



**ISPRA**

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

**SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA**

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

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

foglio 543

**CASSANO ALLO IONIO**

A cura di:

**A. letto<sup>1</sup>, F. letto<sup>1</sup>**

*Con contributi per il rilevamento di:*

R. Acri<sup>2</sup>, F. letto<sup>1</sup>, F. Muto<sup>1</sup>, E. Perri<sup>1</sup>, L. Rende<sup>2</sup>

(1) Dipartimento di Scienze della Terra, Università della Calabria;

(2) Libero Professionista.

Ente realizzatore



Università della Calabria

*Direttore del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA:*

**C. CAMPOBASSO**

*Responsabile del Progetto CARG per il Servizio Geologico d'Italia:*

**F. GALLUZZO**

*Responsabile del Progetto CARG per l'Università della Calabria:*

**A. IETTO**

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA

*Revisione scientifica:*

**R. Bonomo, M. Marino, E. La Posta, M. Rossi**

*Coordinamento cartografico:*

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

*Revisione e informatizzazione dei dati geologici:*

**L. Battaglini,**

ASC: **M. C. Giovagnoli, A. Fiorentino**

*Coordinamento editoriale e allestimento stampa:*

**S. Falcetti, D. Tacchia**

PER L'UNIVERSITÀ DELLA CALABRIA

*Funzionario delegato:*

**A. Ietto** (Dipartimento Scienze della Terra)

*Coordinamento operativo:*

**F. Ietto** (Dipartimento Scienze della Terra)

*Referente per le note illustrative e responsabile dell'informatizzazione:*

**F. Ietto** (Dipartimento Scienze della Terra)

*Allestimento editoriale e cartografico per la stampa dalla Banca Dati a cura:*

**LITOGRAFIA ARTISTICA CARTOGRAFICA S.R.L. - FIRENZE**

*Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:*

**M.T. Lettieri** - Servizio Geologico d'Italia - ISPRA

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

*Stampa:*

## INDICE

|             |   |             |           |
|-------------|---|-------------|-----------|
| <b>I.</b>   | <b>- INTRODUZIONE.....</b>  | <b>Pag.</b> | <b>5</b>  |
| <b>II</b>   | <b>- STUDI PRECEDENTI<br/>E INQUADRAMENTO GEOLOGICO.....</b>          |             | <b>7</b>  |
| <b>III.</b> | <b>- ASPETTI GEOMORFOLOGICI.....</b>                                  |             | <b>13</b> |
| <b>IV.</b>  | <b>- STRATIGRAFIA.....</b>  |             | <b>25</b> |
| 1.          | - FORMAZIONI ANCHIMETAMORFICHE.....                                   |             | 25        |
| 1.1.        | - FORMAZIONE DI SAN DONATO DI NINEA (SDN).....                        |             | 26        |
| 1.1.1.      | - <i>Membro Monte La Mula (SDN<sub>1</sub>)</i> .....                 |             | 28        |
| 1.1.2.      | - <i>Membro di Scifarello-Serra Limpida (SDN<sub>2</sub>)</i> .....   |             | 32        |
| 1.1.3.      | - <i>Filoni di rocce ignee basiche (δ)</i> .....                      |             | 33        |
| 1.2.        | - DOLOMIA PRINCIPALE (DPR).....                                       |             | 33        |
| 1.2.1.      | - <i>Litofacies Serapodolo (DPR<sub>a</sub>)</i> .....                |             | 34        |
| 1.2.2.      | - <i>Litofacies Monte la Caccia (DPR<sub>b</sub>)</i> .....           |             | 36        |
| 1.3.        | - FORMAZIONE SERRA BONANGELO (SBN).....                               |             | 38        |
| 1.3.1.      | - <i>Membro della Castelluccia (SBN<sub>1</sub>)</i> .....            |             | 38        |
| 1.3.2.      | - <i>Membro dei calcari con selce (SBN<sub>2</sub>)</i> .....         |             | 39        |
| 1.3.3.      | - <i>Membro Il Cocuzzo (SBN<sub>3</sub>)</i> .....                    |             | 40        |
| 1.4.        | - FORMAZIONE DI ALBEROSA (FLB).....                                   |             | 41        |
| 1.4.1.      | - <i>Membro delle breccie poligeniche (FLB<sub>1</sub>)</i> .....     |             | 41        |
| 1.4.2.      | - <i>Membro di Serra Costantino (FLB<sub>3</sub>)</i> .....           |             | 42        |
| 2.          | - UNITÀ METAMORFICHE.....   |             | 43        |
| 2.1.        | - FORMAZIONE DI SAN DONATO DI NINEA (SDN).....                        |             | 43        |
| 2.1.1.      | - <i>Membro di Valle Scura (SDN<sub>3</sub>)</i> .....                |             | 43        |
| 2.1.2.      | - <i>Membro di Policastrello (SDN<sub>4</sub>)</i> .....              |             | 46        |
| 2.1.3.      | - <i>Membro di Valle Rosa (SDN<sub>5</sub>)</i> .....                 |             | 48        |
| 2.1.4.      | - <i>Metabasiti (ρ)</i> .....   |             | 49        |
| 2.2.        | - FORMAZIONE DEL FRIDO (FRI).....                                     |             | 50        |
| 2.2.1.      | - <i>Litofacies di Vallone Arena (FRI<sub>b</sub>)</i> .....          |             | 51        |
| 2.2.2.      | - <i>Litofacies di Lungro (FRI<sub>a</sub>)</i> .....                 |             | 52        |
| 2.3.        | - FORMAZIONE DI DIAMANTE (OFD).....                                   |             | 52        |
| 2.3.1.      | - <i>Metabasiti di Serra Pagano (OFD<sub>1</sub>)</i> .....           |             | 53        |
| 2.3.2.      | - <i>Filladi del Corvino (OFD<sub>2</sub>)</i> .....                  |             | 53        |
| 2.4.        | - FORMAZIONE DI MALVITO (OLM).....                                    |             | 54        |
| 2.4.1.      | - <i>Metabasalti di Monte Milioso (OLM<sub>1</sub>)</i> .....         |             | 55        |
| 2.4.2.      | - <i>Metacalcari di San Lorenzo del Vallo (OLM<sub>2</sub>)</i> ..... |             | 56        |
| 2.5.        | - FORMAZIONE DI FOLLORITO (GFL).....                                  |             | 56        |

|           |  |    |
|-----------|--|----|
| 3.        | - NEOGENE TRASGRESSIVO.....»   | 57 |
| 3.1.      | - FORMAZIONE S. AGATA D'ESARO (SDE).....»  | 57 |
| 3.1.1.    | - Conglomerato basale (SDE <sub>1</sub> ).....»  | 58 |
| 3.1.2.    | - Argille ed argille siltose (SDE <sub>2</sub> ).....»   | 59 |
| 3.1.3.    | - Calcareniti arenacee (SDE <sub>3</sub> ).....»   | 60 |
| 3.1.4.    | - Argille grigie e viola (SDE <sub>4</sub> ).....»   | 60 |
| 3.1.5.    | - Siltiti gialle (SDE <sub>5</sub> ).....»   | 61 |
| 3.1.6.    | - Argille con gessi e gessoareniti (SDE <sub>6a</sub> - SDE <sub>6b</sub> ).....»                          | 61 |
| 3.1.7.    | - Argille siltose ed argille marnose (SDE <sub>7</sub> ).....»   | 63 |
| 3.2.      | - FORMAZIONE DI VALLE ESARO (VSR).....»  | 63 |
| 3.2.1.    | - Sabbie di Santa Venere (VSR <sub>1</sub> - VSR <sub>1a</sub> - VSR <sub>1b</sub> ).....»                 | 64 |
| 3.2.2.    | - Argille di Serra la Guardia (VSR <sub>2</sub> - Im).....»  | 65 |
| 3.2.3.    | - Conglomerati di Torrente Fiumarello (VSR <sub>3</sub> ).....»  | 66 |
| 3.2.4.    | - Conglomerati di Serra dell'Ospedale<br>(VSR <sub>4</sub> - VSR <sub>4a</sub> - VSR <sub>4b</sub> ).....» | 67 |
| 4.        | - DEPOSITI QUATERNARI.....»  | 68 |
| 4.1.      | - DEPOSITI TERRAZZATI (b <sub>n(1..4)</sub> ).....»  | 68 |
| 4.2.      | - DEPOSITI TRAVERTINOSI (f <sub>1</sub> ).....»  | 69 |
| 4.3.      | - CONOIDI ALLUVIONALI.....»  | 69 |
| 4.4.      | - DEPOSITI ALLUVIONALI FISSATI (b <sub>a</sub> ).....»   | 70 |
| 4.5.      | - COLTRE ELUVIO-COLLUVIALE (b <sub>2</sub> ).....»   | 70 |
| 4.6.      | - DEPOSITI DI FRANA (a <sub>1</sub> -a <sub>1a</sub> ).....»   | 70 |
| 4.7.      | - DEPOSITI DI VERSANTE PER GRAVITÀ (a <sub>a</sub> -a <sub>b</sub> ).....»                                 | 71 |
| 4.8.      | - DEPOSITI ALLUVIONALI MOBILI (b).....»  | 71 |
| <b>V</b>  | - <b>TETTONICA ED EVOLUZIONE STRUTTURALE</b> .....»  | 73 |
| 1.        | - DESCRIZIONE DELLA METODOLOGIA DI STUDIO ..»  | 75 |
| 1.1.      | - ANALISI MACROSTRUTTURALE.....»   | 75 |
| 1.2.      | - STUDIO MESOSTRUTTURALE.....»   | 77 |
| 1.3.      | - DESCRIZIONE DEI DATI.....»   | 78 |
| 1.4.      | - STADI TETTONICI E STRUTTURE RELATIVE.....»   | 79 |
| 1.4.1.    | - Stadio A.....»   | 80 |
| 1.4.2.    | - Stadio B.....»   | 83 |
| 1.4.3.    | - Stadio C.....»   | 86 |
| 1.4.4.    | - Stadio D.....»   | 89 |
| <b>VI</b> | - <b>ABSTRACT</b> .....»   | 91 |
|           | - <b>BIBLIOGRAFIA</b> .....»   | 93 |

## I - INTRODUZIONE

I rilievi geologici che hanno permesso la realizzazione di questo lavoro fanno seguito all'Accordo di Programma, ai sensi della Legge 438/95, tra il Servizio Geologico Nazionale e l'Università degli Studi della Calabria, per la redazione della nuova Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000.

I rilevamenti geologici in oggetto, eseguiti su base topografica alla scala 1:10.000, sono stati condotti a partire dal febbraio 1998 e ricadono nelle nuove tavolette dell'IGM alla scala 1:25.000 di Cassano allo Jonio (F. 543 sez. I), Spezzano Albanese (F. 543 sez. II), Rogano Gravina (F. 543 sez. III) e Lungro (F. 543 sez. IV).

Il criterio di rilevamento adottato è quello litostratigrafico, in base al quale le varie formazioni sono state distinte in sottunità (membri e litofacies).

I rilevamenti geologici di superficie, unitamente all'analisi strutturale, hanno permesso di riconoscere diverse unità litostratigrafiche che sono state riferite a unità tettoniche di importanza regionale già riconosciute.

L'attribuzione cronologica delle formazioni cartografate deriva da quanto reperibile in letteratura (cap. 2), da analisi biostratigrafiche e dei macrofossili eseguite dalla Prof.ssa A. Mastandrea (Dipartimento di Scienze Geologiche, Università della Calabria), dei foraminiferi e delle microfaune eseguite dal Dr. A. Caruso (Università di Palermo) e dalla Dott.ssa R. Romano (Università "Federico II" di Napoli) per la determinazione delle alghie.

PROGETTO  
CARG

## II - STUDI PRECEDENTI E INQUADRAMENTO GEOLOGICO

L'area del Foglio 543 ricade nella porzione settentrionale della Calabria, più precisamente comprende il tratto medio-terminale della Valle del Crati, per il settore centrale del Foglio, e parte della Catena Costiera Calabra, per la porzione nord-occidentale dello stesso.

Il tratto di Catena considerato costituisce una porzione dell'orogene posto alla giunzione tra la Catena Appenninica s.s. e l'Arco Calabro-Peloritano (Fig. 1).

La Valle del Crati costituisce il maggiore bacino sedimentario di origine tettonica, all'interno dell'Arco Calabro-Peloritano nel quale si sono depositati fin dal Miocene superiore formazioni marine detritiche. La sedimentazione marina termina nel Pleistocene inferiore, almeno per la porzione alta del bacino, mentre prosegue anche nel Pleistocene medio, nella porzione medio-bassa della Valle (CAROBENE *et alii.*, 1989).

La Catena Appenninica s.s., che affiora fuori Foglio, a N e NE, risulta costituita essenzialmente da sedimenti calcareo-dolomiti meso-cenozoici in facies di piattaforma carbonatica, originati nelle vaste aree a sedimentazione carbonatica corrispondenti ai domini orientali della Tetide. Questi risultano strutturati adesso nella Catena in diverse falde tettoniche, con vergenza verso NE, nelle quali sono impilati sia i corpi di piattaforma carbonatica, che dei vari domini "interni" ed "esterni" a pertinenza bacinale.

L'Arco Calabro, i cui terreni affiorano nel Foglio, è inteso come un frammento

di catena alpina cretacico-paleogenica, costituito da una serie di coltri cristallino-metamorfiche derivanti dalla deformazione di crosta oceanica (Coltri Liguridi o Unità Alpine) e continentale (Coltri Calabridi), sovrascorso, nel Miocene inferiore, sulle unità più interne della futura catena appenninica, neogenica ed Africa vergente (SCANDONE *et alii*, 1974).

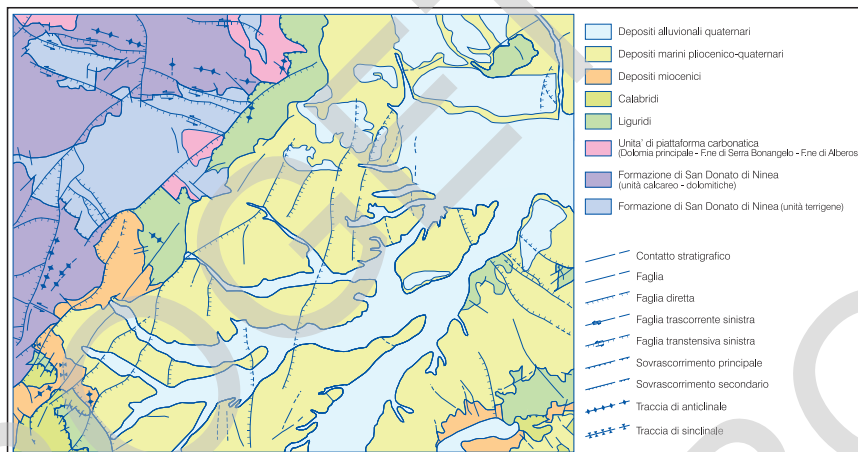


Fig. 1 - Schema strutturale del Foglio 543 "Cassano allo Jonio"

Tale ricostruzione viene però contraddetta da numerosi altri ricercatori, tra i quali: DIETRICH (1976); KNOTT (1987); COWARD & DIETRICH (1989); IETTO & BARI-LARO (1993).

Il limite settentrionale dell'Arco Calabro secondo alcuni Autori (AMODIO MORELLI *et alii*, 1976) è posto lungo una fascia di deformazioni tettoniche a trascorrenza sinistra presenti in Calabria settentrionale e nota come "Linea di Sanginetto" (coincidente con il limite inferiore del Foglio), mentre quello meridionale è collocato in una corrispondente fascia di deformazione in Sicilia orientale "Linea di Longi-Taormina". Secondo altri Autori (IETTO *et alii*, 1992) la Linea di Sanginetto non corrisponde al limite dell'Arco e la stessa è una discontinuità regionale che, con componente prevalente di *dip-slip*, disseca l'Arco medesimo.

In molte interpretazioni (ARGAND, 1922; CAREY, 1955; BOCCALETTI & GUAZZONE, 1972; BARBERI *et alii*, 1973; DEWEY *et alii*, 1973; ALVAREZ *et alii*, 1974; CHANNEL & D'ARGENIO, 1980; MANTOVANI *et alii*, 1982; GLANGEAUD, 1952; CAIRE *et alii*, 1960; GRANDJACQUET *et alii*, 1961; OGNIBEN, 1969, 1973; HACCARD *et alii*, 1972; AMODIO MORELLI *et alii*, 1976; DUBOIS, 1976; GRANDJACQUET & MASCLE, 1978; BONARDI *et alii*, 1982a) l'Arco Calabro-Peloritano è sempre considerato come un elemento unitario; in altre è stato suddiviso in due settori: settentrionale e meridionale, separati da un ipotetico lineamento tettonico posto in corrispon-



denza della stretta di Catanzaro (SCANDONE, 1979; BONARDI *et alii*, 1980, 1982; TORTORICI, 1982; BOCCALETTI *et alii*, 1984; VAL, 1992).

L'edificio a falde della Calabria settentrionale è stato suddiviso in tre elementi tettono-stratigrafici principali (OGNIBEN, 1973; MORTEN & TORTORICI, 1993 e referenze citate) in cui sono state distinte differenti Unità tettono-metamorfiche (AMODIO MORELLI *et alii*, 1976; SCANDONE, 1982; MESSINA *et alii*, 1994), che sono dal basso verso l'alto:

- *Complesso delle Unità Appenniniche;*
- *Complesso Liguride;*
- *Complesso Calabride.*

L'elemento più profondo è formato da rocce carbonatiche e silico-clastiche di età mesozoica che in letteratura sono attribuite all'Unità di S. Donato e da rocce prevalentemente carbonatiche mesozoico-terziarie appartenenti all'Unità di Verbicaro che, insieme all'Unità del Pollino, costituiscono il Complesso delle Unità Appenniniche.

L'unità di S. Donato si può ritenere equivalente al Trias metamorfico descritto da QUITZOW (1935), all'Unità di S. Donato di AMODIO MORELLI *et alii* (1976) e all'Unità di S. Donato di IETTO *et alii* (1992) e IETTO & BARILARO (1993).

Essa è alla base delle coltri Calabridi ed appenniniche ed è costituita da una successione di terreni metamorfici in facies degli scisti verdi con alla base un membro terrigeno-carbonatico di età Anisico-Ladinico ed alla sommità un membro calcareo di età Ladinico-Carnico.

L'Unità costituisce i maggiori rilievi del settore nord-orientale della Catena Costiera, quali quelli compresi nella dorsale data dall'allineamento M.te Carmolo-Cozzo del Pellegrino-La Mula, ricadenti all'interno dei fogli 542 (Verbicaro) e 543 (Cassano allo Ionio).

L'Unità di Verbicaro è costituita da una successione sedimentaria carbonatica estesa dal Trias medio al Miocene inferiore, è posta geometricamente al disopra dell'Unità di S. Donato (il contatto tra le due unità in letteratura è molto controverso considerato di natura tettonica o stratigrafica).

La porzione basale triassica è limitata al Norico-Retico, ed è rappresentata dalla "Dolomia Principale" e la successione superiore è di natura evaporitica e vulcanoclastica (DI GIROLAMO *et alii*, 2000) mentre la successione Giurassico-Miocene inferiore è rappresentata per lo più da successioni miste terrigeno-carbonatiche in facies transizionali piattaforma-bacino.

L'Unità è la più alta tra le coltri dell'Appennino calcareo e corrisponde alla "serie a selce" di GRANDJACQUET (1962) o alla porzione non metamorfica dell'Unità di Campotenese di BOUSQUET & GRANDJACQUET (1969). Rappresenta quello che OGNIBEN (1969) descrive come Complesso Panormide.

AMODIO MORELLI *et alii*, (1976) la accorpano all'Unità Alburno-Cervati ed

attribuiscono all'Unità di Verbicaro un carattere transizionale ed una posizione di margine interno della Piattaforma Campono-Lucana.

IETTO *et alii*, (1992) riconoscono un raddoppio tettonico dell'intera successione dolomitica tardo-triassica e la suddividono in 2 subunità: una inferiore, "subunità di Mormanno", ed una superiore, "subunità di Serramale", entrambe comprendenti un periodo che va dal Trias dolomitico all'Eocene.

L'Unità di Verbicaro e la porzione stratigraficamente sottostante delle dolomie Norico-Retiche, affiorano immediatamente a SE della "Linea del Pollino" *auct.* e costituiscono l'ossatura geologica di alcuni tra i maggiori rilievi del settore occidentale della Catena Costiera, quali: i rilievi montuosi del "gruppo" del Montea, Sasso dei Greci, Pietra del Gisso, M.te la Caccia e Serra Cammaroso.

Il Complesso delle Unità Appenniniche appena descritto è stato coinvolto nel Miocene inferiore nella collisione tra la placca Iberica e quella Africana ed attualmente costituisce la Catena Appenninica Africa-vergente (CRITELLI, 1999 e referenze citate). Secondo altri (COWARD & DIETRICH 1989; IETTO & BARILARO 1993; KNOTT 1987) l'orogene Arco Calabro sarebbe l'esito di una tetto-genesi alpidaica a vergenza unitaria da O verso E.

Nella successione delle unità dell'Arco, al di sopra degli elementi "appenninici", l'elemento intermedio è composto da due Unità ofiolitiche/ofiolitifere mesozoiche con relative coperture sedimentarie, e da un'Unità epimetamorfica sedimentaria di bacino profondo (Complesso Liguride o delle Unità Alpine), che dal basso verso l'alto sono: l'Unità del Frido, l'Unità ofiolitica inferiore (Unità di Diamante Terranova) e l'Unità ofiolitica superiore (Unità di Malvito) (AMODIO MORELLI *et alii*, 1976; SPADEA, 1980; BECCALUVA *et alii*, 1982).

Queste rappresentano i resti dell'oceano Tetideo, sono infatti costituite da pezzi strappati e rielaborati di crosta e copertura sedimentaria di fondo oceanico (DE ROEVER, 1972; LANZAFAME *et alii*, 1979; BECCALUVA *et alii*, 1982; GUERRERA *et alii*, 1993; CELLO *et alii*, 1996a).

Tali Unità sono state coinvolte in processi di subduzione seguiti da collisione continente-continente. I dati strutturali e stratigrafici (ALVAREZ, 1976; CARRARA & ZUFFA, 1976; DIETRICH, 1988; CELLO *et alii*, 1991, 1996) indicano che questi processi sono stati attivi durante il preLuteziano con polarità europea (direzione di trasporto tettonico verso W-NW) (CELLO *et alii*, 1991). Per contro, COWARD & DIETRICH 1989 e KNOTT 1987 come già detto, riconoscono anche per le Unità Alpine un'unica vergenza da O verso E e le collocano in un prisma di accrezione attivo per tutto il Paleogene.

L'Unità del Frido corrisponde alla formazione del Frido di VEZZANI (1968) e si identifica con il flysch argilloso-filladico di IPPOLITO & LUCINI (1957); all'Unità del Frido di AMODIO MORELLI *et alii.*, (1976) o all'Unità Interne tetidee (IETTO *et alii*, 1992).

Nell'area del Foglio affiora come unità più bassa dell'edificio alpino e d è osservabile estesamente nella porzione centro-settentrionale del Foglio, in prossimità dell'abitato di Verbicaro, ed inoltre lungo una stretta fascia collinare di raccordo tra la Catena e la fascia costiera e al margine inferiore del foglio in destra idrografica al T.te Sanginetto.

La successione, affetta da blando metamorfismo, talora al limite con la diagenesi, è costituita da: fitta alternanza di argilloscisti, quarzoareniti, grovacche, calcareniti e calcari cristallini. VEZZANI (1968) attribuisce l'Unità al Cretacico inferiore (Neocomiano-Aptiano), mentre AMODIO MORELLI *et alii*, (1976) la datano al Cretacico superiore.

L'Unità di Diamante-Terranova (o Unità ofiolitica inferiore), istituita con tale denominazione in AMODIO MORELLI (1976), è formata da metabasiti, serpentiniti e da una copertura sedimentaria costituita prevalentemente da calcescisti, calcari cristallini e filladi (HOFFMANN, 1970; SPADEA *et alii*, 1980; CELLO *et alii*, 1991; MORTEN & TORTORICI, 1993; MORTEN, 1993) di età Cretacico inferiore (LANZAFAME & ZUFFA, 1976) o Giurassico-Cretacico inferiore (AMODIO MORELLI *et alii*, 1976).

La geometria dei rapporti nell'edificio orogenico, mostra quasi sempre l'Unità in questione compresa tettonicamente tra l'Unità del Frido, alla base, e l'Unità di Malvito in sovrapposizione ed affiora nel settore sud-occidentale del Foglio, presso Diamante.

L'Unità di Malvito (o Unità ofiolitica superiore)

Dell'Unità di Malvito, quale successione litostratigrafica distinguibile nell'insieme delle coltri di ricoprimento dell'orogene Arco Calabro, i primi dati si ritrovano in DIETRICH (1976) e in AMODIO MORELLI *et alii* (1976) là dove viene individuata anche come unità tettonica. La posizione geometrica del sistema a falde dell'Arco, viene individuata tra l'Unità di Diamante-Terranova, alla base e l'Unità di crosta continentale profonda denominata Unità di Polia-Copanello.

Il basamento dell'Unità è costituito da metabasalti frequentemente porfirici, con strutture a *pillow* localmente ben preservate e metaialoclastiti. La copertura sedimentaria è formata da peliti, calcescisti, radiolariti verdi e rosse, calcari a calpionelle (DE ROEVER, 1972; DIETRICH, 1976; LANZAFAME & ZUFFA, 1976; SPADEA *et alii*, 1980; PILUSO, 1997). L'età della sequenza è Titonico-Neocomiana (LANZAFAME & ZUFFA, 1976) o Giurassico-Cretacico inferiore (Amodio Morelli *et alii*, 1976). Il metamorfismo è di grado più basso delle precedenti facies degli scisti verdi (AMODIO MORELLI *et alii*, 1976).

Anche questa affiora nel settore sud-occidentale del Foglio, presso Diamante, al margine inferiore del foglio in destra idrografica al T.te Sanginetto e costituisce per intero l'Isola di Cirella.

Infine, l'elemento posto in posizione geometrica più elevata è costituito da una sezione continua di crosta continentale (Complesso Calabride), strutturatosi in età tardo-Ercinica con relativa copertura sedimentaria Mesozoica (Unità di Longobucco) (MESSINA *et alii.*, 1994; PILUSO & MORTEN, 1999). Non esiste accordo generale sul significato e sulla posizione paleogeografica di questo elemento.

Nell'ambito del *Complesso Calabride* AMODIO MORELLI *et al.*, (1976) hanno distinto quattro Unità tettono-metamorfiche geometricamente sovrapposte dal basso verso l'alto secondo il seguente ordine: *Unità di Bagni*, *Unità di Castagna*, *Unità di Polia-Copanello* e *Unità di Stilo*.

Nell'ambito del Foglio il Complesso Calabride è rappresentato esclusivamente da piccoli lembi di rocce d'alto grado metamorfico, afferenti all'Unità di Polia Copanello ovvero a parte della "Formazione dioritico-kinzigitica" *Auct.* (NOVARESE, 1931).

Le rocce sono costituite esclusivamente da: gneiss biotitico-granatiferi a sillimanite, con rari ammassi di anfiboliti e pirosseno-anfiboliti, nonché gneiss granitoidi.

Tali termini affiorano prevalentemente al margine inferiore del Foglio rilevato.

Trasgressiva su tutto l'edificio giace una successione, che da sedimenti prevalentemente terrigeno-carbonatici (Tortoniano) evolve ad una sedimentazione di tipo detritico-evaporitica (Messiniano) (PERRONE *et alii*, 1973; PERRI, 1996-97) ed è chiusa da argille siltoso-marnose grigio-azzurre del Pliocene inferiore-medio.

I depositi alto-miocenici affiorano al pedemonte della Catena e caratterizzano il bordo occidentale del Bacino del Crati, mentre i sedimenti pliocenici costituiscono parte del riempimento della Valle stessa e la base dei depositi altopliocenici e quaternari.

