazione alla litofacies, contro le sole cinque delle carte geologiche precedenti. Ulteriori unità sono state inserite *ex novo* tra quelle sinorogene a limiti discordanti. Anche le successioni di piattaforma carbonatica e di transizione a bacino sono state

interamente rivisitate ed integrate per quanto attiene i caratteri litostratigrafici e stratigrafici nel loro complesso.

Le ricadute di un quadro litostratigrafico maggiormente definito hanno investito in modo positivo anche l'analisi e l'interpretazione del complesso assetto strutturale rilevato; anche in questo caso il Foglio 520 Sapri propone nuove interpretazioni geologiche giungendo a rivisitare profondamente il significato tettonico di numerose successioni alloctone e di prospettare un nuovo scenario evolutivo tettono-sedimentario sia pre- che sinorogeno. A tale riguardo, una ulteriore novità significativa introdotta nel Foglio, relativamente all'analisi tettonica delle successioni affioranti, risiede nella ridefinizione dell'assetto strutturale delle unità interne recentemente delineato in letteratura (BONARDI *et alii*, 1992a, 2009) e nella cartografia geologica recente (Fogli 503 Vallo della Lucania (SGI-APAT, 2005) e 504 Sala Consilina (SGI-ISPRA, 2010)). La correlabilità laterale e verticale delle successioni precedentemente attribuite alle unità tettoniche Nord-Calabrese e Castelnuovo Cilento (cfr. terreni ad "affinità sicilide" *auct.*) aveva già consentito di ipotizzarne la deposizione in uno stesso bacino (CAMMAROSANO *et alii*, 2000) e di riconoscerne la distinzione in chiave unicamente strutturale (MARTELLI & NARDI, 2005). Il riconoscimento in alcune aree del Foglio (ad esempio a Nord di Policastro Bussentino e di Sapri) di associazioni di litofacies presumibilmente coeve e aventi caratteri intermedi per sedimentologia e composizione tra la porzione inferiore calcareo-marnosa della formazione del Saraceno (SCE) e la parte inferiore delle marne e calcareniti del Torrente Trenico (TNC) ha consentito di confermare l'ipotesi degli autori precedenti. Per tale motivo, le unità tettoniche Nord-Calabrese e di Castelnuovo Cilento, precedentemente individuate nei Fogli 503 Vallo della Lucania (SGI-APAT, 2005) e 504 Sala Consilina (SGI-ISPRA, 2010), sono state revisionate gerarchicamente ed incluse come subunità tettonica rispettivamente "superiore" ed "inferiore" all'interno dell'unità tettonica Nord-Calabrese (cfr. GUERRERA *et alii*, 1993).

La mole di nuovi dati e le relative interpretazioni hanno inoltre consentito di apportare contributi originali alla conoscenza dei lineamenti geologici dell'area, anche in un contesto regionale. I lineamenti della tettonica sinsedimentaria estensionale pre-orogena, dei ripetuti eventi di tettonica compressiva e traspressiva sinorogena e di quelli essenzialmente trascorrenti ed estensionali post-orogeni, sono stati utilizzati per delineare l'evoluzione geodinamica del tratto di prisma orogenico compreso nel Foglio anche in un'ottica di tipo regionale. Ulteriori rilevanti approfondimenti cronologici sarebbero potuti derivare dall'utilizzo di datazioni assolute (rese improponibili per la carenza di fondi) per trovare adeguate soluzioni a problemi stratigrafici significativi (ad esempio: la datazione dei livelli vulcanoclastici presenti nelle formazioni del Bifurto, nelle calciruditi ed arenarie di Piaggine e in alcuni interessanti depositi quaternari). Malgrado ciò, il rilevamento e le analisi biostratigrafiche, sedimentologiche, stratigrafiche e strutturali effettuate

hanno apportato un notevole miglioramento alle conoscenze geologiche rispetto a quelle precedenti soprattutto per quanto riguarda i depositi dei flysch interni e i depositi miocenici. Si è conseguita, inoltre, una discreta comprensione del complesso assetto strutturale dell'area che mostra, ovviamente, uno stile deformativo variabile nei depositi carbonatici di piattaforma e transizione a bacino rispetto ai depositi bacinali carbonatici e silicoclastici delle unità interne e delle coperture sin-orogene. La migliorata comprensione degli assetti geologici superficiali e sepolti raggiunta con il rilevamento del Foglio 520 Sapri costituisce uno strumento di base di notevole utilità ai fini tecnici ed applicativi nella conoscenza, gestione e salvaguardia del territorio studiato. Le ricadute positive di tali aspetti, anche in un'ottica di corretta programmazione e sfruttamento delle risorse disponibili sono del tutto evidenti. A titolo di esempio ci si riferisce alla gestione delle risorse idriche la cui razionale utilizzazione è particolarmente cruciale alla luce delle ripetute crisi di siccità degli ultimi decenni e del parallelo incremento delle richieste generate dal recente sviluppo socio-economico del territorio cilentano.

Numerose questioni aperte nel campo della geologia stratigrafica e strutturale sono state affrontate tenendo conto, in primo luogo, delle esigenze proprie della corretta rappresentazione cartografica dei corpi geologici affioranti e sepolti nel contesto delle priorità del Progetto CARG. In questo senso, l'oggettività dei rapporti geometrici tra i corpi geologici rilevati e cartografati è stata perseguita nei limiti del possibile preferendo la netta distinzione tra la realtà dei dati di terreno (riportati in carta) e le interpretazioni risultanti (presentate negli elementi grafici a cornice e discusse nelle Note Illustrative). Si è cercato di presentare nel modo più corretto e completo l'esistenza di visioni e modelli alternativi, talora contrastanti, attraverso la diffusa citazione di lavori pubblicati dalla comunità scientifica. In senso più generale, la selezione bibliografica fornita costituisce un utile e aggiornato strumento di lavoro interdisciplinare per le varie e moderne finalità tecniche e scientifiche alle quali il Progetto CARG intende fornire adeguato supporto.

XII - ABRIDGED ENGLISH VERSION

EMERGED AREAS

Introduction

The sheet n. 520 “Sapri” of the Italian 1:50.000-scale geological map (CARG Project) is a cooperative effort among stratigraphers, sedimentologists, structural geologists, paleontologists and geomorphologists of several institutions (mostly belonging to the University of Naples “Federico II”).

The map area is in the southernmost part of the Salerno district (Campania region, southern Italy), close to the boundary with the Basilicata region. Elevation ranges from 1566 m at Pietra dell’Erba Mt., close to the northwest corner of the map area, to the Tyrrhenian sea limiting to the south the map area (Gulf of Policastro).

Mapping methods

Geological data have been mapped using the most updated colour 1:25.000-scale topographical maps by *Istituto Geografico Militare (IGM)* and black and white 1:10.000-scale Regional Technical Map (CTR) provided by Campania Region. Additional informations were derived by 1:33.000-scale aerial photographs. All maps were followed by extensive 1:10.000-scale field survey for most of the area, plus 1:5.000 field survey for selected areas showing particularly complex geologic frameworks and/or relevant exposures. Photogeologic interpretations have been kept at a minimum to provide more accurate data and information. Geologic map units and structural features were extensively field checked to ensure accuracy of location and description. Lithology and stratigraphic position of the rocks were run routinely in the field after careful observation of overall features of exposures as

well as hand samples. Structural position of rock successions was derived mostly in the field according to their stratigraphic meaning and geometric relationships with respect to critical tectonic surfaces, erosional surfaces and local or regional key markers. Closely spaced sampling was performed to date rock levels or intervals of specific interest by using mostly benthic and planktic forams, calcareous nannofossils and algae depending on the biotic content and the rock type. Similarly, spot or spaced samples were used in laboratory to check field stratigraphic attributions and characterize rock composition of critical successions. The digital database was compiled after accurate correlations of map units and tectonic surfaces on this map and adjoining maps. According to cartographic prescriptions by the Italian Geological Survey (SGI), unconformity bounded stratigraphic units (UBSU) and lithostratigraphic units were mapped for Plio-Quaternary and underlying rocks, respectively (Figs. 5-6). Each of them has been coded using specific alphanumerics (i.e.: three capital letters) for formations and synthem; additional alphanumerics at the bottom of codes for formations and synthem indicate members and subsynthem-lithofacies associations (numbers and letters, respectively).

Geologic setting

The geologic map n. 520 Sapri provides updated geologic framework information for a preminent sector of the inner southern Apennine fold and thrust belt. A number of thrust sheets and related satellite basins are exposed within the local accretionary wedge close to the regional boundary with the Calabrian terrains (Fig. 1). The map area is characterized by complex stratigraphic and tectonic relationships among different Mesozoic, Cenozoic and Quaternary sedimentary rocks organized as nearly flat-lying to overturned strata. Metamorphic and igneous rocks occur only as reworked extrabasinal clasts within conglomerates and sandstones of Middle Miocene to possibly Early Pliocene age (Cilento group and Mt. Sacro formation).

The orogenic wedge developed in late Oligocene-Pliocene times during the westward subduction of the western margin of the adriatic-ionic plate. The related terrains exposed in the map area indicate the deposition of Cenozoic basinal pelites, carbonates and siliciclastics in the southern sectors of the Ligurian oceanic basin, as well as the long-lasting deposition of Upper Triassic-Lower Miocene shallow-water and relatively deeper-water carbonates over adjoining sectors of the adriatic continental crust (Fig. 2). This latter underwent severe stretching during the Triassic-Early Jurassic opening of the mediterranean Tethys as demonstrated in the map area by the facies evolution and architecture of the coeval units. The basinal Lagonegro terrains, supposed to occur at 3 to 5 km depth in the map area as a west-dipping seismic reflector at the footwall of a regional-wide overthrust, are widespread at surface both northward and eastward (e.g.: geologic sheets n. 504

Sala Consilina (SGI-ISPRA, 2010), n. 505 Moliterno (SGI-ISPRA, in press) and n. 521 Lauria (SGI-ISPRA, in press)). Stacking of the thrust sheets as evidenced in the map area mirrors the relative paleogeographic position of the terrains, the age of their initial deformation (foredeep stages) and the following inclusion into the orogenic wedge (thrust-top basin stages).

The arrangement of the ligurian and adriatic terrains in the resulting Apennine thrust sheets as well as the related thrust-top deposits identify a tale of complex polyphase deformation which is predictive of both in-sequence and out-of-sequence thrust propagations (see geological sections AA', BB', CC' and Fig. 62). Early (i.e.: in-sequence) deformational phases (Late Oligocene-early Late Miocene) developed as a result of active subduction of the adriatic slab. The synchronism between the opening of the Tyrrhenian back-arc basin since the Late Miocene (8-10 My) and the later eastward thrust migration of the Apennine belt over the Early Pliocene apulian foreland suggests that both reflect the passive subduction and retreat (roll back) of the Ionian oceanic slab. This induced the south-eastward drift of the Calabria terrains (largely exposed south-east of the map area), which are formed by fragments of a pre-existing Alpine-Apennine chain, and the development of a regional wide NW-SE (i.e. apennine) oriented, deeply rooted sinistral tear zone.

The map area is divided into three quasi-parallel physiographic portions running roughly W-E where quite composite marine successions crop out (Fig. 3): *a*) the northern mountain belt mostly with exposures of Miocene siliciclastics deposited in a main thrust top basin (Cilento group) and Mesozoic shallow-water carbonates; *b*) the central hill belt mostly with exposures of Eocene-Early Miocene deep ocean basinal successions which are unconformably overlain by thrust top Miocene siliciclastics; *c*) the southern mountain belt where extensive Mesozoic shallow- and relatively deep-water successions are exposed.

Geological data and models dealing with the stratigraphy, tectonics and geodynamics in the map area, as well as in the adjoining sectors of the southern Apennine fold and thrust belt, are extensively treated in the recent and current literature. For a synthetic view the reader is referred to SGROSSO (1998), CELLO & MAZZOLI (1999), PESCATORE *et alii* (1999), ASCIONE & ROMANO (1999), ARGNANI (2000), CASTELLANO *et alii* (2000), MENARDI NOGUERA & REA (2000), VAN DIJK *et alii* (2000), GRASSO (2001), GATTACCECA & SPERANZA (2002), BUTLER *et alii* (2004), CAVUOTO *et alii* (2004), PAROTTO & PRATURLON (2004), CAIAZZO *et alii* (2006), CASCIELLO *et alii* (2006), NICOLAI & GAMBINI (2007), PATACCA & SCANDONE (2007), AMICUCCI *et alii* (2008), BONARDI *et alii* (2009), CIARCIA *et alii* (2009, 2012), VITALE *et alii* (2010, 2011), CRITELLI *et alii* (2011), and references therein.

General stratigraphy and tectonic evolution

According to the overall stratigraphic and structural meaning, as well as to the relative geometric position in the orogenic wedge, the units in the map have been hierarchically organized into tectonic units and subunits (Figs. 3-4). Each of them displays a stratigraphic evolution to foredeep siliciclastics whose age matches coherently the relative position in the nappe pile (Fig. 5). Terrains are unconformably overlain by thrust-top siliciclastic units bearing only minor carbonate levels; thrust-top units, from older to younger, are the following: the Cilento group (units PLL, MAU-ABD; Burdigalian *p.p.*-Early Tortonian), the Sapri breccias (unit BPR; Middle ? Miocene), the Piaggine sandstones and breccias (unit PGN, Middle-Upper Tortonian), and the M. Sacro conglomerates (unit SRO; Middle (?) Tortonian to Early (?) Pliocene) (Fig. 5).

The tectonic units (i.e: terrains) are the following from the top to the base: North-Calabrian Units (further divided into Upper and Lower subunits); the Bulgheria Unit (further divided, from the top, into the M. Bulgheria and Roccalgoriosa subunits), and the Alburno-Cervati-Pollino Unit (Figs. 3-5).

The upper terrains (North-Calabrian Upper and Lower tectonic subunits) correspond to the former Ligurian units of the southern Apennines. These thrust sheets are formed by the stratigraphic successions that deposited in expected adjoining sectors of the deep Ligurian basin, on an inferred oceanic basement and/or transitional crust. Both successions share an overall pelitic-marly sedimentation with minor turbiditic quartz-sandstones (units CRN-GSO, Bartonian-Rupelian *p.p.*) evolving to a marly-carbonate sedimentation (units SCE-TNC, Rupelian *p.p.*-Aquitainian *p.p.*). The subunits, which formed during a preminent Early Miocene (Burdigalian) contractional phase, are capped by foredeep siliciclastics spanning in age from Aquitainian (SCE₁) to Early (?) Burdigalian (PNL). The notable correspondence observed in the main sedimentologic and stratigraphic evolutions between the Upper and Lower North-Calabrian subunits successions suggests an original contiguity of the respective basinal domains.

The Upper subunit of the Bulgheria terrain is formed by the stratigraphic succession of a carbonate platform to basin transition bounding the flank of a major shallow-water carbonate platform (the future Alburno-Cervati-Pollino tectonic unit). The terrain, which was rooted on the western, probably thinned, margin of the adriatic continental plate, is made up at the base of shallow-water dolomites and carbonates (DBS, CRH; Norian-Sinemurian *p.p.*) pertaining to the "paleoplatform" *auct.*, a main paleogeographic domain of the former Tethys. It experienced a major paleoenvironmental disruption during the development of local extensional synsedimentary tectonics which resulted in the onset of a widespread drowning unconformity during Sinemurian times. It is sharply replaced by deep-water carbonates and marls (units BHE₁₋₂, OOC, CBI, SGC and GIP; Sinemurian *p.p.*-Bur-

digalian) showing condensed features (BHE₂ and SGC), meaningful facies changes associated to regional-wide paleoceanographic events and lateral migrations of a contiguous, although largely unknown (probably buried), platform margin. The Lower thrust sheet (i.e.: the Roccagloriosa subunit) is formed by a Maastrichtian-Burdigalian slope and basin stratigraphic succession. It partly deposited in a supposed half-graben basin (Maastrichtian-Eocene) cut into the former transition between the Meso-Cenozoic carbonate platform (the future Alburno-Cervati-Pollino Unit) and its western transition to deep water basin (the future Upper Bulgheria Mt. subunit).

The Roccagloriosa subunit is capped by a thin, conformable foredeep siliciclastic unit (GIP₁; Burdigalian *p.p.*-Early (?) Langhian) the onset of which is possibly coeval with the imbrication and following migration of the North-Calabrian terrains. This was possibly the time when the early tectonic inversion of the former Roccagloriosa half-graben occurred. The Bulgheria tectonic Unit formed during the Late Miocene-Middle (?) Pliocene contractional phase as an out-of-sequence tectonic slice genetically linked to the sinistral shear zone bounding the southern Apennine and Calabrian arcs.

The lowermost terrain in the map area (the Alburno-Cervati-Pollino tectonic Unit) is formed by the stratigraphic succession of a long-lasting Mesozoic-Cenozoic, isolated shallow-water carbonate platform rooted on adriatic continental crust of expected normal thickness. The oldest levels exposed in the map area are Bathonian in age and display inner shelf facies associations as the rest of the conformable succession up to the Campanian (units CCM, CRQ and RDT). The overlying unconformable Cenozoic shallow-water carbonates (units TRN and FCE) are largely discontinuous and display similar open shelf-ramp like settings. Oligocene (?) lateritic shales bearing some metamorphic debris of unknown and problematic origin locally mark the unconformable boundary between the Ypresian-Lutezian *p.p.* (TRN) and the Aquitanian *p.p.*-Burdigalian *p.p.* (FCE). The latter is sharply replaced by possibly conformable deeper water foredeep siliciclastics and shales bearing numidian-type quartz arenites (BIF; Burdigalian *p.p.*-Early (?) Langhian) which are seemingly correlative of the foredeep sediments (unit GIP₁) capping the Roccagloriosa tectonic subunit. The Alburno-Cervati-Pollino tectonic Unit was largely overthrust by the North-Calabrian tectonic units after the deposition of the Middle-Late Tortonian unconformable thrust-top sediments (PGN unit)^{***}. The PGN unit, infact, records the oldest supply of terrigenous sediments shed by the approaching North-Calabrian and, possibly, Sicilide tectonic Units. The latter is a further inner, ocean-derived tectonic unit which is not exposed in the map area but is widely known at surface close to its western and northern boundaries

^{***} Note: the Director of the survey supports different and more complex views on this issue.

(geologic sheets n. 503 Vallo della Lucania (SGI-APAT, 2005) and n. 504 Sala Consilina (SGI-ISPRA, 2010)).

It is to infer, at this regard, that limited rock slices of the Sicilide Unit (made up mostly of variegated shales with minor carbonate debrites) probably occur at shallow depth of the map area in its northwestern sectors.

Deposition of the unconformable PGN unit on top of the Alburno-Cervati-Pollino tectonic Unit is probably coeval with its detachment and following eastward imbrication on the Lagonegro domains. From this viewpoint, the widespread imbrication of the Northern-Calabria Units and related thrust-top deposits (Cilento group) on both the PGN thrust-top deposits and the underlying deformed carbonate platform (Alburno-Cervati-Pollino Unit) is due to a later tectonic deformation. This is possibly linked to the out-of-sequence migration of the upper thrust sheets starting in the Late Tortonian, at the onset of the aforementioned opening of the Tyrrhenian back arc basin, and its widening during Early-Middle Pliocene. This is the time interval for the formation of a deep mega-tear zone running WNW-ESE at depth across the map area as result of the roll back of the subducting ionian slab and the southeastward drift of the Calabrian arc. The main effects related to the tear zone in the map area consist basically of a Messinian (?)–Early-Middle Pliocene (i.e.: out-of-sequence) sinistral wrench tectonics resulting in: 1) further advancing of the upper nappes toward NE; 2) exhumation of the lower (i.e.: older) tectonic multilayer; 3) uplift of the northern and southern W-E oriented carbonate ridges (Figs. 60–61); 4) development in the tectonically depressed, central sector of the map area of synthetic and antithetic riedel faults and folds driving deflection of consequent rivers (Fig. 61).