Per la porzione della Valle del Crati ricadente nel Foglio, i depositi della successione sedimentaria marina e transizionale del Pleistocene (dal Santerniano al Pleistocene superiore probabile), affiorano lungo la valle del Fiume Esaro, nel settore centro-orientale del Foglio, da Malvito a Spezzano Albanese.

Questa successione, nel suo complesso affiorante per spessori di circa 400 m, è rappresentativa di un ciclo trasgressivo-regressivo completo (VEZZANI, 1968). Tale ciclo è discordante con le sottostanti argille del Pliocene inferiore. Autori più recenti (CAROBENE *et alii*, 1997) riconfermano il ciclo trasgressivo-regressivo di VEZZANI e nello stesso riconoscono 5 sequenze deposizionali d'ordine inferiore, ognuna caratterizzata da tratti trasgressivo-regressivi.

RUSSO & SCHIATTARELLA (1997) infine riconoscono 2 cicli sedimentari distinti. Numerosi altri autori trattano aspetti differenti del corpo sedimentario pleistocenico e, di questi, tra i più recenti: per la sedimentologia COLELLA (1988); per la biostratigrafia, YOUNG & COLELLA (1988); per la geologia strutturale, TORTORICI (1982), TURCO *et alii.* (1990).

La successione è caratterizzata da una formazione conglomeratico-sabbiosa di base alla quale fa seguito una formazione argilloso-siltosa del Santerniano-Emiliano.

I depositi regressivi (del Pleistocene medio-superiore) sono costituiti da successioni, generalmente sabbioso-conglomeratiche o ghiaiose, riferibili essenzialmente a depositi di delta conoide, terrazzati in più ordini (CAROBENE *et alii*, 1989).

### III - ASPETTI GEOMORFOLOGICI

Il territorio compreso nel Foglio Cassano allo Ionio si estende, nella quasi totalità, in sinistra orografica della Valle del Crati, dalla quota d'alveo al lago di Tarsia (62 m s.l.m.), fino quasi alla culminazione topografica della Catena Costiera Calabrese: a comprendere Monte Caramolo (1827 m s.l.m.) e Cozzo del Pellegrino (1987 m s.l.m.).

In particolare comprende oltre il 70% del sottobacino idrografico del F. Esaro, tributario da sinistra del Fiume Crati. All'interno del Foglio, confluiscono nel F. Esaro da sinistra i tre maggiori corsi d'acqua, e precisamente, da S a N: F. Occido, T.te Grondo e F. Garga, e da destra il F. Follone.

In questo contesto due entità morfologiche sono nettamente distinte:

- quella montuosa che con versanti acclivi si sviluppa mediamente dai 500 m in su, tra i 1000 e i 1300 m e quindi alle culminazioni orografiche di Monte Caramolo (1827 m) e Timpone della Magara (1701 m). I maggiori rilievi della Catena Costiera (Monte Pellegrino, 1987 m e Monte La Mula, 1935 m s.l.m.; Fig.2) lambiscono il bordo occidentale del Foglio. L'asse della catena è orientato nettamente NE-SO
- l'area pedemontana che dai 5-600 m degrada lentamente a oriente verso il corso del Crati e quindi la costa ionica di Sibari.

La separazione tra pedemonte e Catena, qui intesa in senso orografico, è individuata da una struttura morfotettonica corrispondente alla lunga fascia di



Fig. 2 - *Panoramica dei maggiori rilievi di catena: Monte Muletta a sinistra e, a destra, Monte La Mula. Il limite con il contiguo Foglio Verbicaro coincide quasi con la linea di spartiacque.*

fagliamento tensivo che in direzione NE-SO, allineata con la direzione di Catena (NO-SE dal Caramolo a N, al Monte a S), ribassa ad oriente i terreni più teneri di copertura (formazione del Frido) e della trasgressione neogenica. Su questi, ancora più verso oriente, si sovrappongono i sedimenti silico-clastici grossolani quaternari, marini e continentali.

Il sistema idrografico è tutto orientato OE e individua in grande un ampio ventaglio di testata i cui sottobacini convergono progressivamente nei suddetti quattro corsi principali (Garga, Grondo, Coscile, Follone) a loro volta confluenti nell'Esaro e quindi nel Crati.

La separazione morfologica Catena-pedemonte è da ricondurre inoltre a una netta diversificazione litomeccanica dei terreni corrispondenti:

- per la Catena: i complessi calcarei, calcareo-dolomitici e filladici mesozoici e paleogenici;
- per il pedemonte: la successione argilloso-arenaceo-calcareo (formazione del Frido); arenarie tenere, argille e gessi miocenici; puddinghe, sabbie e argille mio-plio-pleistoceniche; conglomerati sciolti, ghiaie e sabbie grossolane terrazzate pleistoceniche; alluvioni fluviali del Crati e dell'Esaro.

Essendo la tettonica il motivo determinante della separazione Catena-pedemonte, è consequenziale nel dettaglio una marcata articolazione morfologica della fascia tettonizzata corrispondente. Vale a dire che speroni rocciosi bordati da

faglie si incuneano nel pedemonte, formato da terreni più teneri; così come lembi di complessi sedimentari a componente argillosa raccordano con profilo continuo gli aspri versanti montuosi con le blande morfologie prevalenti nel pedemonte.

Analogamente alla diversificazione di dettaglio dei profili morfologici trasversali (O-E) tra Catena e pedemonte, anche in senso altimetrico e in direzione meridiana (SO-NE) è molto variabile l'emergenza al suolo delle faglie bordiere, sì che le quote che individuano la giunzione tra il piede dei versanti di Catena e le colline del pedemonte variano da minimi sui 300 m, nei settori meridionali (S. Sosti; Policastrello), a massimi tra i 600 (Lungro) e i 700 m (Acquaformosa) nei settori settentrionali.

Nelle aree di pedemonte, due alti strutturali riportano in affioramento corpi geologici "di Catena" mesozoici. Ciò avviene al bordo di NE del Foglio in corrispondenza dell'abitato di Cassano allo Ionio, e al bordo di SE, in corrispondenza degli abitati di Tarsia e Spezzano Albanese. Anche su queste aree, però, la morfologia d'insieme non assume caratteri di catena montuosa quanto invece continua il carattere collinare del pedemonte e le quote non superano i 300 - 350 m rispettivamente presso Tarsia e Spezzano Albanese, ed i 660 m, in porzioni limitate, sui piani sabbioso-conglomeratici a monte di Cassano.

La fascia altimetrica dei 900-1000 m per le aree in questione può considerarsi come il limite di separazione tra le più antiche e mature morfologie della Catena, a monte fino ai quasi 2000 m di Cozzo del Pellegrino, e le morfologie più giovani e incise, a valle fino ai margini della Piana costiera di Sibari.

Tuttavia, non si rilevano in Catena esempi di reticoli idrografici antecedenti ma tutti i corsi di testata dei vari sottobacini presentano andamenti conseguenti al sollevamento. Gli unici elementi di "senilità" del rilievo vanno ormai riconosciuti nella presenza di campi tettono-carsici nella frequenza di forme di carsismo epigeo e, subordinatamente, nei profili arrotondati di alcuni rilievi sommitali non ancora intaccati dal ringiovanimento erosivo più recente (area montuosa compresa tra Campolongo, Cozzo del Pellegrino, Campo di Novacco e più a N, Campotenese).

I campi tettono-carsici maggiori, tutti al di sopra di quota 1000 m, sono quelli di Campolongo (1350 m) a monte di Lungro e Piano del Minatore (1350-1400 m) tra Serra della Lupara, Timpone della Magara e Schiena di Rossale nel settore NO del Foglio. Entrambe queste spianate, orientate N-S, circa 500 m in larghezza e lunghe al massimo 2 km, sono marginate da fasce di frattura allineate col sistema NO-SE, sono colmati da terre rosse e modeste conoidi di detriti di versante e, specie ai bordi, mostrano allineamenti di piccole doline. Entrambe sono prive di reticoli idrografici attivi se non quelli tipici di depressioni endoreiche prive di alimentazione idrica perenne.

Altra relativa depressione montana è quella del Piano di Tavolara, al bordo nord- occidentale del Foglio (qt. 1200 m circa). Questa depressione appare però controllata essenzialmente da motivi tettonici (probabile faglia transtensiva) i

quali accostano i carbonati triassici di Cozzo della Schioppettata con le filladi di Schiena di Rossale. Inoltre ai bordi del Piano di Tavolara numerose sorgenti di contatto per portate compressive superiori ai 100 l/sec individuano il più attivo ramo di testata del Fiume Argentino.

Molto diffuso è il carsismo epigeo espresso nella grande prevalenza da doline e subordinatamente da campi solcati sommitali di Cozzo del Pellegrino; Cozzo della Schioppettata; Serra Cuparelli). Le doline, talora allineate per decine di forme, sono in genere sviluppate lungo linee di faglia o fratture. Tale è il caso degli allineamenti NE-SO da Pizzo Cavallo a Cozzo del Trono sui versanti est di Monte La Mula; gli allineamenti (N-S e NE-SO) lungo il Piano di Rose (versante est di Cozzo del Pellegrino). Campi diffusi di doline molto mature (quasi peneplanate) e piccoli *polje* si ritrovano infine nelle aree sommitali di Cozzo del Pellegrino, Serra Paratizzi e Cozzo del Mangano.

Doline isolate o in modesti allineamenti (4-5 forme) si ritrovano, inoltre, un po' su tutti i corpi carbonatici di spessori significativi e in particolare sui versanti orientali di Serra Ceraseto a monte di S. Sosti; Contrada Casiglia, alla base est di Monte La Muletta; lungo il Piano di Lanzo, sul versante S di Cozzo del Pellegrino, Serra Cuparelli e aree sommitali di SE di Monte Caramolo.

Alquanto scarse sono le evidenze di carsismo ipogeo, sia fossile che attivo, salvo che il sistema carsico delle Grotte di S. Angelo, presso l'abitato di Cassano e lungo le valli più profondamente incise nei corpi carbonatici, come Valle Rosa, Valle Scura e Valle Garga. Lungo la prima (Valle Rosa) si ritrovano a varie quote, dai 50 ai 700 m sulla quota d'alveo, numerosi condotti o piccole grotte carsiche (specie lungo la cerniera della grande piega di Pietra dell'Angioletto) non più attivi e ricchi di concrezioni stalattitiche.

Lungo l'alveo sono altresì presenti manifestazioni di carsismo attivo specie nei 500-600 m a cavallo tra i due fogli contigui Cassano allo Jonio e Verbicaro, tra quota 250 e 500. Lungo l'incisione che scende da Acqua di Frida, al bordo S di Schiena delle Monache, una bella sorgente carsica scaturisce, in sinistra orografica, da una profonda grotta alta circa 2 metri e totalmente rivestita da una spessa crosta di calcite, circa a quota 500 m. Su Valle Garga condotti carsici non attivi si aprono sulla scarpata sinistra della profonda gola incisa in calcari e dolomie all'altezza dei ruderi di S. Maria La Nova.

A sistemi di circolazione carsica profonda vanno infine ricondotte anche molte delle sorgenti emergenti lungo i versanti sia della Mula che di Cozzo del Pellegrino. Su queste però è difficile discriminare l'effetto della tettonica e principalmente l'effetto dei contatti tra permeabile e solubile (carbonati) e impermeabile (filladi).

Contatti, questi, ovunque presenti in Catena sia tra una formazione e l'altra che nell'ambito di una stessa formazione carbonatica carsificabile, riferibile ad una sedimentazione mista (carbonatica e silicoclastica), sia pure con percentuali





Fig. 3 - Apertura di grotta carsica con inghiottitoio nei metacalcari di Monte Faghittello

degli apporti sedimentari molto variabili nelle diverse successioni. Da misure effettuate, sembra comunque sostenibile un'origine carsica per tutto il complesso sorgentizio di Tavolara (brevità di tempi di ritardo tra piogge e aumento di portata). Più legate a limiti di permeabilità indefiniti appaiono, per contro, le sorgenti maggiori sui versanti orientali della Mula: Acqua Marcia, Acqua di Frida, Acqua di Tardea, Fonte Gicilillo, nonché Acqua Marchesano e Acqua di Magnesio sui versanti meridionale ed orientale di Cozzo del Pellegrino. Lo stesso sembra potersi affermare per le sorgenti prossime al contatto carbonati-filladi sui versanti meridionale ed orientale di Monte Caramolo, nonché per le emergenze lungo la Valle di Rossale.

Nel settore di Catena al bordo meridionale del Foglio sono certamente dovuti a limite di permeabilità definito la Sorgente Follorito (gneiss sovrapposti a calcescisti) e a tamponamento (per soglia sovrainposta) le grosse emergenze di Capo d'Acqua (tra S. Sosti e S. Agata d'Esaro) emergenti lungo la faglia ad alto angolo che accosta i carbonati della Catena ai depositi argilloscistosi del pedemonte.

Sorgenti con doppio picco della portata annuale (aprile, ottobre) sono infine quelle che alimentano il piccolo acquedotto di Capomazza, 2 km a N di Policastro, per le quali vanno ammessi percorsi sotterranei molto lunghi con possibilità di travasi tra acquiferi profondi in fase di piena.

Al di sotto della fascia altimetrica dei 900-1000 m, il ciclo erosivo della Catena presenta tutti i caratteri di fase giovanile: le valli si impostano sulle linee

di massima pendenza e tendono a incassarsi profondamente, fino a dar luogo a vere e proprie forre laddove incidono i corpi carbonatici più rigidi prima di aprirsi sul pedemonte. Qui sono frequenti i tratti incassati con ripetute variazioni della linea d'alveo ad angolo retto, a seguire incroci di faglie o fratture: Torrente Ceraseto dai 900 m alla confluenza con l'Occido a Policastello; Vallone di Vallescura a quota 800 m e quota 500 m circa; Fiume Occido all'altezza di S. Donato di Ninea; torrente Grondo nel tratto dagli 800 ai 600 m; torrente Garga nel tratto tra Monte Trieste e la forra di Saracena.

Lasciati gli aspri versanti orientali della Catena, i lineamenti del paesaggio mutano bruscamente e il rilievo assume aspetto nettamente collinare con profili topografici più continui e meno incisi.

Un allineamento di abitati segue la base dei rilievi e si sviluppa anch'esso in direzione NE-SO: da Saracena, a N, a S. Sosti a S, per Lungro, Acquaformosa, S. Donato di Ninea e Policastello.

Da qui verso oriente (Piana di Sibari) sui termini mesozoici della Catena o sul complesso flyschoidale del Frido, entrambi ribassati dalla tettonica tensiva recente, ben si conserva tutto il sistema sedimentario neogenico, dai termini arenaceo-conglomeratici della trasgressione tortoniana (già presente con lembi relitti al Campiello di Serra Ceraseto, quota 950 m e Tavolara, quota 1200 m) al complesso silico-clastico plio-pleistocenico fino alle ampie vallate alluvionali attuali e recenti.

Limitati episodi di sedimentazione calcarea e calcarea-marnosa miocenica costituiscono piccoli rilievi (p.e. Cozzo Arcomanno, 4 km a E di Policastello) i quali si elevano bruscamente sulle blande colline circostanti formate da terreni sciolti, spesso argille tenere, facilmente erodibili.

I corsi d'acqua maggiori tendono ad riempire i fondovalle con corpi alluvionali stabilizzati, talora anche debolmente reincisi.

L'attività antropica tende a modificare e controllare le fisiografie fluviali, specie con impropri interventi di costrizione (argini, per lo più) e conseguente uso agricolo e non solo delle antiche aree golenali. In diversi punti le condizioni di rischio di alluvionamento di aree produttive per cause antropiche sono evidenti: l'Esaro e l'Occido all'altezza di Roggiano Gravina; il Grondo alla confluenza con l'Esaro; l'Esaro dopo la confluenza con il Follone; il Garga tra Cassano e Lauropoli.

All'interno del Foglio Cassano allo Jonio e più precisamente nel ventaglio di confluenze del Coscile-Esaro, dalla stazione di Cassano verso la Catena, l'intervento antropico di correzione dei corsi fluviali è di particolare incidenza e rischio dal momento che i due rialzi morfologici di Tarsia-Spezzano Albanese a S e Cassano a N costringono la convergenza su un unico corso (il Coscile o Sibari) e su una luce di poco superiore a 1 km, un sistema idrografico esteso N-S per oltre 40 km (da Frascineto-Morano a S. Martino di Finita) ad E-O per quasi 25 km.

Resta così evidente come le aree a occidente della congiungente Tarsia-Cassano siano una naturale zona d'accumulo di quasi tutto il trasporto solido del sistema fluviale che si origina dalla Catena, per cui in eventi meteorologici di picco gli apporti (solidi e liquidi) possono attendere a volumetrie insostenibili dagli attuali spazi concessi ai greti attivi e all'unica via di drenaggio lungo il Coscile.

In termini di trasporto solido, gli alvei del bacino idrografico del Coscile, i quali come detto esauriscono almeno l'80% delle superfici sottese nell'area del Foglio Cassano e a monte della stretta Tarsia-Cassano, vengono alimentati non soltanto dai normali processi di erosione lineare quanto anche dagli apporti in massa (frane) molto diffusi su tutte le aree del pedemonte. La scarsa consistenza meccanica dei terreni affioranti, infatti, dal flysch argilloso della formazione del Frido alle ghiaie e sabbie plio-pleistoceniche sono diffusamente coinvolti in fenomeni di collasso gravitativo, e per lo più in forme superficiali e di modesta volumetria con frequenza stagionale ma talora anche in forme estese e relativamente profonde. L'una o l'altra delle fenomenologie sono di norma controllate da più fattori e in particolare:

- proprietà meccaniche dei terreni,
- litologia,
- morfologia ed estensione dei versanti.

L'interazione tra tali fattori favorisce alcune tipologie di franamento che sovente assumono specificità formazionale, come delineato di seguito:

- *formazione del Frido*

La costituzione litologica (argille, arenarie, calcari, quarziti) e le vicissitudini tettoniche subite, imprimono a questa formazione un assetto generalmente caotico eccetto rari e piccoli nuclei relativamente protetti. Sul terreno si osserva di norma un ammasso costituito da clasti eterometrici (calcari, quarziti, arenarie), nei quali vene di calcite formano un fitto reticolo, sostenuti da una "matrice" di fondo argillosa grigia o nerastra. Per quanto l'ammasso corrispondente sia da ritenere nell'insieme impermeabile, le porzioni più superficiali e detensionate presentano un'efficace capacità di assorbimento idrico, non fosse altro che per la frammentazione degli strati più rigidi calcarei e quarziticci. Si individuano, così, due mezzi meccanicamente differenti: uno esterno, spesso mediamente sui 10 m salvo zone di maggiore tettonizzazione o d'accumulo gravitativo, ed uno più interno, o sepolto, dove il carico litostatico agente mantiene una maggiore compattezza e impedisce la penetrazione degli agenti atmosferici, specie l'acqua.

Su angoli di pendio che di poco superano i 6-7° e in condizione di adeguata alimentazione idrica, le coltri esterne della formazione del Frido tendono per gravità ad una generale mobilizzazione che di norma si esprime con fenomeni di *creep* lento diffuso sul quale si attivano stagionalmente lame di modesto spessore e piccole colate. Su pendenze topografiche che superano i 10-15° o su versanti

particolarmente incisi, le masse in *creep* evolvono spesso in frane *s.s.* delle quali si riconoscono sia le zone di corona che i corpi d'accumulo. Sono in genere delle frane molto estese e a lenta ma continua evoluzione. Di norma non si riconoscono geometrie di tipo rototraslazionale.

Nel Foglio Cassano allo Jonio, alla formazione del Frido sono da ascrivere i maggiori fenomeni franosi quali quelli cartografati nei dintorni occidentali dell'abitato di Cassano, a E di Lungro, in destra al torrente Grondo lungo la congiungente S. Sosti-Altomonte, a NO di Spezzano Albanese.

#### *Sedimenti neogenici sciolti*

Altro complesso roccioso diffusamente interessato da fenomeni gravitativi di dissesto è quello rappresentato dalle successioni mio-pleistoceniche, per lo più negli affioramenti dei terreni argillosi, argille con gessi, sabbie e arenarie tenere.

Le maggiori frane, di solito ben distinte e cartografabili, si localizzano nelle porzioni più alte del pedemonte e cioè alla base dei rilievi montani, là dove resta ancora elevata l'energia di versante e il reticolo idrografico incide profondamente i terreni a bassa resistenza. Così è per le frane attorno S. Sosti, in destra e sinistra al torrente Occido, così come sulle pendici sottese dai rami di testata del Coscile a Sibari. In quest'ultima area, costituita quasi esclusivamente da ghiaie e sabbie plio-pleistoceniche, molti dei dissesti sono da ricondurre a scalzamento per erosione fluviale diretta alle sponde di alvei molto incisi e con pendenze elevate. Sono, quest'ultime, frane a rapida evoluzione, delle quali i corpi d'accumulo sono per lo più erosi. Spesso si tratta di piccoli crolli stagionali, molto diffusi realmente ma di dimensioni non cartografabili, al più dell'ordine di qualche migliaia di m<sup>3</sup>.

Una diffusa franosità viene infine rilevata nelle argille e argille sabbiose pleistoceniche quali affiorano nelle aree di fondo valle per lo più nel settore orientale del Foglio (a N di Tarsia, a O di S. Lorenzo del Vallo, a E di Spezzano Albanese) e in via subordinata ai lati di Valle Esaro all'altezza di Malvito e tra Valle Rosa e Fiume Occido all'altezza di Mottafollone. Si tratta in genere di lame superficiali (non oltre 6-7-m in spessore) e colate lungo incisioni nascenti.

In alcune zone all'alimentazione idrica dai complessi sabbioso-conglomeratici superiori si associa, come fattore causale, anche l'erosione fluviale alla base del pendio: l'Esaro nei pressi di Mottafollone; il torrente tributario di sinistra del Rosa, tra Serra La Tagliola e Cozzo di Cucco a NE di Malvito.

#### *Complessi metamorfici*

Tra i complessi metamorfici, ai fini della stabilità dei versanti assumono significato solo quelli a componente argillosa per alterazione: scisti filladici e filladi della formazione di S. Donato; calcescisti e micascisti della Formazione di Diamante.

Nelle filladi della formazione di San Donato, due grosse frane si ritrovano sui versanti subito a monte dell'abitato di Acquaformosa, mentre altrove si rilevano piccoli dissesti non cartografabili come, p.e., alla base dei versanti meridionali di

monte del Cozzo del Pellegrino o sui versanti in destra orografica a Valle Scura a monte di S. Donato di Ninea. Questi dissesti minori sono per lo più legati a piccole sorgenti con emergenza stagionale.

Calcescisti e scisti argillosi danno luogo a fenomeni franosi piuttosto diffusi e dei quali sono stati cartografati solo i maggiori, sulle colline in sinistra orografica del Fiume Crati, nel tratto a valle del Lago di Tarsia.

Elemento morfologico caratterizzante il Foglio 543 è infine il diffuso sistema di terrazzi che interessa, per almeno quattro ordini, i sedimenti pleistocenici conglomeratici-sabbiosi, nei settori orientali della zona pedemontana. La comprensione dei processi che hanno determinato tale complesso assetto non è però possibile limitandosi al territorio compreso nel Foglio ma è necessario prendere in esame col giusto dettaglio tutte le aree che dai versanti meridionali del Pollino (Foglio 534 Castrovillari), bordano ad E la Catena Costiera fino al mare (Foglio 543 Cassano allo Jonio e 544 Terranova di Sibari) e si estendono a S per la metà settentrionale del Foglio 551 Bisignano.

A questa scala regionale è possibile ipotizzare la chiusura di un antico bacino costiero che, almeno nelle sue porzioni più orientali, formava un golfo probabilmente fino al Pleistocene superiore. Questo era chiuso a N dal sistema montuoso del Pollino, a O dalla Catena Costiera e a S dalla dorsale oggi limitante il bacino imbrifero del Fiume Follone. Non vi sono dati di nuovo rilevamento per affermare se tale "golfo" si estendesse ancora più a S fino al valico attuale di Piano Lago, come sembra probabile dalla comparazione dei sedimenti.

La valle del Crati, da Piano Lago a Tarsia, isola comunque oggi col suo maggiore approfondimento (nel Foglio Cassano a quote medie sui 60 m) il bacino del Follone (quote medie corrispondenti dai 90 ai 120 m) e porta in evidenza la dorsale spartiacque sud del bacino imbrifero del Coscile (da Cerreto a Tarsia, fino a Spezzano Albanese).

Nel dominio marino costiero plio?-pleistocenico, oggi in gran parte occupato dal bacino idrografico del Coscile, si riversano i cospicui corpi sedimentari di fan-delta alimentati dal Pollino e in subordine dalla Catena Costiera.

Il sollevamento recente dell'area inizia così a fare emergere questi corpi sedimentari di conoidi deltizie e il susseguente reticolo idrografico ne isola progressivamente le aree sommitali terrazzandole in maniera più o meno netta. In tale fase emerge l'alto strutturale di Cassano, a N, e di Tarsia Spezzano a S (Siciliano?-Emiliano?).

Gli ordini di terrazzi che si riconoscono nell'ambito del Foglio sono essenzialmente quattro dei quali il I è suggerito dalle spianate sommitali del complesso conglomeratico-sabbioso (SVR<sub>4</sub>) ormai modellate dall'erosione subaerea nelle porzioni di bordo.

Gli elementi morfologici del II ordine si collocano a quote attorno ai 650 m e formano il vasto pianoro in lieve pendenza a N che dalla Costa di Gioia (670 m) si estende a N verso la valle del Fiume Raganello (Foglio 534 Castrovillari). La

spianata in contropendenza può essere un effetto rotazionale delle faglie tensive che bordano a S il massiccio del Pollino (Foglio Castrovillari). Questo I ordine di terrazzamento è definito in letteratura da VEZZANI (1968) senza, però, descriverne le litologie corrispondenti. Nel caso in questione i sedimenti terrazzati sono i termini sabbioso-conglomeratici organizzati in sistemi di delta conoide tipo Gilbert. La fase regressiva rielabora tali sedimenti con apporti continentali costituiti da detriti ciottolosi e terre rosse. Questi depositi assumono di norma spessori d'ordine metrico i quali, nelle zone meglio conservate, raggiungono valori massimi osservati di 8-10 m.

Successive spianate, raggruppabili in ristretti intervalli altimetrici, marcano le ulteriori fasi di regressione marina e di riordino del sistema idrografico su nuovi livelli erosivi di base. La tettonica tensiva che si accompagna, sblocca, a luoghi, anche gli ordini di terrazzi già costituiti (p.e.: terrazzo in sinistra al torrente Garga).

Gli ordini che si succedono al primo, tra quelli più riconoscibili, sono individuabili nei seguenti intervalli altimetrici:

- II ordine: tra i 300 e i 400 m. Sono queste le vaste spianate che si estendono tra l'abitato di Firmo e le aree in sinistra Coscile e sono attraversate e incise dalla valle del torrente Garga. Questo terrazzo viene sbloccato da faglia tensiva ad alto angolo: N 30°. La maggiore di queste aree, inoltre, quella cioè in sinistra Garga, mostra una netta inclinazione da SE a NO, ovvero si ritrova nettamente tiltata e in contropendenza alla morfologia generale del rilievo. Anche in questo caso è da richiamare come fattore causale la tettonica tensiva tardo pleistocenica che continua il generale sistema di fagliamento bordiero della Catena Costiera (N 40° circa) e del margine S del Pollino (N 120° circa);
- III ordine: tra i 200 e i 300 m. Le spianate riconducibili a quest'evento sono quelle a S e a S-O dell'abitato di Cassano le quali inclinano tutte a S, in buona concordanza con i profili generali del rilievo attuale e gli andamenti delle valli fluviali maggiori. E' questo tuttavia un ordine mal definito in quanto gli orli sono quasi sempre demoliti e rettificati e le quote, stante una continuità del profilo topografico, si estendono verso valle fino ai 150 m circa (aree tra valle del Coscile e Cassano) o superano i 300 m fino ai 340 di Masseria Bellizzi in destra alla valle del Coscile. Anche alcuni dei terrazzi del 2° ordine si presentano di poco sbloccati da faglie tensiva ad alto angolo con direzione prevalente NE-SO (colline in destra al torrente Grondo presso l'abitato di Picara).
- IV ordine: tra i 100 e i 200 m. E' questo l'ordine più basso topograficamente e meglio conservato nei suoi margini nettamente incisi. Le spianate corrispondenti si ritrovano sul settore orientale del Foglio, lungo le colline in destra alla valle dell'Esaro a N di Spezzano, nonché lungo la collina di Costa del Diavolo in destra al torrente Tiro e in destra e in sinistra al torrente Marinella a E di Firmo.

Gli accumuli di conoide, in tutta l'area del Foglio, sono del tutto scarsi e ove esistenti abbastanza modesti. Infatti, piccoli cono di detrito si ritrovano frequentemente solo ai bordi del lago artificiale di Tarsia, attivo, come tale, dagli anni '50. Altre due piccole conoidi si ritrovano allo sbocco di Valle del Corvo, tributaria di sinistra del Fiume Occido. L'assenza di conoide, nonostante la forte alimentazione in detriti del pedemonte da parte della Catena e per in parte anche dal Pollino, è da ricondurre al fatto che i corsi fluviali, allo sbocco delle valli montane, là dove riducono sensibilmente le pendenze d'alveo, si trovano ancora costretti tra le colline del pedemonte. Per tale fattore i corsi d'acqua conservano un'elevata energia di trasporto e tendono così a distribuire gradualmente il loro trasporto lungo le fasce golenali man mano che queste si allargano verso oriente e cioè subito a ridosso della stretta del Coscile tra Spezzano e Cassano.

Comunque, per l'intero reticolo idrografico del Foglio, il livello di base più efficace ai fini del deposito dei sedimenti di piena ricade nell'adiacente Foglio topografico 544, Terranova di Sibari.

PROGETTO  
CARG



#### IV - STRATIGRAFIA

La ricostruzione stratigrafica operata mediante una meticolosa e paziente lettura sul terreno di brandelli di successioni certe, non elimina tutti i dubbi e le incertezze che sempre sono esistite sulla geologia dei terreni affioranti alla giunzione dei domini: Arco calabro a S e Appennino a N. L'elemento di maggiore peculiarità è senza dubbio l'inserimento stratigrafico del complesso della Dolomia principale Auctt. In una serie sostanzialmente metamorfica sia pure di basso grado estesa dal Trias inferiore al Miocene Inferiore. Tuttavia, si descrivono di seguito le varie unità litostratigrafiche così come affiorano sul terreno dal basso verso l'alto. In tale ricostruzione è coerente tutto l'insieme fossilifero via via rinvenuto, sia macro (Mesozoico) che micro (Cretacico-Cenozoico)

##### 1. - FORMAZIONI ANCHIMETAMORFICHE

I terreni di seguito descritti presentano fattori che rendono molto problematica l'interpretazione e la ricostruzione d'insieme delle formazioni, data la forte frammentazione dei corpi in successione e l'infittirsi delle discontinuità tettoniche che accostano porzioni anche di altezze cronostatigrafiche differenti con facies diverse.

Quanto detto porta a non poter escludere che porzioni di successione con evidenze metamorfiche non distinguibili sul terreno, possano costituire volumi

protetti dalla deformazione e/o volumi che per litologia di origine mal registrano (calcarei e specie dolomie) un metamorfismo blando. Per tale motivo si ritiene di dover considerare l'intera successione ricostruibile come a basso grado di metamorfismo con gradiente fortemente variabile a seconda delle singole vicissitudini deformative.

#### 1.1. - FORMAZIONE DI SAN DONATO DI NINEA (SDN)

La formazione di San Donato di Ninea (più semplicemente formazione di San Donato nel resto del testo), che raggiunge spessori complessivi tra i 2500 e i 3000 m, è nel suo insieme espressione di una sedimentazione mista silico-clastica e carbonatica, estesa in età dal Trias inferiore al Carnico.

La stessa viene riconosciuta sul terreno per peculiarità litologica nonché, sovente, per caratteri metamorfici (facies degli scisti verdi DIETRICH, 1976) dei litotipi costituenti: bene evidenti nei termini terrigeni (argilliti filladiche, scisti a muscovite, metareniti arcosiche), molto meno evidenti negli intervalli calcarei o dolomitici.

Altra caratteristica d'insieme della successione, a livello d'affioramenti correlabili e d'eguale litologia, è quella di forti variazioni dell'intensità metamorfica, sì che sequenze dolomitico-marnose vengono a luoghi sostituite da sequenze di scisti dolomitici a muscovite e metasiltiti a plagioclasti albitici. L'ipotesi di riesumazione tettonica di corpi sedimentari sepolti diviene quindi evidente (IETTO & BARILARO, 1993).

In termini di discriminazione dei corpi geologici affioranti, per diversità di grado metamorfico è stato adottato il seguente criterio:

- sono stati cartografati come affetti da metamorfismo tutti quei corpi nei quali la totalità, o porzioni, delle successioni corrispondenti presentano paragenesi o associazioni mineralogiche tipiche di ambienti metamorfici, riconoscibili in laboratorio (vedi schede) o direttamente sul terreno quali: marcata scistosità, *boudinage*, differenziati di quarzo, pieghe isoclinali, strutture milonitiche e quant'altro;
- la semplice ricristallizzazione di alcuni intervalli carbonatici se intercalati da metamorfiti a livello di sequenza ricostruita, non è stata assunta come segnale metamorfico quanto invece, in assenza di altri elementi, è stata limitata ad un evento deformativo possibile anche in campo diagenetico;
- non sono stati ascritti a corpi metamorfici certi tutte quelle successioni che a scala macroscopica, nell'intero sviluppo stratigrafico presentano ben conservate tracce fossili determinabili, strutture sedimentarie o comunque caratteri petrologici tipici di ambienti sedimentari.

Elemento ulteriore che caratterizza l'insieme della formazione di San Donato è comunque l'intensa tettonizzazione, la quale registra almeno 5 fasi deformative di cui:

- 2 fasi in chiaro ambiente metamorfico per alcune porzioni di serie, specie quelle stratigraficamente basali;
- 2 fasi a carattere plicativo non in ambiente metamorfico;
- 1 fase tensiva ultima espressa da due sistemi di fagliamento ad alto e basso angolo.

Le datazioni, sono del tutto scarse dal momento che la frequente ricristallizzazione oblitera talora la possibilità di determinazione delle forme, le quali sarebbero per altro ben diffuse, come si rileva dalle tracce (per erosione differenziale) sulle superfici di strato esposte. A livello basale della formazione, un marker paleontologico è stato finora ritrovato e realmente verificato (IETTO & ROMANO, 2001): si tratta di un intervallo carbonatico arealmente molto esteso, costituito da "marmi a *Diplopora*" per il quale è stata riconosciuta un'età Anisico-Ladinico (Fig.4). Una seconda datazione significativa è quella di un giacimento a piccoli megalodontidi (*Cornucardia* sp.), attribuito al Carnico e rinvenuto nelle porzioni dolomitiche terminali della successione, in zone però al di fuori di quella di rilevamento (Monte Scifarello: BROGLIO-LORIGA *et alii*, 1993). Altre datazioni, effettuate su intervalli ascritti alla stessa successione e affioranti in aree prossime,



Fig. 4 - Calcari a *Diplopora* alla base di Monte Caramolo

ricadono sempre in età compresa tra gli estremi indicati: Anisico-Carnico (BOUSQUET & DUBOIS, 1967; BOUSQUET, 1971; BONI *et alii*, 1994); oppure con inizio al Permiano superiore (GRANDJACQUET & GRANDJACQUET 1962).

Caratteristica della successione è altresì quella di contenere intrusioni magmatiche basiche (MACCIOTTA *et alii*, 1986) le quali, però, sembrano non attraversare l'intera serie sedimentaria di San Donato. Sul terreno, infatti, non sono stati ritrovati eventi magmatici nel "Membro Dolomitico Superiore (SDN<sub>2</sub>)" del quale si dirà in appresso.

Con tali premesse di ordine generale, si descrive di seguito la formazione di San Donato (o Trias metamorfico secondo QUITZOW, 1935), così come affiora nell'area del Foglio 543 (Cassano allo Ionio), nelle sue facies a differente intensità metamorfica e dal basso verso l'alto, nei differenti membri nei quali è stata suddivisa:

Nel Foglio 543 la formazione di San Donato costituisce le propaggini orientali dei rilievi di Monte La Mula, Cozzo del Pellegrino e, per intero, il sistema montuoso di Monte Caramolo.

L'intervallo stratigrafico attribuito è Ladinico-Carnico dal momento che tali piani sono entrambi presenti e determinati a diverse altezze litostratigrafiche. Il Ladinico, per la presenza di diplopore (tra cui *Diplopore nodosa* Schafhautl) rinvenute sporadicamente nei carbonati di Monte Caramolo e per precedenti datazioni di letteratura (la più recente: IANNACE *et alii*, 1995). Il Carnico per la presenza di livelli fossiliferi significativi presenti nella successione di Monte Scifarello e Timpone della Lupara (livelli a *Cornucardia* e *Megalodonti* in BROGLIO-LORIGA *et alii*, 1993).

La formazione in questione è stata suddivisa in membri; i primi due sono di seguito descritti, in quanto hanno caratteristiche di unità anchimetamorfiche, mentre gli altri tre, che sono stratigraficamente coincidenti e ne rappresentano gli equivalenti metamorfici, saranno descritti successivamente. L'insieme di questi ultimi tre membri corrisponde al Trias metamorfico di QUITZOW (1935) nonché all'Unità di San Donato in AMODIO-MORELLI *et alii* (1976). Si descrivono di seguito i primi tre membri nei quali la Formazione di San Donato è stata suddivisa, dal basso verso l'alto:

#### 1.1.1. - *Membro di Monte La Mula (SDN<sub>1</sub>)*

Il membro di Monte La Mula comprende tutto l'intervallo calcareo costituente la porzione mediana dell'intera Formazione la quale viene espressa nella sua completa estensione dalle facies di basso metamorfismo (SMV) e costituisce per intero il Monte Caramolo e i rilievi maggiori adiacenti (culminanti nel contiguo Foglio 542 Verbicaro) di Monte La Mula e Cozzo del Pellegrino.

Nelle propaggini occidentali di questi due rilievi, la successione inizia con un intervallo di arenarie medio-fini di colore marrone chiaro, fortemente ossidate cui si intercalano siltiti e argillo-siltiti grigie (litofacies Acqua di Frida SDN<sub>1a</sub>). Col risalire della successione, spesso al più sui 100 m, si alternano gradualmente calcari grigi in banchi o sottilmente stratificati fino a divenire prevalenti, con apporti silico-clastici fini ridotti a patine millimetriche o al più a livelli lenticolari e discontinui sui 15-20 cm massimo.

In questi calcari sono talora presenti, e riconoscibili per erosione sulle superfici esposte, talli algali di dasicladacee (*Diplopora* sp.) e piccoli bivalvi (Località Acqua di Frida e Cozzo del Trono). Sono queste delle facies che per litologia e tracce fossili ben si correlano con le porzioni terminali del membro più chiaramente filladico (SMV<sub>1</sub>).

Al di sopra delle alternanze descritte, segue in regolare appoggio stratigrafico una potente successione di calcari grigi ben stratificati, includenti occasionalmente intervalli fogliettati di un'alternanza di carbonati grigio nerastri e argillo-siltiti giallastre per alterazione. Lo spessore di questi intervalli raggiunge massimo i 15-20 m. Lo spessore complessivo del membro SDN<sub>1</sub> è di circa 1000 m ed affiora nella sua interezza lungo la dorsale Monte La Mula-Cozzo del Pellegrino la quale costituisce zona di limite tra i due Fogli topografici 542 (Verbicaro) a O e 543 (Cassano allo Ionio) a E.

Il contenuto fossilifero è piuttosto scarso e le forme si riconducono essenzialmente a piccoli bivalvi (1-2 cm) ascrivibili ad *Avicula* sp., *Myophoria* sp.



Fig. 5 - Piccoli megalodontidi e lamellibranchi tipo *Myophoria* nella litofacies calcarea superiore della formazione metamorfica di San Donato

(frequente *M. cf. vestita*), gasteropodi e rare piccole forme di ammoniti che non superano le dimensioni di 2-3-cm.

L'età di questa successione viene ascritta a un intervallo Ladinico-Carnico ed è comunque compresa tra l'Anisico-Ladinico dei sottostanti livelli a *Diplopora* e il Carnico dei sovrastanti banchi a *Cornucardia*.

L'apporto silico-clastico, anche se fortemente ridotto è comunque presente in tutta la successione ed è espresso da intercalazioni centimetriche fino a submetriche di arenarie sottili e siltiti avana, rossastre o gialle.

Alcuni degli strati a litologia mista, e cioè formati da una base decimetrica di calcare nerastro e da una porzione superiore di siltite gialla, sono dei veri e propri livelli conchigliari, del tutto confrontabili per litologia e tracce fossili ai noti livelli carnici affioranti nel Trias dell'Appennino calcareo e riportati come "Complesso a *Myophoria*" (Monti Picentini - Salerno - in IETTO & COCCO, 1965; GALDIERI, 1908).

Lateralmemente, verso i settori settentrionali del Foglio e cioè verso Monte Caramolo, nonostante la frammentazione degli affioramenti per cause tettoniche, è chiaramente visibile il passaggio eteropico tra i calcari e le breccie grossolane di scogliera con elementi da centimetrici a metrici.

È questa la *litofacies di Monte Caramolo* (SDN<sub>1b</sub>) nella quale la successione ladino-carnica conserva anche elementi rappresentativi di grosse biocostruzioni prevalentemente a spugne ed altri incrostanti, alghe, stromatoliti e dubbie forme arborescenti attribuibili comunque a organismi coloniali. Al Monte Caramolo, lo spessore del complesso di scogliera e facies associate raggiunge valori massimi di 300 - 350 m.

Tra le forme fossili riconosciute: alghe Dasycladaceae quali *Teutoplorella herculea* (Stoppani), *Teutoplorella nodosa* (Schafhautl); tra i foraminiferi: *Ammobaculites* sp., *Reophax* sp.. Tra le forme incrostant: spugne quali *Sphinctozoa*, *Colospongia catenulata catenulata* Ott, croste biogeniche (*Spongiostromata* Auctt.), *Tubiphytes* sp.. Tra i coralli sono presenti forme riferibili a *Holocoelia toulai* Steinmann.

Intervalli calcarei del tipo della successione di Monte La Mula, sono presenti in eteropia laterale (Serra Cuparelli, Cozzo Barretta, La Carpanosa) oltre che alla base e al tetto del complesso di scogliera di Caramolo, sia pure per spessori brevi (5-15 m) lenticolari.

Al tetto del complesso di scogliera i calcari e le siltiti intercalate evolvono progressivamente a livelli dolomitici avana chiari (Campo di Caramolo) i quali costituiscono la base del membro stratigraficamente successivo (SDN<sub>2</sub>).

In località Malivento la successione in esame presenta i caratteri di un ambiente di mare basso con episodi localizzati di emersione ed erosione delle aree coinvolte: banchi di dolomie grigie sono sormontate da sedimenti siltosi e o breccie canalizzate.

I canali erosivi non superano i 30-40cm e le breccie deposte lungo questi sfumano lateralmente a siltite gialla deposta sui solchi emersi (Figg. 6-8).



Fig. 6 - Intervallo dolomitico superiore della formazione metamorfica di San Donato in contrada Molivento. I banchi metrici di dolomie sono confinati da livelli lenticolari di breccie poligeniche con clasti bene arrotondati ma privi di caratteri sedimentari di forte elaborazione di flusso. L'intervallo è stato interpretato come esito di trasgressione al Trias superiore (Retico?)



Fig. 7 - Malivento. Stesso intervallo stratigrafico delle Fig.9; bene evidenti i tetti formati dalle intercalazioni lenticolari di breccie molto cementate che chiudono dolomie pressoché cataclastiche. In primo piano sono evidenti piccole lenti di silt giallo che via via sostituiscono le breccie



Fig. 8 - Livelli dolomitici (Retico?) della formazione di San Donato in contrada Malivento. Ben evidenti piccoli filoncelli sedimentari che si dipartono dalle superfici di strato

Data la cristallizzazione della siltite, non sono state evidenziate tracce di continentalità nel deposito. Dal tetto delle bancate dolomitiche, a conferma dei fenomeni erosivi di un'area emersa, si dipartono in verticale numerosi filoni sedimentari riempiti da calcisiltite avana chiaro, i quali traversano il banco fino a 40-50cm.

#### 1.1.2. - *Membro di Scifarello-Serra Limpida (SDN<sub>2</sub>)*

Il nome del membro deriva dai due toponimi dov'è meglio esposta la successione (Serra Limpida F. 542 e T.ne Scifarello F. 543). Il membro terminale della formazione di San Donato affiora in regolare sovrapposizione stratigrafica e in tutta la sua estensione nel settore nord-occidentale del Foglio, da Piano di Caramolo a Timpone Fornelli, e culmina stratigraficamente a T.ne Scifarello (circa 1 Km a N del limite del Foglio 543). Entro i limiti del Foglio 543, comprende, come rilievi maggiori: Timpone della Magara e Serra della Lupara.

La successione tipo si segue da Piano di Caramolo a Piano di Scifarello per poi salire in ordine stratigrafico verso la cima di T.ne Scifarello (Foglio 534 - Castrovillari), dove si ritrova uno dei pochi passaggi esposti strato-strato della formazione di San Donato ai termini basali della dolomia principale norica (DPR).

Il passaggio tra i membri distinti lungo Serra della Lupara-Piano di Caramolo è posto nelle dolomie che chiudono il complesso di scogliera di Caramolo alla



comparsa dei primi livelli conchigliari costituiti da una coquina e piccoli lamelli-branchi (megalodontidi fino a 2 cm) e rari gasteropodi indeterminabili.

Le dolomie vengono progressivamente sostituite da un'alternanza, piuttosto monotona, di strati o banchi metrici di calcari grigio scuri; dololutiti grigie ricche in piccoli megalodontidi; dolosiltiti; marne prive in fossili; siltiti e arenarie medio-fini che al valico verso Piano Scifarello raggiungono in spessore anche 9-10 m. Al limite del Foglio, alcuni dei banchi di dololutiti grigie conservano una ricca fauna di lamelli-branchi fino ai 4-5 cm nei quali la forma prevalente è *Cornucardia hornigi* (Bittner) datata al Carnico (BROGLIO-LORIGA *et alii*, 1993). Sono presenti altri bivalvi tra cui *Parallelodon* sp., *Arcavicula cf. Aspera* (Pichler) e *Myophoriopsis* sp.. Tra i foraminiferi sono presenti *Glomospirella gr. Kuthani* (Salaj) e *Aulotortus friedli* (Kristan-Tollmann).

Altro elemento che infine sembra caratterizzare questo membro ("Complesso dolomitico Superiore" Auct), almeno ai rilevamenti eseguiti, è quello dell'assenza di manifestazioni magmatiche intrusive, le quali pertanto sembrano esaurirsi nel complesso calcareo intermedio sottostante.

#### 1.1.3. - Filoni di rocce ignee basiche (δ)

Filoni di rocce ignee basiche verdi e nerastre in piccolissimi affioramenti sembrano localizzate esclusivamente nel membro SDN<sub>1</sub>, affiorano lungo i versanti meridionali di M.te Caramolo e lungo il versante orientale di Serra Ferrocinto.

Mesosopicamente le vulcaniti, fortemente alterate, mostrano una struttura porfirica dal verde scuro al bruno-ocraceo; in sezione sottile le rocce confermano tessitura porfirica, con matrice microcristallina, nei quali i fenocristalli sono rappresentati prevalentemente da minerali di olivina, totalmente alterati in serpentino ed iddingsite, plagioclasti, anch'essi alterati in minerali argillosi e sericite, pirosseni alterati in aggregati di calcite ed ossidi.

#### 1.2. - DOLOMIA PRINCIPALE (DPR)

Il corpo sedimentario già distinto in Calabria settentrionale, come equivalente della Dolomia Principale alpina (CORTESE, 1895; DI STEFANO, 1896), successivamente attribuito alle Unità Panormidi (OGNIBEN, 1969) o al Trias dell'Unità di Verbicaro (AMODIO-MORELLI *et alii*, 1976), per ritornare infine come Trias di Piat-taforma Carbonatica o Dolomia Principale (IETTO *et alii*, 1992; IETTO & BARILARO, 1993) e comunque sempre datato al Norico, è rappresentato da una successione di dolomie grigie in strati bianchi o intervalli massivi, la quale nel suo insieme raggiunge spessori anche dell'ordine dei 1500m.

Questa formazione affiora, per aree piuttosto limitate, alla base dei versanti orientali della Catena (settore nord orientale del Foglio 543), mentre sui versanti occidentali costituisce gran parte degli affioramenti a partire dal grosso sistema montuoso del Monte Montea-Sasso dei Greci-Monte La Caccia.

La Dolomia Principale poggia con evidente concordanza geometrica sulla formazione di San Donato (Fig. 9). Tuttavia, sul terreno, nonostante la netta prevalenza dei rapporti geometrici di sovrapposizione della Dolomia sui terreni sommitali della San Donato, sono alquanto scarse le esposizioni di passaggi stratigrafici continui e indisturbati tra la due successioni. Infatti, anche lì dove la lacuna stratigrafica è del tutto ridotta o pressoché assente l'appoggio delle dolomie noriche sulla formazione di San Donato al Carnico viene marcato da una cataclasite dolomitica spessa anche fino ai 50 m e oltre (Campo di Novacco e Timpone della Magara, p.e., al bordo NO del Foglio 543 Cassano e NE del Foglio 542 Verbicaro).

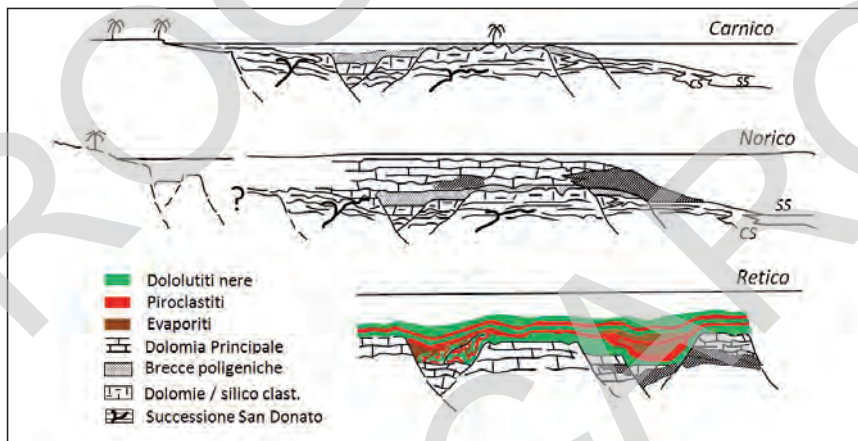


Fig. 9 - Evoluzione bacinale nell'intervallo Carnico-Retico

In tale contesto di diffusa tettonizzazione, sono state rilevate tuttavia alcune sezioni nelle quali è bene esposto il passaggio del membro  $SDN_2$  formazione di San Donato ( ) ai termini basali della Dolomia Principale (DPR) come, per esempio, al T.ne Scifarello. Analogamente, in altre sezioni, si rileva la prosecuzione, verso il basso stratigrafico, della Dolomia Principale ai livelli dolomitici con breccie poligeniche della terminazione della formazione di San Donato ( $SDN_{2b}$  - litofacies di Passo dello Scalone). Ciò avviene, p. e., nel Foglio 542 - Verbicaro alla base orientale del Monte Montea su un affioramento lungo oltre 1 Km.

Ciò porta a considerare un originario rapporto stratigrafico di normale successione continua tra formazione di San Donato e Dolomia Principale, assumendo l'at-

tuale rapporto di prevalente tettonizzazione come effetto di una differente competenza meccanica e di una differente cinematica di deformazione assunta durante la tettonogenesi sia in fase metamorfica che successiva (LETTO & BARILARO, 1993).

Ciò premesso, si descrivono di seguito le successioni maggiori della Dolomia Principale affioranti nel Foglio 543.

Nel Foglio Cassano allo Ionio successioni ascritte alla Dolomia Principale affiorano essenzialmente nel settore nord e precisamente alla base orientale del Monte Caramolo fino all'abitato di Saracena e ai margini di NO verso il Campo di Novacco nel contiguo Foglio Castrovillari. Un affioramento più limitato in corrispondenza dell'abitato di Saracena, è legato a un segmento della faglia diretta che borda ad E l'intera catena verso Valle Crati.

In questi affioramenti la Dolomia Principale presenta essenzialmente due facies, rispettivamente definite come litofacies Serapodolo (DPR<sub>a</sub>) e litofacies Monte La Caccia (DPR<sub>b</sub>).

#### 1.2.1. - Litofacies Serapodolo (DPR<sub>a</sub>)

Il nome della litofacies deriva dalla località Serapodolo, localizzata a NE dell'abitato di Buonvicino (F. 542), dev'è meglio esposta la successione. Queste facies sono riconoscibili un po' ovunque, sia pure per punti, in tutti gli affioramenti tra Monte Caramolo e Acquaformosa. Anche qui, però, la tettonite, fino a vera e propria cataclasite, è la consistenza dominante degli affioramenti.

Là dove volumi protetti consentono l'osservazione della facies sedimentaria, questa comprende le successioni dolomitiche caratterizzate da termini in *facies di slope* e di transizione *slope-bacino*. Tuttavia, non mancano casi nei quali sulle facies di *slope* si accrescono piccoli *build-up* biocostruiti.

Dall'abitato di Saracena fino al limite settentrionale del Foglio, la successione di *slope* è caratterizzata da alternanze di dolomie grigio-nerastre ben stratificate finemente saccaroidi (strati da 10 a 30 cm), dololutiti nere in straterelli, talora lastroidi o fogliettati con patine siltose giallo-rossastre, doloareniti spesso gradate con sottili e sporadiche intercalazioni di marne ed argilliti fogliettate nonché da banchi (1-1,5 m) di breccie con clasti di aspetto loferitico. Grossi volumi canalizzati tipo *debris flow* e corpi da *slumps* s'intercalano localmente nella successione.

Gli strati di dolomie grigie e dololutiti nerastre (all'esame in sezione sottile si rivelano rispettivamente da *wackestone* a *packstone* per le prime a *mudstone* per le seconde) presentano di norma laminazione interna pianoparallela, di spessore sub-centimetrico, posta in evidenza dalle variazioni di tono del colore, da grigio al nero.

Le calcareniti gradate (all'esame in sezione sottile si rivelano *packstone* e *grainstone*), presentano spesso caratteri di torbida distale, sovente dolomitizzate e di colore grigio chiaro. Agli strati gradati si associano strati e banchi, fino a 4-5 m, di fanghi dolomitici (*mudstone* prevalenti).

Nelle bancate di brecce, da sottili (clasti fino a 6-7 cm) a grossolane (clasti oltre il  $\text{dm}^3$ ), preservate dalla ricristallizzazione, i clasti risultano formati da frammenti bioclastici, quasi sempre saldati da cemento spatico. Tra le forme organiche, presenti nei bioclasti, prevalgono nettamente quelle riferibili a spugne e subordinatamente ad alghe (biolititi algali), coralli coloniali, e individuali, stromatoliti (in piccoli ammassi) e rari bivalvi, per lo più ostreidi. Sono presenti, altresì, strutture riconducibili a stromatopori e forme incrostanti d'incerta attribuzione.

Nei *debris flow* sono presenti bioclasti a stromatoliti, pisoliti vadose, coralli, briozoi e varie altre forme di facies tipo  $\text{DPR}_b$ . Il contenuto fossilifero allo stato bio-detrítico è rappresentato da: coralli, bivalvi (*Megalodon* sp., *Avicula* sp., *Gervilia* sp.), gasteropodi *Worthenia* sp.) ed alghe Dasycladacee, forme problematiche tipo *Cladogirvanella* sp.. Nelle dololutiti sono presenti rare faune a conodonti tra cui: *Epigondolella slovakensis* (Kozur).