Upper Pliocene-Quaternary continental and marine deposits, as well as different orders of marine terraces, are widespread mostly along the coast line and the southern slope of the Mt. Bulgheria range (Figs. 35–38; Fig. 66). They display a complex, mostly tectonically-controlled stratigraphic architecture in a mainly extensional regime showing a marked rotation of the minimum stress through time. Main vertical offsets shaping the actual coastline occurred starting in the Early Pleistocene, when the offshore Sapri Basin developed as a main half-graben structure driven by a regional wide NW-SE extension that affected the whole inner, (i.e. Tyrrhenian), sector of the southern Apennine orogen.

Description of map units

Lithostratigraphic units (Fig. 5) in the map are described in ascending chronostratigraphic order starting from the uppermost thrust sheet; these latter are listed in descending order. Unconformity bounded stratigraphic units (UBSU) (Fig. 6) are described in ascending chronostratigraphic order as well.

NORTH-CALABRIAN TECTONIC UNIT

UPPER TECTONIC SUBUNIT

Crete Nere formation (CRN)

Greyish to blackish, greenish and variegated, slope-forming, massive to laminated shales, argillites and minor slates. Faint bedding depends on pervasive deformation induced by frequent shear surfaces. Includes thin levels of yellowish decarbonated marlstones and shaly marlstones and ledge-forming intervals, up to some metres thick, of light brown, fine- to medium-grained turbiditic quartz arenites and subarkoses in amalgamated strata up to some dm thick (Figs. 8-9). The lower boundary of the unit is not exposed at surface; gradational contact with the overlying Saraceno formation (SCE) or sharp contact with the unconformable Cilento group. The unit is pervasively deformed and its thickness is inferred to be about 200-250 m. Oceanic plain pelites and lower fan-lobe sandstones. The unit is Bartonian-Rupelian *p.p.* in age.

Saraceno formation (SCE)

Incipiently metamorphosed thin-bedded intercalations of cliff-forming, tabular greyish mudstones and turbiditic fine- to medium-grained calcarenites showing direct grading and flat-parallel to convolute laminations; thin blackish chert levels are widespread mostly in the lower unit. Variegated shales locally constitute thin interbeds up to some cm thick, whereas rare flat-bedded litharenites or fine-grained conglomerates up to some dm thick bearing metamorphic lithoclasts may be locally observed (Fig. 10). Some tabular beds of whitish marlstones up to 1 m thick locally occur. Beds are typically cut through by thin veins infilled by white calcite or silica cements. Includes the upper Sovereto member (SCE₁) that is made up of prevailing fine- to coarse-grained, flat thin-bedded turbiditic brownish sublitharenites, subarkoses and arkosic arenites and thin bedded variegated argillites and slates (Figs. 11-12). Some fine-grained conglomerates of similar composition occur. Lower contact gradational with CRN or tectonic on the upper formations of the Alburno-Cervati-Pollino tectonic unit and on the unconformable thrust top

formations (PGN, BPR); upper contact with the unconformable formations of the Cilento group. Thickness of the whole formation is about 400-450 m; 100 m at maximum for SCE₁. The unit deposited in an overall deep-water, prograding turbiditic fan system; limitately to the Sovereto member, it was a foredeep basin. The unit is Rupelian *p.p.* to Aquitanian (SCE₁) in age.

LOWER TECTONIC SUBUNIT

Genesio argillites (GSO)

Brownish to blackish, slope-forming massive to laminated shales and argillites; thin bedded, greenish to blackish marls and calcilutites with thin manganiferous crusts and calcite veins (Fig. 13). Includes slope forming intercalations of variegated shales and marls (GSO_a) and correlative cliff-forming, thin bedded, brownish, fine-grained turbiditic quartz arenites (GSO_b) (Fig. 14). The lower boundary is tectonic with various units; upper contact is gradational with TNC. The unit is pervasively deformed and its thickness is inferred to be some hundreds metres. Basin plain pelites and lower fan-lobe sandstones. The unit is Bartonian-Chattian *p.p.* (Aquitanian *p.p.* ?) in age.

Trenico River marls and calcarenites (TNC)

Thin bedded intercalations of greyish to greenish marls with blackish to purple, thin manganiferous crusts, whitish marly calcilutites and thin- to medium-bedded, fine- to coarse turbiditic calcarenites and calcirudites, mostly in tabular beds (Fig. 15); brownish and greenish, thin-bedded cherty marls, with thin- to thick-bedded arenaceous turbidites also occur. Beds are typically cut through by thin veins infilled by white calcite cements. Pervasive pencil cleavage and weathering of decarbonated marls results in slope forming, recessive successions. The lower unit consists of thin-bedded whitish marls and intercalated thick- or thin-bedded blackish argillites (TNC_a) (Fig. 16) which closely resemble those of the underlying GSO. The upper unit consists of thin-bedded, variegated and laminated shales and argillites bearing thin blackish manganiferous crusts (M. Fico mbr., TNC₁). The unit is pervasively deformed and its thickness is inferred to be some hundreds metres. Basin plain pelites and lower fan-lobe calcareous turbidites stacked in a main regressive-transgressive cycle. Lower contact gradational with GSO in a possibly correlative relationship. Sharp upper contact with PNL. The unit is Chattian *p.p.* (Aquitanian *p.p.* ?) -Burdigalian *p.p.* in age.

Pianelli sandstones (PNL)

Thin bedded intercalations of light brown, turbiditic quartz arenites and micaceous sandstones in tabular beds and brownish shales, marly shales and argillites (Fig. 17); blackish argillites and thin bedded, fine-grained calcareous turbidites locally occur. Thin manganiferous crusts are widespread. The unit is pervasively deformed and its thickness is inferred to be some hundreds metres. Basin plain pelites and lower fan-lobe siliciclastic turbidites in a foredeep setting. Lower contact sharp with TNC; upper contact is tectonic or unconformable with quaternary units. The unit is Burdigalian *p.p.* in age.

BULGHERIA TECTONIC UNIT

UPPER TECTONIC SUBUNIT (MONTE BULGHERIA THRUST SHEET)

Upper dolomites (DBS)

Dark greyish to blackish, thick- to very thick-, flat bedded dolomites in depositional-diagenetic cycles with stromatolites and rare, thin-bedded greenish marls; crystalline dolomites. Scouring at the base of graded beds, intraclastic dolomitites and teepee structures occur in the lower unit. Dasycladacean algae, benthic foraminifera and cyanobacteria among the most common microbiota. Upper gradational contact with CRH; lower contact is not exposed at surface. The unit is about 100 m thick. Shallow-water carbonate platform settings ranging from subtidal to intertidal (sabkhas). The unit is Norian-Rhaetian *p.p.* in age.

Monte Crivo limestones (CRH)

Light-gray, faintly bedded or thick- to very thick-bedded, fine- to medium-grained calcarenites (oolitic and bio-intraclastic grainstones) and fossiliferous calcitutes (microbial mudstones-wackestones) with stromatolites and oncoids. Bivalve floatstone locally occur in the lowermost part of the unit (Fig. 18); crystalline dolomitized limestones devoid of any sedimentary structure are frequent. Early karstic cavities are infilled by internal sediments; ripple-laminated limestones may occur. The uppermost unit locally displays dm- to m-scale vertical neptunian dykes infilled by greyish and light blueish dolomitic calcitutes. Abundant cyanobacteria and some small-sized benthic foraminifera as common microbiota. Lower gradational contact with DBS; upper sharp contact with BHE. The unit is about 400 m thick. Shallow-water carbonate platform settings, prevailing subtidal. The unit is Rhaetian *p.p.*-Sinemurian *p.p.*

Monte Bulgheria cherty limestones and marls (BHE)

Dark- to light-gray, cliff-forming, thin- to thick-bedded limestones and faintly-bedded to massive lime megabreccias; greenish and withish, thin-bedded marls and limestones. Includes, in ascending order, the cherty-lime member (BHE₁) and the marly-lime member (BHE₂).

BHE₁ consists of dark-gray to blueish, thin-bedded pelagic calcilutites with very thin interbeds of yellowish marls, turbiditic bio-intraclastic calcarenites with parallel to oblique lamination (Fig. 19) and rare lime fine to coarse megabreccias in thick lenticular strata. Dark-gray or dark blueish nodular and thin bedded cherts are abundant. Lime turbidites prevail in the lower unit, whereas calcilutites and marls prevail toward the top. Slumps and shallow scourings give rise to discontinuous, lenticular cross bedding. The lower BHE₁ consists of correlative wedge-shaped, faintly bedded to massive, light-gray lime megabreccias, sourced by CRH, in a negligible detrital lime matrix with minor, dark-gray, thin interbeds of lithoclastic and litho-bioclastic lime turbidites and pelagic calcilutites (lithofacies BHE_{1a}). Lower sharp contact with CRH, upper gradational contact with BHE₂. Thickness of BHE₁ is up to 450-500 m wedging toward NE; BHE_{1a} thickens from 30 m to 100 m according to complex patterns. BHE_{1-1a} deposited in a syntectonic, relatively deep-water slope to basin transition. The unit is Sinemurian *p.p.*- Toarcian *p.p.* in age.

BHE₂ consists of prevailing greenish, pale-yellow and light-orange, thin-bedded pelagic marls and marly calcilutites bearing some dark-gray, thin- to thick-bedded, graded and laminated turbiditic bio-intraclastic calcarenites with basal scouring (Fig. 20). Light-gray nodular and thin-bedded chert is locally present; slumps occur from base to top. Ammonites-, brachiopods-, crinoids- and *Posidonia-Bositra*-rich levels locally occur. Lower and upper gradational contacts with BHE₁ and OOC, respectively. BHE₂ thickens from 25 m to about 100 m wedging toward NE. Starved, locally condensed slope to proximal basin settings. The unit is Toarcian *p.p.*-Aalenian *p.p.*

M. Croce del Calvario oolitic and bioclastic limestones (OOC)

Includes light- to dark gray, thin- to thick-bedded, normally graded or massive bioclastic, oolitic and bio-intraclastic turbiditic calcarenites; dark-gray, thin-bedded, pelagic calcilutites bearing radiolarians and *Posidonia-Bositra* rich-levels; coarse-grained, lenticular thick-bedded intraclastic breccias locally occur. Blackish to grayish nodular and thin-bedded cherts are scarce and concentrate into the middle-upper succession. Lower gradational contact with BHE₂; upper contact overlain unconformably by CBI or conformably by ELL which is also correlative to the upper part of the unit. Reworked benthic foraminifers and other shallow-

water biota, radiolaria; *Saccocoma* and *Ellipsactinia* in the upper levels. OOC thickens from 300 to about 450 m toward NE. Slope to proximal basin settings. The unit is Aalenian *p.p.*-Tithonian *p.p.* (Berriasian ?) in age.

Ellipsactinia limestones (ELL)

Vaguely bedded to massive, light-gray, fine-to coarse grained bioclastic and intrabioclastic grainstones-to-rudstones bearing calcareous sponges (*Sphaeractinia* e *Ellipsactinia*), corals, echinids and crinoids. Lower and lateral contact gradational with OOC; upper contact unconformably overlain by CBI. The unit is locally missing and gradually thickens eastward from a few metres to a few tens metres. The unit includes undifferentiated peri-marginal and slope limestones deposited during the Tithonian *p.p.*-Berriasian (?) interval.

Rudist bearing bio-lithoclastic limestones (CBI)

Light-gray to whitish, usually thick- to very thick-bedded, fine- to coarse-grained bioclastic calcarenites with abundant rudists (caprinids and radiolitids in the lower part, radiolitids and hippuritids in the middle-upper part) and ostreids debris, and benthic foraminifera. Coarse-grained, thick lithoclastic breccia beds in a variable rudist-rich bioclastic matrix. Common amalgamation surfaces and lenticular strata. Rare pelagic, whitish to pale-yellow thin interbeds bearing planktic foraminifera (*Rotalipora* in the lower part, *Dicarinella* and *Globotruncana* in the upper part). Unconformable contact with underlying OOC or ELL; sharp gradational upper contact or across a reddish hardground with SGC. Unit thickens from few tens metres to about 100 m toward SW. Depositional slope setting. The unit is Latest Albian-Late Campanian *p.p.* (Early Maastrichtian ?).

Condensed Scaglia formation (SGC)

Pale-yellow, whitish, reddish and greenish, thin-bedded, locally nodular marls, marly calcilutites and shaly marls bearing abundant planktonic and benthonic foraminifera and sponge spicules. Rare, yellowish, flat, thin- to very thin-bedded bioclastic calcarenites in the lowermost and uppermost succession. The middle-upper unit includes a few metres thick, very thin-bedded marker constituted by reddish and greenish marly shales (SGC_a). Lower sharp or gradational sharp contact with CBI; upper contact gradational with GIP. Average thickness is 30 m. Starved slope succession with evidence of condensed sedimentation in a relative paleo-high setting. The unit is Late Campanian *p.p.* (Early Maastrichtian ?)-Oligocene in age.

S. Giovanni a Piro argillites and limestones (GIP)

Pale- to dark-brown, yellowish and blackish, thin- to faintly-bedded marls and shaly marls; blackish to pale-brown, subordinately yellowish, massive argillites. Marls appear usually decarbonated and may include thin-bedded, dark-gray cherts. The lowermost succession is made up of dark-gray, thin- to medium-bedded turbiditic calcarenites some metres thick with benthic macroforaminifera including *Miogypsina*. Lower contact gradational with SGC; upper contact tectonic with the lower North-Calabrian thrust sheet. Despite the relevant tectonic deformation, thickness is inferred to be about 150-200 m. Relatively deep-water basinal and distal slope settings. The unit is Aquitanian-Burdigalian *p.p.* in age.

LOWER TECTONIC SUBUNIT (ROCCAGLIORIOSA THRUST SHEET)

Roccagloriosa limestones and argillites (RCG)

Dark- to light-gray, medium- to very thick- bedded, fine- to coarse-grained rudist-rich bioclastic calcarenites with benthic foraminifera (*Orbitoides* and *Siderolites*) and rare, pale-yellowish, thin-bedded pelagic mudstone with planktonic foraminifera (*Globotruncana*). Intraformational erosional surfaces produce lenticular strata. Includes the upper RCG₁ member constituted by thin-bedded, brown and purple marls and shaly marls with planktonic foraminifera (*Globigerina*, *Morozovella* and *Acarinina*) and whitish turbiditic bioclastic calcarenites with *Nummulites* and *Alveolina*. Lower contact unknown at surface; lower contact of RCG₁ is sharp coinciding with the K-T boundary (Fig. 21); upper contact of RCG₁, coinciding with that of the unit, gradational with GIP. The unit is 230 m thick (thickness of RCG₁ is about 100 m). Slope and proximal basin deposits. The unit is Maastrichtian-Oligocene in age.

S. Giovanni a Piro argillites and limestones (GIP)

The unit substantially corresponds to that of the Mt. Bulgheria thrust sheet. Moreover, it includes the Aria della Serra upper member (GIP₁) constituted by grayish, thin- to thick-bedded, turbiditic bioclastic calcarenites (*Operculina* and *Lepidocyclina*), brownish laminated shales and thick-bedded, lenticular, bioclastic matrix-supported extraformational breccias (clasts sourced from the Toarcian up to Cretaceous Mt. Bulgheria succession) (Fig. 22). The topmost member includes thin-bedded, brownish, numidian-type quartz arenites and shaly interbeds. The Aria della Serra member, which is a few tens of metres thick, displays a lower gradational contact with the enclosing unit; upper contact tectonic with the lower North-Calabrian thrust sheet. The Aria della Serra member is a relatively deep-wa-

ter slope and proximal basin, foredeep deposit. GIP₁ is Burdigalian *p.p.*-Langhian *p.p.* (?) in age.

ALBURNO-CERVATI-POLLINO TECTONIC UNIT

Cladocoropsis and Clypeina limestones (CCM)

Light- to dark-gray, medium- to thick-bedded, fossiliferous and stromatolitic calcilutites, oolitic and bioclastic fine-grained calcarenites with minor coarse-grained bio-intraclastic calcarenites and calcirudites. Calcilutites largely prevail in the lower unit. Flat bedding and a well-developed depositional cyclicity (subtidal-intertidal cycles up to 10 m thick) are distinctive features of CCM. Main biotic association is made up of Dasycladacean algae, benthic foraminifera and cyanobacteria. Lower contact is unknown at surface; upper gradational contact with CRQ. The unit, about 150 m thick, deposited in inner-shelf settings of a large carbonate platform. CCM is Bathonian-Tithonian in age.

Requienids and gastropods limestones (CRQ)

The unit shares the overall bio-sedimentary and environmental features with the underlying CCM. Additional biotic components include large remains of rudists (requienids and radiolitids in the lower and upper parts respectively) and gastropods (nerineids and acteonellids). Includes the upper member of the laminated dolomites and alveolinid limestones (CRQ₄). It consists of whitish, coarse-grained, thick-bedded and often vacuolar bioclastic calcarenites with radiolitids, colonial corals, echinids and benthic foraminifera (mostly alveolinids and orbitolinids). Lower gradational contact with CCM; upper sharp contact with RDT. The whole unit is about 450 m thick (40-50 m pertains to CRQ₄).

Radiolitids limestones (RDT)

Grayish to whitish, medium- to thick bedded, fine- to coarse-grained bioclastic calcarenites and calcirudites; ripple- and parallel laminated beds are frequent; *in situ* or reworked rudist (radiolitid) congregations are particularly abundant in the middle and upper unit; yellowish, thin-bedded dolomites and fossiliferous calcilutites in the lower unit. Apart from the prevailing radiolitids, echinids and gastropods also occur. Lower sharp contact with CRQ; upper disconformable contact with TRN. The unit, Turonian-Campanian *p.p.* in age and about 350-450 m thick, deposited in a carbonate, mostly subtidal open-shelf.

Trentinara formation (TRN)

Light gray, pale-yellow and whitish fossiliferous calcilutites and bioclastic calcarenites; the lower unit includes greenish pseudonodular marls, lenses of reddish shales and stromatolitic calcilutites resting on the karstic surface cut on the underlying RDT. Main biotic association is made up of benthic foraminifera (*Alveolinids*, *Spirolina*) and Dasycladacean algae. Lower contact is disconformable with RDT; upper contact is disconformable with FCE, unconformable with PGN, tectonic with the North-Calabrian terrains. The unit, Ypresian-Early Lutetian in age and 30-100 m thick (average thickness is 70-80 m), deposited in a carbonate, mostly subtidal open-shelf.

Lateritic shales (ALR)

Variegated, mostly purple shales with ferroan and manganiferous pisolites and crusts; fine- to coarse-grained debris sourced from crystalline rocks (both plutonic and metamorphic) also occur. Continental shales infill irregular karstic depressions on top of the underlying TRN; resulting lenses are up to 15 m thick. The unit, which deposited in marshes and swamps, is bounded by the overlying trasgressive marine deposits of FCE. The associated continental gap is basically Late Eocene-Oligocene in age, but the unit is possibly limited to the (Late ?) Oligocene.

Cerchiara formation (FCE)

Pale-yellow and brownish, generally thick-bedded, fine- to coarse-grained bioclastic calcarenites. Ostreids coquinas locally occur at the base along with discontinuous levels of greenish-yellowish marls; glauconitic bioclastic calcarenites are widespread in the uppermost unit. The abundant fossils association is made up mostly of pelecypods, echinids, benthic foraminifera, bryozoans and red algae. Lower disconformable contact with TRN and ALR; the upper, former gradational contact with BIF is often tectonically detached. The unit, which is up to 15 m thick, deposited in a circalittoral, open-shelf, carbonate ramp-like setting according to a main trasgressive cycle. Based on *Miogypsina* associations, the unit is dated as Aquitanian *p.p.*-Early Burdigalian in age.

Bifurto formation (BIF)

Flat-, thin- to thick-bedded intercalation of dark brown pelites and light orange, brownish, fine-grained turbiditic quartz arenites and sublitharenites; thin- to thick-bedded intervals of grayish and brown shales and argillites. Thin-bedded, yellowish bioclastic calcarenites, rare greenish tephra layers and pale-green spicu-

litic calcilutites also occur. Lower gradational contact with FCE; unconformable contact with the overlying BPR or PGN. Despite the relevant tectonic deformation, thickness is inferred not to exceed 250 m. The unit deposited in an overall deep-water, turbiditic fan system in a main foredeep basin. Based on nannofossils content, BIF is Middle/Late Burdigalian-Langhian *p.p.* in age.

UNCONFORMABLE UNITS IN THRUST TOP BASINS

Pollica sandstones (PLL) (lower Cilento group) (Fig. 23)

Brownish and maroon, thin- to medium-bedded, fine- to coarse-grained, amalgamated turbiditic sandstones (litharenites and arkosic arenites) in lenticular or tabular strata and grayish-brownish, thin-bedded pelites (Fig. 24); lenticular breccia beds with crystalline (plutonic and metamorphic) clasts in a matrix of sandstones and whitish, thin- to medium-bedded marls occur mostly in the upper unit. Includes a lower member (PLL₁) showing sharp facies variations and intertonguing of mostly thin-bedded turbidites (PLL_{1a}) and chaotic pelites (Fig. 25) including lithic debris sourced from the North-Calabrian units (PLL_{1a}). Lower unconformable contact with the North-Calabrian terrains; upper gradational contact with MAU is arbitrarily placed to the base of the lowermost, thick interval of whitish marls (Tempa del Bosco key-marker). The unit correlates to the lower Albidona formation (ABD). Thickness is areally variable depending on basin physiography and depositional setting; an average value of about 500 m occurs in the NE corner of the map area. The unit deposited in a possibly confined, submarine fan system displaying well developed channels, levees and lobe successions in a clear prograding trend. Based on nannofossils content, PLL is Late Burdigalian-Langhian *p.p.* in age.

S. Mauro formation (MAU) (upper Cilento group) (Fig. 23)

Brownish to yellowish and pale orange, thin- to very thick-bedded, fine- to coarse-grained, mostly tabular sandstones (litharenites and arkosic arenites) with frequent marly interbeds and calcarenitic turbidites (Fig. 26); siltstones and polymictic microconglomeratic sandstones bearing crystalline (granites and various metamorphites) and carbonate extraclasts in tabular or lenticular strata; grayish and brownish, thin-bedded pelites. Includes a lower (MAU₁) and an upper (MAU₂) member; MAU₂ displays an overall increase in sand size, bed thickness and marly-calcarenes content. The unit includes major lenticular olistostromes, compositionally similar to the aforesaid microconglomerates, (ol₂ and ol₄) (Figs. 28-29) and marly megabeds (f₁ and f₂) up to 100 m thick (Fig. 27). Lower gradational contact with PLL; upper contact sharp and erosive with the overlying

unconformable SRO. The unit correlates to the middle-upper Albidona formation (ABD). Thickness is from 700 to 1300 m. The unit deposited in a possibly unconformable prograding turbiditic lobe system overfed by several huge submarine landslides. The unit is Langhian *p.p.*-Early Tortonian in age.

Albidona formation (ABD) (Cilento group)

Brownish and pale orange, thin- to thick-bedded, fine- to coarse-grained, mostly tabular sandstones (micas-rich litharenites and quartz arenites) and thin- to thick-bedded, mostly fine- to medium-grained calcarenitic turbidites with frequent marly interbeds (up to 10 m thick and widely correlatable to the marly megabeds of MAU); siltstones and polymictic microconglomeratic sandstones also occur along with whitish to grayish and brownish, thin-bedded marls and pelites. Includes a lower (ABD₁) and an upper (ABD₂) member with a transitional boundary; ABD₁ is particularly rich in turbiditic calcarenites and whitish to yellowish, thin- to medium-bedded, often laminated marls (A/P < 1) (Fig. 30) whereas ABD₂ displays an overall increase in siliciclastic turbidites, sand size and bed thickness (A/P > 1) as well as a gradual decrease in carbonate content (Fig. 31). Lower unconformable contact with SCE and SCE₁; upper contact sharp and erosive with quaternary deposits. Thickness is from 300 to 350 m. ABD deposited in a prograding turbiditic lobe system with a bimodal overfeeding. Based on calcareous nannofossils and planktonic forams, the unit is Langhian *p.p.*-Serravallian (Early Tortonian ?) in age.

Sapri breccias (BPR)

Chaotically arranged, polymictic breccias bearing abundant, mostly subangular carbonate extraclasts (largely derived from TRN and FCE) and less frequent siliciclastic extraclasts (derived from BIF), 1 cm to 2 m large, in a matrix (abundant to scarce) of yellowish to brownish clay soil (Fig. 32). Thickness is from 10 to 30 m. Lower contact erosional and unconformable with BIF (locally with FCE); upper contact tectonic with SCE. Subaerial fan and/or landslide deposits. The unit is Middle Miocene and/or possibly Late Miocene (Tortonian?) in age according to its stratigraphic and tectonic position.

Piaggine carbonate breccias and sandstones (PGN)

Chaotic, massive or faintly bedded carbonate breccias and megabreccias in a scarce matrix made up of pelitic arkoses and/or calcarenites (Fig. 33). Breccia extraclasts, ranging from few cm³ to several thousands of m³, sourced from TRN, FCE and BIF. These deposits, which may locally seal and onlap subvertical fault

planes, pass upsection to thin- to thick-bedded intercalations of brown and dark brown pelites and brownish to yellowish, fine-grained turbiditic quartz arenites, litharenites, arkoses and siltstones, silicified calcarenitic turbidites, benthic forams microbreccias and grayish cherty marls (Fig. 34); thin- to thick-bedded intervals of grayish and brown shales and argillites increase in the upper part of the unit where olistholiths swarms (sourced mostly from TRN and RDT), clast-supported and thick bedded, clayey debris flows also occur. Lower unconformable contact with the upper units of the Albarno-Cervati-Pollino terrain (mostly TRN, locally with RDT and FCE); upper tectonic contact with SCE, CRN or ABD. The unit deposited in a confined, tectonically unstable basin with polymodal feeding sourced from the advancing thrust sheets. Thickness is from 150 to 200 m. Based on nanofossils content, PGN is not older than Middle-Late Tortonian age.

M. Sacro Conglomerates (SRO)

Grayish to brownish, thick- to very-thick bedded, matrix-supported, polymictic conglomerates and thick-bedded arkosic arenitic and litharenitic sandstones. Very rare, thin pelitic intervals barren of fossils. Pebbles and boulders up to 80-90 cm large derive from crystalline rocks (granites, gneiss and phyllades) or sedimentary rocks (coral-rich limestones and jaspers). Frequent, deeply scoured amalgamation surfaces result in lenticular strata. Angular unconformity on MAU₂; upper contact not exposed. The lower unit succession, about 200 m thick, crops out in the NE map area. SRO deposited in a typical upper-middle submarine fan system with largely prevailing channel-fill and levee sediments. The age of the unit, assessed by its stratigraphic position, is not older than middle Tortonian.

POST-OROGENIC CONTINENTAL AND MARINE CLASTICS

UNCONFORMITY BOUNDED STRATIGRAPHIC UNITS (Late Pliocene-Quaternary) (Figs. 35-39)

Rofrano synthem (ROF) (Conglomerati di Centola Auct.)

Alluvial deposits composed of chaotic, unsorted, coarse polymictic conglomerates in a sandy to silty matrix. Conglomerates are basically composed of cobbles and boulders derived from MAU and SRO. Deposits show no relationship with the present-day topography and are severely offset by faults. Lower erosive contact with the Cilento Group, and with the Northern Calabria and Bulgheria tectonic Units. Erosional upper surface frequently marked by reddish-orange paleosoils, and locally overlain by Quaternary continental units. Includes an alluvial fan lithofacies (ROF_f) composed of layered, carbonate conglomerates sourced by

the Bulgheria tectonic Unit, interbedded with calcarenites; lower tectonic and erosional contact with BHE₂. The age of the synthem, assessed by its morphostratigraphic position, is early Late Pliocene.

Licusati synthem (LIC)

Includes a lacustrine lithofacies (LIC_e) composed of thin bedded, laminated clays and silts with fresh water ostracods, characean oogons and pollens, passing upwards to whitish silts interbedded with thin pyroclastic and carbonaceous layers bearing plant remains (Figs. 40-41). LIC_e passes laterally and downward to a slope debris lithofacies (LIC_{a3}) consisting of screes and breccia composed of coarse-grained carbonate rock fragments in a sandy matrix, which includes reworked pyroclastic material. The unit is offset by normal faults. Lower erosive contact with different formations of the Bulgheria tectonic Unit and with ROF_b. Upper erosional surface locally overlain by AET or by Quaternary continental units. The age of the unit, inferred by its stratigraphic position and by the pollen association, is late Upper Pliocene.

Camerota synthem (AET)

Pelites, arenites and pebbles of shallow marine to transitional depositional environment. The unit includes a pelitic lithofacies (AET_g) composed of silty sands, calcarenites, sands and conglomerates with macrofossils (Fig. 42). The base of the succession locally consists of grey clays with microfossils and nanofossils. Littoral to infralittoral depositional environment. AET_g passes laterally and upward into a pebbly lithofacies (AET_{g2}) composed of reddish, unsorted conglomerates and pebbles, sourced from carbonate and terrigenous rocks (Fig. 43); locally the deposits overlay abrasion platforms and paleo-sea-cliffs. Coastal depositional environment, with shore and delta facies. The unit is offset by faults and uplifted up to 400 m a.s.l. Lower transgressive contact with Bulgheria tectonic Unit and LIC (Fig. 44). Upper surface erosive, locally overlain by Quaternary continental deposits. The unit is dated Early Pleistocene (Santerian stage).

Lentiscosa synthem (LNT)

Coastal and shallow marine deposits, with texture ranging from pelites to gravels, up to boulders. The unit is severely offset by faults and crops out from sea level up to 300 m a.s.l. Lower erosional contact is transgressive on various formations of the Bulgheria tectonic Unit and, locally, on slope breccias (not mapped). Upper boundary erosive, locally marked by reddish-orange paleosoils and/or overlain by Middle Pleistocene to Holocene marine and continental units. The age of the lower

unit, assessed by microfossil content, is middle Early Pleistocene (Emilian stage); the top is possibly latest Early Pleistocene (Sicilian stage) in age. The unit includes two subsynthem: Cala Bianca (LNT₁) and Santa Rosalia (LNT₂) in ascending order.

Cala Bianca subsynthem (LNT₁)

Marine pelites, arenites and conglomerates. The unit includes an arenitic-conglomeratic lithofacies (LNT_{1g2}) (Figs. 45-47) composed of coarse-grained pebbles and boulders with lithodomus burrows, passing upward to pebbles and conglomerates, and to calcarenites with gastropods, bivalves, bryozoans, balanids and encrusting algae, locally cross-bedded. Along the Mt. Bulgheria coastal belt, the deposits pass laterally into debris fall breccias and, locally, into fan delta conglomerates and calcarenites. Pebbles and boulders are basically sourced from the carbonate bedrock. Shallow-water marine depositional environment. LNT_{1g2} passes laterally and upward into a pelitic lithofacies (LNT_{1g}) composed of intertonguing silts, sands and clays with microfossils and, locally, macrofossils. Infralittoral to circalittoral depositional environment. Lower boundary coinciding with that of the Lentiscosa synthem; upper surface erosive, locally overlain by LNT₂, SHC, PUR and other Quaternary continental deposits. The unit is dated Emilian in age by the presence of *Hyalinea baltica* among the foraminifers, and of *Hemicytherura truncata* and *Mutulus laticancellatus* among the ostracods.

Santa Rosalia subsynthem (LNT₂)

Polymictic conglomerates and pebbles, with reddish sandy layers. Beach to transitional depositional environment. Lower transgressive contact on LNT₁. Upper boundary coinciding with that of the Lentiscosa synthem. The age of the unit, based on its stratigraphic position, is assigned to the late Emilian, possibly to the Sicilian.

Fiume Faraone synthem (TFN)

Alluvial deposits composed of pebbles, cobbles and conglomerates with subordinate sandy-pebbly matrix, related to different depositional events. The pebbles and cobbles basically derive from different units of the Cilento Group (PLL, MAU) and SRO as well as from reworking of ROF. Deposits are deeply dissected and hang above the present-day local base-levels. Erosive lower surface carved onto different pre-Quaternary units; erosive upper surface, frequently deeply weathered. The age of the unit, assessed by its morphostratigraphic position, ranges from late (?) Early Pleistocene to, possibly, Middle Pleistocene.

Golfo di Policastro synthem (SHC)

Marine deposits related to various sea-level rises and highstands, and fluvial deposits interposed between different orders of marine terraces. The unit, which crops out from 10 to 100 m a.s.l. and is locally offset by faults, includes three distinct lithofacies associations in a complex stratigraphic arrangement:

SHC_{g2}: beach lithofacies consisting of polymictic conglomerates and pebbles, sands and arenites with gastropods, bivalves and, locally, *Cladocora*; the lithofacies may pass upward to reddish, cross-bedded eolian sands (e.g.: Marina di Camerota);

SHC_g: lower shoreface to infralittoral lithofacies consisting of conglomerates, pebbles, sands and silts with microfossils;

SHC_b: alluvial to transitional lithofacies composed of reddish conglomerates, pebbles and cobbles derived from different lithological units, and sands. Lower contact erosive with different pre-Quaternary units and LNT; upper surface erosive, either coinciding with the topographic surface or overlain by PUR and b₇. The age of the synthem, inferred from its morphostratigraphic position, is Middle Pleistocene.

Fiume Bussento synthem (USN) - Vallone Secco subsynthem (USN₁)

In the map area, the Bussento synthem (widespread in the sheet 504 Sala Consilina) is represented only by the Vallone Secco subsynthem. This unit includes deposits, related to the Bussento river karst valley morphodynamics, cropping out upstream of the La Rupe sinkhole (Fig. 48). The deposits are composed of coarse-grained fluvial pebbles sourced by carbonates and sandstones, locally interbedded with paleosoils (lithofacies USN_{1b}), and lacustrine clayey and sandy silts, sands and pebbles mostly derived from carbonates (USN_{1c}) (Fig. 49-50). The age of the subsynthem, assessed by its stratigraphic position, is late Middle Pleistocene.

Palinuro synthem (PUR)

Conglomerates, bioclastic arenites and biogenic deposits, locally with *Strombus bubonius* and *Cladocora coespitosa*. West of Sapri, deposits overly a wave-cut terrace and occur from 14 to 16 m a.s.l. In the coastal belt from Marina di Camerota to Scario, deposits occur in non-mappable patches associated to paleo-shorelines (small-size abrasion platforms and bioerosive notches) carved, from 4 to 10 m a.s.l., in the sea-cliffs and in coastal caves (Figs. 51, 63). The age of the unit, assessed either by the presence of *Strombus bubonius*, or by geochronological measurements, or/and inferred by its morphostratigraphic position, is early Late Pleistocene (Tyrrhenian stage, OIS 5).

FORMED DEPOSITS (QUATERNARY)

scree deposits (a_{3c})

Breccias composed of coarse-grained carbonate rock fragments, with carbonate silty matrix. Deposits generally occur in isolated patches on the carbonate hillslopes whereas, at the northern hillslope of Mt. Bulgheria, they form a large apron locally displaced by tectono-gravitational phenomena. The age of the unit, inferred by its stratigraphic position, is Middle to Late Pleistocene.

colluvial deposits (b_7)

Colluvium composed of reddish to yellowish sandy deposits, locally with manganese nodules and patinae, and interbeds of paleosols and pyroclastic layers (Fig. 52). Rock fragments and stone lines are interspersed within the deposits; prehistorical - Paleolithic- or historical -ceramic- artifacts are locally present. The unit includes undifferentiated colluvial deposits of various ages: ages of the single deposits, assessed by their stratigraphic position and/or by the artifact content, range from the Middle Pleistocene to Holocene.

scree deposits (a_{3b})

Slope debris, locally breccias, composed of unsorted, mainly coarse-grained, rock fragments; boulders and/or sandy-silty matrix are locally present. Debris-colluvial deposits composed of coarse rock fragments with silty-sandy matrix interbedded with sandy-silty deposits; silty-sandy pyroclastic layers are locally present. Deposits form dissected taluses and cones at the slope toes. The age of the unit, based on its stratigraphic position, is Late Pleistocene to Holocene.

terraced alluvial deposits (b_n)

Silty-sandy, sandy-pebbly and poorly sorted pebbly alluvial deposits of floodplain and alluvial fan environments. Deposits are dissected, and associated to terraces resting a few metres above the Present-day river beds. The soil profiles are generally poorly developed. The age of the unit, based on its stratigraphic position, is Late Pleistocene to Holocene.

eluvial and colluvial mantles (b_2)

Brownish to reddish-brownish silty-sandy residual soils and paleosols, with residual parent material fragments, mixed or interfingering with silty-sandy collu-

vial deposits, resting on top of terraces and karst plains and filling dolines. Locally interbedded with pyroclastic lenses, contain rock fragments and stone lines which may locally include historical artifacts. The unit includes undifferentiated eluvial and colluvial mantles assigned as a whole to the Pleistocene-Holocene time span.

Ancient and recent landslide deposits (a_{1b})

Chaotic, unsorted deposits of heterogeneous composition made up of heterometric clasts with a silty-clayey matrix, which can be locally prevailing. Deposits are related to landslide processes respectively evolved in a preceding morphoclimatic regime or in morphological and climatic conditions similar to the current ones. Thickness is from metric to decametric. These deposits derive from slope mass movements and mass wasting processes that mainly involved: a) the North-Calabrian terrains; b) weathering and/or detrital-colluvial mantles covering the Cilento Group Units and, subordinately, such type of bedrock itself. The activity is variable from relict to stabilized to dormant. The age is Late Pleistocene to Holocene.

littoral deposits (g)

Beachridge deposits composed of polymictic sands and pebbles; dune complexes composed of eolian sands; clays and silts of lagoonal to swampy environments. These correlative deposits relate to the Holocene transgression and shore progradation.

QUATERNARY UNITS OF THE SUBMERGED AREAS

Relic Deposit (m_{10})

Platform deposits characterized by conformable or unconformable erosional surfaces.

Lower (?) Middle Pleistocene

Lowstand Systems Tract (LST)

Emerged and submerged shore relics formed by sands, gravels and sands locally cemented, pelitic sands, boulders at the outcrops of the lithoid substrata.

Late Pleistocene

HIGHSTAND SYSTEMS TRACT

LITTORAL ENVIRONMENT

Submerged Beach Deposit (g₈)

Well sorted sands, with minor or no matrix and few bioclastics; subordinate sands and rounded to subrounded carbonatic and siliciclastic gravels well sorted and with rare or no pelitic matrix and subordinate bioclastics. The pelitic matrix increases in the sheltered areas as well as towards the external sectors of the submerged beach, mostly where the marine phanerogams develop.

Late Holocene - Present

Coastal Cliffs Toe Deposit (g₁₅)

Centimetric to metric carbonatic to terrigenous edgewise boulders and subordinate gravels.

Late Holocene - Present

CONTINENTAL SHELF ENVIRONMENT

Inner Shelf Deposit (g₁₉)

Medium to coarse sands and gravels; locally associated to bioclastic sands and sandy pelites.

Late Holocene - Present

Bioclastic Deposit (g₁₂)

Medium coarse sands passing to bioclastic pebbly sands, with variable pelitic matrix, and few carbonatic to siliciclastic gravels and subordinate echinoderms whole or fragmented.

Late Holocene - Present

Outer Shelf Deposit (g₂₁)

Pelites with variable medium-fine sandy content.

Late Holocene - Present

Bioclastic Deposit (g₁₂)

Organogenic gravels and sands, with subordinate pelitic matrix, typical of the "coastal detritic assemblage" Auct. forming cm-dm thick covers of the pelitic to pelitic sandy bottoms. Pelites with organogenic gravels and sands typical of the "muddy coastal detritic assemblage" Auct.