L'insieme del complesso di *slope*, nelle sezioni controllate, dove è stratigraficamente limitato a tetto ed a letto dagli altri complessi distinti, presenta uno spessore massimo sui 500 - 600 m.

L'evoluzione litostratigrafica delle facies di *slope* (Fig.10), da termini torbiditici distali a bioclastiti e brecce a grossi elementi, porta ad individuare un complesso di scarpata in fase di progredazione (BOSELLINI, 1984; KENDALL, 1981).

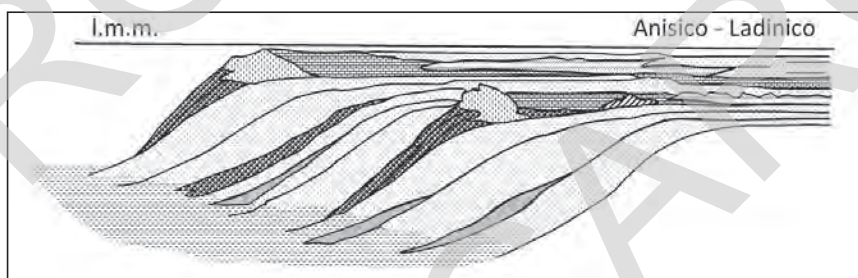


Fig. 10 - Litostratigrafia delle facies di Serrapodolo: l'evoluzione litostratigrafica, da termini torbiditici distali a bioclastiti e brecce a grossi elementi, porta ad individuare un complesso di scarpata in fase di progredazione.

#### 1.2.2. - Litofacies Monte la Caccia ( $\text{DPR}_b$ )

Anche in questo caso il nome della litofacies deriva dal M.te La Caccia (F. 542 "Verbicaro") dove si hanno i migliori affioramenti. Rientrano in questa litofacies le dolomie grigie, da massive a stratoidi in grossi banchi ed i grossi corpi biocostruiti, formati in prevalenza da organismi incrostanti e coloniali, completamente dolomitizzati, depositatisi in prevalenti condizioni subtidali e peritidali.

Al limite NO del Foglio la Dolomia Principale si presenta con cataclastiti diffuse e solo verso il Piano di Novacco (Foglio Castrovillari) inizia una normale

stratificazione in banchi metrici con facies di deposito tidale marcato da livelli subtidali a megalodontidi e intertidali stromatolitici.

La litofacies è caratterizzata prevalentemente da dolomie grigie massive, spesso con stromatoliti colonnari e planari, organizzate a luoghi in successioni cicliche decametriche nelle quali livelli lenticolari ad oncoliti algali e pisoliti vadose, nonché strutture da disseccamento tipo *tepee* e banchi loferitici, marcano dall'intertidale al supratidale. Occasionali intercalazioni di breccie grossolane ad intraclasti, talora ad elementi piatti, in matrice doloarenitica, potrebbero rappresentare riempimenti di canali di marea.

I corpi biocostruiti, sulla base delle caratteristiche geometriche e dalle microfacies, possono essere interpretati come bioermi a coralli, briozoi, serpulidi e *Tubiphytes* sp.. Nel complesso i corpi biocostruiti presentano un'elevata porosità primaria, con cavità riempite da una prima generazione di cementi fibrosi marini isopachi, seguita da successive fasi di cementazione sparitica.

Facies tidali o di *shelf* sono rappresentate prevalentemente da doloareniti e doloareniti oolitiche e a pisoidi (dove attorno ai grumi di sedimento si accrescono serie alternate di lamine micritiche scure e lamine microspatitiche chiare), fanghi dolomitici da grigio-chiari o biancastri a grigio-scuri, a tratti caratterizzati da tappeti algali e laminiti algali a peloidi, nonché laminazioni algali duomiformi (*Spongiostromata* ?). Sono in queste facies, altresì presenti: breccie, e doloruditi, colonizzati da *bindstone* a serpulidi e colonie di *Tubiphytes* sp..

Le forme fossili più diffuse sono ascrivibili a:

- megalodontidi, (*Megalodon* sp., *Conchodon* sp., *Triadomegalodon* sp., *Diceras* sp.), sia in posizione di vita che in accumuli trasportati.
- Banchi a grossi *Megalodon* (fino ai 20 cm e oltre) si ritrovano nel piccolo affioramento a N di Saracena presso Cozzo Cacarella e a N di T.ne Fornelli (Fig.11), dove però la comminuta fratturazione impedisce di definire con esattezza l'andamento litostratigrafico della successione.

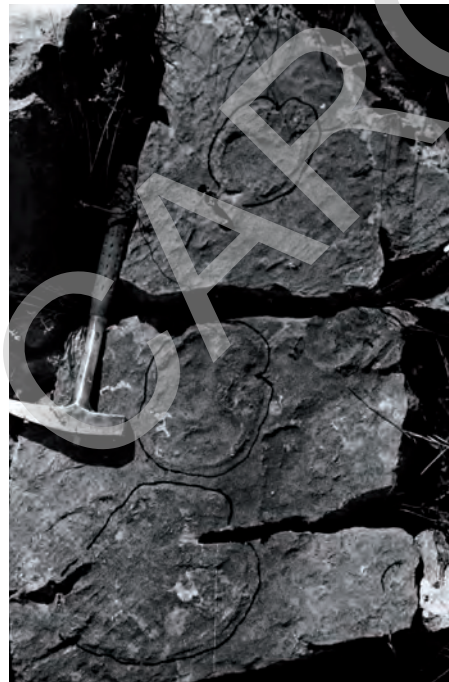


Fig. 11 - Dolomia grigia con impronte di megalodontidi. Cozzo Cacarella

- Alghe dasicladacee (*Griphoporella curvata* Gumbel e *Gyroporella* sp. *Diplopora* sp.) sono molto diffuse nell'intera successione.

In base al contenuto faunistico e floristico si ritiene di attribuire alla potente successione dolomitica (spessore massimo 900 ai 1200 m), un'età essenzialmente norica. Non è comunque da escludere un'estensione al Retico delle dolomie per il rinvenimento di livelli oolitici a *Triasina hantkeni* Majzon, in accordo con DAMIANI (1970), che presume, tra l'altro, una deposizione delle stesse dolomie anche oltre il limite del Retico.

### 1.3. - FORMAZIONE SERRA BONANGELO (SBN)

Questa formazione comprende i termini carbonatici e silico-clastici delle successioni che si estendono dal Norico?-Retico al Malm?, e che sormontano, in continuità di sedimentazione, la Dolomia Principale.

Tali successioni corrispondono quindi alle porzioni medio-alte dell'Unità Di Verbicaro *sensu* AMODIO MORELLI *et alii.* (1976), o alla "serie a selce" di GRANDJACQUET (1962), mentre SCANDONE (1972) le accorpa nell'Unità Alburno-Cervati.

Le stesse corrispondono ai termini stratigraficamente più alti dell'Appennino calcareo *Auctt.*, e nelle porzioni giurassiche sono rappresentate per lo più da successioni bacinali terrigeno-carbonatiche in facies transizionali piattaforma-bacino. A queste, infatti, AMODIO MORELLI *et alii.* (1976) attribuiscono un carattere transizionale e ipotizzano una posizione di margine interno della Piattaforma Campono-Lucana.

Nell'ambito del foglio 543 sono presenti tutti i membri della formazione, e i termini affioranti, sempre con spessori ed estensione areale ridotti, si presentano sovente molto tettonizzati.

La formazione di Serra Bonangelo affiora in limitate aree concentrate nella porzione settentrionale del Foglio. Più precisamente si ritrova in piccoli affioramenti a Serra Cuparelli-La Palmenta, a NE dei Piani di Campolongo, ad occidente dell'abitato di Lungro, in località La Petrosa, a S dell'abitato di Saracena ed infine ad O dell'abitato di Cassano allo Jonio. La cristallizzazione pseudomorfa è certamente il carattere diagnostico più evidente dell'intero intervallo distinto.

#### 1.3.1. - *Membro della Castelluccia* (SBN<sub>1</sub>)

Il nome del membro deriva dal M.te La Castelluccia (F. 542) dove si ha la migliore esposizione. Corrisponde alla formazione di Grisolia di DAMIANI (1970), si rinviene in contatto tettonico con le sottostanti formazioni, prevalentemente al di sopra dei termini in facies di *slope* (DPR<sub>a</sub>) della Formazione della Dolomia Principale.

E' costituito da una successione stratigrafica in alternanza costituita da: dololutiti di colore variabile dal nero o grigio-scuro al verdastro e rosato in strati e straterelli (10 - 40 cm), doloareniti grigie e grigio-scure spesso gradate con rari livelli di selce in piccoli noduli; marne giallo-avane e calcari marnosi grigio-verdastri, talora calcari nodulari nettamente prevalenti; evaporiti a grossi cristalli di gesso pseudomorfi a calcite, in strati (30 - 50 cm) e banchi (1 m), alternate da peliti giallo-rosso-verdastre, interpretate da DI GIROLAMO *et alii.* (2000) come vulcanoclastiti epizonali ad affinità andesitica. Nell'intervallo evaporitico-vulcanoclastico, volumi lenticolari di *slump* e breccie s'intercalano a veri livelli.

Le alternanze pelitico-calcaree, presenti alla base del membro, presentano uno spessore di 40-50 m, con stratificazione prevalentemente sottile (max 10-15 cm per strato), a tratti interrotta da grossi strati (80-120 cm) di breccie calcaree e livelli deformati da *slump*.

I termini calcarei, della porzione centrale del membro, sembrano caratterizzati da torbide distali, costituite da alternanze di calcilutiti e calcareniti sovente ricristallizzate (la grana originaria si riflette ora con le dimensioni dei componenti cristallini), nelle quali gli episodi più fini sono confinati a letto e a tetto da frazioni più grossolane.

Infine nella porzione sommitale dell'intervallo (spesso 35-40 m), si assiste ad una progressiva diminuzione degli apporti silico-clastici a vantaggio di quelli calcarei, che risultano rappresentati da calcilutiti e calcari cristallini nerasti, nonché calcari grigi in strati e banchi (70 - 150 cm) a grossi cristalli (anche di 5-7 mm), i quali divengono predominanti al finire dell'intervallo stratigrafico.

La fine dell'intervallo  $SBN_1$ , che mostra uno spessore massimo compreso tra 120-140 m, quale affiora a SO di Saracena sia in destra che in sinistra del F. Garga, è definita con la comparsa delle caratteristiche liste e letti di selce bianca nei calcari del membro superiore ( $SBN_2$ ).

Nell'intervallo  $SBN_1$  la fauna è generalmente scarsa, quasi sempre spatizzata; tuttavia sono riconoscibili rari frammenti di echinidi, ostracodi, alghe e foraminiferi (*Pionella* e *Triasina*?); solo nelle dololutiti sono presenti ricche faune a conodonti tra cui: *Misikella hernsteini* (Mostler), *Misikella posthernsteini* Kozur & Mock. La posizione litostratigrafica e le poche forme fossili rinvenute portano ad ascrivere il membro a un intervallo Norico-Retico (Retico probabile).

### 1.3.2. - Membro dei calcari con selce ( $SBN_2$ )

I termini litologici racchiusi in questo membro corrispondono in parte alla formazione dei Calcari Grigi di DAMIANI (1970), che, nella sua totalità comprende anche il successivo membro  $SBN_3$ . Nel membro inferiore ( $SBN_2$ ) è raggruppata una successione, compresa tra 130 e 160 m, costituita da alternanze di: calcari

grigi e calcareniti a grana medio-fine grigio-azzurri, sovente ricristallizzati (*grainston*, *packstone* e *wackestone*), a volte breccie (*rudstone*), raramente micritici (*mudstone*) ed oolitici.

La selce è molto diffusa sotto forma di liste, noduli ed e arnioni, talora così abbondante da costituire singoli strati dallo spessore anche di 20 - 40 cm, di colore prevalentemente biancastro, raramente grigio-scuro.

L'intervallo risulta ben stratificato, con spessori degli strati compreso tra 10 e 80 cm, sporadicamente la stratificazione è interrotta da modesti volumi di depositi di *slump*. I calcari talora passano a calcareniti gradate e laminate, con laminazione generalmente parallela, più raramente incrociata o ondulata.

Costante la presenza di interstrati (da pochi cm a circa 20 cm) marnosi e siltosi laminati e fogliettati di colore grigio e giallo. Questi tendono ad aumentare verso le porzioni apicali del membro, sia per spessori che per frequenza.

I calcari spesso risultano ricristallizzati e caratterizzati dalla presenza di diffuse stiloliti a superfici arrossate. Là dove la ricristallizzazione è meno diffusa, gli stessi mostrano tessitura da *grainstone* a *packstone* con rari ooidi o grani rivestiti.

Sebbene le alternanze descritte si susseguano senza apparente regolarità, il membro mostra percentualmente le frazioni più grossolane localizzate nelle porzioni basali e mediane, mentre si assiste ad un progressivo aumento di quelle fini, unitamente ad un maggiore apporto terrigeno (arenarie fini, siltiti e marne) verso le porzioni apicali.

Il tetto dell'intervallo è fatto coincidere con la scomparsa della selce, in concomitanza con il cambiamento litologico dovuto al membro superiore (SBN<sub>3</sub>).

La sua migliore esposizione è osservabile lungo la strada che da Lungro porta ai Piani di Campolongo in località La Petrosa; qui SBN<sub>2</sub> mostra rapporti stratigrafici con i sovrastanti membri della formazione.

Il contenuto fossilifero, di norma bio-detritico, presenta i seguenti *taxa*: foraminiferi quali *Siphovulvulina* sp., *Mesoendothyra croatica* Gusic, *Vidalina* sp., *Haurania deserta* Henson *Trocholina* sp., *textulariformi*, *Miliolidae*, *Nubecularidae*. Si rinvencono inoltre spicole di spugne, radiolari, *Glomospira* sp., frammenti di echinidi, crinoidi, brachiopodi gasteropodi e briozoi. Tra le forme algali: thauatoporelle, *Palaeodasieladus mediterraneus* Pia, solenoporacee.

Forme indeterminabili sono ascrivibili ad ammoniti del tipo *Hildoceras* sp., *Lyto-ceras* sp.. Pertanto l'intervallo cronostratigrafico attribuito a SBN<sub>2</sub> è Lias-Dogger.

### 1.3.3. - *Membro Il Cocuzzo* (SBN<sub>3</sub>)

Il nome del membro deriva dal rilievo Il Cocuzzo (F. 542 "Verbicaro") dove anche in questo caso si ha la migliore esposizione. In questo Foglio, limitati affioramenti sono osservabili presso Serra Cuparelli-La Palmenta, dove poggia tetto-



nicamente sulla Dolomia Principale, ed in località La Petrosa dov'è in continuità stratigrafica con il membro sottostante SBN<sub>2</sub>.

Qui alle alternanze a stratificazione prevalentemente sottile dei calcari grigio-scuri con selce, si sostituiscono verso l'alto calcari grigi a stratificazione mal distinguibile che, alla mancanza della selce, associa un cromatismo nettamente più chiaro che nei calcari sottostanti; rare o del tutto assenti risultano le intercalazioni silico-clastiche.

Il membro Il Cocuzzo, che corrisponde alla porzione alta della formazione dei Calcari Grigi di DAMIANI (1970), è difatti costituito prevalentemente da calcari grigio-biancastri a frattura scheggiata, mal stratificati o in banchi metrici totalmente ricristallizzati, con fenocristalli subcentimetrici, alternati a calcari detritici o pseudoolitici, raramente olitici.

In tale membro non sono state riscontrate forme fossili significative. I campioni analizzati sono risultati generalmente sterili. Solo sulle superfici esposte sono state ritrovate forme confrontabili con ellipsactinie. Secondo DAMIANI (1970) nell'intervallo in questione non sono stati riscontrati fossili più recenti del Dogger superiore, pertanto si attribuisce al membro SBN<sub>3</sub> un dubbio intervallo cronostatigrafico Dogger-Malm?.

#### 1.4. - FORMAZIONE DI ALBEROSA (**FLB**)

##### 1.4.1. - *Membro delle breccie poligeniche (FLB<sub>1</sub>)*

Il membro corrisponde all'omonima formazione di DAMIANI (1970). Si tratta di breccie poligeniche prevalentemente a cemento spatico, talora con matrice micritica grigio-verdastra.

La formazione mostra un modesto sviluppo verticale, mostrando spessori variabili e compresi tra i 40 ed i 60 m metri, ma assume, a causa della sua giacitura in grosse bancate, una notevole importanza morfologica, permettendo lo sviluppo delle pareti subverticali nei versanti calcarei.

I clasti di natura quasi esclusivamente calcarea bordi sia spigolosi che arrotondati. Le breccie sono organizzate, nelle porzioni basali, in grosse bancate metriche (2 - 4 m) per spessori mai superiori ai 10 m. I clasti hanno, di frequente, dimensioni massime sull'ordine del decimetro di diametro, immersi in matrice micritica grigio-verdastra a luoghi più grossolana o sparitica.

Tra i clasti sono presenti elementi calcarei di colore giallo-ocra, non riscontrati nei termini litostratigrafici sottostanti finora descritti. La caratteristica peculiare è dovuta alla presenza di grossi clasti di selce (anche di 30 - 50 cm), quasi sempre presenti in frammenti a spigoli vivi, messi in risalto sulle superfici d'ero-

sione, là dove conferiscono un particolare aspetto ruvido alle superfici esposte delle bancate.

Alle porzioni basali, ovunque, seguono 20-40 m di breccie mal stratificate prevalentemente a cemento spatico e calcari finemente detritici ricristallizzati. In questa porzione mediana le breccie sono costituite prevalentemente da un cemento grossolanamente macrocristallino, con aspetto del tutto simile a quello dei calcari a grossi cristalli del membro il Cocuzzo (SBN<sub>3</sub>), dai quali si differenziano, per la presenza di rari e piccoli clasti sia calcarei che di selce.

Il membro in parola poggia sempre in paraconcordanza, sul sottostante membro SBN<sub>3</sub> o, tettonicamente (in destra al F. Garga), direttamente sia sul membro basale della formazione che sulla Dolomia Principale.

Secondo DAMIANI (1970) tra le breccie poligeniche ed i sottostanti “Calcari Grigi” (*sensu* Damiani, 1970) esisterebbe un forte *hiatus* stratigrafico, comprendente una parte del Malm ed il Cretacico inferiore e medio.

Considerato che nella matrice delle breccie poligeniche sono state rinvenute: *Orbitoides* sp., *Siderolites calcitrapoides* Lamarck, *Siderolites* sp., *Solenomeris* sp., *Lepidorbitoides* sp., *Nummulites* sp., *Discocyclina* sp., *Miscellanea* sp., *Rotalia* sp.; *Miliolidae* e *Globigerinidae*, si è pertanto in accordo con DAMIANI (1970) nell’attribuire al membro un intervallo cronostatigrafico compreso tra il Cretacico superiore-Paleocene, e nel confermare una probabile lacuna Malm-Cretacico inferiore e medio fra la Formazione di Serra Bonangelo e quella di Alberosa

#### 1.4.2. - *Membro di Serra Costantino (FLB<sub>3</sub>)*

Anche in questo caso il nome del membro deriva dall’omonimo rilievo presente nel F. 542 “Verbicaro” dove si ha la migliore esposizione. Corrisponde alle porzioni medio-alte della formazione di Alberosa di DAMIANI (1970), o alle porzioni medio-alte della formazione di Colle Trodo di VALLARIO & DE MEDICI (1967) o all’omonima formazione di SELLI (1957).

A differenza di quanto rilevato per l’attiguo F. 542 (Verbicaro) tale membro mostra, nei pochi e limitati affioramenti (in destra del F. Garga, a S della località Fonte Spaccazza e a NO di Cassano), esclusivamente rapporti di sovrapposizione tettonica con le formazioni sottostanti.

Il membro è costituito prevalentemente da brecciole calcaree, calcareniti a foraminiferi rimaneggiati e calcari cristallini dal grigio al nerastro che si alternano, con modalità diverse, a marne viola e siliti dal giallo-verdognolo al color tabacco.

Nelle porzioni basali di SBN<sub>6</sub> i calcari detritici, in strati compresi tra 40 e 80 cm, sono spesso cristallini con diffuse venature di calcite spatica e stiloliti arrossate.

Nel complesso il termine SBN<sub>6</sub> presenta uno spessore massimo di 40 - 50 m, e risulta ovunque troncato tettonicamente, dalla epimetamorfica Formazione del Frido (OFLa - litofacies di Lungro).

Tra le associazioni fossili riconosciute sono state individuate: *Globigerinoides* sp., *Nummulites* sp., *Discocyclina* sp., *Alveolina* sp., *Lepidocyclina* sp., *Miogypsina* sp. e *Operculina* sp.. che permettono di collocare tale porzione all'Oligocene-Miocene inferiore.

## 2. - UNITÀ METAMORFICHE

### 2.1. - FORMAZIONE DI SAN DONATO DI NINEA (SDN)

#### 2.1.1. - *Membro di Valle Scura* (SDN<sub>3</sub>)

Come ampiamente noto e accettato, la base lito-stratigrafica affiorante della porzione metamorfica della formazione di San Donato di Ninea è rappresentata da un potente spessore di sedimenti silico-clastici, intensamente deformati. Nelle aree del Foglio "Cassano allo Ionio", gli affioramenti meglio esposti e precisamente sui versanti E di Monte La Mula (itinerario di Valle Scura) e di Cozzo del Pellegrino (itinerario di Valle del Torrente Grondo).

La litologia prevalente è rappresentata da filladi e scisti filladici (scisti a muscovite: cloritoscisti; scisti sericitici) con abbondanti differenziati da quarzo bianco, alternati da metasiltiti e metareniti arcosiche. Le metareniti e le metasiltiti si presentano spesso gradate a formare sequenze di torbida base-troncate, con spessori da 0,5 a 4-5 m.

All'analisi mesoscopica il litotipo prevalente mostra una spiccata foliazione, colore grigio-plumbeo e assenza di lenti di quarzo, in sezione sottile si evince una marcata scistosità e una tessitura grano-lepidoblastica. Il grado metamorfico è quello degli scisti verdi caratterizzato da una paragenesi a Chl+WM+Qtz+Ab.

L'intero piegamento e la completa trasposizione su superfici di clivaggio di piano assiale delle più vecchie fasi deformative non consentono valutazioni certe degli spessori sedimentari d'origine.

A una valutazione puramente geometrica, gli affioramenti presentano spessori dell'ordine degli 800/1000 m e oltre: da San Donato di Ninea (qt. 400 m) lungo Serra Ceraseto, ad Acqua Marchesano (qt. 1500 m s.l.m.). Una diversa valutazione, sommando esclusivamente gli intervalli meno deformati e con litologie più o meno differenziabili, lungo lo stesso itinerario (colore granulometria, gradazione e quant'altro di differenziabile) porterebbe comunque ad una stima cau-

relativa minima degli spessori non inferiore ai 4-600 m. Nelle porzioni sommitali dell'intervallo, almeno lungo tutti i versanti E dell'allineamento N-S Cozzo del Pellegrino-La Mula, ai termini silico-clastici risultano intercalati orizzonti straterellati o stratificati di calcisiltiti gialle, talora verdi o policrome (versante est Monte Pellegrino-La Mula) (Fig.12).



Fig. 12 - Alternanze tra dolomiti nerastre (cataclastiche) e filladi argillo-siltose e talora marne. Livelli superiori della formazione metamorfica di San Donato. Località La Carpanosa

Nello sviluppo della successione è possibile riconoscere una prevalenza iniziale dei termini pelitici, progressivamente sostituiti in frequenza, da grossi intervalli arenitici spesso normalmente gradati. Polarità delle torbide ed evoluzione verticale del rapporto areniti-peliti sembrano suggerire una organizzazione *coarsening-thickening upward* dell'intero corpo sedimentario. L'ipotesi è quella di porzioni frontali di un corpo delizioso fortemente alimentato e progradante (in RONA, 1973; HAY *et alii*, 1981, 1982, 1988). Questa interpretazione, peraltro, è in accordo con il quadro geodinamico e paleogeografico della media Pangea al Trias inferiore (DEWEY *et alii*, 1973; VAI & ELTER, 1974; RAU & TONGIORGI, 1980), ovvero di un'area continentale in subsidenza con assottigliamento crostale e ingressione marina, fortemente alimentata, in detriti, dai margini in sollevamento (HAY, 1981).

Ancora sui versanti orientali dei monti La Mula e Cozzo del Pellegrino, là dove affiorano tutte le porzioni mediane e basali della grande serie stratigrafica di San Donato, sul corpo terrigeno basale si imposta una sedimentazione carbona-

tica di margine di *shelf*: dapprima con episodi discontinui e lenticolari e quindi, progressivamente, con facies calcaree nettamente prevalenti o esclusive. I primi episodi in ordine stratigrafico sono rappresentati da grossi livelli lenticolari di Cozzo del Lepre, Piano Pulledro e Piani di Lanzo.

Si tratta di ammassi carbonatici discontinui lateralmente, con dimensioni di circa 150 m in spessore e oltre 2 Km di lunghezza essenzialmente costituiti da piccoli volumi di marmi bianchi massicci (150m per 35-40m di spessore) passanti lateralmente e verticalmente a calcari neri e marmi grigi ben stratificati, ricchissimi di talli di Dasycladacee. Le forme prevalenti sono attribuibili a *Diplopora annulata* Schafhäütl e *D. annulatissima* Pia, datanti all'Anisico-Ladinico (IETTO & ROMANO, 2000). Sono presenti inoltre *Anisoporella* sp.,, *Kantia monrgalensis*, *Gyroporella* cf. *maxima*. Alcuni livelli decimetrici intercalati, probabilmente per accumuli di tempesta, sono delle vere e proprie "Coquina" a piccoli gasteropodi (massimi 1-1,5cm) e piccoli bivalvi a guscio sottile (da 0,4-0,5 a 1cm) talora costati. Presenti anche forme fossili non classificate a guscio relativamente spesso e sezione conica (0,4 per 2cm massimo), interamente cave e con ornamentazione esterna a spirale continua.

Altri corpi carbonatici di dimensioni minori sono tettonicamente inseriti nel corpo delle filladi e quasi tutti si presentano ricchi di livelli algali (Acqua di Magnesio, Valle Scura, Mezza Fiumina).

Affioramenti spettacolari di carbonati a *Diplopora* si ritrovano in oltre su tutto l'allineamento della piccola dorsale di Cava dell'Oro e Chianette della Tona, a monte dell'abitato di San Donato di Ninea. Qui i marmi a *Diplopora* sormontano limitati ammassi di breccie poligeniche (carbonatiche e silico-clastiche) e grossi volumi piramidali di marmi bianchi massivi (150-200 m di spessore su oltre 1 Km di larghezza), interpretati come corpi bio-costruiti tipo *fringing-reefs* (IETTO & ROMANO, 2000). La dorsale di Cava dell'Oro è però portata in affioramento da fenomeni di tettonica compressiva, per cui mal si conservano gli originari rapporti con il complesso silico-clastico basale.

Dei tre affioramenti principali che rispettano la polarità stratigrafica d'insieme (Cozzo del Lepre; Piano Pulledro e Piano di Lanzo), uno (Cozzo del Lepre a monte di Acquaformosa) passa stratigraficamente a calcari grigi ricristallizzati, mentre gli altri due (Piano Pulledro e Piano di Lanzo) vengono ancora sormontati da sedimenti silico-clastici per spessori dai 100 ai 150 m, prima che inizi la spessa successione di calcari di Monte La Muletta.

Dai dati di terreno riportati, l'intervallo in discussione, caratterizzato da livelli a Dasycladacee, dai corpi massivi a marmi saccaroidi bianchi, e altre facies carbonatiche minori, pur con una sedimentazione silico-clastica ancora ben attiva, si configura come una tipica sedimentazione mista al margine di uno *shelf*, controllata da apporti silico-clastici dal continente e corpi carbonatici biogenici tipo *mounds* e *fringing reefs* (SANTISTEBAN & TABERNIER, 1988; PILKEY *et alii*, 1988; FLOOD & ORME, 1988).