Late Holocene

CONTINENTAL SLOPE ENVIRONMENT

Continental Slope Deposit (m_2)

Pelites with variable sand contents, increasing near the canyon heads.

Late Holocene - Present

DEPOSITS IN FORMATION

scree deposits (a_{3a})

Debris composed of coarse grained rock fragments, frequently sourced by carbonate rocks, with poor sandy-gravelly matrix, forming active taluses at the slope toes and/or cones at the gully outlets. The age is Holocene to Present.

landslide deposits (a_{1a})

Chaotic, unsorted clayey-silty to gravelly-blocky deposits of heterogeneous composition, related to landslides active in the Present-day morphoclimatic regime. The age is Holocene to Present.

alluvial deposits (b)

Silts, sands and pebbles, locally boulders, forming the Present-day river-beds and bars. Unsorted gravels with silty-sandy matrix, interlayered with gravel beds, related to active alluvial fans. Holocene to Present age.

beach deposits (g_2)

Pebbles of heterogeneous composition, and sands, forming the Present-day shores; the sands prevail in the Bussento river outlet-Sapri coastal belt; eolian sands of the moving dune ridges. Present age.

man made deposits (h)

Accumulations of wasted building material of Present age.

MARINE AREAS

sti - undifferentiated terrigenous substratum

Terziary siliciclastic and carbonatic terrains (attributed to the Cilento Group and Nord-calabrese tectonic unit), constituent the acoustic basement of the sedimentary units.

Mesozoic- Terziary

sci - undifferentiated carbonatic substratum

Carbonatic terrains attributed to the successions of the Alburno - Cervati – Polino unit and to the M. Bulgheria tettonic unit.
Mesozoic - Terziary

BIBLIOGRAFIA

- A.G.I. (1979) - *Some Italian experience on the mechanical characterization of structurally complex formations*. Associazione Geotecnica Italiana, Proc. Intern. Congr. on Rock Mechanics, Montreux (Suisse).
- A.G.I. (1985) - *Geotechnical engineering in Italy: an overview*. Associazione Geotecnica Italiana, IS-SMFE Golden Jubilee, 159-225, Roma.
- ALLOCCA V., CELICO F., CELICO P., DE VITA P., FABBROCINO S., MATTIA S., MUSILLI I., PISCOPO V. & SUMMA G. (2007) - *Note illustrative della Carta idrogeologica dell'Italia meridionale*. - Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, ISBN 88-448-0215-5, p. 211, con carte allegate, ISBN 88-448-0223-6 (3 tavole fuori testo).
- AMICUCCI L., BARCHI M.R., MONTONE P. & RUBILIANI N. (2008) - *The Vallo di Diano and Auletta extensional basins in the southern Apennines (Italy): a simple model for complex setting*. Terra Nova, **20**, 475-482.
- AMODIO-MORELLI M., BONARDI G., COLONNA V., DIETRICH D., GIUNTA G., IPPOLITO F., LIGUORI V., LORENZONI S., PAGLIONICO A., PERRONE V., PICCARRETA G., RUSSO M., SCANDONE P., ZANETTIN-LORENZONI E. & ZUPPETTA A. (1979) - *L'arco calabro-peloritano nell'orogene appenninico-maghrebide*. Mem. Soc. Geol. It., **17** (1976), 1-60, 5 figg., 5 tabb., 1 carta geol., Roma.
- AMORE F.O., IACCARINO G. & PERRONE V. (1988) - *Segnalazione di nannoflore mioceniche nella successione di Monte Centaurino (Cilento orientale): problemi di correlazione tra la Formazione di San Mauro e la Formazione di Albidona*. Boll. Soc. Geol. It., **107**, 219-226, 2 figg., Roma.
- AMORE O., BONARDI G., CIAMPO G., DE CAPOA P., PERRONE V. & SGROSSO I. (1992a) - *Relazioni tra i "Flysch" interni e i domini appenninici: reinterpretazione delle Formazioni di Pollica, S. Mauro e Albidona nel quadro della evoluzione inframiocenica delle zone esterne appenniniche*. Mem. Soc. Geol. It., **41** (1988), 285-297.
- AMORE O., BONARDI G., DI STASO A., CIAMPO G., DE CAPOA P., MORABITO S., RUGGIERO E. & SGROSSO I. (2005) - *The progress of knowledge about the Miocene successions of the southern Apennines following Selli's papers of 1957 and 1962*. Boll. Soc. Geol. It., Vol. Spec. **4**, 37-44, 6 figg., Roma.
- AMORE O., CIAMPO G., DE CAPOA P. & RUGGIERO E. (1992b) - *Problemi biostratigrafici dei sedimenti terrigeni nell'Appennino centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **41** (1988), 621-625.
- ANTONIOLI F., ASCIONE A., CINQUE A., FERRANTI L. & ROMANO P. (1994) - *Coastal and underwater geomorphology of Capo Palinuro area guidebook to the field-sea trip*. In: ANTONIOLI F., DONADIO C. & FERRANTI L. (a cura di): «Convegno Internazionale di Geologia subacquea "Geosub 94"», 8-10 giugno 1994 Palinuro, Guida all'escursione. - Note scientifiche: 5-58, Napoli.
- ARGNANI A. (2000) - *The southern Apennines-Tyrrhenian system within the kinematic frame of the Central Mediterranean*. Mem. Soc. Geol. It., **55**, 115-122, 6 fig., Roma.
- ARGNANI A., BORTOLUZZI G., BOZZANI A., CANEPA A., LIGI M., PALUMBO V., SERRACA P. & TRINCARDI F. (1989) - *Sedimentary dynamics on the Eastern Tyrrhenian margin, Italy*. PS/87 Cruise report, Giornale di geologia ser.3°, **51/1**, 165-178.
- ARGNANI A. & SAVELLI C. (2000) - *Cenozoic volcanism and tectonics in the southern Tyrrhenian sea: space-time distribution and geodynamic significance*. J. Geodyn., **27**, 409-432.
- ASCIONE A. & ROMANO P. (1999) - *Vertical movements on the eastern margin of the Tyrrhenian extensional basin. New data from Mt. Bulgheria (Southern Apennines, Italy)*. Tectonophysics, **315**, 337-356, 11 figg., Amsterdam.
- ASCIONE A. (1997) - *Studio morfostrutturale sulla genesi del rilievo in Appennino meridionale*. Tesi di Dottorato in Geologia del Sedimentario, VIII Ciclo, Consorzio delle Università di Napoli Federico II e di Palermo.
- ASCIONE A., CAIAZZO C., HIPPOLYTE J.-C. & ROMANO P. (1997) - *Pliocene-Quaternary extensional tectonics and morphogenesis at eastern margin of southern Tyrrhenian basin (Mt. Bulgheria, Campania, Italy)*. Il Quaternario It. J. Quat. Sci., **10** (2), 571-578, 8 figg., 1 tav., Roma.
- ASCIONE A. & CINQUE A. (1999) - *Tectonics and erosion in the long term relief history of the Southern*

- Apennines (Italy)*. Z. Geomorph., Suppl. Bd., **118**, 1-16.
- BACKMAN J. & RAFFI I. (1997) - *Calibration of Miocene nannofossil events to orbital tuned cyclostratigraphies from Ceara Rise*. Proc.ODP Sci. Results, **154**, 83-99.
- BAGGIONI M. (1975) - *Le côtes du Cilento (Italie du Sud)*. Morphogènes littorale actuelle et héritée. Géologie Méditerranée, sér. 10, **22**, 35-52, 3 figg., 2 ph., Aix-Marseille.
- BAGGIONI M. (1976) - *L'évolution quaternaire des versants calcaires, dans le massif du Mont Bulgheria (Italie méridionale)*. Actes du Symposium sur les Versantes en Pays Méditerranéens, C.E.G.E.R.M., Aix en Provence, 1975, V, 57-60.
- BAGGIONI M. (1977) - *Niveaux marins du Quaternaire récent en Campanie méridionale (Italie)*. In: "Relief et néotectonique des pays méditerranéens", Travaux de la R.C.P., C.N.R.S., **461**: 5-26, Paris.
- BAGGIONI M. (1978) - *Le Mont Bulgheria (Italie méridionale)*. Morphologie littorale et néotectonique. Geologie Méditerranée, 33-46, 4 figg., Marseille.
- BAGGIONI M., SUC J.-P. & VERNET J.-L. (1981) - *Le Plio-Pléistocène de Camerota (Italie méridionale): géomorphologie et paléoflores*. Geobios, **14**, 229-237, 7 figg., 1 tab., Lyon.
- BAKKER J.P. & LE HEUX J.W.N. (1952) - *A remarkable new geomorphological law*. Koninkl. Nederl. Ak. Watenhappen. Amsterdam, **55**, 399-410.
- BARATTOLO F. & ROMANO R. (2005) - *Shallow carbonate platform bioevents during the Upper Triassic-Lower Jurassic: an evolutive interpretation*. Boll. Soc.Geol. It., **124**, 123-142, 10 figg., 2 tabb., Roma.
- BARBERA C. (1964) - *La fauna ad ammoniti del M. Bulgheria (Salerno)*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **72** (1963), 249-284, 6 figg., 4 tavv., Napoli.
- BARBERA LAMAGNA C. (1972) - *Ammoniti giurassiche del circondario di M.te Bulgheria*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **80** (1971), 3-16, 2 tavv., Napoli.
- BARLA G., GELATI R. & SFONDRINI G. (1987) - *Study of the major rock complexes of the Northern Apennines*. Geologia Applicata e Idrogeologia, **22**, 187-241, Bari.
- BARTOLE R. (1984) - *Tectonic structure of the Latium-Campanian shelf (Tyrrhenian sea)*. Boll. Oceanol. Teor. Appl., **2**, 197-230, 14 figg., Trieste.
- BARTOLE R., SAVELLI D., TRAMONTANA M. & WEZEL F.C. (1984) - *Structural and sedimentary features in the tyrrhenian margin off Campania, Southern Italy*. Mar. Geol., **55**, 163-180, 8 figg., Amsterdam.
- BARUFFINI L., LOTTAROLI F., TORRICELLI S. & LAZZARI D. (2000) - *Stratigraphic revision of the Albidona formation in the type locality (Calabria, southern Italy)*. Riv. It. Paleont. Strat., **106**, 73-98.
- BERNOULLI D. (2001) - *Mesozoic-Tertiary carbonate platforms, slopes and basins of the external Apennines and Sicily*. In: VAI G.B. & MARTINI I.P. "Anatomy of an orogen: the Apennines and adjacent mediterranean basins", 307-326, Kluwer.
- BERTI M. & CUZZANI M.G. (2001) - *Caratterizzazione geomeccanica ed analisi dei fenomeni deformativi nell'area di Corniglio (Appennino parmense)*. Quaderni di Geologia Applicata, **8**, Pitagora Editrice, Bologna.
- BERTINI A. (2003) - *Early to Middle Pleistocene changes of the Italian flora and vegetation in the light of a chronostratigraphic framework*. Il Quaternario It. J. Quat. Sci., **16** (1Bis), 19-36, 3 figg., 1 tab., Roma.
- BERTOLINI M., FEDOZZI S., MARTINI F. & SALA B. (1996) - *Late Glacial and Holocene oscillations inferred from the variations in the micromammal associations at Grotta della Serratura (Marina di Camerota, Salerno, S Italy)*. Il Quaternario, **9**, 561-566, Roma.
- BIENIAWSKI Z.T. (1989) - *Engineering Rock Mass Classifications*. Wiley, New York. 251 p.
- BLANC-VERNET L. (1969) - *Contribution à l'étude des foraminifères de Méditerranée*. Thèse de Doctorat d'Etat Trav. Stat. Mar.Endoume, Marseille, 64 (48), 281 pp.
- BLANC-VERNET M.L., CLAIREFOND P. & ORSOLINI P. (1979) - *B. Les foraminifères*. Géol.Médit., **64** (48), 281 pp.
- BLOMEIER D.P.G. & REIJMER J.J.C. (1999) - *Drowning of a Lower Jurassic Carbonate Platform: Jbel Bou Dahar, High Atlas, Morocco*. Facies, **41**, 81-110.
- BLOW W.H. (1967) - *Late-Middle Eocene to recent planktonic foraminiferal biostratigraphy*. Proceed.

- First Intern. Plank. Confer., Geneva, **1**, 199-442.
- BONADUCE G., RUGGIERI G. & RUSSO A. (1987) - *The ostracode genus Mutulus and some so-called Mutulus from the Mediterranean Miocene-Pleistocene*. Boll. Soc. Paleontol. It., **26**, 251-268.
- BONARDI G., AMORE F.O., CIAMPO G., DE CAPOA P., MICONNET P. & PERRONE V. (1992a) - *Il Complesso Liguride Auct.: stato delle conoscenze e problemi aperti sulla sua evoluzione pre-appenninica ed i suoi rapporti con l'Arco Calabro*. Mem. Soc. Geol. It., **41** (1988), 17-35, 14 figg., Roma.
- BONARDI G., CIAMPO G. & PERRONE V. (1986) - *La Formazione di Albidona nell'Appennino calabro-lucano: ulteriori dati stratigrafici e relazioni con le unità esterne appenniniche*. Boll. Soc. Geol. It., **104** (4) (1985), 539-549, 5 figg., Roma.
- BONARDI G., CIARCIA S., DI NOCERA S., MATANO F., SGROSSO I. & TORRE M. (2009) - *Carta delle principali unità cinematiche dell'Appennino meridionale. Nota Illustrativa*. Boll. Soc. Geol. It., **128**, 47-60, 2 figg., 1 Tav., Roma.
- BONARDI G., D'ARGENIO B. & PERRONE V. (1992b) - *Carta geologica dell'Appennino meridionale alla scala 1:250.000. Breve presentazione*. Mem. Soc. Geol. It., **41** (1988), 1341, 1 tav., Roma.
- BONARDI G., DE CAPOA P. & PERRONE V. (1989) - *Biostratigrafia a nannofossili dell'unità Nord-Calabrese*. Conferenza scientifica annuale sulle attività di ricerca dei Dipartimenti. 13-15 Dicembre 1989. Università degli Studi di Napoli Federico II. De Frede, Napoli.
- BONI M. (1974) - *Le argille rosse continentali del passaggio Paleocene-Miocene nella piattaforma carbonatica campano-lucana*. Boll. Soc. Geol. It., **93** (4), 1059-1094, 16 figg., 1 tab., Roma.
- 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. Sci. Fis. Mat., ser. 4, **45**, 317-337, 8 figg., Napoli.
- BORDONI P. & VALENSISE G. (1998) - *Deformation of the 125 ka marine terrace in Italy: tectonic implications*. In: STEWART I.S. & VITA-FINZI C. (eds.) *Coastal Tectonics*. Geological Society, London, Special Publications, **146**, 71-110. London.
- BORELLI A., CIAMPO G., DE FALCO M., GUIDA D. & GUIDA M. (1992) - *La morfogenesi di M.te Bulgheria (Campania) durante il Pleistocene inferiore e medio*. Mem. Soc. Geol. It., **41** (1988), 667-672, 6 figg., Roma.
- BOSCHI E., GUIDOBONI E., FERRARI G., MARIOTTI D., VALENSISE G. & GASPERINI P. (2000) - *Catalogue of strong Italian earthquakes*. Ann. Geofis., **43**, 268 pp., con data-base su CD-ROM.
- BOSELLINI A. (2004). - *The western passive margin of Adria and its carbonate platforms*. Boll. Soc. Geol. It., Spec. Vol. for the 32nd IGC, Florence-2004, 79-92.
- BOSELLINI A., MUTTI E. & RICCI LUCCHI F. (1989). - *Rocce e successioni sedimentarie*. UTET, 395 pp. Bologna.
- BOUSQUET J. C. & GRANDJACQUET C. (1969) - *Structure de l'Apennin Calabro-Lucanien (Italie méridionale)*. C. R. Acc. Sc. Paris, **28**, 13-16, 3 figg.
- BOWN P.R. (1999) - *Calcareous nannofossil biostratigraphy*. Kluwer Academic Publishers, Cambridge Univ. Press, 1-314. Cambridge.
- BRANCACCIO L., CINQUE A., RUSSO F., BELLUOMINI G., BRANCA M. & DELITALA L. (1990) - *Segnalazione e datazione di depositi marini tirreniani della costa campana*. Boll. Soc. Geol. It., **109**, 259-265.
- BRANCACCIO L., CINQUE A. & SGROSSO I. (1979) - *Forma e genesi di alcuni versanti di faglia in rocce carbonatiche: il riscontro naturale di un modello teorico*. Rend. Acc. Sc. Fis. e Mat. Soc. Naz. S. Let. e Art., serie IV, **XLVI**, Napoli.
- BRANCACCIO L., PESCATORE T., SGROSSO I. & SCARPA R. (1984) - *Geologia regionale*. In: "Elementi di geologia regionale e tecnica". Formez n. 37, Napoli.
- BRANCACCIO L. & SINNO R. (1969) - *Contributo alla conoscenza delle sabbie rosse pleistoceniche della costa del Cilento*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **78**, 401-410, 7 figg., 10 tabb., Napoli.
- BRENAC P. (1983) - *Analyse pollinique des dépôts lacustres de Camerota (Plio-Pléistocène inférieur), Italie méridionale*. pp. 19, Rapport de stage, D.E.A., Sci. de l'Evolution, Univ. Sci. Tech. Langue-doc, Montpellier.
- BRENAC P. (1984) - *Végétation et climat de la Campanie du Sud (Italie) au Pliocène final d'après l'ana-*

- lyse pollinique des dépôts de Camerota*. Ecol. Mediterr., **10** (3-4), 207-216, 4 figg., 1 tab., Marseille.
- BRIGHIEL F., SGAMBATI D., TESCIONE M. & FERRI M. (1998) - *Linear features analysis by using digital data: a preliminary study of Mt. Bulgheria area (Cilento - southern Italy)*. In: A. BUCCIANI, G. NARDI & R. POTENZA (Eds.): «*Proceedings of I.A.M.G. '98*», Isola d'Ischia, Naples, part 2, 701-706, Naples.
- BUDETTA P., CELICO P., CORNIELLO A., DE RISO R., DUCCI D. & NICOTERA P. (1994) - *Carta idrogeologica della Campania 1/200.000*. - Memoria illustrativa. IV Conv. Int. di Geoingegneria "Difesa e valorizzazione del suolo e degli acquiferi", Torino, 10-11 marzo 1994, 565-586, 1 tav. (carta idrogeol.), Associazione Mineraria Subalpina, Torino.
- BUDILLON F., CONFORTI A., TONIELLI R., DE FALCO G., DI MARTINO G., INNANGI S. & MARSELLA E. (2011) - *The Bulgheria Canyon-fan: a small-scale proximal system in the eastern Tyrrhenian Sea (Italy)*. Marine geophysical researches Reidel, **32**, 83-97.
- BUKRY D. (1973) - *Low-latitude coccolith biostratigraphic zonation*. Init. Rep. DSDP, **15**, 685-703.
- BURBANK D.W. & ANDERSON R.S. (2001) - *Tectonic geomorphology*. Blackwell Science, Oxford, 274 p.
- BUTLER R.W.H.S., MAZZOLI S., CORRADO S., DE DONATIS M., DI BUCCI D., GAMBINI R., NASO G., NICOLAI C., SCROCCA D., SHINER P. & ZUCCONI V. (2004) - *Applying thick-skinned tectonic models to the Apennine thrust belt of Italy: limitations and implications*. Am. Ass. Petr. Geol. Memoir, **82**, 647-667, Tulsa.
- CAIAZZO C. (2000) - *L'evoluzione tettonica del margine tirrenico dell'Appennino campano-lucano: ricostruzione dei paleostress e analisi morfostrutturale*. Tesi di dottorato in Geologia del Sedimentario, Consorzio delle Università di Napoli Federico II e di Palermo.
- CAIAZZO C., ASCIONE A. & CINQUE A. (2006) - *Late Tertiary-Quaternary tectonics of the Southern Apennines (Italy): new evidences from the Tyrrhenian slope*. Tectonophysics, **421**, 23-51.
- CAMMAROSANO A., CAVUOTO G., DANNA M., DE CAPOA P., DE RIENZO F., DI STASO A., GIARDINO S., MARTELLI L., NARDI G., SGROSSO A., TOCCACELI R.M. & VALENTE A. (2004) - *Nuovi dati sui flysch del Cilento (Appennino meridionale, Italia)*. Boll. Soc. Geol. It., **123**, 253-273, 6 figg., Roma.
- CAMMAROSANO A., D'ANNA M., DE RIENZO F., MARTELLI L., MIELE F. & NARDI G. (2000) - *Il substrato del gruppo del Cilento tra il M. Vesulo e il M. Sacro (Cilento, Appennino Meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **119**, 395-405, 4 figg., Roma.
- CAPALDI G., CIVETTA L. & GYLLOT P. J. (1985) - *Geochronology of Plio-Pleistocene volcanic rocks from Southern Italy*. Mineralogy and Petrology, **40**: 25-44.
- CAPPA G. (1970). - *Camerota 1970*. Il Grottesco, **22**, 22-31, Milano.
- CARANNANTE G., GRAZIANO R., PAPPONE G., RUBERTI D. & SIMONE L. (1999) - *Depositional system and response to sea-level oscillations of the Senonian rudist-bearing carbonate shelves. Examples from Central Mediterranean areas*. Facies, **40**, 1-24.
- CARANNANTE G., MATARAZZO R., PAPPONE G., SEVERI C. & SIMONE L. (1992) - *Le calcareniti mioceniche della Formazione di Roccadaspide (Appennino Campano-Lucano)*. Mem. Soc. Geol. It., **41** (1988), 775-789, 11 figg., Roma.
- CARANNANTE G., RUBERTI D. & SIRNA M. (2000) - *Upper Cretaceous ramp limestones from the Sorrento Peninsula (southern Apennines, Italy): micro- and macrofossil associations and their significance in the depositional sequences*. Sedimentary Geology, **132**, 89-123.
- CARANNANTE G., SEVERI C. & SIMONE L. (1996) - *Off-shelf carbonate transport along foramol (temperate type) open shelf margins: an example from the Miocene of the central-southern Apennines (Italy)*. In: G. BOURROUILH-LE JAN (Ed.) «*Carbonates intertropicaux*», Mém. Soc. Géol. de France, **169**, 277-288.
- CARBONE S. & LENTINI F. (1990) - *Migrazione neogenica del sistema catena-avampaese nell'Appennino meridionale: problematiche paleogeografiche e strutturali*. Riv. It. Paleontol. Stratigr., **96** (2-3), 271-296, 3 figg., Milano.
- CARBONI G., MAZZOLENI A., SMALDONE D. & TOCCACELI R. (1986) - *Ricerche preistoriche nel golfo di Policastro*. I Convegno dei gruppi archeologici dell'Italia meridionale, Prata Sannita 25-27 aprile 1986, 89-100.

- CARON M. (1985) - *Cretaceous planktic foraminifera*. In: H.M. BOLLI, J.B. SAUNDERS & K. PIERCH-NIELSEN (Eds.) "Plankton stratigraphy", **1**, 17-84. Cambridge Univ. Press. Cambridge.
- CARRATÙ M.T. (2006) - *Analisi geomorfologica e stratigrafica della piana costiera del Fiume Bussento (Cilento) e sue implicazioni geo-archeologiche*. Tesi di Laurea, Università di Napoli Federico II, 62 p.
- CASCIELLO E., CESARANO M. & PAPPONE G. (2006) - *Extensional detachment faulting on the Tyrrhenian margin of the southern Apennines contractional belt (Italy)*. Journal of the Geological Society, London, **163**, 617-629.
- CASERO P., ROURE F., ENDIGNOUX L., MORETTI I., MULLER C., SAGE L. & VIALLY R. (1992) - *Neogene geodynamic evolution of the southern Apennines*. Mem. Soc., Geol. It., **41**, 109-120, 3 ff., 3 tavv.
- CASMEZ, AQUATER & ROSSI (1977) - *Rilievo aereo all'infrarosso termico per l'individuazione di sorgenti sottomarine lungo alcuni tratti di costa del Lazio, Campania, Lucania*. CASMEZ, Roma.
- CASTELLANO M.C. (1997) - *Studio dei depositi miocenici affioranti lungo il bordo nordoccidentale del M Cervati*. Tesi di Dottorato di Ricerca, VIII Ciclo, Università degli Studi di Napoli Federico II.
- CASTELLANO M.C., PUTIGNANO M.L. & SGROSSO I. (1997) - *Sedimentology and stratigraphy of the "Piaggine Sandstones" (Cilento, southern Apennines, Italy)*. Giorn. Geol., ser. 3, **59**, 273-287, 12 figg., Bologna.
- CASTELLANO M.C., PUTIGNANO M.L., SGROSSO A. & SGROSSO I. (2000) - *Tectonostratigraphy of Miocene sedimentary successions of the Central-Southern Apennines: insights on the progressive deformation of foredeep basins*. Mem. Soc. Geol. It., **55**, 285-292, 4 figg., Roma.
- CASTELLO B., SELVAGGI G., CHIARABBA C. & AMATO A. (2005) - *CSI Catalogue of the Italian Seismicity 1981-2002*, Version 1.0. INGV-CNT, Roma.
- CATALANO R., BARTOLINI C., FABBRI A., LEMBO P., MARANI M., MARSELLA E., ROVERI M. & ULZEGA A. (1996) - *Linee guida al rilevamento geologico nelle aree marine da sottoporre al Servizio Geologico Nazionale*. Commissione di studio del CNR per la cartografia geologica marina, Rapporto finale.
- CATALANO R., DI STEFANO E., INFUSO S., SULLI A., VAIL P.R. & VITALE F.P. (1998) - *Sequence and system tracts calibration on high resolution bio-chronostratigraphy: the Central Mediterranean Plio-Pleistocene*. SEPM, special publication, **60**.
- CATTANI L. (1999) - *Grotta della Cala at Marina di Camerota (Salerno, Italy). Palaeoecology of a palaeolithic site*. Proceedings 1st International Congress "Science and technology for the safeguard of cultural heritage in the Mediterranean basin" (Catania, 1995), CNR-CT 15, 1515-1519.
- CAVUOTO G. (2003) - *Revisione stratigrafica e strutturale di alcune unità di origine interna nel Cilento settentrionale*. Tesi di Dottorato di Ricerca in Geologia del Sedimentario, XIV Ciclo. Consorzio tra le Università di Napoli e Palermo. - sede consorziata di Napoli, 157 p.
- CAVUOTO G., MARTELLI L., NARDI G. & VALENTE A. (2004) - *Depositional systems and architecture of Oligo-Miocene turbidite successions in Cilento (Southern Apennines)*. GeoActa, **3**, 129-147, 9 figg., Bologna.
- CAVUOTO G., VALENTE A., NARDI G. & MARTELLI L. (2006a) - *Turbidite Depositional Systems and Architectures, Cilento, Italy*. In: NILSEN T., SHEW R., STEFFEN G. & STUDLICK J., eds. - *Atlas of Deep-Water Outcrops*. AAPG. - American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology, **56**, Q1-19.
- CAVUOTO G., VALENTE A., NARDI G., MARTELLI L. & CAMMAROSANO A. (2006b) - *A prograding Miocene turbidite system, Tempa Rossa cliffs, Italy*. In: NILSEN T., SHEW R., STEFFEN G. & STUDLICK J., eds. - *Atlas of Deep-Water Outcrops*. AAPG - American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology, **56**, contribution 54, 1-4.
- CELICO P. (1978) - *Schema idrogeologico dell'Appennino carbonatico centro-meridionale*. Memorie e Note Ist. Geol. Appl. Univ. Napoli, **14**, 1-97, 35 figg., 2 tabb., 14 tavv., 1 carta idrogeol. 1: 400.000, Napoli.
- CELICO P. (1983a) - *Idrogeologia dei massicci carbonatici, delle piane quaternarie e delle aree vulcaniche dell'Italia centro-meridionale (Marche e Lazio meridionale, Abruzzo, Molise e Campania)*. Quaderni della Cassa per il Mezzogiorno, **4** (2), pp. 203, Roma.

- CELICO P. (1983b) - *Idrogeologia dell'Italia centro-meridionale*. Idrotecnica, **1**, 3-17
- CELICO P., DE VITA P., MONACELLI G., SCALISE A.R. & TRANFAGLIA G. (2004) - *Carta Idrogeologica dell'Italia meridionale*. In: Atti della VII Conferenza Nazionale delle Agenzie Ambientali. APAT, Roma.
- CELICO P., STANZIONE D., DE GENNARO M., FERRERI M., GHIARA M.R. & RUSSO D. (1980) - *Idrogeochimica del Vallo di Diano*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **88** (1979), 499-524, 7 figg., 2 tabb., 1 tav., Napoli.
- CELLO G. & MAZZOLI S. (1999) - *Apennine tectonics in southern Italy: a review*. J. Geodyn., **27**, 191-211.
- CELLO G., TONDI E., MICARELLI L. & MATTIONI L. (2003) - *Active tectonics and earthquake sources in the epicentral area of the 1857 Basilicata earthquake (southern Italy)*. J. Geodyn., **36**, 37-50.
- CESARINO F. (1982) - *Preistoria e Protostoria nel Golfo di Policastro*. pp. 12, Gruppo archeologico Golfo di Policastro, Roma.
- CESTARI G. (1964) - *Segnalazione di "Scaglia" maestrichtiana e paleocenica sul versante nord-occidentale del M.te Bulgheria (Cilento meridionale. - Provincia di Salerno)*. Mem. Soc. Geol. It., **4** (1962), 1085-1094, 9 figg., Bologna.
- CHIAPPELLA G.V. (1956) - *Saggio di scavo nella Grotta Sepolcrale di Marina di Camerota (Salerno)*. Quaternaria, **3**, Roma.
- CHIARABBA C., DE GORI P. & SPERANZA F. (2008) - *The southern Tyrrhenian subduction zone: Deep geometry, magmatism and Plio-Pleistocene evolution*. Earth and Planet. Sci. Letters, **268**, 408-423.
- CHIOCCHINI M., CHIOCCHINI R.A., DIDASKALOU P. & POTETTI M. (2008) - *Microbiostratigrafia del Triassico superiore, Giurassico e Cretacico in facies di piattaforma carbonatica del Lazio centro-meridionale e Abruzzo: revisione finale*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **LXXXIV**, 5-170, 31 figg. 16 tabb., 52 tavv. ISPRA, Roma.
- CHIOCCHINI M., FARINACCI A., MANCINELLI A., MOLINARI V. & POTETTI M. (1994) - *Biostratigrafia a Foraminiferi, Dascioldali e Calpionelle delle successioni carbonatiche mesozoiche dell'Appennino centrale (Italia)*. Studi Geol. Camerti, vol. spec., 1994, "Biostratigrafia dell'Italia centrale", 9-129, 23 figg., 47 tavv., Camerino.
- CIAMPO G. (1977) - *Ostracodi marini di Cala Bianca*. Boll. Soc. Paleont. It., **15** (1976), 3-23, 7 tavv., Modena.
- CIARAPICA G. & PASSERI L. (1998) - *Evoluzione Paleogeografica degli Appennini*. Atti Ticinesi Sc. Terra, **40**, 233-290.
- CIARCIA S., VITALE S., DI STASO A., IANNACE A., MAZZOLI S. & TORRE M. (2009) - *Stratigraphy and tectonics of an Internal Unit of the southern Apennines: implications for the geodynamic evolution of the peri-Tyrrhenian mountain belt*. Terra Nova, **21**, 88-96.
- CIARCIA S., MAZZOLI S., VITALE S. & ZATTIN M. (2012) - *On the tectonic evolution of the Ligurian accretionary complex in southern Italy*. Geol. Soc. Am., Bull., **124**, 463-483.
- CIESZKOWSKI M., MALATA E., OSZCZYPKO N., PESCATORE T.S., SENATORE M.R., SLACZKA A. & VALENTE A. (1992) - *Rapporti tra le successioni di Monte Sacro e Monte della Stella nel Flysch del Cilento (Appennino meridionale)*. Rend. Accad. Sci. Fis. Mat., ser. 4, **59**, 33-56, 7 figg., Napoli.
- CIESZKOWSKI M., OSZCZYPKO N., PESCATORE T., SLACZKA A., SENATORE M.R. & VALENTE A. (1994) - *Deep-sea clastic sediments and associated megaturbidites and olistostromes (Cenozoic, Cilento, Southern Italy)*. In: G. CARANNANTE & R. TONIELLI (Eds.): 15th IAS Regional Meeting, April 1994, Ischia, Italy, Pre Meeting Field Guidebook, 191-220, 27 figg., De Frede, Napoli.
- CIESZKOWSKI M., OSZCZYPKO N., PESCATORE T., SLACZKA A., SENATORE M.R. & VALENTE A. (1995) - *Megaturbiditi calcareo-marnose nelle successioni flyscioidi dell'Appennino meridionale (Cilento, Italia) e dei Carpazi settentrionali (Polonia)*. Boll. Soc. Geol. It., **114**, 67-88, 18 fig., Roma.
- CINQUE A., ASCIONE A. & CALIAZZO C. (2000) - *Distribuzione spazio-temporale e caratterizzazione della fagliazione quaternaria in Appennino meridionale*. In: GALADINI F., MELETTI C. & REBEZ A. (a cura di), "Le ricerche del GNDT nel campo della pericolosità sismica (1996-1999)". CNR-GNDT Spec. Publ., 203-218, 3 figg., 1 tab., Roma.
- CINQUE A., PATACCA E., SCANDONE P. & TOZZI M. (1993) - *Quaternary kinematic evolution of the*

- Southern Apennines. Relationships between surface geological features and deep lithospheric structures.* Ann. Geofis., **36**, 249-260, 4 figg., Roma.
- CINTI F.R., FAENZA L., MARZOCCHI W. & MONTONE P. (2004) - *Probability map of the next large earthquakes in Italy.* Geochem., Geophys., Geosyst., **5**, Doi: 10.1029/2004GC000724.
- CIPOLLARI P. & COSENTINO D. (1995) - *Miocene unconformities in the central Apennines: geodynamic significance and sedimentary basin evolution.* Tectonophysics, **252**, 375-389.
- CIPITELLI G. (1968) - *Le associazioni dei minerali pesanti nel flysch del Cilento (M. della Stella).* Boll. Soc. Natur. in Napoli, **77**, 109-130, Napoli.
- CITA M.B. & CASTRADORI D. (1995) - *"Marine sections from the Gulf of Taranto (southern Italy) usable as potential stratotypes for the GSSP of the Lower, Middle and Upper Pleistocene"* (29 Settembre - 4 Ottobre 1994). Bollettino Società Geologica Italiana, **114**, 319-336.
- CIVITA M. (1975) - *Idrogeologia.* In: Geologia Tecnica, ISEDI, pp. 179-231.
- COCCO E. (1971) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio n°209 Vallo della Lucania.* 45 pp., Servizio Geologico d'Italia. Roma.
- COCCO E. (1973) - *Correlazione tra alcune successioni sedimentarie del Cretacico superiore-Paleocene-Eocene inferiore delle zone interne della "geosinclinale" sudappenninica.* Boll. Soc. Geol. It., **92** (4), 841-850, 4 figg., Roma.
- COCCO E. & PESCATORE T.S. (1969) - *Scivolamenti gravitativi (olistostromi) nel Flysch del Cilento (Campania).* Boll. Soc. Nat. Napoli, **77** (1) (1968), 51-91, 25 figg., Napoli.
- COLELLA A. & ZUFFA G.G. (1992) - *Megastrati carbonatici e silicoclastici della Formazione di Albionda (Miocene, Appennino meridionale): implicazioni paleogeografiche.* Mem. Soc. Geol. It., **41** (1988), 791-807, 14 ff., 1 tav., Roma.
- COPPA M.G. (1987) - *Les foraminifères des carottages holocènes de la plate-forme continentale sarde.* Géol. Médit., **14**(1), 249-259.
- COPPA M.G. (1988) - *Ulteriori osservazioni sui foraminiferi della piattaforma continentale sarda.* Boll. Mus. Reg. Sc. Nat., Torino, 597-613.
- COPPA M.G., RUSSO B. & SIANI G. (1994) - *The Holocene foraminiferal assemblages of the continental margin between Acropoli and Capo Palinuro (Tyrrhenian Sea, Italy).* In: MATTEUCCI R. et alii (eds) *"Studies on ecology and paleoecology of Benthic Communities"*. Boll. Soc. Pal. It., spec. Vol. **2**, 67-91.
- 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, 9 figg., 2 tabb., Roma.
- CRITELLI S. (1991) - *Evoluzione delle mode detritiche delle successioni arenitiche terziarie dell'Appennino meridionale.* Mem. Soc. Geol. It., **47**, 55-93, 25 figg., 3 tabb., Roma.
- CRITELLI S. (1993) - *Sandstone detrital modes in the Paleogene Liguride Complex, accretionary wedge of the southern Apennines.* Journal of Sedimentary Petrology, **63**, 464-476.
- CRITELLI S. (1999) - *The interplay of lithospheric flexure and thrust accommodation in forming stratigraphic sequences in southern Apennines foreland basin system (Italy).* Rend. Acc. Lincei, **10**, 257-326.
- 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. (1990a) - *Composizione e provenienza delle areniti della Formazione del Torrente Bruca (gruppo del Cilento) e di Monte Sacro (Cilento, Appennino meridionale).* Giorn. Geol., ser. 3, **52**, 121-133, 6 figg., 2 tabb., Bologna.
- CRITELLI S. & LE PERA E. (1990b) - *Litostratigrafia e composizione della Formazione di Pollica (gruppo del Cilento, Appennino meridionale).* Boll. Soc. Geol. It., **109**, 511-536.
- CRITELLI S. & LE PERA E. (1994) - *Detrital modes and provenance of Miocene sandstones and modern sands of the southern Apennines thrust-top basins (Italy).* J. Sed. Res., **A64**, 824-835.
- CRITELLI S. & LE PERA E. (1995) - *Tectonic evolution of the Southern Apennines Thrust-Belt (Italy) as reflected in modal compositions of Cenozoic sandstone.* J. Geol., **103** (1), 95-105, 4 figg., 1 tab., Chicago.