Le variazioni laterali e verticali di facies possono essere a loro volta controllate da fattori diversi, quali per esempio: le oscillazioni del livello medio mare (HAQ *et alii*, 1987; HARDIE, 1986; TUCKER & WRIGHT, 1990); il tasso di subsidenza e di sedimentazione; l'evoluzione morfologica dell'area continentale (HAY *et alii*, 1988) quale sorgente degli apporti silico-clastici.

Elemento caratterizzante ulteriore è il quadro di generale sistema deposizionale progradante, quale si evince: dalle praterie algali (piana tidale e retroscogliera - WILSON, 1975) che sormontano i maggiori corpi biocostruiti (*fringing reef* di Cava dell'Oro); dalla presenza di facies anossiche (dolomie nere a Chianette della Tona) che evolvono superiormente a calcari chiari ben ossigenati o marmi grigi a *Diplopora*; dalle praterie algali che si impostano su brecce di periscogliera (Cozzo del Lepre; Cava dell'Oro).

Lo spessore complessivo dell'intervallo che raccorda il complesso silico-clastico basale e il sovrastante intervallo con inclusi carbonati biocostruiti, lungo il versante di Piano Pulledro e Cava dell'Oro, sembra non inferiore ai 400 m.

#### 2.1.2. - *Membro di Policastrello (SDN<sub>4</sub>)*

Al di sopra dei livelli a *Diplopora* nella zona di *shelf* o di ex margine biocostruito, si imposta una potente sedimentazione carbonatica, ben stratificata, a netta prevalenza di metacalcari grigi o nerastri spesso con liste e arnioni di selce. Livelli con calcari chiari o rosati, e piccoli ammassi non stratificati di colore bianco (*patch reefs*) sono occasionalmente intercalati. I metacalcari, normalmente ben stratificati dai 30 ai 70-80 cm, in alcune sezioni (Contrada Cesareto e Acqua di Frida) includono pacchi di calcari lastroidi con strati dai 5 ai 15-20 cm o addirittura fogliettati per spessori complessivi dai 5-10 ai 30-40 m massimo (Fig.13).

In tutta la successione, l'apporto terrigeno è sempre attivo e si presenta con intercalazioni da millimetriche a peliti gialle fino a spessori massimi da 1 a 5-6 m di siltiti e subareniti, privi di gradazione, laminazione e quant'altro di strutture deposizionali da flusso. Frequenti invece tracce di bioturbazioni rilevabili in genere all'interfaccia calcare-peliti.

I fossili sono di solito abbondanti, distribuiti nel sedimento o accumulati in livelli sottili (5-10 cm) lenticolari tipo accumuli di tempesta.

Le forme si riconoscono esclusivamente per erosione sulle superfici esposte e di norma appartengono a piccoli e piccolissimi esemplari (dai 2-3 mm a 1cm) indeterminabili di: gasteropodi, bivalvi a guscio liscio e sottile, lamellibranchi, bivalvi costati.

Frequente è anche la presenza di livelli lenticolari di lutiti nerastre, ricchi in cementi raggati, in "cespi" alti fino a 5-6 cm, posti in evidenza dalla erosione subaerea.



Fig. 13 - Livelli lastroidi di calcari neri alternati da banchi metrici nella porzione medio-superiore della formazione metamorfica di San Donato. Località Policastrello

L'intera successione è frequentemente intrusa da metabasiti di colore verde (MACCIOTTA *et alii*, 1986) ascritte al Trias superiore anch'esse.

La deformazione tettonica e metamorfica è intensa e diffusa, sì che i calcari si presentano costantemente ricristallizzati con obliterazione interna, al microscopio ottico, di ogni elemento d'analisi sia paleontologico che sedimentologico.

Gli spessori della successione del membro di Policastrello sugli affioramenti più estesi e meglio esposti raggiungono valori stratimetrici di oltre 1000 m. In particolare sul versante orientale del Monte Muletta, che può considerarsi l'affioramento tipo, al di sopra di un livello spesso circa 20 m di calcari intensamente piegati o contorti e appartenenti alle litologie descritte (fascia di taglio intraformazionale parallela al *bedding* d'insieme), seguono circa 1000 m di successione calcarea terrigena perfettamente ordinata, prima che la stessa passi stratigraficamente, in affioramenti adiacenti, ad un membro formazionale differente.

Il complesso calcareo intermedio costituisce l'intero rilievo de La Muletta e gran parte dei versanti in sinistra orografica di Valle Rosa; oltre ad altri affioramenti minori. Questo complesso litologico, che la deformazione tettono-metamorfica rende inconfondibile è certamente il più rappresentativo dell'intera formazione di San Donato.

Il rapporto percentuale calcari-terrigeno, nell'analisi delle diverse sezioni di affioramento più significative, è alquanto variabile: dal 5 al 15-20% in totale.

Inoltre, i maggiori livelli silico-clastici intercalati mostrano una marcata lenticolarità, e spesso è possibile osservare la loro transizione laterale a pacchi di calcari fogliettati alternati da patine millimetriche di pelite (Cozzo dello Scannato; Piani di Marco).

Il quadro interpretativo che meglio si adatta alla successione descritta è quello di un vasto e articolato sistema tidale a sedimentazione carbonatica prevalente, il quale s'impone su un precedente *shelf* terrigeno e prograda progressivamente all'avanzamento dei margini.

Calcari lutitici neri omogenei per spessori significativi (anche 30-40 m), bioturbazioni, presenza di selci, diffusione di cementi raggiati in calcilutiti nere, grande abbondanza di materia organica espressa dal colore nero o grigio scuro dei litotipi, sono tutti elementi significativi di una sedimentazione tranquilla di aree protette con scarsa ossigenazione (HARDYE, 1977; GEBELEIN *et alii*, 1975; SHIN, 1969), quali potrebbero essere aree lagunari e "pools", sulle quali l'apporto silico-clastico è limitato alle frazioni più fini, in genere diffuso dagli eventi di tempesta.

Al contempo, l'abbondanza di intercalazioni terrigene, anche grossolane (areniti), in alcune sezioni e la discontinuità tra le stesse, indicano una attiva alimentazione detritica da aree continentali, la quale, per quanto controllata in grande dal mutare dei rapporti terra-mare (VAIL, 1987; POSAMENTIER *et alii*, 1988), attesta tuttavia la presenza di un efficace sistema di drenaggio riconducibile sia alla dinamica marina che a vie preferenziali di accumulo e transito ben definite (canali tidali e *canyons* marginali - VAN WAGONER *et alii*, 1990). Modello interpretativo, quello schematizzato, ampiamente descritto e verificato da studi recenti sia su contesti attualistici (D'ALUISIO-GUERRIERE & DAVIS, 1988; BELPERIO & SEARLE, 1988; MAXWELL & SWINCHATT, 1970) che antichi (GARCIA-MONDEYAR & FERNANDEZ-MENDIOLA, 1993; READ, 1985; MUTTI, 1985; KENDALL & SCLAGER, 1981; WATTS & BLOME, 1990).

### 2.1.3. - *Membro di Valle Rosa (SDN<sub>5</sub>)*

In sinistra orografica al fiume Rosa, tra i rilievi di Cozzo della Civarra, Castello della Rocca, Cozzo Scomunicato e l'abitato di S. Sosti, con normale appoggio stratigrafico, talora in alternanza su intervalli dell'ordine dei 50 m, il complesso calcareo-silico-clastico intermedio passa ad una successione essenzialmente calcareo-dolomitico-marnosa con affioramento di spessore massimo sui 600 m.

Nella sua porzione terminale (Monte Scifarello, circa 1 Km a N dell'area del Foglio), in un intervallo stratigraficamente equivalente e in facies non metamorfica, sono stati rinvenuti livelli fossiliferi a *Cornucardia* sp. ascritti al Carnico (BROGLIO-LORIGA *et alii*, 1993).



Sono caratteri distintivi i seguenti:

- dolomie grigie saccaroidi, talora biancastre, in strati e banchi costituenti la frazione sempre prevalente del corpo sedimentario, con valori dal 60 all'80% a seconda delle sezioni d'analisi;
- intercalazioni di metareniti e marne siltose, calcari cristallini marmorei, argilliti ed argilliti marnose fogliettate di colore variabile dal giallo al marrone-bruno. Di norma in strati singoli dai 40 ai 100 cm circa. Solo nella porzione alta della successione e in diversi affioramenti contigui, si ritrova un grosso intervallo di metareniti e metapeliti filladiche variabile dai 50 ai 150 m e oltre (zona di M<sup>te</sup> Spina Santa);
- intercalazioni lenticolari, talora canalizzate e gradate, di breccie a elementi carbonatici e silico-clastici di diverse dimensioni: da millimetriche a 10-15 cm. La matrice, a luoghi prevalente, è per lo più silico-clastica medio-fine con frazione variabile di dolomite;
- ammassi canalizzati di breccie a grossi elementi (fino a 50-60 cm) matrice-sostenute, tipo *debris flow*.

Pur con una costante prevalenza dei termini dolomitici, la frequenza percentuale degli altri litotipi descritti è molto variabile tra le diverse sezioni. Negli affioramenti più settentrionali (Schiava delle Monache) prevalgono gli apporti silico-clastici sottili (siltiti, areniti ed essenzialmente marne). Verso S e oriente e cioè dalla media valle del fiume Rose verso passo dello Scalone, divengono prevalenti i livelli di breccie poligeniche, quasi sempre canalizzate.

Nello stesso settore sud e sud-orientale, il membro di Valle Rosa annovera, nella sua porzione terminale, la presenza del grosso intervallo di meta-sedimenti silico-clastici (metareniti e metapeliti filladiche prevalenti), a luoghi (sinistra Valle Rosa) con livelli metrici gradati e canalizzati.

Tenendo conto che la tettonica compressiva polifasica post-triassica ha quantomeno mutato gli originali quadri paleogeografici rispetto agli affioramenti attuali, per la successione in esame si individuano comunque domini deposizionali, fortemente eteropici: da una prevalenza di carbonati a una prevalenza di metaterrieno.

#### 2.1.4. - *Metabasiti (p)*

All'interno del membro di Policastello (SDN<sub>4</sub>) sono presenti intrusioni di metabasiti di colore verde a struttura porfirica, ascritte al Trias superiore da MACCIOTTA *et alii*, (1986).

Le intrusioni di maggiori estensioni sono presenti al margine orientale del Foglio 543 e precisamente a N ed a S di Cozzo del Trono e lungo il versante orientale di Serra Paratizzi (che ricade nel Foglio 542) ed inoltre a S-O dei Piani

di Lanzo, nei pressi di San Donato di Ninea, dove intrudono i *mounds a Diplopora* (SDN<sub>3a</sub>).

A scala mesoscopica la roccia si presenta debolmente foliata, con patine di alterazione. In sezione sottile il campione mostra una debole scistosità e relitti di strutture doleritiche. Il grado metamorfico è basso, in facies degli scisti verdi, con paragenesi: cct+chl+epidoto+albite+quarzo e con sovrainpronta in *transitional facies* (Cal+Chl).

## 2.2. - FORMAZIONE DEL FRIDO (FRI)

La formazione è parte del “Complesso liguride” secondo OGNIBEN (1969), corrisponde alla formazione del Frido di VEZZANI (1968), si identifica con il flysch argilloso-filladico di IPPOLITO & LUCINI (1957) o al “Flysch del Cilento” IETTO *et alii.* (1965) nonché all’Unità del Frido di AMODIO MORELLI *et alii.* (1976).

E’ costituita da successioni epimetamorfiche, a luoghi inglobanti piccoli ammassi ofiolitici, d’età controversa: Cretacico inferiore (Neocomiano-Aptiano) VEZZANI (1968), Cretacico superiore? AMODIO MORELLI *et alii* (1976), supragiuras-sico-oligocenica (BONARDI *et alii* 1988, CRITELLI & MONACO, 1993)

Per quanto concerne l’inquadramento paleogeografico e la posizione che la formazione del Frido, il Complesso Liguride ed il flysch del Cilento hanno avuto nella costruzione dell’Appennino, la letteratura precedente si limita sostanzialmente ad attribuire una non meglio definita “provenienza interna”. Questa “provenienza” si traduce in sedimentazione di fossa di eugeosinclinale per OGNIBEN (anno) ed in tale considerazione le ofioliti accorpate alla formazione del Frido nel settore calabro-lucano sono in giacitura effusiva normale (OGNIBEN, 1969, 1973).

Per AMODIO MORELLI *et alii* (1976) et AA. successivi, invece, per i quali la Catena appenninica è costruita da unità legate a due tetto-genesi, rispettivamente con vergenza opposta delle falde, la formazione del Frido si collocherebbe in aree esterne per la tetto-genesi cretacico-paleogenica alpina e in posizione interna per la tetto-genesi appenninica neogenica; le ofioliti sarebbero masse obdotte. In tutte queste ricostruzioni, però, il flysch del Cilento in particolare, sia come stratigrafia che tettonica ed area di provenienza resta un argomento ancora del tutto aperto.

Caratteristica regionale della formazione del Frido è infine quella di inglobare tettonicamente volumi di crosta oceanica (le ofioliti), obdotti nei complessi sedimentari durante la chiusura della Tetide e cioè nella tetto-genesi alpidica. Queste rocce, note in letteratura come “rocce verdi”, in genere metamorfosate in serpentiniti, in questo Foglio non sono state ritrovate in affioramenti cartografabili ma solo in blocchi metrici di metaialoclastiti e serpentinoscisti verde scuro o nerastri, inglobati nelle argilliti.

Per quanto riguarda la ricostruzione cronologica delle deformazioni e delle blastesi della formazione, in recenti lavori CIRRINCIONE & MONACO (1996) riconoscono tre eventi: il primo, d'età Cretacico superiore-Oligocene inferiore, è legato a processi di accrezione; il secondo, d'età supraoligocenica, è stato correlato a processi di subduzione caratterizzato da condizioni di AP/BT; l'ultimo evento è legato a meccanismi di risalita fasi, legati a processi di *duplexing* in ambiente collisionale durante l'Oligocene superiore.

#### 2.2.1. - *Litofacies di Vallone Arena (FRI<sub>b</sub>)*

Nell'ambito del Foglio, solo in località Vallone Arena, a N-E di Saracena (al confine settentrionale del Foglio), è presente un limitato affioramento costituito da alternanze di argilliti fogliettate nerastre, calcilutiti grigie e nere talora con selce scura, calcari marnosi (tipo pietra paesina), calcareniti gradate, a luoghi con selce, intercalate da sottili letti di argilliti scure. La posizione geometrica di tale corpo sedimentario (caoticamente inglobato in OLFa), ha permesso di accorpere tali litologie alla formazione del Frido.

#### 2.2.2. - *Litofacies di Lungro (FRI<sub>a</sub>)*

Nel Foglio i termini riferibili alla formazione del Frido corrispondono sostanzialmente al membro argilloscistoso dell'omonima formazione *sensu* VEZZANI (1968 a, b), al flysch del Lao di DAMIANI (1970) e a parte dell'Unità del Frido di AMODIO MORELLI *et. alii* (1976).

Si tratta, in affioramento, di corpi geologici a prevalente componente argillitica alternati a quarzoareniti verdine nei quali il metamorfismo è molto basso al limite con la diagenesi. Il grado di tettonizzazione è di norma intenso, sicché la diffusa argillificazione delle argilliti e il conseguente trasporto gravitativo lungo i versanti, ne impediscono l'osservazione della originaria stratigrafia.

Litologicamente prevalgono le argilliti fogliettate di colore variabile dal verde scuro al bruno e scisti argillitici dal grigio al nero, a frattura scheggiata, con superfici lucide, che talora assumono l'aspetto di filladi. Le intercalazioni di quarzoareniti sono così frequenti da dare un aspetto flyschoidale alla formazione; tali litotipi si presentano in strati e straterelli di colore variabile dal verde al rosso-bruno, generalmente a grana fine e diffusamente venati da quarzo bianco.

Diffusi ed estesi affioramenti della litofacies OLFa si ritrovano al pedemonte della catena in una larga fascia di terreno orientata all'incirca NE-SO e compresa tra Serra Sorbia, ad E di Policastello, e Vallone Arena, a N-E di Saracena. Altri affioramenti sono rilevabili ad O di Cassano allo Ionio ed a N di San Lorenzo del Vallo, in destra del F. Esaro.

Nell'area del Foglio sono state ritrovate in affioramenti non cartografabili, "rocce verdi", in genere metamorfosate in serpentiniti, sotto forma di blocchi metrici di metaialoclastiti e serpentinoscisti verde scuro o nerastri, inglobati nelle argilliti (Serra Sorbia, in destra T. Grondo; Vallone Farneto, a S di Acquaformosa).

Sporadiche le intercalazioni di marne verdastre e calcari cristallini grigio-scuri nei quali si rinvengono: *Helvetoglobotruncana* sp., *Praeglobotruncana* sp., *Hedbergella plani spira* (Tappan), *H. simplex* Morrow, *Globigerinelloides* sp., *Rotalipora* sp., che permettono di collocare la formazione al Cretacico Superiore.

### 2.3. - FORMAZIONE DI DIAMANTE (OFD)

La Formazione di Diamante corrisponde all'Unità di Diamante-Terranova, istituita da AMODIO MORELLI *et alii* (1976). Per alcuni suoi termini è stata già studiata da HOFFMAN (1969) quindi da DUBOIS (1970); DE ROEVER (1972); DIETRICH & SCANDONE (1972); DE ROEVER *et alii*. (1974).

Essa è costituita da due membri, in successione stratigrafica ed entrambi affetti da intenso metamorfismo polifasico (facies degli "scisti blu", quindi retrocesso a facies degli "scisti verdi" - autori sopra citati). I due membri costituenti sono un basamento dato da metabasiti oceaniche (metabasiti del Corvino - OFD<sub>1</sub>) e superiormente, da una successione sedimentaria in facies argilloso-calcareo, ora riconoscibile in filladi quarzose e calcescisti (filladi del Corvino - OFD<sub>2</sub>), in alternanza per livelli di rispettiva prevalenza.

La formazione di Diamante, così come istituita, si trova in buoni ed estesi affioramenti nel settore S-E del Foglio, in sinistra Crati; nei dintorni di Spezzano Albanese; a S-O dell'abitato di Cassano; poco a N dell'abitato di Malvito.

In tutti questi affioramenti, per quanto fortemente tettonizzata, è presente la successione in entrambe le facies: metavulcanica e metasedimentaria. La geometria dei rapporti nell'edificio orogenico, mostra quasi sempre la formazione in questione compresa tettonicamente tra la formazione del Frido, alla base, e la formazione di Malvito in sovrapposizione.

Per la formazione di Diamante, l'intervallo cronologico attribuito ai metasedimenti è dubitativamente Giurassico Superiore-Cretacico Inferiore (AMODIO MORELLI *et alii*, 1976; DIETRICH, 1976). All'esame in sezioni sottili di campioni calcarei meno deformati, raccolti sia negli affioramenti in destra Crati che in quelli attorno Spezzano non sono stati ritrovate forme fossili.

La formazione di Diamante, insieme con la formazione del Frido e la formazione di Malvito, nonché con i "calcari di Mezzana" (BOUSQUET, 1969; affioranti fuori Foglio) rappresentano la copertura sedimentaria giurassico-cretacica del dominio tetideo. Più specificatamente, i "calcari di Mezzana" si sono depositi a partire dalla parte alta del Lias, la formazione di Malvito nell'intervallo Titonico-Neocomiano, la formazione del Frido a partire dal Neocomiano, e la formazione di Diamante a

partire dal Giurassico Superiore. Datazioni analoghe risultano inoltre per tutte le facies correlabili (argilloso-calcaree ofiolitifere) del Flysch del Cilento (in IERRO *et alii*, 1965) che affiorano dal Cilento fino a Sapri-Rivello, al confine calabro-lucano. Le differenze laterali e verticali di facies litologiche tra le tre diverse formazioni e spesso nell'ambito della stessa formazione (specie nella Formazione del Frido) sono valutabili come eteropie laterali e riconducibili, per le variazioni verticali, alla evoluzione dei domini deposizionali in fase di espansione oceanica.

Le differenze metamorfiche, come già accennato, possono essere ricondotte alla differente posizione assunta dai rispettivi corpi geologici nella costruzione di un cuneo d'accrezione in fase collisionale e alla relativa evoluzione tetto-genetica.

### 2.3.1. - *Metabasiti di Serra Pagano (OFD<sub>1</sub>)*

Il nome del membro deriva dall'omonimo Torrente, presente nel F. 542 "Verbicaro", dove sono meglio esposti i termini litologici; nell'ambito del Foglio "Cassano allo Ionio" affiora esclusivamente ai bordi sud-occidentale e sud-orientale dello stesso, rispettivamente presso la località Ferriera, a N dell'abitato di Malvito, sia in destra che in sinistra al F. Esaro; e presso il Lago di Tarsia, sia in destra che in sinistra al F. Crati.

Si tratta di metabasiti massicce o scistose (metabasalti, porfirici e non, *metapillow lavas*, metabrecce e metaialoclastiti) di colore variabile del verde scuro al bluastro.

Piccoli ammassi (OFD<sub>1a</sub>), talora non cartografabili, di serpentinitì verde scuro sono inglobate nel membro, tra questi si cita quello affiorante ad oriente di Tarsia, presso la località Manca di Gaiarello.

Alla mesoscala le metabasiti si presentano sovente foliate con *microboudins*, a tratti massicce. In sezione sottile mostrano una tessitura grano-nematoblastica; lungo la foliazione principale cristallizza l'associazione mineralogica tipica della facies scisti blu (Gln+Ab+Lw), mentre la seconda scistosità, che si sviluppa lungo piani assiali di micropieghe asimmetriche, è sede di cristallizzazione di associazioni tipiche della facies scisti verdi (chl+Ab+Act). La classificazione su base chimica fornisce un basalto ad affinità sub-alcalina.

### 2.3.2. - *Filladi del Corvino (OFD<sub>2</sub>)*

Anche in questo caso il nome del membro deriva dalla località (T.te Corvino) presente nell'attiguo F. 542 "Verbicaro" dove si hanno le migliori esposizioni. Affiora diffusamente nella porzione sud-orientale del Foglio, tra gli abitati di Tarsia e Spezzano Albanese, ad occidente di Cassano, mentre limitati affioramenti sono presenti a N di Malvito.

Si tratta prevalentemente di filladi, scisti filladici dal grigio al verdastro e calcescisti grigi con intercalazioni di straterelli di quarziti verdastre. Gli scisti contengono differenziati lenticolari di quarzo parallele alla scistosità; le quarziti sono spesso intersecate da vene di quarzo.

Alla mesoscala il litotipo filladico presenta una filiazione spiccata, colore dal grigio-plumbeo al violaceo. In sezione sottile presentano una tessitura granolepidoblastica e un grado metamorfico in facies degli scisti verdi dato da una paragenesi a mica chiara+clorite +quarzo+albite.

#### 2.4. - FORMAZIONE DI MALVITO (OLM)

La formazione di Malvito, così come istituita, rappresenterebbe una Unità stratigrafico-strutturale formata da crosta oceanica e relativa copertura sedimentaria (DIETRICH, 1976; AMODIO MORELLI *et alii*, 1976; IETTO *et alii.*, 1993). I terreni corrispondenti sono stati noti e distinti in letteratura, dal basso verso l'alto (Fig.14), in:

- metabasalti verdi e vinaccia, spesso si associano pillow lavas e pillow breccias. La paragenesi metamorfica è per lo più costituita da albite, clorite, lawsonite, calcite, pheugite e epidoto.
- peliti rosso mattone e violacee per spessori massimi di 3-4-m. Il livello di spessore variabile fino a minimi di 50 cm, si sovrappone in normale rapporto stratigrafico (Malvito) alle *pillow lavas* e alle ialoclastiti; diaspri verde chiaro o grigi in piccoli strati (5-10 cm) alla base, alternati da peliti rosse e con spessore complessivo massimo osservato di 8-10 m. Le peliti e i diaspri sono generalmente pieghettati e costituiscono il terreno meno competente interposto tra due corpi geologici più rigidi e competenti, ovvero: metabasiti e *pillows* alla base e superiormente:
- calcilutiti grigie o verdine, alternate a peliti fogliettate giallastre, argilliti e marne dal verde al bruno per spessori massimi osservati di 130-160 m (Località Mezzane). Negli intervalli meno deformati e meno ricristallizzati si rinven-gono sporadiche forme di tintinnidi (*Calpionella* sp.).

L'età della formazione dovrebbe essere compresa tra il Malm sup. (Titonico) e il Neocomiano. Tale indicazione è suggerita dalle rare forme di calpionelle rinvenute nei termini calcarei della copertura sedimentaria.

La lieve impronta metamorfica che interessa l'intera formazione è ben riconoscibile sugli affioramenti presso Malvito, valle Esaro, collina di Follorito, tutti nel pedemonte del settore ovest del Foglio. L'evento metamorfico di basso grado viene riconosciuto come non più recente dell'Oligocene in AMODIO MORELLI *et alii.*, (1976).

Anche per tale formazione è stata effettuata la distinzione tra il basamento e la copertura sedimentaria, istituendo i due membri in appresso illustrati.

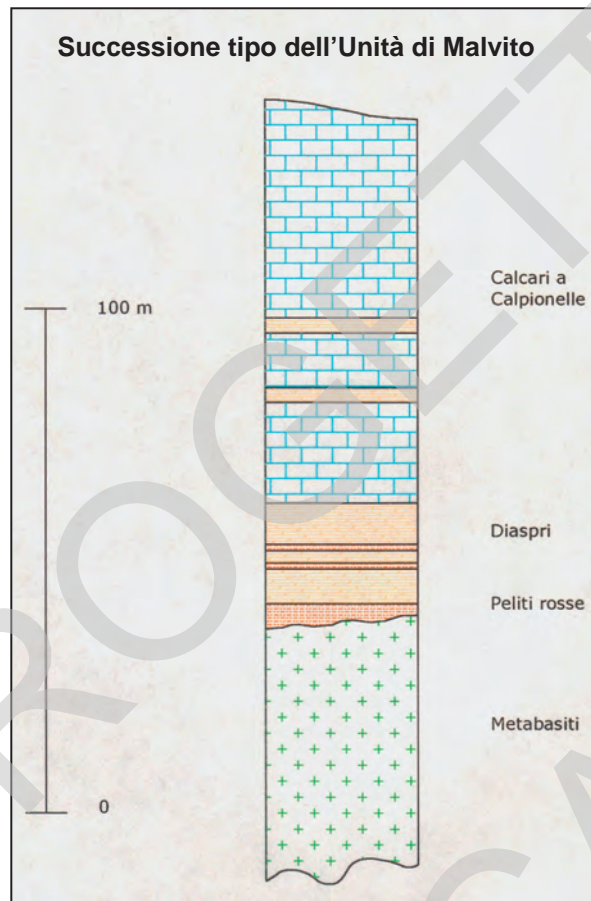


Fig. 14 - Litostratigrafia della formazione di Malvito, rilevata subito a valle dell'abitato omonimo

#### 2.4.1. - Metabasalti di Monte Milioso (OLM<sub>1</sub>)

Il basamento della formazione è costituito da metabasalti verdi e rossicci, a grana fine o media frequentemente porfirici con fenocristalli relitti di plagioclasti e pirosseni verdi o violacei, e da metabrecce e metaialoclastiti. Sono frequenti *pillow lavas* e *pillow breccias*.

Le lave, talora serpentizzate, sovente massive e con grosse vene di quarzo bianco, a tratti mostrano una pseudoscistosità, più spesso si presentano molto alterate e degradate nelle porzioni superficiali.

Alla mesoscala le metabasiti si presentano prevalentemente massive con filiazioni discontinue e poco accennate, mostrano inoltre colore verde-violaceo e assenza di *layering* metamorfico. In sezione sottile mostrano una tessitura grano-

blastica; un grado metamorfico in facies lawsonite-albite, con una paragenesi per lo più costituita da albite, clorite, lawsonite, calcite, quarzo ed epidoto.