- CRITELLI S., MUTO F., TRIPODI V. & PERRI F. (2011) - *Relationships between lithospheric flexure, thrust tectonics and stratigraphic sequences in foreland setting: the Southern Apennines foreland basin system, Italy*. In: SCHATTNER U. (Ed.), *New Frontiers in Tectonic Research: At the Midst of Plate Convergence*. 121-170. ISBN: 978-953-307-594-5, InTech.
- CRUDEN D.M. & VARNES D.J. (1996) - *Landslides Types and Processes*. In: "Landslides: Investigation and Mitigation". Transportation Research Board. National Academy of Sciences.
- D'ALESSANDRO A. (1972) - *La malacofauna pliocenica di Cala Bianca*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **80** (1971), 379-388, 3 tavv., Napoli.
- D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1973) - *Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania e Lucania)*. Atti Accad. Naz. Lincei, Quad. **183**, 49-72, 5 figg., 1 tav., Roma.
- D'ELIA G., DI GIROLAMO P. & GUIDA M. (1987) - *Geological and petrological characters of some Quaternary calcalkaline tuffites in Cilento (Southern Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., **106**, 699-716, 7 figg., 2 tabb., Roma.
- DAVIDE E. (1995) - *Le grotte, gli inghiottitoi, il carsismo del Cilento*. Il Follaro, **4**, 66-85, 3 figg., 2 tabb., Salerno.
- DE ALFIERI E., GUZZI R., SACCHI M., D'ARGENIO B. & ZAMPARELLI V. (1987) - *Monte Foraporta tectonic unit: a minor element of Southern Apennine nappes pile. Stratigraphic and tectonic study*. Rend. Soc. Geol. It., **9** (1986), 171-178.
- DE CAPOA P., DI DONATO V., DI STASO A., GIARDINO S. & RINALDI S. (2003) - *Preparation techniques and methodological approach to calcareous nannofossil analysis in silico- and calciclastic turbidites*. Cour. Forsch. Inst. Senckenberg, **244**, 105-127.
- DE CASTRO P. (1963) - *Il Giura-Liassico dei Monti Lattari e dei rilievi ad ovest della valle dell'Irno e della Piana di Montoro*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **71** (1962), 21-52, Napoli.
- DE CASTRO P. (1987) - *Le facies di piattaforma carbonatica del Giurassico italiano: diffusione areale e lineamenti biostratigrafici*. Boll. Soc. Paleontol. It., **26**, 309-325, Roma.
- DE CASTRO P. (1991) - *Mesozoic*. In: BARATTOLO F., DE CASTRO P. & PARENTE M. (Eds.), *Field Trip Guide-book. 5th International Symposium on Fossil algae. Capri, 7-12 April 1991*, 21-44, Giannini, Napoli.
- DE KAENEL E., SIESSER W.G. & MURAT A. (1999) - *Pleistocene calcareous nannofossils biostratigraphy and the western Mediterranean sapropels, Sites 974 to 977 and 979*. In: R. ZAHN, M.C. COMAS & A. KLAUS (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **161**, 159-183, College Station, TX.
- DE PIPPO T. & VALENTE A. (1991) - *Osservazioni sedimentologiche preliminari sui "Conglomerati di Monte Sacro" (Campania)*. Boll. Soc. Geol. It., **110**, 47-51, 4 figg., Roma.
- DE VITA P. (1996) - *Caratterizzazione idrogeologica e geomorfologica applicativa del Flysch del Cilento*. Tesi di Dottorato di Ricerca in Scienze della Terra, VII Ciclo, Università di Napoli Federico II, 119 pp. e 3 tav. f.t.
- DE VIVO B., ROLANDI G., GANS P.B., CALVERT A., BOHRSON W.A., SPERA F.J., & BELKIN H.E. (2001) - *New constraints on the pyroclastic eruptive history of Campanian volcanic Plain (Italy)*. Mineralogy and Petrology, **73**, 47-65.
- DEL PRETE M. (1989) - *Modelli geologici delle frane per colamento*. Relazione al convegno del G.N.D.C.I., Roma 18-19 Dicembre (1989).
- DI GENNARO A. (a cura di) (2002) - *I sistemi di terre della Campania: carta 1:250.000 e legenda*. 63 p., 1 carta, Risorsa, Napoli.
- DEPUIS C. (2004) - *Dababia Quarries P-E GSSP*. In: Field trip guide book of the 5th International Conference "Climate and Biota of the Early Paleogene", CBEP V, February 8-12, 2004, Luxor, Egypt, 1-4.
- DI GIROLAMO P., MORRA V. & PERRONE V. (1992) - *Ophiolitic olistoliths in Middle Miocene turbidites (Cilento Group) at Mt. Centaurino (southern Apennines, Italy)*. Ofioliti, **17**, 199-217.
- DI STEFANO A., FORESI L.M., AMORE F.O., DI STEFANO E., IACCARINO S., LIRER F., MAZZEI R., MORABITO S., SALVATORINI G., TURCO E., ABDUL AZIZ H., KRIJGSMAN W. & HILGEN F. (2008) - *Calcareous*

- plankton high resolution biostratigraphy for the Langhian of the Mediterranean*. Riv. It. Pal. e Strat., **114**, 56-72.
- DI STEFANO G. (1894). *Osservazioni sulla geologia del M. Bulgheria in prov. di Salerno*. Boll. Soc. Geol. It., **13**, 70, Roma
- DI TASO A. & GIARDINO S. (2002) - *New integrate biostratigraphic data about the Saraceno formation (North-Calabrian Unit; southern Apennines)*. Boll. Soc. Geol. It., Vol. Spec., **1**, 517-526. 3 fig., 2 tab., Roma.
- DOGLIONI C., GUEGUEN E., HARABAGLIA P. & MONGELLI F. (1999) - *On the origin of west-directed subduction zones and applications to the western Mediterranean*. Geological Society, London, Special Publications, **156**, 541-561.
- ESPOSITO C., FILOCAMO F., MARCIANO R., ROMANO P., SANTANGELO N. & SANTO A. (2001) - *Genesi, evoluzione e paleogeografia delle grotte costiere di Marina di Camerota (parco Nazionale del Cilento e Vallo di Diano, Italia Meridionale)*. Thalassia Salentina, **26**, suppl., 165-174, 6 figg., Porto Cesareo.
- ESPOSITO C., FILOCAMO F., MARCIANO R., ROMANO P., SANTANGELO N. & SANTO A. (2003b) - *Genesi, evoluzione e paleogeografia delle grotte costiere di Marina di Camerota (Parco Nazionale del Cilento - Vallo di Diano, Italia meridionale)*. Thalassia Salentina, Suppl. **26**, 165-174.
- ESPOSITO C., FILOCAMO F., MARCIANO R., ROMANO P., SANTANGELO N., SCARMIGLIA F. & TUCCIMEI P. (2003a) - *Late Quaternary shorelines in southern Cilento (M. Bulgheria): morphostratigraphy and chronology*. Il Quaternario, **16**, 3-14, 11 figg., 3 tabb., Roma.
- ESU F. (1977) - *Behavior of slopes in structurally complex formations*. Proc. Intl. Symp. Geot. Struct. Complex Form., Capri, **2**, 292-304.
- FABRI A., GALLIGNANI P. & ZITELLINI N. (1981) - *Geological evolution of the peri-Tyrrhenian sedimentary basins*. In: WEZEL F.C. (Ed.): "Sedimentary basins of the Mediterranean margins". 21-30, Tecnoprint, Bologna
- FERRANTI L., ANTONIOLI F., MAUZ B., AMOROSI A., DAI PRA G., MASTRONUZZI G., MONACO C., ORRÙ P., PAPPALARDO M., RADTKE U., RENDA P., ROMANO P., SANSÒ P., & VERRUBBI V. (2006) - *Markers of the last interglacial sea-level high stand along the coast of Italy: Tectonic implications*. Quaternary International, **145**, 30-54.
- FERRARO L., PESCATORE T., RUSSO B., SENATORE M.R., VECCHIONE C., COPPA M.G. & DI TUORO A. (1997) - *Studi di geologia marina del margine tirrenico: la piattaforma continentale tra Punta Licosa e Capo Palinuro (Tirreno meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **116**, 473-485.
- FERRERI V., WEISSERT H., D'ARGENIO B. & BUONOCUNTO F.P. (1997) - *Carbon isotope stratigraphy: a tool for basin to carbonate platform correlation*. Terra Nova, **9**, 57-61.
- FIANO V. (2005) - *Studio dei rapporti tra i depositi del gruppo del Cilento e quelli dell'unità Alburno-Cervati-Pollino (Appennino meridionale)*. Tesi di Dottorato di Ricerca in Geologia del Sedimentario, XIV ciclo bis, Università di Napoli Federico II, 145 pp. 2 Tav.
- FILOCAMO F. (2000) - *Geomorfologia e stratigrafia del tardo Quaternario al Monte Bulgheria (Cilento meridionale)*. Tesi di Laurea, Università di Napoli Federico II, 111 p.
- FOLK R.L. (1954) - *The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature*. Journ. Geol., **62**, 344-359.
- FORESI L.M., IACCARINO S., MAZZEI R., SALVATORINI G. & BAMBINI A.M. (2001) - *Il plancton calcareo (Foraminiferi e nannofossili) del Miocene delle Isole Tremiti*. Paleont. Italica, **88**, 1-64.
- FORNACIARI E., DI STEFANO A., RIO D. & NEGRI A. (1996) - *Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, **42**, 37-63.
- FORNACIARI E. & RIO D. (1996) - *Latest Oligocene to early middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, **42**, 1-3.
- GAMBASSINI P. (2000) - *Le Paléolithique inférieur et moyen du Cilento: suite des cultures*. In: Z. MES-TER & A. RINGER (Dir.): «A la recherche de l'homme préhistorique: volume commémoratif de Miklós Gábori et de Veronika Gábori-Csánk». Études et recherches archéologiques de l'Université de Liège (ERAUL), No **95**, Derouaux Ordina, 225-232, Liège.

- GAMBASSINI P., MARTINI F., PALMA DI CESNOLA A., PERETTO C., PIPERNO M., RONCHITELLI A.M. & SARTI L. (a cura di) (1995) - 1. *Il Paleolitico dell'Italia centro-meridionale. Guide archeologiche Preistoria e Protostoria in Italia*. 174 pp., A.B.A.C.O., Forlì.
- GAMBASSINI P. & PALMA DI CESNOLA A. (1972) - *Notizie sui giacimenti acheulani delle dune fossili di Marina di Camerota (Salerno)*. In: Atti XIV Riun. Sci. Ist. Preist. e Protost. in Puglia, 13-16 ottobre 1970, Firenze.
- GAMBASSINI P. & RONCHITELLI A.M. (1998) - *Linee di sviluppo dei complessi del Paleolitico inferiore-medio nel Cilento*. Riv. Sci. Preist., **49**, 357-378, Firenze.
- GATTACCECA J. & SPERANZA F. (2002) - *Paleomagnetism of Jurassic to Miocene sediments from the Apenninic carbonate platform (southern Apennines, Italy): evidence for a 60° counterclockwise Miocene rotation*. Earth Planet. Sci. Lett., **201**, 19-34, 10 figg., 3 tabb., Amsterdam.
- GRADSTEIN F.M., OGG J.G. & SMITH A. (2004) - *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press, 589 p.
- GRADSTEIN F.M., OGG J.G., SCHMITZ M.D. & OGG G.M. (2012) - *The Geologic Time Scale 2012*. Elsevier, 1144 p.
- GRANDJACQUET C. & MASCLE G. (1978) - *The structure of the Ionian Sea, Sicily, and Calabria-Lucania*. In: A.E. NAIRN, W.H. KANES & F.G. STHELI (Eds.). - *The Ocean Basin and Margins, 4B*. Plenum Press, 257-329, New York.
- GRASSO M. (2001) - *The Apenninic-Maghrebian orogen in southern Italy, Sicily and adjacent areas*. In: G.B. VAI & I.P. MARTINI (Eds.). - *Anatomy of an orogen: the Apennines and adjacent Mediterranean basins*, 255-286. Kluwer.
- GRASSO M., PEDLEY M. & MANISCALCO R. (1994) - *The application of a Late Burdigalian-Early Langhian Highstand Event in correlating complex Tertiary orogenic carbonate successions within the Central Mediterranean*. Géol. Méditerran., **21**, 69-83, 10 figg., Marseille.
- GRAZIANO R. (1994) - *Evoluzione cretacea del sistema "Piattaforma carbonatica Apula/Bacino Est-Garganico" nel Promontorio del Gargano. Sedimentologia e stratigrafia sequenziale*. Tesi di Dottorato di Ricerca in Geologia del Sedimentario, V Ciclo. Università di Napoli Federico II, 253 pp.
- GRAZIANO R. (1999) - *The Early Cretaceous drowning unconformities of the Apulia carbonate platform (Gargano Promontory, southern Italy): local fingerprints of global palaeoceanographic events*. Terra Nova, **11**, 245-250.
- GRAZIANO R. (2000) - *The Aptian-Albian of the Apulia Carbonate Platform (Gargano Promontory, southern Italy): evidence of palaeoceanographic and tectonic controls on the stratigraphic architecture of the platform margin*. Cretaceous Research, **21**, 106-127.
- GRAZIANO R. (2001) - *The Cretaceous megabreccias of the Gargano Promontory (Apulia, southern Italy): their stratigraphic and genetic meaning in the evolutionary framework of the Apulia carbonate platform*. Terra Nova, **13**, 110-116.
- GRAZIANO R., BUONO G. & TADDEI RUGGIERO E. (2006) - *Lower Toarcian (Jurassic) brachiopod-rich carbonate facies of the Gran Sasso range (central Apennines, Italy)*. Boll. Soc. Paleont. It., **45**, 61-74.
- GRAZIANO R., RASPINI A. & SPALLUTO L. (2013) - *High-resolution $\delta^{13}\text{C}$ stratigraphy through the Selli Oceanic Anoxic Event (OAE1a) in the Apulia carbonate platform: the Borgo Celano section (western Gargano Promontory, Southern Italy)*. It. J. Geosci., **132**, 477-496.
- GUALTIERI M. & FRACCHIA H. (1990) - *Roccagloriosa. I. L'abitato: scavo e ricognizione topografica (1976-1986)*. 362 pp., Publications du centre Jean Berard, Naples.
- GUARINO P. (1985) - *Antiche linee di riva nel Golfo di Sapri*. Tesi di Laurea, Università di Napoli Federico II, 108 p.
- GUERICCHIO A. & MELIDORO G. (1979) - *Deformazioni gravitative profonde di tipo "Sackung" nei Monti di Maratea (Lucania)*. Geol. Appl. Idrogeol., **14**, parte 1, 13-22, Bari.
- GUERICCHIO A. & MELIDORO G. (1981) - *Movimenti di massa pseudo-tettonici nell'Appennino dell'Italia Meridionale*. Geol. Appl. Idrogeol., **16**, 251-294, Bari.
- GUERRERA F., MARTIN-ALGARRA A. & PERRONE V. (1993) - *Late Oligocene-Miocene syn-late orogenic*

- successions in western and central mediterranea 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 Mingardo (Cilento): evoluzione geomorfologica, fenomeni franosi e rischio a franare*. Geologia Applicata e Idrogeologia, **14**, Bari.
- GUIDA D., GUIDA M. & LANZARA R. (1996a) - *Ricostruzione di sequenze morfoevolutive mediante modellazione digitale nell'area nord-orientale di Monte Bulgheria (Campania)*. Il Quaternario, **9**, 315-318, 1 fig., Roma.
- GUIDA D., GUIDA M., LUISE D., SALZANO G. & VALLARIO A. (1980a) - *Considerazioni sull'idrogeologia dell'area cilentana (Campania)*. Atti Acc. Pontaniana, **30**, 17-27, Napoli.
- GUIDA D., GUIDA M., LUISE D., SALZANO G. & VALLARIO A. (1980b) - *Ricostruzione di sequenze morfoevolutive pleistoceniche nell'area ad W di M.te Sacro (Cilento)*. Geol. Appl. Idrogeol., **15**, 1-21, 10 figg., 1 tab., 4 tavv., Bari.
- GUIDA D., GUIDA M., LUISE D., SALZANO G. & VALLARIO A. (1982) - *Geologia e franosità del bacino del fiume Lambro (Cilento)*. Geol. Rom., **20** (1981), 197-218, 23 figg., 2 tabb., 2 tavv., Roma.
- GUIDA D., GUIDA M., PERRIELLO ZAMPELLI S., VALLARIO A. & VIGGIANI A.S. (1990a) - *Deformazioni gravitative al margine di morfostrutture carbonatiche: un esempio nel M. Bulgheria (Campania)*. Mem. Soc. Geol. It., **37** (1987), 363-373, 17 figg., Roma.
- GUIDA D., GUIDA M., PERRIELLO ZAMPELLI S., VALLARIO A. & VIGGIANI A.S. (1990b) - *Le deformazioni gravitative profonde nella morfogenesi quaternaria del versante settentrionale del M. Bulgheria (Campania)*. Boll. Soc. Geol. It., **108** (1989), 431-451, 4 figg., Roma.
- GUIDA D., IACCARINO G. & PERRONE V. (1992) - *Nuovi dati sulla successione del Flysch del Cilento nell'area di Monte Centaurino: relazioni tra unità litostratigrafiche, unità litotecniche e principali sistemi franosi*. Mem. Soc. Geol. It., **41** (1988), 299-310, 1 fig., 1 tab., Roma.
- GUIDA D., LANZARA R., GUIDA M. & VALLARIO A. (1996b) - *Unità Territoriale di Riferimento per la pianificazione ambientale: esempi a diversa scala nell'area di Monte Bulgheria (Cilento, Campania)*. Geol. Tecn. Ambient., **5** (3), 39-66, 8 figg., 5 tavv. f.t., Roma.
- GUIDA M. & IACCARINO G. (1984) - *Evoluzione dei versanti e franosità*. In "Elementi di geologia regionale e tecnica". Formez n. **37**, Napoli.
- HIPPOLYTE J.-C., ANGELIER J. & ROURE F. (1994) - *A major geodynamic change revealed by Quaternary stress patterns in the Southern Apennines (Italy)*. Tectonophysics, **230**, 199-210.
- HOEK E. & BRAY J.W. (1981) - *Rock Slope Engineering*. Institution of Mining and Metallurgy, London 402 p.
- HOEK E. & BROWN E.T. (1997) - *Practical estimates of rock masses strength*. Int. Journ. of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics, Pergamon, **34** (8), 1165-1186.
- HUTCHINSON J.N. (1988) - *Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology*. In: BONNARD C. (Ed.) "Landslides", **1**, 3-36. Proc. 5th Int. Symp. on Landslides, July 1988, Lausanne.
- IACCARINO S. (1985) - *Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera*. In: BOLLI H. M., SAUNDERS J. B. & PERCH-NIELSEN K. (Eds.), "Plankton stratigraphy". Cambridge Univ. Press., **1**, 283-314, Cambridge.
- IACCARINO G., GUIDA D. & BASSO C. (1992) - *Caratteristiche idrogeologiche della struttura carbonatica di Morigerati (Cilento meridionale)*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 1065-1077, 2 ff., 5 tabb., 1 tav.
- IACCARINO S., FORESI L.M., MAZZEI R. & SALVATORINI G. (2001) - *Calcareous plankton biostratigraphy of the Miocene sediments of the Tremiti Islands (Southern Italy)*. Rev. Espan. Micropal., **33**: 237-248.
- IAEG (International Association of Engineering Geology) (1976) - *Engineering geological maps. A guide to their preparation*. The UNESCO Press, Paris, 79 p.
- IANNACE A., BONARDI G., D'ERRICO M., MAZZOLI S., PERRONE V. & VITALE S. (2005) - *Structural setting and tectonic evolution of the Apennine Units of northern Calabria*. C. R. Acad. Sci. Paris, **337**, 1541-1550, Paris.

- IANNACE A., BONI M. & ZAMPARELLI V. (1995) - *The Middle-Upper Triassic of the San Donato Unit Auct. (Northern Calabria): stratigraphy, paleogeography and tectonic implications*. Riv. It. Paleont. Strat., **101**, 301-324.
- IETTO A., PESCATORE T. & COCCO E. (1965) - *Il Flysch mesozoico-terziario del Cilento occidentale*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **74**, 396-402, 1 fig., Napoli.
- IPPOLITO F., D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1975) - *Structural-stratigraphic units and tectonic framework of Southern Apennines*. In: C. SQUIRES (Ed.): «*Geology of Italy*». Earth Sci. Soc. Libyan Arab Republic, 317-328, 1 fig., 2 tavv., Tripoli.
- KASTENS K., MASCLE J., AUROUX C., BONATTI E., BROGLIA C., CHANNEL J., CURZI P., EMEIS K., GLACON G., HASEGAWA S., HIEKE W., MASCLE G., MCCOY F., MCKENZIE J., MENDELSON J., MULLER C., REHAULT J., ROBERTSON A., SARTORI R., SPROVIERI R. & TORII M. (1988) - *ODP Leg 107 in the Tyrrhenian sea: insights into passive margin and back-arc basin evolution*. Geol. Soc. Am. Bull., **100**, 1140-1156.
- KIEFFER G., VERNET G. & RAYNAL J.-P. (2000) - *Reconnaissance de l'ignimbrite campanienne près du golfe de Policastro (Italie), jusqu'à 150 km de sa zone d'émission. Implications volcanologiques et paléoenvironnementales*. C. R. Acad. Sci. Paris, **330**, 105-110, 2 figg., 1 tab., Paris.
- KIEFFER G., VERNET G., RAYNAL J.-P., GAMBASSINI P. & RONCHITELLI A.M. (2001) - *Reconnaissance de l'ignimbrite campanienne en contexte archéologique entre Salerno et Policastro (Italie)*. In: JUVIGNÉ E. & RAYNAL J.-P. (dir.): «*Tephros: chronologie, archéologie*». Dossiers Archéo-Logis, **1**, 153-158, Goudet.
- KNOTT S. & TURCO E. (1991) - *Late Cenozoic kinematics of the Calabrian Arc, southern Italy*. Tectonics, **10**, 1164-1172.
- KWASNIEWSKI M.A. (1993) - *Mechanical behaviour of anisotropic rocks*. In: J.A. HUDSON (ed.): «*Comprehensive Rock Engineering*», **1**, 285-312, Pergamon Press.
- LAMBECK K., ANTONIOLI F., PURCELL A. & SILENZI S. (2004) - *Sea-level change along the Italian coast for the past 10.000 yr*. Quaternary Science Reviews, **23**, 1567-1598.
- LAURETI L. (1976) - *Aspetti e problemi geomorfologici del Cilento*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **84** (1975), 281-299, 5 figg., Napoli.
- LEHMANN O. (1933) - *Morphologische Theorie der Verwitterung von Steinshlagwanden*. Viertel. Der Naturforsch. Ges. Zurich, pp. 83-236.
- LIPPMANN M. (1983) - *Linéaments et néotectonique dans l'Apennin Campano Lucanien*. Géol. Méditerran., **10**, 105-114, 4 figg., 1 tab., 1 tav., Marseille.
- LIPPMANN-PROVANSAL M. (1987) - *L'Apennin Campanien Méridional (Italie). Etude Géomorphologique*. Thèse de Doctorat d'Etat en Géographie Physique, Université d'Aix-Marseille II, Aix-en-Provence.
- LIRER L., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1967) - *Livelli piroclastici nei depositi continentali post-tirreniani del litorale sud-tirrenico*. Atti Accad. Gioenia Sci. Nat., suppl. Sci. Geol., ser. 6, **18**, 85-116, 10 tabb., 8 tavv., Catania.
- LISIECKI L. & RAYMO M. (2005) - *A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records*. Paleoceanography, **20**, PA1003, doi:10.1029/2004PA001071.
- LUTERBACHER H.P., ALI J.R., BRINKHUIS H., GRADSTEIN F.M., HOOKER J.J., MONECHI S., OGG J.G., POWELL J., RÖHL U., SANFILIPPO A. & SCHMITZ B. (2004) - *The Paleogene period*. In: GRADSTEIN F., OGG J.G. & SMITH A.G. (eds.), *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press, 384-408.
- MAGGI C., FREPOLI A., CIMINI G.B., CONSOLE R. & CHIAPPINI M. (2009) - *Recent seismicity and crustal stress field in the Lucanian Apennines and surrounding areas (Southern Italy): Seismotectonic implications*. Tectonophysics, **463**, 130-144.
- MAHR T. (1977) - *Deep reaching gravitational deformation of mountain slopes*. Bull. I.A.E.G., **16**, 121-127.
- MALINVERNO A. & RYAN W.B.F. (1986) - *Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as a result of the arc migration driven by sinking of the lithosphere*. Tectonics, **5**, 227-245.
- MANZI G., MAGRI D. & PALOMBO M.R. (2011) - *Early-Middle Pleistocene environmental changes and*

- human evolution in the Italian peninsula*. Quat. Sci. Rev., **30**, 1420-1438.
- MARCIANO R., MUNNO R., PETROSINO P., SANTANGELO N., SANTO A. & VILLA I. (2008) - *Late Quaternary tephra layers along the Cilento coastline (southern Italy)*. J. Volc. Geother. Res., **117**, 227-243.
- MARINO M. & SANTANTONIO M. (2010) - *Understanding the geological record of carbonate platform drowning across rifted Tethyan margins: Examples from the Lower Jurassic of the Apennines and Sicily (Italy)*. Sedimentary Geology, **225**, 116-137.
- MARSELLA E., BALLY A.W., CIPPITELLI G., D'ARGENIO B. & PAPPONE G. (1995) - *Tectonic history of the Lagonegro domain and Southern Apennine thrust belt evolution*. Tectonophysics, **252**, 307-330.
- MARTELLI L. & NARDI G. (2005) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio n°503 Vallo della Lucania*. Servizio Geologico d'Italia-APAT, 86 p. S.EL.CA., Firenze.
- MARTINI E. (1971) - *Standard tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation*. In: A. FARINACCI (ed.). - Proc. II Planktonic Conf., Roma 1970, 2, 739-785.
- MARTINI I.P., SAGRI M. & COLELLA A. (2001) - *Neogene-Quaternary basins of the inner Apennines and Calabrian arc*. In: VAI G.B. & MARTINI I. P. (Eds.), *Anatomy of an orogen: the Apennines and adjacent mediterranean basins*, 375-400. Kluwer Academic Publishers.
- MAURO A. & SCHIATTARELLA M. (1992) - *L'Unità Silentina di Base: assetto strutturale, metamorfismo e significato tettonico nel quadro geologico dell'Appennino meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **41** (2) (1988), 1201-1213, 12 figg., 1 tab., Roma.
- MAZZEI R. (1985) - *The Miocene sequence of the Maltese islands: biostratigraphic and chronostratigraphic reference based on nannofossils*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Serie A, **92**, 165-197.
- MAZZOLI S. & SGROSSO I. (2006) - *Ruolo degli avvenimenti legati alla gravità nell'evoluzione della catena centro-sud-appenninica*. Workshop "Dieci anni dopo il terremoto dell'Umbria-Marche: stato delle conoscenze sulla sismogenesi in Italia. Camerino, 26-27 Giugno 2007.
- MENARDI NOGUERA A. & REA G. (2000) - *Deep structure of the Campanian-Lucanian Arc (Southern Apennine, Italy)*. Tectonophysics, **324**, 239-265.
- MILIA A. & TORRENTE M. (1999) - *Tectonics and stratigraphic architecture of a peri-Tyrrhenian half-graben (Bay of Naples, Italy)*. Tectonophysics, **315**, 301-318.
- MIRIGLIANO G. (1949) - *Pliocene fra Licusati, S. Iconio e Punta degli Infreschi (Salerno)*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **57** (1948), 60-71, Napoli.
- MONACO C., TORTORICI L., MORTEN L., CRITELLI S. & TANSI C. (1990) - *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**, 277-291.
- MOSTARDINI F. & MERLINI S. (1988) - *Appennino centro-meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., **35** (1986), 177-202, 10 figg., 2 tabb., 3 tavv., Roma.
- MUSCIO G. (1985) - *Il fenomeno carsico nell'area Cameroita-Palinuro*. Mondo Sotterraneo, **3** (9), 13-42, Udine.
- MUTTI E. (1992) - *Turbidite sandstones*. AGIP S.p.A., S. Donato Milanese. 275 pp.
- MUTTI E. & RICCI-LUCCHI F. (1975) - *Turbidite facies and facies associations*. In: MUTTI E., PAREA G.C., RICCI-LUCCHI F., SAGRI M., ZANZUCCHI G., GHIBAUDO G. & IACCARINO S. (Eds.): *Examples of Turbidite Facies Associations from Selected Formations of Northern Apennines*, IX Int. Congr. I.A.S., Nice, France, Field Trip, Guidebook A11, 21-36.
- NICOLAI C. & GAMBINI R. (2007) - *Structural architecture of the Adria platform-and-basin system*. Boll. Soc. Geol. It., Vol. Spec., **7**, 21-37, 15 figg., 1 pl., Roma.
- NILSEN T.H. & SYLVESTER A.G. (1995) - *Strike-slip basins*. In: BUSBY C.J. & INGERSOLL R.V., *Tectonics of sedimentary basins*, Blackwell Science, Oxford, 425-457.
- ODIN G.S. & MATTER A. (1981) - *De glauconiarum origine*. Sedimentology, **28**, 611-641.
- OGNIBEN L. (1969) - *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano*. Mem. Soc. Geol. It., **8** (4), 453-763, 183 figg., 2 tavv. (1 carta geol. e 1 tav. di profili, scala 1:200.000), Pisa.
- OKADA H. & BUKRY D. (1980) - *Supplementary modification and introduction of code number to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation*. Mar. Micropal., **5** (3), 321-325.

- ORTOLANI F. & PAGLIUCA S. (1992) - *Caratteristiche geologiche ed evoluzione geomorfologica olocenica dell'area archeologica di Roccagloriosa (Cilento, Campania)*. Mem. Soc. Geol. It., **42** (1989), 53-60, 6 figg., Roma.
- ORTOLANI F. & TOCCACELI R.M. (1997) - *Evidenze di dissesti profondi costieri in base ad osservazioni morfologiche sui solchi di battente: il caso di "Cala Longa" lungo il margine sud-orientale del Monte Bulgheria (Cilento)*. In: ANTONIOLI F., DONADIO C. & FERRANTI L. (a cura di): "Convegno Internazionale di Geologia subacquea "Geosub 94", 8-10 giugno 1994 Palinuro, Guida all'escursione. - Note scientifiche" Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **52** (1994), 177-178, Roma.
- OUDA K. (2003) - *The Paleocene/Eocene boundary in Egypt: an overview*. In: OUDA K. & AUBRY M.-P. (eds). *The Upper Paleocene-Lower Eocene of the Upper Nile Valley: Part 1, Stratigraphy*. Micropaleontology, **49**, 15-40.
- PALMA DI CESNOLA A. (1969) - *Le ricerche e gli scavi a Marina di Camerota (Salerno) durante il biennio 1968-1969*. Riv. Sci. Preist., **24** (2), 195-217, 6 figg., Firenze.
- PALMA DI CESNOLA A. (1982) - *Il Paleolitico inferiore della Campania*. Atti XXIII Riun. Sci. Ist. Preistor. Protostor., Firenze, 7-9 Maggio 1980, 207-224.
- PARENTE M., FRIJIA G. & DI LUCIA M. (2007) - *Carbon-isotope stratigraphy of Cenomanian-Turonian platform carbonates from the southern Apennines (Italy): a chemostratigraphic approach to the problem of correlation between shallow-water and deep-water successions*. J. Geol. Soc., London, **164**, 609-620.
- PARENZAN P. (1956) - *Le grotte di Marina di Camerota (prov. di Salerno)*. Rass. Spel. It., **8**, 223-229, Como.
- PAROTTO M. & PRATURLON A. (2004) - *The southern Apennine arc*. Boll. Soc. Geol. It., Spec. Vol. for the 32nd International Geological Congress, Florence, 2004, 33-58.
- PASCARELLA A. (2006) - *Studio stratigrafico e sedimentologico delle formazioni di Piaggine e del Torrente Raganello (Appennino meridionale)*. Tesi di Dottorato di ricerca in Scienze della Terra, XIX Ciclo, Università di Napoli Federico II, 157 p.
- PASINI G. & COLALONGO M.L. (1994) - *Proposal for the erection of the Santerian/Emilian boundary stratotype (lower Pleistocene) and new data on the Pliocene/Pleistocene boundary stratotype*. Boll. Soc. Paleontol. It., **33**, 101-120.
- PASSERI L. & VENTURI F. (2005) - *Timing and causes of drowning of the Calcare Massiccio platform in Northern Apennines*. Boll. Soc. Geol. It., **124**, 247-258.
- PATACCA E., SARTORI R. & SCANDONE P. (1992a) - *Tyrrhenian basin and Apenninic Arcs: kinematic relations since late Tortonian times*. Mem. Soc. Geol. It., **45** (1990), 425-451, 5 figg., 6 tabb., Roma.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (1989) - *Post-Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relic lithospheric slab*. In: BORIANI A., BONAFEDE M., PICCARDO G.B. & VAI G.B. (Eds.) "The lithosphere in Italy. Advances in Earth Science Research". It. Nat. Comm. Int. Lith. Progr., Mid-term Conf. (Roma 5-6 Maggio 1987), Atti Conv. dei Lincei, **80**, 157-176, 4 figg., Roma.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (2007) - *Geology of the Southern Apennines*. Boll. Soc. Geol. It., Special Issue, **7**, 75-119, 14 figs, 1 pl., Roma.
- PATACCA E., SCANDONE P., BELLATALLA M., PERILLI N. & SANTINI U. (1992b) - *The Numidian-sand event in the Southern Apennines*. Mem. Sci. Geol., **43**, 297-337, 11 figg., 3 tabb., 3 tavv., Padova.
- PENNETTA M. (1996a) - *Margine tirrenico orientale: morfologia e sedimentazione tardo pleistocenica-olocenica del sistema piattaforma-scarpata continentale tra Capo Palinuro e Paola*. Boll. Soc. Geol. It., **115**, 339-354.
- PENNETTA M. (1996b) - *Evoluzione morfologica quaternaria del Margine Tirrenico sudorientale tra Capo Palinuro e Capo Bonifati*. Il Quaternario, **9** (1), 353-358.
- PERCH-NIELSEN K. (1985) - *Cenozoic calcareous nannofossils*. In: BOLLI H.M., SAUNDERS J.B. & PERCH-NIELSEN K. (Eds.), "Plankton Stratigraphy", Cambridge Univ. Press., 427-554. Cambridge.
- PERRONE V. (1982) - *Considerazioni sulla trasgressione del Miocene inferiore sulla piattaforma carbonatica campano-lucana*. Rend. Soc. Geol. It., **4** (1981), 369-372, 1 fig., Roma.
- PERRONE V. (1996) - *Une nouvelle hypothèse sur la position paléogéographique et l'évolution tecto-*

- nique des Unités de Verbocaro et de San Donato (région calabro-lucanienne; Italie): implications sur la limite Alpes-Appennin en Calabre*. C. Ren. Acad. Sci. Paris, **322**, 877-884.
- PESCATORE T. (1966) - *Strutture sedimentarie del Flysch del Cilento occidentale*. Geol. Rom., **5**, 99-116, 31 figg., Roma.
- PESCATORE T. (1992) - *La sedimentazione miocenica nell'Appennino Campano-Lucano*. Mem. Soc. Geol. It., **41** (1988), 37-46, 8 figg., Roma.
- PESCATORE T., PINTO F., RENDA, P., SENATORE M.R., TRAMUTOLI M. & VALENTE A. (1996) - *Avanfosse mioceniche dell'appennino meridionale (Italia)*. Rend. Acc. Sc. Fis. Mat Napoli, **LXIII**, 85-121.
- PESCATORE T., RENDA P., SCHIATTARELLA M & TRAMUTOLI M. (1999) - *Stratigraphic and structural relationships between Meso-Cenozoic Lagonegro Basin and coeval carbonate platforms in southern Italy*. Tectonophysics, **315**, 269-286.
- PESCATORE T., SGROSSO I. & TORRE M. (1972) - *Lineamenti di tettonica e sedimentazione del Miocene dell'Appennino campano-lucano*. Mem. Soc. Nat. Napoli, **1** (2), suppl. vol. **80** (1971) Boll. Soc. Nat. Napoli, 337-408, 53 figg., Napoli.
- PISCOPO V., DE MARTINO F. & POLLIO B. (1993) - *Idrogeologia del Monte Bulgheria (Campania)*. Atti 3° Conv. Naz. Giov. Ric. Geol. Appl., Potenza 28-30 ottobre 1993. Geol. Appl. Idrogeol., **28**, 619-624, 3 figg., Bari.
- PREMOLI SILVA E. & SLITER W.V. (1995) - *Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy and evolutionary trends from the Bottaccione section, Gubbio, Italy*. Paleontographia Italica, **82**, 1-89, 26 tavv. Pisa.
- PUJALTE P., ORUE-ETXEBARRIA X., SCHMITZ B., TOSQUELLA J., BACETA J.I., PAYROS A., BERNAOLA G., CABALLERO F. & APELLANIZ E. (2003) - *Basal Eocene (earliest Eocene) turnover of larger foraminifera: Age constraints based on calcareous plankton and $\delta^{13}C$ isotopic profiles from new southern Pyrenean sections (Spain)*. In: WING S.L., GINGERICH P.H., SCHMITZ B., THOMAS E. (eds) "Causes and consequences of Globally Warm Climates in the Early Paleogene". Boulder, Colorado, Geol. Soc. America, Spec. Paper, **369**, 205-221.
- RAFFI I., BACKMAN J. & RIO D. (1998) - *Evolutionary trends of tropical calcareous nannofossils in the late Neogene*. Mar. Micropal., **35**, 17-41.
- RAFFI I., MOZZATO C., FORNACIARI E., HILGEN F.J. & RIO D. (2003) - *Late Miocene calcareous nannofossil biostratigraphy and astrobiochronology for the Mediterranean region*. Micropaleontology, **49**, 1-26.
- RAFFI I., RIO D., D'ATRI A., FORNACIARI E. & ROCCHETTI S. (1995) - *Quantitative distribution patterns and biomagnetostratigraphy of Middle and Late Miocene calcareous nannofossils from equatorial Indian and Pacific Oceans (Leg 115, 130, and 138)*. Proc. ODP Sci. Results, **138**, 479-502.
- RAMSAY J.G. (1967) - *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill, New York.
- ROMANO P. (1992) - *La distribuzione dei depositi marini pleistocenici lungo le coste della Campania. Stato delle conoscenze e prospettive di ricerca*. Studi Geol. Camerti, Vol. Speciale, 1992 (1), 265-269, 3 figg., Camerino.
- RUBERTI D., TOSCANO F., CARANNANTE G. & SIMONE L. (2006) - *Rudist lithosomes related to current pathways in Upper Cretaceous temperate-type, inner shelves: a case study from the Cilento area, southern Italy*. In: PEDLEY H.M. & CARANNANTE G. (Eds) "Cool-Water Carbonates: Depositional Systems and Palaeoenvironmental Controls". Geol. Soc., London, Special Publications, **255**, 179-195.
- RUSSO ERMOLLI E. (1999) - *Vegetation dynamics and climate changes at Camerota (Campania, Italy) at the Pliocene-Pleistocene boundary*. Il Quaternario, **12**, 207-214, 4 figg., Roma.
- RUSSO F. (1997) - *Segnalazione di un livello fossilifero riferibile al Tirreniano a Cala Bianca (Marina di Camerota, Salerno)*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **52** (1994), 395-398, 2 figg., Roma.
- RUSSO M., ZUPPETTA A. & GUIDA A. (1995) - *Alcune precisazioni stratigrafiche sul Flysch del Cilento (Appennino meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **144**, 353-359.
- SACCHI M., INFUSO S. & MARSELLA E. (1994) - *Late Pliocene-Early Pleistocene compressional tectonics in offshore Campania (eastern Tyrrhenian Sea)*. Boll. Geofis. Teor. Appl., **36**, 469-482, 8 figg., Trieste.