Nell'area del Foglio tali rocce affiorano prevalentemente ad O-NO dell'abitato di Malvito lungo la Valle del F. Esaro, mentre, limitati affioramenti sono presenti ad E di Acquaformosa, alla località Pettinaro.

#### 2.4.2. - *Metacalcari di San Lorenzo del Vallo (OLM<sub>2</sub>)*

La copertura sedimentaria della formazione è rappresentata da una sequenza debolmente metamorfica costituita da alternanze di: calcari da grigi a nocciola in strati (60-80cm) e straterelli (5-20 cm), da lutitici a microcristallini con sporadici noduli e liste di selce, calcari marnosi grigio-chiari a frattura concoide, calcareniti e brecciole, peliti fogliettate giallastre, argilliti e marne dal verde al bruno. Rare le intercalazioni di diaspri violacei e peliti rosso mattone e violacee.

L'intera successione sedimentaria è deformata in più fasi, e i termini calcarei, talora sono assimilabili a calcescisti.

Affiorano bene esposti a Malvito e lungo valle Esaro; sul versante NE della collina di Follorito tra Malvito e S. Sosti; e, subordinatamente, ad Odi Cassano alla località Fontana di Moroglio, e nei dintorni del Lago di Tarsia in piccoli affioramenti, stratigraficamente non più spessi di 40-50 m.

In quest'area, al bordo SE del Foglio, alle calcilutiti si intercalano, in alcuni affioramenti, straterelli di diaspri e calcari siliciferi rossi per tutto lo spessore della sequenza esposta (circa 30-40 m al bivio tra la strada provinciale lungo Crati e la SS 106 da Spezzano a Corigliano).

Nei termini calcarei meno deformati sono state rinvenute associazioni a calpionelle (*Calpionella* cf. *alpina*, *Tintinnopsella* sp., *Remaniella* sp., *Calpionellopsis* sp.) e radiolari che hanno permesso di collocare il membro al Titonico-Neocomiano.

#### 2.5. - FORMAZIONE DI FOLLORITO (GFL)

In tale formazione sono comprese le rocce metamorfiche di alto grado, riferite in passato alla formazione "dioritico-kinzigitica" *Auct.* o all'Unità Polia-Copanello di AMODIO MORELLI *et alii* (1976).

Si tratta prevalentemente di gneiss biotitico-granatiferi a sillimanite, spesso a cordierite. A questo litotipo si alternano sporadicamente rocce anfibolitiche e pirossenico-anfibolitiche, nonché paragneiss biotitici a grana fina in sottili livelli, e piccole masse granitiche; abbondanti i filoni aplitico-pegmatitici anche di grosse dimensioni.



Gli gneiss dioritici e tonalitici hanno aspetto tipo granitoide, con spiccate iso-orientazioni delle fasi mineraliche. Sono formati prevalentemente da quarzo, plagioclasti, biotite e orneblenda verde.

All'osservazione mesoscopica il litotipo predominante è dato da gneiss migmatitico, caratterizzato, da una tessitura granoxenoblastica, nelle porzioni quarzoso-feldspatiche; e lepidonematoblastica, per le porzioni biotitico-sillimanitiche.

Le mesostrutture sono generalmente caratterizzate da una spiccata anisotropia planare, dove il leucosoma e il melanosoma occupano una porzione volumetrica all'incirca simile.

Le rocce presentano un grado metamorfico alto, caratterizzato da un primo evento migmatitico e con locale sovraimpronta in facies scisti verdi.

Le rocce sovente a struttura massiva olocristallina o a bande si presentano sempre intensamente alterate e degradate a formare coltri alteritiche da *weathering* per spessori decametrici.

Le metamorfiti di alto grado affiorano diffusamente al limite sud-occidentale del foglio, in località Montagna Grande, ad O di Malvito, presso il rilievo di Serra di Caneli e in località Angoli a monte della SS. 105 che da S. Sosti porta a Belvedere Marittimo. Altri affioramenti si osservano nei pressi del Lago di Tarsia, alla località Bosco Grande (sponda sinistra), ed in località Pagliai-Quercia Rotonda (sponda destra).

In tutti i casi le rocce (GFL) si trovano in posizione geometrica più elevata nell'edificio a falde della Catena Costiera ed in contatto tettonico con tutti i termini litologici ad esse sottostanti.

Sulla sponda sinistra del Lago di Tarsia, in prossimità dello sbarramento artificiale, sono presenti piccoli affioramenti di graniti biotitico-muscovitico a grana da fine a media, spesso intensamente fratturati (GFL<sub>a</sub>).

Per limitate aree gli gneiss sono sormontati, con caratteri trasgressivi, dal conglomerato Tortoniano (SDE<sub>1</sub>).

### 3. - NEOGENE TRASGRESSIVO

#### 3.1. - FORMAZIONE DI S. AGATA D'ESARO (SDE)

L'intera successione sedimentaria compresa tra il Tortoniano ed il Pliocene inf.-medio è ovunque trasgressiva su tutti i termini litologici sottostanti. La stessa è stata suddivisa in sette intervalli stratigrafici ognuno dei quali mostra caratteristiche litologiche abbastanza uniformi nel Foglio rilevato (Foglio 543 "Cassano allo Ionio"), mentre lo spessore degli stessi intervalli varia sensibilmente anche tra affioramenti poco distanti fra loro (Fig.15).

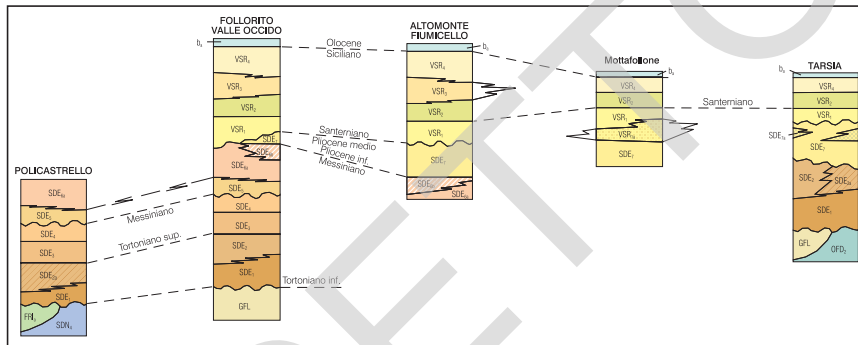


Fig. 15 - Quadro di correlazione stratigrafica: Tortoniano Inf.-Olocene

Procedendo dal basso verso l'alto della successione, sono stati distinti i seguenti membri: conglomerato basale ( $SDE_1$ ), argille ed argille siltose ( $SDE_2$ ), calcareniti arenacee ( $SDE_3$ ), argille grigie e viola ( $SDE_4$ ), silti gialli ( $SDE_5$ ), argille con gessi e gessoareniti ( $SDE_{6a}$  -  $SDE_{6b}$ ), argille siltose ed argille marnose ( $SDE_7$ ).

### 3.1.1. - Conglomerato basale ( $SDE_1$ )

La base della successione è costituita da conglomerati poligenici a matrice arenacea rossastra ( $SDE_1$ ), ben cementati, sovente a stratificazione indistinta, fortemente immaturi tessituralmente e composizionalmente. I clasti, le cui dimensioni variano da pochi centimetri a blocchi (la dimensione media prevalente è intorno ai 30 cm), sono quasi esclusivamente di natura cristallino-metamorfica ed hanno forme estremamente irregolari.

Verso le zone apicali dell'intervallo (ultimi 30 - 40 m) sono anche presenti clasti di origine sedimentaria con dimensioni medie degli stessi nettamente inferiori a quelli del resto dell'intervallo e con forme per lo più arrotondate e spesso appiattite.

Ai conglomerati si intercalano livelli metrici lenticolari di arenarie arcose con, a luoghi, riconoscibile una laminazione obliqua; talora, invece, la matrice diminuisce fino a mancare del tutto per cui i clasti sono a diretto contatto tra loro.

Indicazioni sull'età del membro conglomeratico sono state desunte solo dalla posizione stratigrafica, passando questo verso l'alto e lateralmente al membro argilloso ( $SDE_2$ ). L'unità è stata pertanto attribuita al Tortoniano inferiore in accordo anche con quanto esposto in letteratura (PERRONE *et alii.* 1973 e PERRI 1996-97).

L'intervallo stratigrafico dei conglomerati di base mostra spessori che non superano i 250 m ed affiora diffusamente sia ad E del paese di S. Agata D'Esaro che nei pressi del Lago di Tarsia.

Più in particolare, nella zona di S. Agata d'Esaro, i conglomerati affiorano in destra idrografica del F. Esaro, in località Petitto ed in località Chiusure; in sinistra dello stesso Fiume, lungo una fascia che borda alla base il rilievo di Serra Follorito, dalla località P.te Follorito, alla località Scivolente e fino alla località Gadursello. L'intervallo è presente anche a N del paese di S. Sosti fino in destra del F. Occido ed ad O di Serra Ceraseto.

I conglomerati poggiano stratigraficamente, con caratteri trasgressivi, sui termini gnessiaci (GFL) ed il contatto è ben evidente in molti punti, come: in sinistra idrografica del F. Esaro alla base S del versante meridionale di Serra Follorito ed in località Quercia Rotonda, a monte dello sbarramento della Diga di Tarsia.

Più limitatamente i conglomerati riposano sui terreni del complesso ofiolitico ligure, come in località Gadursello (nei pressi del km 32 della S.S. 105) ed in località Chianereri, dove poggiano su OLM<sub>2</sub> (metacalcari di Malvito), o come, nella zona di Tarsia, dove poggiano sui termini della formazione di Diamante (OFD<sub>1</sub> e OFD<sub>2</sub>) in destra del F. Crati.

Ai conglomerati sovente si intercalano, verso l'alto della formazione, livelli metrici di arenarie grossolane poco cementate, come in località Cozzarra (circa 2 km ad E di S. Agata d'Esaro) ed in località Scivolenta, dove mostrano una chiara disposizione lenticolare. Queste arenarie raggiungono talvolta spessori considerevoli (40 - 50 m) fino a costituire un livello realmente piuttosto continuo che chiude la formazione conglomeratica.

### 3.1.2. - Argille ed argille siltose (SDE<sub>2</sub>)

Questo membro è costituito da argille ed argille siltose grigio-azzurre, senza stratificazione evidente, con intercalati strati e straterelli centimetrici di siltiti ed arenarie giallognole talora con cemento calcareo. A volte, all'interno dell'intervallo argilloso, sono anche presenti rari strati lenticolari di calcari grigi organizzati in piccoli strati mediamente spessi 2 -3 cm; gli unici elementi dai quali si può dedurre una giacitura d'insieme del corpo sedimentario.

Il passaggio dal conglomerato basale alle argille è brusco ed è evidente in molti punti di affioramento come nella località Cozzarra e Chiusure, ed in località Frasi, rispettivamente in destra ed in sinistra idrografica del F. Esaro, poco ad E di S. Agata; ed ancora in località Scivolenta e Fossa del Lupo; affiora, inoltre, in sinistra idrografica del F. Crati, nei pressi del Lago di Tarsia, a S dell'abitato di Tarsia.

I caratteri litologici del membro argilloso, che mostra spessori massimi di 120 m, rimangono costanti e permettono una buona correlazione tra le diverse aree di affioramento. In base al contenuto fossilifero caratterizzato da *Globigerinoides quadrilobatus*, *Globigerina bulloides*, *Globigerina apertura* Cushman, *Orbulina universa*, *Turborotalia quinqueloba*., tra i foraminiferi planctonici, e da: *Spiroplectamina carinata*, *Melonis* sp., *Uvigerina rutilia*, *Uvigerina peregrina*,

*Valvulineria bradyana*, *Cibicides ungerianus*, *Bulimina costata* tra i foraminiferi bentonici, è stata attribuita al membro un'età Tortonianano Inf.- medio.

Nella Zona di Tarsia, nei dintorni del Lago, in eteropia di facies alle argille, è presente una potente formazione (spessore massimo intorno a 100 m) di arenarie grossolane grigio-chiare ( $SDE_{2a}$ ), da massive a mal stratificate, con grado di cementazione variabile, ed intercalazioni di sabbie brune a grana medio-fine e rare intercalazioni lenticolari di silts argillosi giallo-rossastri.

Le arenarie generalmente immature composizionalmente, sovente risultano costituite da abbondanti bioclasti, tanto da assumere a luoghi l'aspetto di calcareniti biancastre, nelle quali tra l'altro si rinvencono grossi echinidi deformati.

### 3.1.3. - *Calcareniti arenacee* ( $SDE_3$ );

L'intervallo è rappresentato da calcareniti arenacee di colore bianco-giallastro, talora ben cementate, in strati e banchi nelle porzioni apicali del membro, spesso a stratificazione indistinta nelle porzioni basali. Nella porzione mediana dello stesso sono visibili strutture sedimentarie quali dune e *megaripples* ed inoltre laminazione parallela ed obliqua a grande scala.

Il passaggio con le argille sottostanti è netto e sovente discordante, a volte erosivo; nelle porzioni basali la formazione è spesso intercalata da livelli arenaceo-conglomeratici o da sabbie brune sciolte, mentre, verso l'alto, le calcareniti sono bioclastiche. All'osservazione macroscopica tra i bioclasti sono riconoscibili frammenti di gusci di lamellibranchi, gasteropodi, Briozoi e radioli di echinidi.

Le calcareniti affiorano ad E di S. Agata d'Esaro, alla località Frassi, alla località Scivolente ed alla località Fossa del Lupo; a S O di Policastello, alla località Pantano; in limitati affioramenti nella località Corticara, Cozzo Arcomano ed in località Pietra di Rialbo; ed ancora in località Farneto, lungo la S.S. N°105 al km 47, poco più a S del paese di Acquaformosa, alla località Carbonello e nell'alta valle del T.te Fiumicello, alla località Petrina.

Le calcareniti mostrano una potenza massima intorno a 80 - 100 metri e sono datate al Tortonianano superiore - Messiniano (PERRONE *et alii* 1973 e PERRI 1996-97).

### 3.1.4. - *Argille grigie e viola* ( $SDE_4$ );

L'intervallo è costituito da argille grigie e viola, marne giallo-violacee a frattura concoide con intercalazioni di strati e straterelli di arenarie brune spesso gradate.

Lo spessore di questo membro è stimato in circa 80 - 100 metri. Anche questo intervallo è attribuito al Tortonianano superiore - Messiniano per la presenza, tra le rare forme fossilifere datanti, di: *Turborotalia quinqueloba*, *Neogloboquadrina acostaensis* *sx.*

Il membro argilloso poggia in continuità di stratificazione sulle calcareniti del precedente membro; il passaggio è brusco laddove le calcareniti sono poco potenti, graduale quando lo spessore è maggiore.

Affioramenti dell'intervallo argilloso sono visibili in una vasta area ad E di Policastrello, ad E di Saracena in località M. Tamburi, lungo il versante meridionale di Cozzo Arcomano ed in più limitati affioramenti, sia in destra che in sinistra idrografica del F. Esaro, rispettivamente in località Venelli ed in località Fontana S. Basile, e in località Fossa del Lupo.

### 3.1.5. - *Siltiti gialle* (SDE<sub>5</sub>)

L'intervallo è costituito da siltiti gialle in straterelli centimetrici e lamine con sporadiche mineralizzazioni dendritiche a manganese, marne calcaree di colore ocreo e calcari vacuolari giallo-bruni a cavità prismatiche vuote o riempite di silt giallastri. Nei calcari sono, a luoghi, visibili dei cristalli di gesso di alcuni millimetri.

Il contatto sulle unità sottostanti è sempre discordante; lo spessore varia da poche decine di metri ad un massimo di circa 60 metri, mentre l'intervallo è attribuito al Messiniano (PERRONE *et alii.* 1973; PERRI 1996-97).

Il membro affiora in località Furnia a S di S. Sosti, in località Scivolente ed in località Fossa del Lupo a N E di S. Agata d'Esaro, in località Pantano, in località Molaro e lungo il versante meridionale di Cozzo Arcomano ad E di Policastrello, in località Licastro e Massanova a S E di S. Donato di Ninea ed infine in località Colaizzi a N di Saracena. Altri affioramenti ben esposti sono presenti in sinistra idrografica del F. Esaro, poco a N della Fontana S. Basile e nei dintorni del Lago di Tarsia.

### 3.1.6. - *Argille con gessi e gessoareniti* (SDE<sub>6a</sub> - SDE<sub>6b</sub>)

Il membro è costituito da argille grigio-brune (SDE<sub>6a</sub>), talora argille siltose, a stratificazione indistinta, contenente sottili straterelli e lamine di gesso. Intercalate alle argille si ritrovano a varie altezze dell'intervallo, strati di arenarie e siltiti in strati che non superano i 20 -25 cm ed inoltre strati di calcareniti con spessori massimi intorno ai 40 cm. La potenza complessiva dell'intervallo è intorno ai 100 m. Per continuità stratigrafica con SDE<sub>5</sub> e con riferimento a dati di letteratura (PERRONE *et alii.* 1973; PERRI 1996-97) è stato attribuito alle argille con gessi un'età messiniana.

Affioramenti di questa formazione sono visibili a N di S. Agata d'Esaro in località Marturano, ad E di S. Sosti in località Martino, ad E e a S di Policastrello tra la località Querciulla fino in sinistra idrografica del F. Occido, in destra oro-

grafica del V.ne Ritorto ad E di Malvito, a S E di S. Donato di Ninea in località Scala ed ancora in sinistra orografica del V.ne Palazzo ad E di Acquaformosa, in sinistra idrografica del T.te. Galatro in località Pettinaro, in località M. Tamburi ad E di Saracena, nel T.te Fiumicello tra Lungro e Saracena, dove le argille con gessi sono tettonicamente sottoposte alla dolomia norica (DPRa) ed alla Formazione del Frido (OLFa). Sono da segnalare inoltre due piccoli affioramenti isolati (cartografabili alla scala 1:10.000 ma difficilmente rappresentabili alla scala 1:50.000) di cui uno si trova nella zona di Tavolara, a N di San Donato di Ninea e l'altro ad O di Policastrello.

In affioramenti arealmente limitati sono presenti, spesso nella parte alta della formazione argillosa, anche grossi banchi di gessoareniti e gessoruditi ( $SDE_{6b}$ ) a struttura zonato-ondulata. Più in particolare il termine evaporitico è costituito da un'alternanza di bande policrome (colore variabile dal bianco, al giallo, al marrone) più spesse nella parte basale (30-40 cm) e molto sottili (lamine spesse 1-2 cm, sovente intensamente pieghettate (Fig. 21) in quelle apicali. Affioramenti del membro gessoarenitico ( $SDE_{6b}$ ) che mostra uno spessore massimo intorno ai 35-40 m, sono visibili nella Valle del T.te Fiumicello, tra Altomonte e Firmo, e a S E di Policastrello in località Iersi.

Nella Zona di Lungro le argille ( $SDE_{6a}$ ) includono anche grossi livelli di salgemma (alite) non affioranti, che in passato sono stati coltivati in miniera sotterranea (Miniera di Lungro).



Fig. 16 - Gessoareniti fortemente piegate con piani assiali paralleli e verticali. Località Castagneta presso Lungro

### 3.1.7. - Argille siltose ed argille marnose (SDE<sub>7</sub>)

Il membro che chiude la formazione di S. Agata d'Esaro è costituita da argille siltose ed argille marnose grigio-azzurre (SDE<sub>7</sub>), con stratificazione marcata da sottili livelli arenacei, a luoghi riccamente fossilifere. L'intervallo è discordante sulle sottostanti argille con gessi del Messiniano (SDE<sub>6a</sub>) ed il passaggio si rileva: ad E e a S di S. Sosti, rispettivamente in località Vulcane ed in località Il Varco, in località Scala a S E di S. Donato di Ninea e nei dintorni del Lago di Tarsia.

Nella zona di Tarsia, nelle porzioni basali dell'intervallo, sono intercalate grosse lenti (spessore massimo circa 20-30 metri) di calcari algali grigio-biancastri (SDE<sub>7a</sub>), spesso arenacei con una ricca associazione di alghe, gusci di lamelibranchi ed echinidi.

Lo spessore di affioramento della Formazione non supera i 120 metri circa. L'età della stessa è posta al Pliocene inf.-medio per la presenza di *Globigerinoides obliquus extremus*, *Globigerinoides ruber*, *Globorotalia puncticulata*, *Orbulina universa d'Orbigny*, *Globigerina bulloides d'Orbigny*, *Neogloboquadrina acostaensis dx*, *Neogloboquadrina atlantica* Berggren, *Sphaeroidinellopsis* sp., *Neogloboquadrina continuosa*, *Paragloborotalia siakensis*.

### 3.2. - FORMAZIONE DI VALLE ESARO (VSR)

Lungo la valle del Fiume Esaro, nel settore meridionale del Foglio, da Malvito a Spezzano Albanese, affiora l'intera successione sedimentaria marina e transizionale del Pleistocene (dal Santerniano al Pleistocene superiore probabile) (Fig. 17). Questa successione, nel suo complesso affiorante per spessori di circa 400 m, è rappresentativa di un ciclo trasgressivo-regressivo completo (VEZZANI, 1968). Tale ciclo è discordante con le sottostanti argille del Pliocene inferiore. Autori più recenti (CAROBENE *et alii.*, 1997) confermano il ciclo trasgressivo-regressivo di VEZZANI e nello stesso riconoscono 5 sequenze deposizionali d'ordine inferiore, ognuna caratterizzata da tratti trasgressivo-regressivi.

RUSSO & SCHIATTARELLA (1997) infine riconoscono 2 cicli sedimentari distinti. Altri numerosi Autori trattano aspetti differenti del corpo sedimentario pleistocenico

Tra quelli citati ed altri Autori non v'è però concordanza di vedute, né convergenza tra le analisi esposte, specie in ordine al numero ed estensione dei cicli sedimentari.

Si ritiene, quindi, più funzionale alla descrizione e interpretazione delle evidenze di terreno, ricondurre i processi ad un unico evento sedimentario in accordo con VEZZANI (1968) e BURTON (1971). Tale evento sedimentario è da collocare in un'area marina pericontinentale di mare basso nel quale, salvo che nelle aree di depocentro, si risentono fortemente sia gli effetti della tettonica che

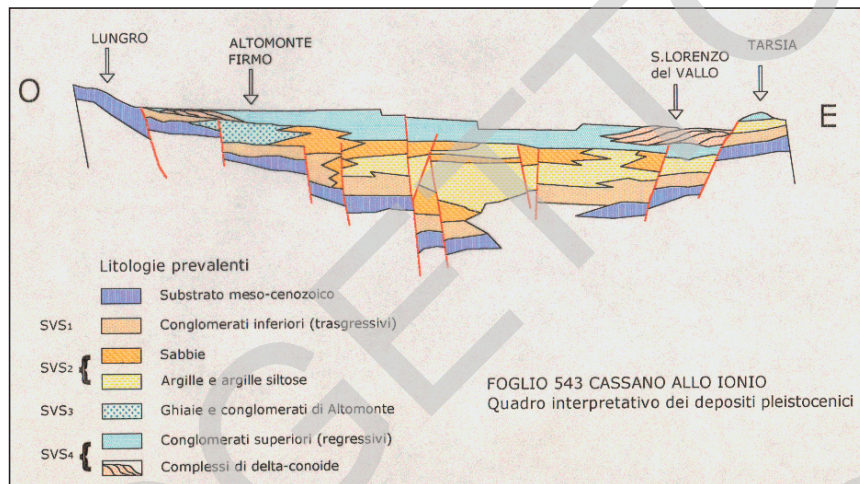


Fig. 17 - Quadro interpretativo dei depositi pleistocenici

gli eventi di oscillazione eustatica. Vale a dire che, considerando un golfo esteso più o meno dal Pollino alla Sila e chiuso ad O dalla Catena Costiera, sui suoi paleomargini è possibile ritrovare le diverse oscillazioni di riva e, quindi, cicli sedimentari d'ordine via via inferiore.

Quanto sopra premesso, la porzione basale del ciclo sedimentario è costituita da depositi conglomeratici a clasti poligenici arrotondati, e da sabbie con intercalazioni più o meno frequenti di livelli clastici grossolani.

La variazione litologica in termini percentuali conglomerati/sabbie è rilevabile lateralmente man mano che dai margini del bacino (pedemonte della Catena Costiera; da Lungro, Firmo, Altomonte verso Mottafollone e Malvito) si procede verso le aree di depocentro e cioè verso la Piana di Sibari, a E.

Infatti, per quanto le coperture consentono di osservare e in particolare per la scarsità di affioramenti che non siano stati più o meno rimossi dalle attività agricole, lungo le sezioni esposte, litologia e contenuto paleontologico di numerosi campioni, permettono, dal basso verso l'alto, la distinzione dei seguenti corpi sedimentari:

### 3.2.1. - Sabbie di Santa Venere (VSR<sub>1</sub>-VSR<sub>1a</sub>-VSR<sub>1b</sub>)

Si tratta di depositi prevalentemente sabbiosi dal giallo al giallo-bruno, caratterizzati alla base da conglomerati e ruditi grossolane, trasgressivi sia sul substrato che sui termini mio-pliocenici in facies argillosa (SDE<sub>6</sub> ed SDE<sub>7</sub>).

I conglomerati basali (SVR<sub>1a</sub>) contengono clasti di dimensioni fino a 20-30 cm, i quali hanno litologie differenti: metamorfici, calcarei e dolomitici. Gli stessi evolvono verticalmente a una netta prevalenza dei termini sabbiosi. La parte



mediana dell'intervallo, infatti, è caratterizzata da sabbie da fini a grossolane grigio-brune alle quali s'intercalano arenarie grossolane e bancate metriche di conglomerati cementati; le sabbie sono spesso bioturbate con sedimentazione incrociata e a festoni.

La porzione apicale è caratterizzata da sabbie fini giallo-biancastre evolventi a silts argillosi grigio-bruni (SVR<sub>1b</sub>), con lenti di marne bruno-giallastre e sottili straterelli di arenarie brune. Questa porzione è caratterizzata da una abbondante presenza fossilifera (ostreidi e bivalvi) e da un orizzonte a coralli (*Cladocora caespitosa* Linnaeus).

I dati paleontologici (foraminiferi) sono indicativi di un'età Pleistocene inferiore (Santerniano).

Lo spessore dell'intero intervallo è estremamente variabile da un minimo di circa 10 m ad un massimo di 50 -60 m.

I sedimenti in questione affiorano diffusamente al pedemonte della Catena, lungo una fascia arcuata compresa tra il T.te Tiro ad E dell'abitato di Lungro e l'abitato di Malvito, nonché al margine sud-orientale del Foglio, tra il Lago di Tarsia ed il F. Esaro e cioè nelle aree marginali del bacino, rispettivamente verso la Catena Costiera e la Sila.

### 3.2.2. - Argille di Serra la Guardia (VSR<sub>2</sub> - Im)

Sui bordi meridionali del Foglio e cioè lungo la dorsale spartiacque tra il Fiume Crati ed il F. Esaro, l'intervallo sabbioso-conglomeratico (SVR<sub>1</sub>), passa verso l'alto ad argille e argille siltose di colore grigio-azzurro. Sono argille ricche in foraminiferi planctonici di età Pleistocene inferiore (Santerniano-Emiliano): *Globigerina bulloides*, *Globigerinoides ruber*, *Orbulina universa* e bentonici *Hyalinea balthica*, *Melonis pedanum*, *Bulimina inflata*, *Pyrgo* sp, *Uvigerina peregrina*, *Globocassidulina carinata*. Superiormente le argille sono intercalate, via via con maggiore frequenza, da strati di argille sabbiose e quindi sabbie o arenarie tenere le quali preludono all'evento regressivo superiore.

Lo spessore massimo affiorante delle argille è di poco inferiore ai 70 m e le stesse, da Tarsia verso N, si ispessiscono progressivamente fino a divenire la formazione geometricamente più bassa in affioramento di tutto il ciclo pleistocenico. Ciò avviene in destra della Valle dell'Esaro e nelle basse valli del T.te Tiro e del F. Garga.

In queste aree, costituenti il depocentro del bacino, è quindi probabile che le argille siano in parte eteropiche al complesso conglomeratico-sabbioso sovrastante (SVR<sub>3</sub>).

Nei pressi dell'abitato di Cassano allo Jonio sono presenti all'interno della formazione lenti olistostromiche (Im) di argilliti fogliettate e scisti argillitici grigio-nerastri afferenti alla formazione del Frido (OLF).

### 3.2.3. - Conglomerati di Torrente Fiumarello (VSR<sub>3</sub>)

Tra gli abitati di Altomonte, Firmo e Lungro, e dal Torrente Grondo ad Altomonte, affiora un corpo sedimentario costituito essenzialmente da ghiaie, talora con matrice sabbiosa grossolana sciolta o debolmente cementata. I sedimenti sono organizzati per livelli metrici stratoidi o lenticolari. A questi si intercalano a diverse altezze corpi deltizi di spessore sui 2-3 m, strutturati in clinostrati progradanti. Questi intervalli vengono a luoghi superiormente limitati da livelli decimetrici normalmente stratificati e costituiti da sedimenti rosso mattone fortemente induriti (probabili paleosuoli).

Lo spessore complessivo delle ghiaie affioranti è dell'ordine dei 70-80 m, con rari affioramenti che mostrano spessori anche di 140-150 m. In direzione O-E e cioè dal pedemonte della Catena verso i fondovalle del Coscile, le ghiaie mostrano una riduzione della granulometria fino a sabbie più o meno grossolane.

Appare pertanto verosimile supporre che le ghiaie rappresentino un corpo sedimentario fluvio-marino di transizione che gradualmente si estende nei sedimenti sabbiosi di piana tidale e quindi *in toto* o in parte nelle argille azzurre di Serra La Guardia (SVR<sub>2</sub>) che costituiscono il depocentro del bacino. Ciò equivale a individuare nelle ghiaie di Altomonte una zona di apice del prisma sedimentario trasgressivo-regressivo pleistocenico. Infatti le stesse ghiaie poggiano direttamente sul corpo sedimentario basale del ciclo (SVR<sub>1</sub>) come si rileva in Contrada Senise, in sinistra Grondo e a circa 2,5 km a O di Altomonte. Al contempo vengono stratigraficamente sormontate verso E dal complesso regressivo SVR<sub>4</sub> del quale si dirà in appresso, come si rileva tra Altomonte e la valle del Grondo, a S, oltre che a N e a N-E di Altomonte verso Firmo.

Verso l'area di Catena infine e cioè ancora più verso O, l'insieme dei termini basale (SVR<sub>1</sub>), intermedio (SVR<sub>3</sub>) e superiore (SVR<sub>4</sub>) del ciclo sedimentario tendono complessivamente a ridursi di spessore e sfumare in un corpo sedimentario unico sabbioso-conglomeratico con totale scomparsa delle argille SVR<sub>2</sub>, e comprendente in posizione mediana la terminazione delle ghiaie (vedi quadro litostratigrafico).

Nella stessa zona di apice del prisma sedimentario, là dove si risente il controllo sedimentario da parte del fagliamento tensivo del margine orientale della Catena è possibile inoltre osservare l'organizzazione dei depositi clastici costieri di delta-conoide in strutture sedimentarie di accrescimento per rotazione dei blocchi di substrato su faglie sinsedimentarie attive (Valle del T. Tiro all'altezza di Firmo).

Lo sviluppo di una tettonica intensa in età pleistocenica su tutto il bacino, è infatti documentabile anche dal fagliamento dei terrazzi marini corrispondenti ed è già noto in letteratura (BURTON, 1971; TORTORICI, 1980).

3.2.4. - *Conglomerati di Serra dell'Ospedale (VSR<sub>4</sub> - VSR<sub>4a</sub> - VSR<sub>4b</sub>)*  
 (cfr. *Conglomerati di Lauropoli nel F. 535 "Trebisacce"*).

Un complesso conglomeratico-sabbioso, localmente intercalato da arenarie grossolane rosso scuro o lenti di argille siltose grigie, chiude il ciclo sedimentario pleistocenico.

L'evento regressivo, almeno per la zona di Tarsia, avviene in maniera graduale, infatti, le argille di Serra la Guardia evolvono progressivamente, attraverso apporti sabbiosi e sabbioso-siltosi giallastri prima, e quindi a sabbie o arenarie tenere le quali preludono all'evento regressivo superiore rappresentato da conglomerati e ghiaie intercalati da sabbie grossolane.

La formazione di chiusura, da O verso E, tende a ridursi di spessore; passando da spessori massimi di circa 150-170 m, fino a minimi di 30-40 m presso Terranova di Sibari (adiacente Foglio 544). Anche la natura litologica dei clasti dei conglomerati varia spostandosi da O verso E; infatti da clasti calcarei e metamorfici a O (area sorgente la Catena Costiera) si passa a clasti di natura cristallino-metamorfica, in prevalenza graniti e gneiss, a E (area sorgente il sistema montuoso della Sila).

Il complesso sedimentario in questione si estende così dal vertice del prisma deposizionale (pedemonte della Catena a O di Altomonte e Mottafollone) verso E, fino a ricoprire *in toto* o in parte gli alti strutturali di Cassano, Spezzano e Tarsia in via di individuazione nell'assetto morfostrutturale attuale.

Alti strutturali, questi, allineati all'incirca NE-SO e dissecati da faglie normali su direzioni prevalenti N50 e N140-160, i quali divengono attivi come aree sorgenti di apporti detritici in fase terminale del ciclo regressivo SVR<sub>4</sub> (Pleistocene superiore-Tirreniano?). Infatti, il complesso sedimentario regressivo, nelle sue porzioni terminali, quale affiora ai margini degli alti strutturali da Tarsia a Cassano è tipicamente organizzato in sistemi deposizionali delta-conoide di tipo Gilbert (COLELLA, 1988) e cioè con caratteri di netta prossimalità a un'area emersa.

Direzione di propagazione e geometria dei sistemi *top-fore-bottom set* sembrerebbero indicare provenienze dei sedimenti in maniera prevalente dal secondo quadrante. Ciò porta come conseguenza che alla fine del regime sedimentario di generale regressione e sollevamento delle aree del bacino del Coscile, gli alti strutturali citati fossero in parte emersi; si distinguono depositi di conglomerati grossolani (SVR<sub>4b</sub>), clasti di natura cristallina da moderatamente addensati a sciolti con intercalazioni di arenarie grossolane rosso-mattone e lenti di argille siltose grigie (SVR<sub>4a</sub>)

#### 4. - DEPOSITI QUATERNARI

La cartografia dei depositi alluvionali e delle coperture (frane e detriti), comprese le informazioni qui riportate, derivano dalle osservazioni di terreno e dall'analisi di foto aeree.

Per approfondimenti a fini applicativi (cartografia geotematica, studi geotecnici, ecc.) sarebbero state necessarie indagini strumentali poiché questi depositi sono frequentemente sede di attività antropiche. Per questa ragione i depositi detritici quaternari sono spesso rielaborati (arature, scavi, riporti, cementazioni, vie di collegamento e così via) ed in questi casi il loro riconoscimento è possibile solo grazie ad osservazioni geomorfologiche a larga scala.

##### 4.1 - DEPOSITI TERRAZZATI ( $b_n$ (1...4))

Il recente sollevamento dell'area, attribuito al Pliocene Medio (CAROBENE, 1997), ha determinato la graduale emersione dei corpi sedimentari di conoidi delizie appartenenti al bacino idrografico del Coscile. Successivamente la formazione di un nuovo reticolo idrografico ha contribuito ad isolare progressivamente le aree sommitali terrazzandole in maniera netta. Tali superfici, a luoghi, risultano sbloccate dalla successiva tettonica tensiva come p.e i terrazzi in sinistra al Torrente Garga ed in sinistra al Fiume Esaro.

I depositi terrazzati sono costituiti prevalentemente da materiali ossidati (terra rossa) e ciottoli, derivanti da processi di alterazione e rimaneggiamento della formazione sottostante, e poggiano in netta discordanza sulle successioni plio-pleistoceniche di base.

Gli ordini delle superfici spianate, riconoscibili nell'ambito del Foglio, sono essenzialmente quattro e marcano così le fasi di regressione marina e di riordinamento del sistema idrografico che s'impone, progressivamente, su nuovi livelli erosivi di base. Pertanto la successione dei depositi regressivi è individuabile nei seguenti ristretti intervalli altimetrici:

I ordine: tra i 400 ed i 640m che affiora, con superfici debolmente inclinate, prevalentemente sui versanti occidentali dell'abitato di Cassano allo Ionio; residui lembi sono altresì presenti a Nord dell'abitato di Altomonte;

II ordine: tra i 300 ed i 400 m, comprende vaste spianate che si estendono tra l'abitato di Firmo ed in sinistra Coscile e risultano incise dallo stesso e dalla Valle del Fiume Garga, nonché da corsi d'acqua minori;

III ordine: tra i 200 ed i 300m, comprende le superfici terrazzate ubicate prevalentemente a Sud dell'abitato di Cassano, nonché a Nord e nei dintorni dell'abitato di Roggiano Gravina. I rispettivi orli si presentano quasi sempre demoliti e quindi irregolari, inoltre in destra alla valle del Coscile alcuni lembi risultano di poco sbloccati da faglie orientate NE-SO;

IV ordine: tra i 100 ed i 200m rappresenta l'ordine topograficamente più basso e con i margini più incisi. Le superfici terrazzate si collocano prevalentemente sul lato orientale del Foglio ed in particolar modo in prossimità dell'apice da cui si diparte il ventaglio dei maggiori corsi d'acqua di zona che poi defluiscono nell'Esaro.

Età: Pleistocene Medio-Sup.

#### 4.2. - DEPOSITI TRAVERTINOSI (f<sub>1</sub>)

Calcari concrezionali teneri e concrezioni calcaree incrostanti di colore variabile dal bruno al bianco giallastro. I sedimenti sono generalmente fini, siltosi e vacuolari, talora associati a calcareniti bianco-giallastre porose e friabili con resti di macrofossili non datanti. Affiorano limitatamente sia in destra che in sinistra del Fiume Coscile nei pressi rispettivamente delle località Piano di Castello e Masseria Varcasia, con spessori massimi di 60-70m.

Età: Olocene

#### 4.3. - CONOIDI ALLUVIONALI

Gli accumuli di conoide, nell'intero Foglio, sono del tutto scarsi e, ove esistenti, abbastanza modesti. Piccoli con di detrito tuttavia si rinvencono al bordo settentrionale e meridionale del lago artificiale di Tarsia e a valle dello stesso sbarramento. Altre piccole conoidi si rinvencono, inoltre, in sinistra del Fiume Occido e Follone. I depositi sono caratterizzati prevalentemente da ghiaie e sabbie, talora limi, mal classati, privi di strutture sedimentarie e con aspetto caotico, nonché fortemente addensati. Tali depositi presentano una sezione leggermente convessa con spessore maggiore nella parte apicale ed hanno, in pianta, forma a ventaglio. Nella maggioranza dei casi, il riconoscimento di tali depositi è possibile grazie a questa tipica morfologia, poiché l'ambiente di conoide è spesso sede di intenso sfruttamento da parte dell'uomo e raramente è possibile studiarne le caratteristiche litologiche e sedimentologiche.

Età: Olocene

#### 4.4. - DEPOSITI ALLUVIONALI FISSATI ( $b_a$ )

Gli attuali corsi d'acqua, essendo prevalentemente in fase erosiva, incidono, in più tratti del loro corso, i rispettivi depositi, spesso fino a coinvolgere le rocce di substrato; i depositi alluvionali vengono così a trovarsi quasi sempre a quote superiori rispetto all'alveo attuale. Litologicamente si tratta di depositi ghiaiosi embriciati, sabbie con abbondanti ciottoli e depositi sabbioso limosi fissati dalla vegetazione ( $b_a$ ) o rielaborati dall'attività antropica (arature, scavi, riporti, cementazioni, vie di collegamento e così via) che ne impedisce, quindi, un maggiore studio di dettaglio. Questi affiorano prevalentemente nel margine orientale del Foglio ed in particolare nell'area in cui i principali corsi d'acqua confluiscono nel Fiume Esaro.

Età: Olocene

#### 4.5. - COLTRE ELUVIO-COLLUVIALE ( $b_2$ )

Sono raggruppati tutti i depositi a prevalente tessitura limo-sabbiosa con immersi clasti di varie dimensioni, accumulatisi lungo i versanti sia per trasporto in massa e/o ruscellamento diffuso (depositi colluviali) che per elaborazione in posto (prodotti eluviali). Inoltre, prevalentemente sui depositi costieri grossolani della fase regressiva ( $VSR_4$ ), è impostato un sistema di terrazzamento costituito essenzialmente dalla elaborazione subaerea dei sedimenti di chiusura, con apporti modesti di detriti di versante e terre rosse. Questi ultimi formano, a luoghi, croste di spessore metrico indurite che talora marciano le scarpate di margine dei terrazzi.

Età: Olocene

#### 4.6. - DEPOSITI DI FRANA ( $a_1$ - $a_{1a}$ )

I depositi relativi ai corpi di frana compresi in carta, non sono stati distinti in base alle caratteristiche morfogenetiche ma in base allo stato di attività: il deposito di una frana che non mostra evidenze di movimenti recenti ( $a_{1a}$ ) è stato descritto come accumulo gravitativo di materiale eterogeneo ed eterometrico attualmente non in movimento. Un deposito di frana che presenta, invece, evidenze di recenti movimenti e che quindi si possa ragionevolmente considerare come messo in posto nelle attuali condizioni morfoclimatiche ( $a_1$ ), è stato descritto come accumulo gravitativo di materiale eterogeneo ed eterometrico ad assetto caotico attualmente in evoluzione.

Nel Foglio rilevato i principali movimenti gravitativi si registrano lungo la fascia collinare pedemontana che raccorda le Unità carbonatiche di Catena

Costiera con i terreni mio-pliocenici, dove le principali forme di dissesto gravitativo sono riconducibili a frane per scorrimento rotazionale e traslativo. Colamenti evidenti sono stati invece rinvenuti in terreni sedimentari incoerenti quali: sabbie, argille ed argille-siltose con intercalazioni di corpi conglomeratici e sabbiosi. Limitati fenomeni di distacchi e crolli, non cartografabili, si registrano inoltre in aree a forte acclività, in special modo nelle valli fortemente incise che si sviluppano tra i versanti carbonatici. I fenomeni di collasso gravitativo più estesi si rilevano, comunque, lungo i versanti caratterizzati da terreni appartenenti alla formazione del Frido (OLF), costituiti generalmente da alternanze di argilloscisti e quarzoareniti. Età: Olocene

#### 4.7. - DEPOSITI DI VERSANTE PER GRAVITÀ (**a<sub>b</sub>-a<sub>b</sub>**)

Sui versanti meno ripidi e ai piedi delle scarpate si accumulano, per gravità e ruscellamento superficiale, detriti eterogenei ed eterometrici in scarsa matrice. Le dimensioni dei clasti variano da pochi centimetri ai grossi blocchi dell'ordine del m<sup>3</sup> e, sia pur distinti durante il rilevamento di dettaglio, ai fini di questo progetto sono stati accorpati in un'unica Unità quaternaria; è stato invece conservato il dettaglio relativo all'età, poiché i termini più antichi si presentano con un grado di cementazione più o meno spinto (a<sub>b</sub>), mentre i più recenti appaiono completamente sciolti (a). Laddove questi depositi a prevalente origine gravitativa assumono forma conoidale, è stata riconosciuta e cartografata la relativa forma. Età: Olocene

#### 4.8. - DEPOSITI ALLUVIONALI MOBILI (**b**)

I depositi alluvionali di poco elevati (1-2m) rispetto all'alveo attuale che possono, pertanto, essere rielaborati durante le piene, nonché essere parzialmente coinvolti dalle normali variazioni di portata stagionali e non risultano fissati dalla vegetazione arborea, sono stati considerati depositi attualmente in evoluzione e quindi mobili (b). Tali depositi risultano costituiti essenzialmente da ghiaie medio grossolane pressoché prive di matrice in quanto dilavata durante il trasporto. Età: Attuale.

PROGETTO  
CARGO



## V - TETTONICA ED EVOLUZIONE STRUTTURALE

Nell'area dei Fogli 542 "Verbicaro" e 543 "Cassano allo Jonio" sono state riconosciute, caratterizzate e cartografate strutture tettoniche antiche e recenti, espressioni della zona di massimo restringimento dell'orogene Arco calabro con la sovrapposizione di terreni bacinali metamorfici su complessi metamorfici di *foreland*.

Data la singolarità dei due fogli in questione ed adiacenti proprio in asse allo spartiacque regionale N-S, si ritiene funzionale esporre unitariamente il quadro tettonico, ciò al fine di evitare inutili ripetizioni e confusioni, dal momento che le strutture attraversano la catena montuosa e quindi si estendono in continuità tra i Fogli "Verbicaro" e "Cassano allo Jonio". Per una più completa interpretazione della tettonica del margine Nord dell'Arco calabro, sono stati compiuti diversi itinerari per estendere il rilevamento ai due fogli limitrofi a settentrione, "Castrovillari" e "Maratea".

Le prime strutture di carattere compressivo, sono rappresentate da sovrascorrimenti prodottisi in ambiente sia fragile che duttile e da strutture plicative, entrambi connessi alla strutturazione del *thrust-system* che ha portato all'impilamento delle diverse unità tettonostratigrafiche affioranti. Queste strutture sono state riconosciute fino a tutto il Tortoniano medio e, data l'età nonché la tipologia delle stesse, non presentano alcun significato morfologico e risultano smembrate da strutture tettoniche più recenti.



Fig. 18 - Panoramica del versante sinistro orografico di Valle Rosa. Da sinistra a destra nella foto: il versante è tettonicamente molto traumatizzato ma si individuano con buona evidenza le strutture prevalenti che determinano l'assetto attuale. La linea puntinata indica più o meno i termini più alti calcareo-dolomitici sovrapposti a quelli calcareo-filladici intermedi, sempre all'interno della stessa serie triassica; il Monte La Mula e la grande piega dei livelli medio superiori della formazione di San Donato a prevalenza di calcari e filladi intercalate. Le linee bianche frontali sono faglie dirette e le frecce ne indicano le aree ribassate; la linea puntinata nei tre blocchi a sinistra segna il passaggio tra le filladi basali e i carbonati metamorfici dei livelli mediani della formazione di San Donato nel blocco di destra. La foto è stata scattata dal Piano di Artemisia.

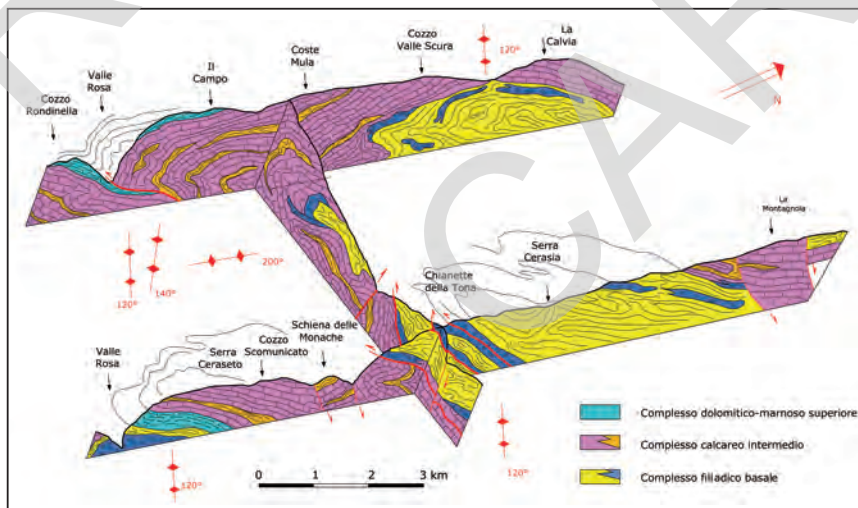


Fig. 19 - Ricostruzione strutturale nelle sue linee essenziali, delle metamorfite della formazione di San Donato nel settore a S e SE di Monte La Mula e Cozzo del Pellegrino. Zone in asse alla catena montuosa (da IETTO et alii, 2003), a cavallo dei Fogli 542 e 543. I terreni affioranti sono quelli più vecchi in catena, ascritti all'Anisico; alla base, geometrie delle successioni mesozoiche.

Queste ultime sono rappresentate prevalentemente da faglie ad alto angolo caratterizzate generalmente da cinematismi originariamente trascorrenti, destrorsi o sinistrorsi, a seconda delle direzioni delle famiglie a cui sono riconducibili. Alcune faglie trascorrenti di rilevanza regionale sono talora caratterizzate, nei settori di terminazione, di sovrapposizione e lungo i tratti caratterizzati da variazioni di direzione e/o di inclinazione, da fenomeni prevalentemente transpressivi che hanno portato alla formazione di *thrust* e pieghe.

La quasi totalità delle faglie trascorrenti, ed alcune superfici di sovrascorrimiento, sono state interessate da successive riattivazioni “passive” secondo cinematismi prevalentemente normali, compatibilmente con il campo di *stress* tardivo connesso con le fasi post-orogeniche estensionali, iniziate dal Pliocene superiore e tutt’ora in atto, legate al sollevamento isostatico dell’Appennino meridionale stesso prodottosi in seguito al distacco in profondità della placca ionica subdotta (WESTAWAY, 1993; WORTEL & SPACKMAN, 1993; DE JONGE *et alii*, 1994).

## 1. - DESCRIZIONE DELLA METODOLOGIA DI STUDIO

Lo studio si è sviluppato attraverso un’analisi geologico-strutturale eseguita dalla macro alla meso-scala. Allo scopo, si è proceduto attraverso vari stadi di lavoro, di seguito descritti in ordine logico.

### 1.1. - ANALISI MACROSTRUTTURALE

Lo studio macrostrutturale degli elementi tettonici recenti prodottisi per lo più in seguito a deformazioni fragili, è stato basato, inizialmente, sull’individuazione e sulla caratterizzazione degli indicatori morfoneotettonici, nonché sull’analisi delle loro interrelazioni. In primo luogo sono state considerate le scarpate di faglia; queste determinano versanti rettilinei resi discontinui da movimenti in massa di varia tipologia ed entità. Altri indicatori presi in considerazione sono stati: le faccette (triangolari e trapezoidali), i picchi isolati, i corsi d’acqua rettilinei, o modellati “a gomito” o a “doppio gomito” e, più raramente, le diversioni e le inversioni del reticolo di drenaggio. L’analisi del profilo dei crinali ha consentito di caratterizzare discontinuità altimetriche e plano-altimetriche, con “gradini” e “selle” allineate attraverso sistemi di crinali adiacenti. Indicatori morfoneotettonici significativi sono stati infine le superfici d’erosione quaternarie. Il grado di “freschezza” morfologica dei suddetti indicatori è legato all’età delle deformazioni tettoniche, all’“erodibilità” dei litotipi coinvolti nelle deformazioni,

nonché alla tipologia di struttura. In particolare, per quanto riguarda le faglie normali e/o trascorrenti, il riconoscimento è risultato abbastanza agevole, in quanto i piani di faglia, intersecando generalmente con andamento verticale o subverticale la superficie topografica, mostrano un buon contrasto morfologico rispetto all'orografia (qui si potrebbe inserire il riferimento alla figura foto 000 messa in precedenza. Viceversa i sovrascorrimenti, presentando piani da poco inclinati a sub-orizzontali, sono poco evidenti morfologicamente e spesso possono confondersi con le superfici di strato.

Lo studio macrostrutturale si è sviluppato, a scala progressivamente crescente, attraverso una fase di interpretazione di immagini da satellite stereoscopiche e di foto aeree, a cui è seguita una fase di rilevamento di campagna atta a verificare gli "indizi" morfoneotettonici. In tal modo è stato possibile definire le strutture recenti a varie scale di riferimento ed ottenere così una loro gerarchizzazione.

L'interpretazione di immagini da satellite (del tipo SPOT pancromatico, in scala 1.100.000-500.000) ha portato, attraverso il censimento, la selezione e la caratterizzazione di fotoallineamenti, fotolineazioni e fotolineamenti geotettonici, alla individuazione degli elementi strutturali regionali recenti del primo ordine

Mediante la successiva fase di interpretazione di foto aeree, di scala compresa tra 1:75.000 e 1:13.000, si è operata una "zoomata" sugli elementi riconosciuti nella fase precedente. In tal modo è stato possibile caratterizzare con maggiore dettaglio gli indizi morfoneotettonici del primo ordine ed individuare gli indizi morfoneotettonici di ordine inferiore, non compatibili con la scala delle immagini da satellite.

La fase di rilevamento geologico di campagna ha consentito di verificare le ipotesi neotettoniche sui lineamenti individuati nelle fasi precedenti, attraverso un rilevamento geologico volto essenzialmente a definire i rapporti geometrici e stratigrafici delle unità stratigrafiche e tettonostratigrafiche affioranti nelle immediate vicinanze degli elementi tettonici recenti.

La sintesi delle fasi di studio testè argomentate ha condotto all'elaborazione di una "*carta degli elementi tettonici recenti*", in cui sono stati rappresentati i principali elementi morfostrutturali dell'area, unitamente ai diversi tipi di indicatori morfoneotettonici. Ove possibile, gli stili strutturali di superficie sono stati confrontati ed affinati con dati di sottosuolo.

Lo studio macrostrutturale delle strutture più antiche, non significative da un punto di vista geomorfologico, è stato basato esclusivamente sul rilevamento geologico di campagna al fine di verificare i rapporti geometrici e geologico-stratigrafici tra le varie unità stratigrafiche e tettonostratigrafiche e sui rilievi mesostrutturali. In particolare, essendo le strutture antiche rappresentate prevalentemente da sovrascorrimenti profondi e da pieghe, ed, in subordine, da sovrascorrimenti

superficiali, gli studi sono stati basati essenzialmente sull'analisi delle deformazioni duttili.

## 1.2. - STUDIO MESOSTRUTTURALE

Gli elementi tettonici antichi e recenti, riconosciuti nell'area di studio, sono stati fatti oggetto di successivi studi meso-strutturali basati sull'analisi statistica degli indicatori cinematici.

Riguardo all'analisi delle deformazioni fragili, rimandando per ulteriori approfondimenti ad HANCOCK (1984), gli indicatori cinematici presi in considerazione sono rappresentati da piani di faglia incisi da strie con gradini di calcite e di stilolite, ciottoli improntati, superfici R-R', ciottoli striati. L'analisi degli indicatori cinematici ha consentito di comprovare la natura tettonica dei lineamenti individuati alla macroscale, valutare le direzioni di spostamento tra i differenti blocchi, definire la cronologia relativa ed assoluta e le direzioni degli sforzi principali medi e classificare quindi le tipologie di strutture.

I dati mesostrutturali delle strutture fragili sono stati raccolti in stazioni di misura distribuite uniformemente nei settori studiati, in numero sufficiente per un'analisi statistica significativa. Per ogni piano di faglia striato sono stati misurati la direzione, il "dip" (immersione e inclinazione) ed il "pitch" (angolo formato tra la stria e la direzione del piano di faglia), ed è stato determinato anche il verso di movimento lungo la stessa stria (normale, inverso, trascorrente destro/sinistro, obliquo). Ai fini dello studio, sono stati presi in considerazione soltanto le meso-faglie i cui indicatori cinematici erano definibili con certezza. Sono stati identificati e misurati 226 piani di faglia striati che, essendo distribuiti uniformemente nell'area di studio, costituiscono un campione statisticamente significativo per l'analisi strutturale.

Le meso-faglie sono state successivamente raggruppate, per affinità cinematica e giacitura, in più famiglie, correlabili con differenti eventi deformativi, e rappresentate su diagrammi stereografici di Schmidt (emisfero inferiore). Per ogni famiglia costituita da un numero di faglie superiore a cinque (ciò ai fini di un'analisi statistica attendibile), sono stati calcolati, mediante il metodo degli angoli diedri (ANGELIER, 1979) gli sforzi principali medi ( $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ ,  $\sigma_3$ ).