- 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. **1**, 285-293.
- SALVADOR A. (1994) - *International stratigraphic guide*. Geol. Soc. of Am., 2nd edition, 214 pp., Boulder (Colorado, USA).
- SANTANGELO N., SANTO A., GUIDA D., ZANZARA R. & SIERVO V. (2005) - *The geosites of the Cilento-Vallo di Diano National Park (Campania Region, southern Italy)*. Il Quaternario, **18** (2005). - Vol. Spec.), 103-114, 13 figg., Roma.
- SANTO A. (1996) - *Le ruditi dei Monti Alburni nel quadro dell'evoluzione alto-miocenica dell'Appennino campano*. Boll. Soc. Geol. It., **115**, 519-528.
- SANTO A. & SGROSSO I. (1989) - *Alcune precisazioni sulle "trasgressioni" mioceniche nell'Appennino meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **38** (1987), 225-240, 2 figg., 2 tavv., Roma.
- SARTORI R. (1988) - *Drilling of ODP Leg 107 in the Tyrrhenian sea: tentative basin evolution compared to deformation in the surrounding chains*. In: BORIANI A., BONAFEDE M., PICCARDO G.B. & VAI G.B. (Eds.) "The lithosphere in Italy. Advances in Earth Science Research". It. Nat. Comm. Int. Lith. Progr., Mid-term Conf. (Roma 5-6 Maggio 1987), Atti Conv. dei Lincei, **80**, 125-138, Roma.
- SARTORI R. (1990) - *The main results of ODP Leg 107 in the frame of Neogene to Recent geology of the Peri-Tyrrhenian areas*. In: A. KASTENS, K.J. MASCLE, et alii (Eds.). - *Proceedings of ODP, Scientific Results*, **107**, 715-730. Ocean Drilling Program, College Station, TX.
- SAVELLI C. (2001) - *Two-stage progression of volcanism (8-0 Ma) in the central Mediterranean (southern Italy)*. J. Geodyn., **31**, 393-410.
- SCANDONE P. (1968) - *Studi di geologia lucana: la serie calcareo-silico-marnosa e i suoi rapporti con l'Appennino calcareo*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **76** (1967), 1-175, 63 figg., 17 tavv., Napoli.
- SCANDONE P. (1971) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000: Fogli 199 e 210 «Potenza e Lauria»*. Serv. Geol. d'It., 71 p., Roma.
- SCANDONE P. (1972) - *Studi di geologia lucana: carta dei terreni della serie calcareo-silico-marnosa e note illustrative*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **81**, 225-300, 3 figg., 3 tabb., 2 tavv., 2 carte geol., Napoli.
- SCANDONE P. & LIRER L. (1967) - *Segnalazione di un livello piroclastico nel Pleistocene superiore della costiera calabra e silentina*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **75** (1966), 201-204, 1 tav., Napoli.
- SCANDONE P., SGROSSO I. & BRUNO F. (1964) - *Appunti di geologia sul M. Bulgheria (Salerno)*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **72** (1963), 125-131, Napoli.
- SCHIATTARELLA M. (1998) - *Quaternary tectonics of the Pollino Ridge, Calabria-Lucania boundary, southern Italy*. In: HOLDSWORTH R.E., STRACHAN R.A. & DEWEY J.F. (Eds.), "Continental Transpressional and Transtensional Tectonics". Geol. Soc. London, Spec. Publ., **135**, 341-354, London.
- SELLI R. (1957) - *Sulla trasgressione del Miocene nell'Italia meridionale*. Giorn. Geol., ser. 2, **26** (1954-55), 1-54, 2 tabb., 3 tavv., Bologna.
- SELLI R. (1962) - *Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **3** (1960), 737-789, 1 fig., 1 tav., Pavia.
- SELLI R. & FABBRI A. (1971) - *Tyrrhenian: A Pliocene deep-sea*. Acc. Naz. Lincei Rend. Scienze Fis. mat. Nat., **8**, 104-116.
- SERRA-KIEL J., HOTTINGER L., CAUS E., DROBNE K., FERRANDEZ C., JAUHRI A.K., LESS G., PAVLOVEC R., PIGNATTI J., SAMSO J.M., SCHAUB H., SIREL E., STROUGO A., TAMBAREAU Y., TOSQUELLA J. & ZAKREVSKAYA E. (1998) - *Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene*. Bull. Soc. Géol. de France, **169**, 281-299.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1969) - *Carta Geologica d'Italia 1:100.000, Foglio 209 Vallo della Lucania*.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1970) - *Carta Geologica d'Italia 1:100.000, Foglio 210 Lauria*.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1992) - *Carta Geologica d'Italia 1:50.000 - Guida al rilevamento*. I Quaderni, serie III, del SGI. - Volume **1**, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1995) - *Carta Geologica d'Italia 1:50.000 - Guida all'informatizzazione*. I Quaderni, serie III, del SGI. - Volume **3**, Roma.

- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1996) - *Carta Geologica d'Italia 1:50.000 - Guida alla rappresentazione cartografica*. I Quaderni, serie III, del SGI. - Volume **2**, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA-APAT (2003) - *Guida italiana alla classificazione e alla terminologia stratigrafica*. I Quaderni, serie III, del SGI. - Volume **9**, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA-APAT (2005) - *Carta geologica d'Italia in scala 1:1.250.000*. S.EL. CA., Firenze.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA-APAT (2005) - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000, Foglio 503 Vallo della Lucania*. S.EL.CA, Firenze.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA-APAT (2008) - *Carta geologica d'Italia in scala 1:1.000.000*. S.EL. CA., Firenze.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA-ISPRA (2009a) - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000 - Aggiornamento ed integrazioni delle linee guida della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000*. I Quaderni, serie III, del SGI. - Volume **12**, Fascicolo I. - Modifiche ed integrazioni ai Quaderni n. 2/1996 e n. 6/1997 /2009. Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA-ISPRA (2009b) - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000 - Aggiornamento ed integrazioni delle linee guida della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000*. I Quaderni, serie III, del SGI. - Volume **12**, Fascicolo III. - Modifiche ed integrazioni ai Quaderni n. 2/1996 e n. 6/1997 /2009. Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA-ISPRA (2010) - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000, Foglio 504 Sala Consilina*. S.EL.CA, Firenze.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA-ISPRA (2010) - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000, Foglio 505 Moliterno*. SYSTEMCART, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA-ISPRA (in stampa) - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000, Foglio 521 Lauria*.
- SGARRELLA F. & BARRA D. (1984) - *Distribuzione dei foraminiferi bentonici nel Golfo di Salerno (Basso Tirreno, Italia)*. Boll. Soc. Nat., Napoli **93**, 51-110.
- SGARRELLA F., BARRA D. & IMPROTA A. (1983) - *The benthic foraminifers of the Gulf of Policastro (Southern Tyrrhenian Sea, Italy)*. Boll. Soc. Nat., Napoli, **92**, 77-114.
- SGARRELLA F. & MONCHARMONT ZEI M. (1993) - *Benthic foraminifera of the Gulf of Naples (Italy): systematics and autoecology*. Boll. Soc. Paleontol. It. **32**, 145-264.
- SGROSSO A. (2002) - *The "Breccie di Sapri": a new miocene (?) stratigraphic element for a better comprehension of the southern Apenninic orogen*. GeoActa, **1**, 49-60. Bologna.
- 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, 4 figg., Roma.
- SGROSSO I. (1988) - *Criteri ed elementi per una ricostruzione paleogeografica delle zone esterne dell'Appennino centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **35** (1986), 203-219, 2 figg., Roma.
- SGROSSO I. (1992) - *Il ruolo della tettonica distensiva durante la tettonogenesi nell'Appennino centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **41** (1988), 243-249, 3 figg., Roma.
- SGROSSO I. (1995) - *Facies marginali di piattaforma carbonatica nel Mesozoico dell'Appennino campano-lucano*. In: BONARDI G., DE VIVO B., GASPARINI P.E VALLARIO A., (a cura di), "Cinquanta anni di attività didattica e scientifica del prof. Felice Ippolito", 369-374. Liguori Editore, Napoli.
- SGROSSO I. (1998) - *Possibile evoluzione cinematica miocenica nell'orogene centro-sud-appenninico*. Boll. Soc. Geol. It., **117**, 679-724.
- SGROSSO I., BONARDI G., AMORE F. O., ASCIONE A., CASTELLANO M. C., DE VITA P., DI DONATO V., MORABITO S., PARENTE M., PESCATORE E., PUTIGNANO M. L., SANDULLI R., SCHIATTARELLA M. & TESCIONE M. (2010) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio n°504 Sala Consilina*. ISPRA-Servizio Geologico d'Italia, SystemCart, Roma, 159 pp.
- SGROSSO I. & CIAMPO G. (1967) - *Sulla presenza di terreni calabrianici nei dintorni di Camerota*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **75** (1966), 561-587, 1 tab. n.n., 2 tavv., Napoli.
- SGROSSO I. & TORRE M. (1967) - *La successione stratigrafica maastrichtiano-eocenica di Rocca glorio-sa (Cilento)*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **76**, 119-127, 9 tavv., Napoli.

- SHACKLETON N.J. & OPDIKE N.D. (1973) - *Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of the equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 105 years and 106 years scale*. *Quat. Res.*, **3**, 39-55.
- SIMONE L., CARANNANTE G., RUBERTI D., SIRNA M., SIRNA G., LAVIANO A. & TROPEANO M. (2003) - *Development of rudist lithosomes in the Coniacian-Lower Campanian carbonate shelves of central-southern Italy: high energy vs low-energy settings*. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, **200**, 5-29.
- SORRISO VALVO M., (a cura di) (1984) - *Atti del I seminario del gruppo informale del C.N.R. "Deformazioni Gravitative Profonde di Versante"*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **103**, 667-729.
- SORRISO VALVO M., (a cura di) (1987) - *Atti del II seminario del gruppo informale del C.N.R. "Deformazioni Gravitative Profonde di Versante"*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **106**, 223-316.
- SPROVIERI R., BONOMO S., CARUSO A., DI STEFANO A., FORESI L.M., IACCARINO S., LIRER F., MAZZEI R. & SALVATORINI G. (2002) - *An integrated calcareous plankton biostratigraphic scheme and biochronology for the Mediterranean Middle Miocene*. *Riv. It. Paleont. Strat.*, **108** (2), 337-353.
- SUC J.P. (1982) - *Palynostratigraphie et paléoclimatologie du Pliocène et du Pléistocène inférieur en Méditerranée nord-occidentale*. *C. R. Acad. Sci. Paris*, ser. II, **294**, 1003-1008, Paris.
- TAVARNELLI E. (1999) - *Normal faults in thrust sheets: pre-orogenic extension, post-orogenic extension or both ?* *Journal of Structural Geology*, **21**, 1011-1018.
- TAYLOR R.K. & CRIPPS J.C. (1987) - *Weathering Effects: Slopes in Mudrocks and Over-consolidated Clays*. In: ANDERSON M.G. & RICHARDS K.S. (Eds.), *"Slope Stability"*, 405-445, John Wiley, New York.
- TER-STEPANIAN G. (1977) - *Deep reaching gravitational deformation of mountain slopes*. *Bull. I.A.E.G.*, **16**, 87-94.
- TESCIONE M. (1997) - *Analisi delle facies carbonatiche mesozoiche del M. Bulgheria (Appennino Campano-Lucano)*. Tesi di Dottorato in Geologia del Sedimentario, VIII Ciclo, Consorzio delle Università di Napoli Federico II e di Palermo, 140 p.
- THEODORIDIS S. (1984) - *Calcareous nannofossil biozonation of the Miocene and revision of the Helicoliths and Discoasters*. *Utrecht Micropaleontol. Bull.*, **32**, 1-271.
- TOCCACELI R.M. (1995) - *Evoluzione geomorfologica e antropizzazione delle piana costiera di Sapri in epoca storica (Tirreno meridionale, Golfo di Policastro)*. *Geol. Tecn. Ambient.*, **4**, 23-34, 16 figg., Roma.
- TOCCACELI R.M. (2003) - *Evidenze geoarcheologiche della variazione del livello del mare in epoca storica: l'insediamento romano di S. Croce (Sapri, - Golfo di Policastro)*. In: ALBORE LIVADIE C. & ORTOLANI F. (a cura di), *"Variazioni climatico ambientali e impatto sull'uomo nell'area circum-mediterranea durante l'Olocene. Climatic-environmental variations and impact on man in the circum-Mediterranean area during the Holocene"*. Atti dei convegni internazionali *"L'evoluzione dell'ambiente fisico in periodo storico nell'area circum-mediterranea"* (1993) e *"La storia del clima e dell'ambiente dall'Antichità ad oggi"* (1996), CUEBC (Territorio storico e ambiente 3), 60, Edipuglia, Bari.
- TORRE M. (1969) - *Studio biostratigrafico del Paleogene del M. Bulgheria*. *Boll. Soc. Nat. Napoli*, **78**, 355-364, 6 tavv., Napoli.
- TORRE M. (1970) - *Dissoluzione interstratale della Scaglia cretacico-paleogenica del M. Bulgheria (Cilento)*. *Mem. Soc. Nat. Napoli*, **1**, Suppl. al vol. 78 (1969) del *Boll. Soc. Nat. Napoli*, 307-309, 2 figg. f.t., Napoli.
- TOZZI M., MENCONI A. & SCIAMANNA S. (1996) - *Studio strutturale del Monte Bulgheria (Cilento meridionale) e sue implicazioni per la tettonogenesi dell'Appennino Campano*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **115**, 249-278, 20 figg., 2 tavv., Roma.
- TURCO E., MARESCA R. & CAPPADONA P. (1990) - *La tettonica plio-pleistocenica del confine calabro-lucano: modello cinematico*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **45**, 519-529, 9 fig, Roma.
- ULZEGA A. & HEARTY P.J. (1986) - *Geomorphology, stratigraphy and geochronology of Late Quaternary marine deposits in Sardinia*. *Z. Geomorph. N.F. Suppl.*, **62**, 119-129.

- VAI G.B. (2001) - *Structure and stratigraphy: an overview*. In: VAI G.B. & MARTINI I.P. (eds.) “*Anatomy of an orogen: the Apennines and adjacent mediterranean basins*”, 15-32. Kluwer Academic Publishers.
- VALENSISE G. & PANTOSTI D. (2001) - *Seismogenic faulting, moment release patterns and seismic hazard along the central and southern Apennines and Calabrian arc*. In: VAI G.B. & MARTINI I.P. (Eds.) “*Anatomy of an orogen: the Apennines and adjacent mediterranean basins*”, 495-512. Kluwer Academic Publishers.
- VALENTE A. (1991) - *Caratteri sedimentologici di una successione torbida nel Cilento orientale (Appennino meridionale)*. Mem. Soc. Geol. It., **47**, 191-196.
- VALENTE A. (1993) - *Studi geologici e sedimentologici sulla successione di Monte Sacro (Flysch del Cilento, Appennino meridionale)*. Tesi di Dottorato di Ricerca in Geologia del Sedimentario, IV Ciclo, Consorzio delle Università di Napoli Federico II e Palermo, 170 pp.
- 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., PIZIOLO M. & SEVERI P. (1991) - *Proposta di classificazione macroscopica delle areniti*. Acta Nat. Ateneo Parmense, **27** (1-4), 1-26, 10 figg., 1 tab., Parma.
- VAN DIJK J.P., BELLO M., BRANCALEONI G.P., CANTARELLA G., COSTA V., FRIXA A., GOLFETTO F., MERLINI S., RIVA M., TORRICELLI S., TOSCANO C. & ZERILLI A. (2000) - *A regional structural model for the northern sector of the Calabrian Arc (southern Italy)*. Tectonophysics, **324**, 267-320.
- VARNES D.J. (1978) - *Slope movement Types and Processes*. in SCHUSTER R. & KRIZEK R. (eds.). - Landslides, analysis and control, Transp. Res. Board, Nat. Acad. of Sc., Washington D.C., Special Report 176.
- VECCHIO E. (2003) - *La “Facies a Spirolina” nelle successioni carbonatiche del Paleocene-Eocene dell'Italia meridionale: paleontologia, paleoecologia e biostratigrafia delle associazioni a foraminiferi bentonici*. Tesi di Dottorato di Ricerca in Geologia del Sedimentario (XIV Ciclo), Consorzio Univ. Napoli-Palermo, Università di Napoli Federico II, pp. 172.
- VECCHIO E. & BARATTOLO F. (2006) - *Periloculina (?) decastroï n. sp., a new foraminifer from the Eocene (uppermost Ypresian-lowermost Lutetian) Trentinara Formation (southern Apennines, Italy)*. In: BARATTOLO F. & VECCHIO E. (eds) “*Paleontology and stratigraphy in the Mediterranean palaeogeography*”. Boll. Soc. Pal. It., **45** (1), 147-158, 4 pls.
- VECCHIO E., BARATTOLO F. & HOTTINGER L. (2007) - *Alveolina horizons in the Trentinara Formation (southern Apennines, Italy): stratigraphic and paleogeographic implications*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **113** (1), 21-42, 3 pls.
- VECCHIO E. & HOTTINGER L. (2007) - *Agglutinated conical foraminifera from the Lower-Middle Eocene of the Trentinara Formation (southern Italy)*. Facies, **53**, 509-533, 18 figs., Erlangen.
- VEZZANI L. (1966) - *Nota preliminare sulla stratigrafia della Formazione di Albidona*. Boll. Soc. Geol. It., **85** (3-4), 767-776, 2 figg., Roma.
- VEZZANI L. (1968a) - *Distribuzione, facies e stratigrafia della Formazione del Saraceno (Albiano. - Daniano), nell'area compresa tra il mare Ionio ed il Torrente Frido*. Geol. Rom., **7**, 229-276, 43 figg., Roma.
- VEZZANI L. (1968b) - *Rapporti tra ofioliti e formazioni sedimentarie nell'area compresa tra Viggianello, Francavilla sul Sinni, Terranova del Pollino e San Lorenzo Bellizzi*. Atti Accad. Gioenia Sci. Nat., Suppl. Sci. Geol., ser. 6, **19** (1967), 104-144, 15 figg., 6 tavv., Catania.
- VEZZANI L. (1968c) - *Studio stratigrafico della Formazione delle Crete Nere (Aptiano. - Albiano) al confine calabro-lucano*. Atti Accad. Gioenia Sci. Nat. Catania, ser. 6, **20**, 189-222, 14 figg., 8 tavv., Catania.
- VEZZANI L. (1970) - *La Formazione del Frido (Neocomiano-Aptiano) tra il Pollino ed il Sinni (Lucania)*. Geol. Rom., **8** (1969), 129-176, 42 figg., Roma.
- VEZZANI L. (1971) - *Il Flysch di Albidona nell'area del confine tra Calabria e Lucania*. Geol. Rom., **9** (1970): 101-126, 13 figg., Roma.
- VITALE S. & CIARCIA S. (2013) - *Tectono-stratigraphic and kinematic evolution of the southern Apennines/Calabria-Peloritani Terrane system (Italy)*. Tectonophysics, **583**, 164-182.

- VITALE S., CIARCIA S., MAZZOLI S., IANNACE A. & TORRE M. (2010) - *Structural analysis of the 'Internal' Units of Cilento, Italy: New constraints on the Miocene tectonic evolution of the southern Apennine accretionary wedge*. C.R. Geoscience, **342**, 475-482.
- VITALE S., CIARCIA S., MAZZOLI S. & ZAGHLOUL M.N. (2011) - *Tectonic evolution of the 'Liguride' accretionary wedge in the Cilento area, southern Italy: A record of early Apennine geodynamics*. Journal of Geodynamics, **51**, 25-36.
- WILLIAMS G.D., POWELL C.M. & COOPER M.A. (1989) - *Geometry and kinematics of inversion tectonics*. Geological Society, London, Spec. Publ., **44**, 3-15.
- WP/WLI (1993) - *Multilingual landslide Glossary*. Bi-Tech Publisher, Richmond, British Columbia, Canada, 59 p.
- ZARUBA Q & MENCL V. (1969) - *Landslide and their control*. Academia, Prague, 85-51.
- ZEMPOLICH W.C. (1993) - *The drowning succession in Jurassic carbonates of the Venetian Alps, Italy: a record of supercontinent breackup, gradual eustatic rise and eutrophication of shallow-water environments*. In: LOUCKS R.G. & SARG J.F. (Eds.) "Carbonate sequence stratigraphy. - recent developments and applications", AAPG Mem., **57**, 63-105.
- ZISHINSKY V. (1969) - *Über Sakungen*. Rock Mechanics, **1**, 30-52.
- ZUPPETTA A., RUSSO M., TURCO E. & GALLO L. (1984) - *Età e significato della Formazione di Albidona in Appennino meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **103**, 159-170, 3 figg., 1 tab., Rom