Riguardo alle deformazioni duttili, sono state prese in considerazione le superfici di clivaggio, le lineazioni di intersezione e strutture plicative di vario ordine (dalle pieghe del primo ordine, alle *drag folds*, ecc.). In particolare gli assi delle pieghe sono stati rappresentati su diagrammi stereografici di Schmidt (emisfero inferiore). Sono stati identificati e misurati 93 assi di pieghe distribuiti uniformemente nell'area di studio

### 1.3. - DESCRIZIONE DEI DATI

L'area di studio rappresenta uno tra i settori a maggiore complessità strutturale nel quadro geologico del Mediterraneo centrale, in quanto ricade immediatamente a N del limite tra le propaggini più meridionali della catena appenninica e l'Arco Calabro-peloritano.

Inoltre l'area rappresenta il settore di transizione tra due elementi strutturali del primo ordine rappresentati da:

- l'*horst* della Catena Costiera calabra, strutturato da faglie distensive ad andamento N-S che sollevano e delimitano i litotipi cristallino-metamorfici paleozoici rispetto ai depositi sedimentari prevalentemente tortoniano-quadernari che riempiono la depressione tettonica (*graben*) della Valle del F. Crati;
- la Linea del Pollino, rappresentata da una faglia normal-trascorrente sinistra, che ha giocato fino a tutto il Pleistocene medio un ruolo fondamentale nel trasporto orogenico fino alla posizione attuale dell'Arco Calabro-peloritano (DEWEY *et alii*, 1989).

Sembra opportuno premettere come, in queste condizioni, il presente lavoro geo-strutturale non sia potuto risultare esaustivo rispetto ai diversi aspetti delle deformazioni tettoniche che hanno coinvolto l'area; ai fini della realizzazione della Carta, è stata posta maggiore attenzione sulle deformazioni post-orogeniche, prevalentemente fragili, che hanno portato alla strutturazione dell'assetto tettonico attuale.

Riguardo alle deformazioni duttili profonde, connesse con i processi di subduzione che hanno contribuito in modo sensibile alla strutturazione dell'orogene appenninico, si ritiene che debbano essere effettuati ulteriori studi, soprattutto di carattere petrografico-strutturale, volti a ricostruire, con un adeguato dettaglio, la storia deformativa dell'orogene, attraverso il riconoscimento e la differenziazione di differenti gruppi di elementi strutturali che si sono formati in differenti condizioni tettono-metamorfiche susseguitesesi temporalmente.

Con le premesse espresse, l'insieme dei dati raccolti, elaborati ed interpretati, consente di definire strutturalmente la zona di studio un *horst* (d'ora in poi denominato "*Horst della Mula*") delimitato, ad E, dalla direttrice tettonica regionale subverticale ad andamento NE-SO "Saracena-Acquaformosa-S. Agata d'Esaro" e, ad O, dalle direttrici tettoniche, anch'esse sub-verticali, ad andamento N-S "Verbicaro-Monte Montea" e "Buonvicino-Sanginetto". Le suddette direttrici hanno sollevato e delimitato le unità dell'orogene appenninico prevalentemente carbonatiche, della Dolomia Principale e dell'Unità di San Donato, rispetto ai termini liguridi (Unità del Frido, Unità ofiolitifere) e calabridi (Unità di Alto grado metamorfico).

In particolare, la direttrice "Saracena-Acquaformosa-Sant'Agata d'Esaro" rappresenta una faglia che ha evidenziato cinematismi inizialmente sinistri e,

successivamente, movimenti che sono evoluti progressivamente da normal-trascorrenti sinistri a “*dip slip*” normali; la faglia ribassa verso E e si sviluppa, con continuità e con direzione sostanzialmente costante, per una lunghezza complessiva di 30 km.

Le direttrici “Verbicaro-Monte Montea” e “Buonvicino-Sanginetto” (relativamente al Foglio “Cassano allo Jonio”) rappresentano invece faglie che hanno evidenziato cinematismi inizialmente destri e, successivamente, sono stati interessati da movimenti che sono evoluti progressivamente da normal-trascorrenti destri a “*dip slip*” normali; le due suddette faglie ribassano verso il versante tirrenico e si sviluppano per lunghezze complessive rispettivamente di 19 km e 14 km.

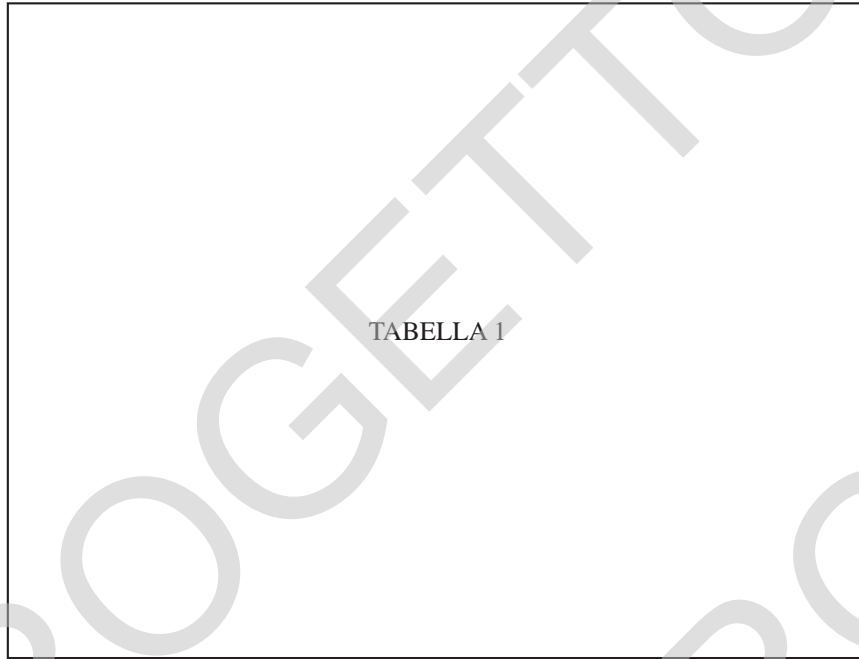
Ai suddetti sistemi di faglie del primo ordine sono associate strutture di rango inferiore rappresentate sia da faglie, sintetiche ed antitetiche.

I singoli segmenti di faglia hanno dislocato e smembrato l’edificio a *thrust* e pieghe rappresentato dall’orogene appenninico, nonché un sistema di faglie ad andamento medio ONO-ESE mostranti cinematismi trascorrenti sinistri, legato alla “Linea del Pollino”, interposto temporalmente tra le strutture compressive della catena e le strutture normal-trascorrenti che individuano l’*Horst* della Mula. Le strutture ad andamento ONO-ESE caratterizzano il settore più settentrionale dell’area di studio, che ricade a ridosso della Linea del Pollino. Anche le suddette strutture hanno evidenziato movimenti sinistri fino al Pleistocene medio e sono state successivamente riattivate in normale. Durante la fase trascorrente lungo tali faglie si sono prodotte strutture transpressive, rappresentate da sovrascorrimenti e pieghe, che hanno “assorbito” le componenti di trascorrenza in settori di terminazione, di sovrapposizione e nei tratti in cui si verificano variazioni di direzione delle faglie stesse (CATALANO *et alii*, 1993).

Le riattivazioni “passive” come faglie normali, legate agli eventi estensionali tardivi connessi con il sollevamento in atto dell’Appennino meridionale, hanno coinvolto tutte le faglie ad alto angolo, originariamente trascorrenti (destrorsi o sinistrorsi), che sono disposte in posizione cinematicamente compatibile con la direzione di estensione massima E-O (LANZAFAME & TORTORICI, 1981; TORTORICI, 1981) determinata dall’*uplifting* della catena. Le riattivazioni hanno coinvolto anche i *thrust*, originando caratteristiche LANF (Low Angle Normal Faults).

#### 1.4. - STADI TETTONICI E STRUTTURE RELATIVE

Sulla scorta di affinità cinematiche e giaciture, nonché della loro cronologia relativa ed assoluta, le strutture riconosciute nell’area in esame hanno consentito di distinguere quattro stadi deformativi (Stadi A, B, C, D), ognuno dei quali comprendente una o più famiglie di strutture (Tab.1).



Tab.1:

#### 1.4.1. - *Stadio A*

Comprende tutte quelle strutture che hanno portato alla strutturazione dell'orogene appenninico. Pertanto in questo stadio sono comprese le strutture compressive, fragili e duttili, che si sono formate durante la costruzione del cuneo di accrezione attraverso una deformazione di taglio semplice sviluppata a differenti livelli crostali. Esse sono costituite da pieghe ed accavallamenti che, in riferimento anche al lavoro di MONACO *et alii* (1994), si sarebbero sviluppati prevalentemente durante il Miocene documentando una compressione massima e, quindi, una direzione di trasporto, verso NE, come ben documentato, tra l'altro, dall'analisi meso-strutturale.

Alla macroscale, gli accavallamenti legati a questa fase deformativa, che presentano direzioni medie NO-SE, costituiscono la maggior parte di quelli che caratterizzano l'area di studio. Essi avrebbero prodotto la sovrapposizione tettonica delle unità liguridi (Unità dal Frido, Unità Diamante-Terranova e Unità di Malvito) sulle unità carbonatiche, nonché frequenti sovrapposizioni tra le unità della catena appenninica. L'evento deformativo sarebbe altresì responsabile della formazione di *duplex* di varia estensione, verticale ed areale, che si rinvengono



generalmente lungo le principali superfici di sovrascorrimento. Tra questi è opportuno segnalare: i *duplex* di rocce basaltiche e metabasaltiche (unità ofiolitiche) presenti all'interno dell'Unità del Frido; i *duplex* di depositi messiniani presenti incassati meccanicamente all'interno delle unità carbonatiche (il più rilevante è quello intercettato dalla perforazione della galleria dell'Abatemarco); i *duplex*, riscontrabili a vari livelli, di differenti elementi delle unità carbonatiche lungo i quali si determinano inversioni degli originari rapporti stratigrafici tra le successioni carbonatiche.

I sovrascorrimenti sono ben evidenti alla meso-scala (famiglia T2) e documentano vergenze compressive verso NE. Questi presentano piani orientati N120° e debolmente inclinati (inclinazioni tra 0-10°, in corrispondenza di *flat*, e 40-50°, in corrispondenza di *ramp*) prevalentemente verso NO (*thrust*, foto 1) e verso SE (*backthrust*, foto 2 ed 3) ed evidenziano movimenti da *dip-slip*, in corrispondenza di rampe frontali (*pitches* prossimi ai 90°), ad obliqui, in corrispondenza di rampe laterali (*pitches* da 0° a 40-50°), dove le direzioni dei piani assumono un andamento medio NE-SO. I sovrascorrimenti T2 sono stati riscontrati fino a tutto il Tortoniano superiore-Messiniano.

Le strutture plicative prodottesi durante lo Stadio A sono cinematicamente compatibili con i sovrascorrimenti (anch'esse documentano una compressione massima orizzontale orientata NE-SO). Alla macroscale, le strutture plicative interessano tutti i litotipi pre-tortoniani con assi orientati per lo più N120° (campo di variabilità 90-130°), come si evince dalla Carta e dal diagramma di Fig.21. La vergenza delle pieghe è prevalentemente verso SO. Tra le maggiori pieghe riconosciute alla macro-scala si menzionano, in ordine di importanza:

- 1 - L'imponente piega-*thrust* coricata di Monte la Mula e la Muletta (Fig.20);
- 2 - Il fronte di sovrascorrimento e la zona di cerniera sono visibili in spettacolari affioramenti lungo i versanti in sinistra orografica della Valle del Fiume Rosa;
- 3 - I terreni coinvolti in cerniera e dislocati dal sovrascorrimento sembrano confinati, come deformazione massima, alla formazione di San Donato (dal complesso silico-clastico basale al complesso dolomitico superiore). La struttura infatti mostra i caratteri di un *blind-thrust* e, da E verso O, sia il "complesso calcareo intermedio" che il "complesso dolomitico superiore", tendono progressivamente (nei pressi di Varco del Palombaro), ad assumere l'assetto di un'anticlinale asimmetrica con scomparsa sia del fianco rovescio che del *thrust* basale. Nel settore meridionale del Varco del Palombaro, l'antiforme coinvolge esclusivamente il "complesso dolomitico superiore" della serie di San Donato, il quale è sormontato, dai pressi di Serra Cannaroso fino a Monte Montea, dalla Dolomia Principale"
- 4- L'anticlinale di Monte la Cresta. Questa solleva il complesso filladico fino a quote intorno ai 1700 m s.l.m. Sul fianco settentrionale dell'anticlinale, alle filladi segue stratigraficamente l'intera successione della formazione di San

Donato che culmina, per potenza, presso Monte Cozzo del Pellegrino. Sul fianco meridionale, le filladi fanno passaggio ai calcari grigi (con livelli a diplopore) di Cozzo di Vallescura, i quali, ancora più a sud, nei pressi di Serra Paratizzi e Acqua di Frida, tendono a verticalizzare fino a rovesciarsi.

- 5 - La serie di pieghe con piani assiali sub-paralleli immergenti verso nord tra Serra Limpida e Cozzo del Pezzente (ad ovest di Cozzo del Pellegrino). I terreni affioranti coinvolti nel piegamento sono rappresentati dagli intervalli mediani e superiori della formazione di San Donato.
- 6 - Il sistema anticlinorio di loc. Schiena di Rossale, rappresentate da un sistema di pieghe isoclinali e con piani assiali immergenti verso sud di 60-70°. Il sistema coinvolge il membro filladico basale della formazione di San Donato. Questa struttura, il cui asse principale si sviluppa per oltre 2 km, tende ad esaurirsi progressivamente in ondulazioni sempre più blande verso nord, mentre verso sud (Piano della Tavolara) è limitata da faglie ad alto angolo.

Alla mesoscala, le strutture plicative riferibili allo Stadio A (famiglia P120) sono ben documentate in tutti i litotipi affioranti d'età compresa tra il Trias ed il Miocene superiore. Le mesopieghe presentano giaciture degli assi generalmente sub-orizzontali o debolmente inclinati (inclinazione media = 20-30°; inclinazione massima=50°) sia verso SE (foto 4) che verso NO. Le direzioni degli assi oscillano tra N90° e N140°.

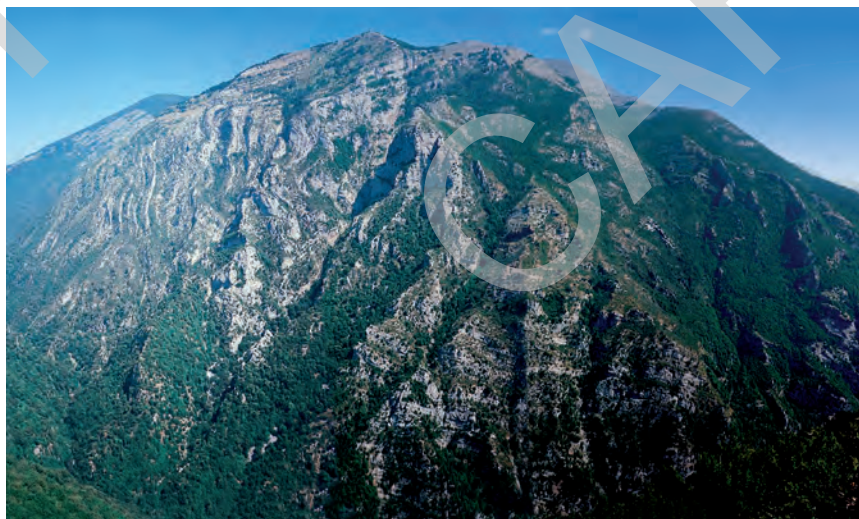


Fig. 20 - Panoramica del piegamento che interessa quasi l'intero corpo centrale della catena in corrispondenza di Monte La Mula.

#### 1.4.2. - *Stadio B*

Comprende le deformazioni legate allo sviluppo di strutture trascorrenti sinistre ad andamento ONO-ESE (campo di variabilità N90-130°). Secondo CATALANO *et alii* (1993) tali strutture sarebbero riferibili ad una fascia trascorrente di rilevanza regionale, culminante con la Linea del Pollino, che caratterizza l'area del confine tra Calabria e Lucania; gli Autori ritengono che esse si siano sviluppate nell'ultima fase dei processi collisionali nel Pleistocene inferiore-medio. Durante questo stadio, infatti, il forte inspessimento crostale avrebbe inibito la ulteriore propagazione verso zone più esterne del sistema a *thrust* prodottosi durante lo stadio precedente, favorendo invece l'attivazione di strutture trascorrenti.

Alla macroscala, le strutture trascorrenti caratterizzano il settore nord-orientale dell'area di studio, che ricade immediatamente a S della Linea del Pollino. Le strutture interessano sia il substrato carbonatico che i terreni liguridi e miocenici sovrastanti. Tra le macrostrutture appartenenti al suddetto sistema è opportuno citare:

- 1 - il sistema di faglie di carattere trascorrente-normale sinistro, che si sviluppa in direzione ONO-ESE, tra gli abitati di Lungro Saracena e Piano di Novacco. Le faglie giustappongono i termini filladici (SDN<sub>3</sub>) dell'unità metamorfica di San Donato ai calcari cristallini (SDN<sub>1</sub>) della successione non metamorfica della stessa unità. Ad ovest dell'allineamento Serra della Lupara-La Montagnola, il sistema viene dislocato da faglie ad alto angolo (orientate sia N-S che NE-SO) prodottesi durante il successivo Stadio C.
- 2 - In Loc. Tavolara, una delle strutture ONO-ESE solleva un *duplex* costituito da metamorfiti appartenenti all'Unità del Frido, originariamente interposto in posizione tettonica entro i termini dell'unità metamorfica di San Donato. Situazione del tutto simile si riscontra, nell'ambito dello stesso sistema, in Loc. Piano di Campolongo, dove un *duplex* costituito da breccie poligeniche del Paleocene (SBN<sub>4</sub>) e da dololuiti noriche appartenenti alla Dolomia Principale (DPR<sub>a</sub>), interposto meccanicamente all'interno dei calcari cristallini appartenenti all'Unità di San Donato, viene sollevato da una struttura trascorrente-normale ONO-ESE.
- 3 - Nei dintorni dell'abitato di San Donato di Ninea il sistema ONO-ESE solleva blocchi di metacalcari (SDN<sub>4</sub>) appartenenti all'Unità di San Donato rispetto ai litotipi filladici (SDN<sub>3</sub>) all'interno dei quali erano originariamente inglobati in *duplex*.

Alla mesoscala queste strutture (F3) hanno evidenziato direzioni medie intorno a N120°, con strutture associate (anch'esse caratterizzate da movimenti sinistrorsi) mostranti direzioni intorno a N100°, che sono interpretabili come Riedel (R). I piani delle meso-faglie T3 si presentano per lo più verticali o fortemente immergenti verso SO e, in subordine, verso NE. Le strie sui piani ad immersione SO si presentano da orizzontali (Fig.21) ad inclinati fino a 30° verso SE, mentre sui piani ad immersione NE inclinano verso NO.



Fig. 21 - Particolare di piano di faglia striato su  $Tm-dc$  orientato ONO-ESE con fratture di Riedel (R) e ciottoli improntati che evidenziano movimenti di tipo strike-slip sinistri (foto scattata lungo Fiume Rosa)

Le strutture trascorrenti sinistre documentano, alla luce dei dati meso-strutturali, una direzione di compressione massima ( $T1$ ) ed orientata all'incirca E-O.

Nei settori di interferenza tra i singoli segmenti di faglie trascorrenti, si individuano aree in transpressione a cui sono riferibili strutture compressive quali *thrust* e pieghe. Tali strutture evidenziano cinematismi compatibili con  $T1$  orizzontale orientato E-O, le cui traiettorie possono subire rotazioni nei settori di interferenza tra faglie fino a direzioni NO-SE (MONACO & TANSI, 1992), dando pertanto origine a sovrascorrimenti con piani vergenti verso NO (*thrust*) e verso SE (*backthrust*) e a pieghe con assi orientati N20 (campo di variabilità N 170-30°) (Fig. 22).

In particolare, le pieghe d'origine transpressiva ripiegano gli assi delle pieghe con assi orientati N120; il ripiegamento genera strutture di interferenza con duomi e selle allineati mediamente in direzione NNE-SSO. Il maggiore alto strutturale compreso nell'area dei Fogli 542 e 543, è diretta conseguenza della fase plicativa appena descritta; a testimonianza degli sforzi, rimangono le culminazioni topografiche in allineamento e cioè: Schiena di Rossale (filladi basali di San Donato); Cozzo di Pellegrino; Cozzo di Vallescura; la Mula e la Muletta (metacalcari di San Donato); Cozzo Rondinella e Monte Spina Santa (dolomie superiori di San Donato). Questo asse strutturale NNE-SSO si immerge, verso O, al di sotto dei grandi corpi Dolomia Principale norica, che forma l'intero gruppo montuoso,

allineato anch'esso NNE-SSO, di Sasso dei Greci, M. Montea, M. La Caccia, M. Cannitello (tutte cime comprese tra i 1300 e i 1800 m s.l.m.). In successione verso la costa tirrenica, seguono gli spessori massimi conservati della successione di Verbicaro che culminano anch'essi a quote superiori ai 1000 m s.l.m. (Monte Frattina e La Castelluccia). Altre evidenze del ripiegamento sono fornite dalla marcata ondulazione degli assi N120° con prevalenza delle immersioni verso O, talora prossimi alla verticale, nei pressi di Colle Barretta, a monte di Saracena.

Le pieghe d'origine transpressiva sono ben evidenti alla meso-scala (famiglia P40) e presentano giaciture degli assi generalmente sub-orizzontali o debolmente inclinati (inclinazione media = 20°; inclinazione massima=40°) sia verso NE (foto 8) che verso SO. Le direzioni degli assi oscillano tra N0° e N 60°.

La fase plicativa N20° è certamente post-messiniana, come dimostrano le

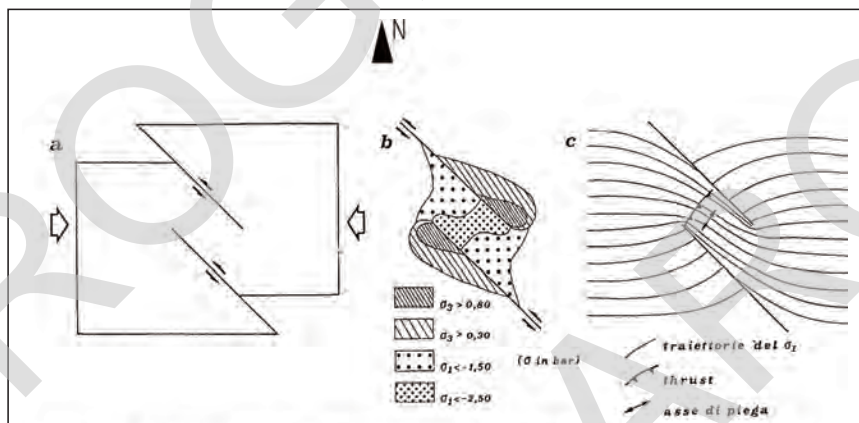


Fig. 22 - Modello cinematico delle strutture transpressive (thrust e pieghe) prodotte da interferenza tra le faglie trascorrenti sinistre ad andamento ONO-ESE (da MONACO & TANSI, 1992, leggermente modificato). (a) schema geometrico. (b) concentrazione degli stress; in puntinato le aree in compressione, in rigato le aree in distensione. (c) riorientazione delle traiettorie del T1

deformazioni degli affioramenti in Loc. Serra Ceraseto, nel settore podemontano SO di Monte La Muletta, dove le argille a gessi ed i conglomerati basali vengono limitati e deformati dalla stretta antiformentale asimmetrica orientata NNE-SSO, che da Serra Ceraseto si estende a N, fino a Monte Carroso e, a S, fino al Piano di Artemisia per uno sviluppo complessivo di oltre 6 km.

I *thrust* d'origine transpressiva presentano, alla macroscala, piani orientati mediamente NE-SO e vergenze prevalenti verso SE e, in sub-ordine, verso NO.

Alla mesoscala, i suddetti *thrust* (famiglia T1) documentano una compressione media NO-SE. I *thrust* presentano piani orientati prevalentemente NE-SO e debolmente inclinati (inclinazioni tra 0-10°, in corrispondenza di *flat*, e 40-50°,

in corrispondenza di *ramp*) prevalentemente verso SE (*thrust*, foto 9-10) e verso NO (*backthrust*) ed evidenziano movimenti da *dip slip* in corrispondenza di rampe frontali (*pitches* prossimi ai 90°) ad obliqui in corrispondenza di rampe laterali (*pitches* da 0° a 40-50°) dove le direzioni dei piani assumono un andamento medio NO-SE.

#### 1.4.3. - *Stadio C*

Comprende le deformazioni legate allo sviluppo di faglie trascorrenti destre con componente normale ad orientamento medio N-S (campo di variabilità N160°-20°) e di faglie trascorrenti sinistre con componente normale ad orientamento medio N60° (campo di variabilità N40°-N70°). I suddetti sistemi documentano una direzione di compressione massima orientata NE-SO (Fig. 23).

Alla macroscala, le strutture prodottesi durante lo *Stadio C* sono le più diffuse nell'area di studio e, come già accennato precedentemente, determinano l'assetto neotettonico dell'area, individuando l'*Horst della Mula*.

Le strutture appartenenti al sistema N-S caratterizzano il settore occidentale

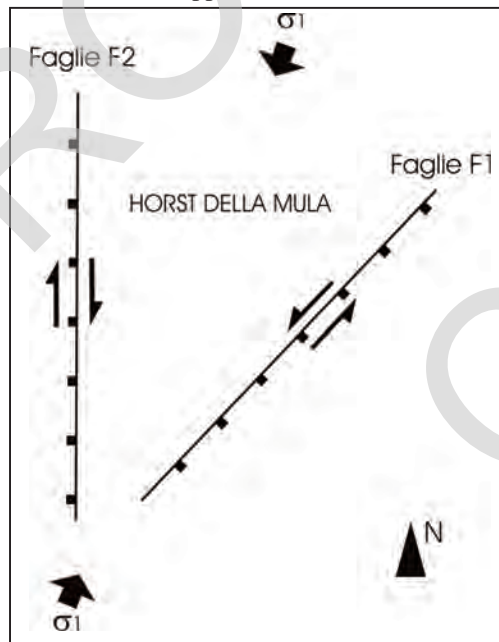


Fig. 23 - *Modello cinematico dello Stadio C. All'evento deformativo sono legate le strutture trascorrenti-normali N-S e N60° prodotte da una compressione media NE-SO e responsabili dell'individuazione dell'Horst della Mula.*

dell'area di studio dove sono organizzate in un sistema a "gradinata" di faglie normali ribassanti ad O verso il Mar Tirreno. Tra queste faglie si segnalano, in ordine di importanza:

- 1 - la faglia "Verbicaro-Monte Montea". Essa rappresenta una delle principali strutture responsabili del sollevamento, lungo il versante tirrenico, dei litotipi carbonatici che costituiscono l'*Horst della Mula*. In particolare lungo il tratto più settentrionale della faglia, compreso tra le Locc. Caccarella e Traversa, la faglia determina il sollevamento della sequenza quasi completa della successione di Verbicario (parte delle for-

- mazioni di Serra Bonangelo, Alberosa e di Sant'Agata d'Esaro) e la giustapposizione di questa rispetto all'alternanza di argilloscisti e quarzareniti appartenenti all'unità del Frido (OLF). Lungo il suo tratto meridionale, compreso tra Loc. Cannavo e Passo dello Scalone, la struttura è invece responsabile della giustapposizione dei due termini (DPR<sub>a</sub> e DPR<sub>b</sub>) che costituiscono la Dolomia Principale.
- 2 - La faglia "Buonvicino-Sanginetto" concorre anch'essa al sollevamento delle unità carbonatiche che costituiscono l'*Horst* della Mula, rappresentati dai termini della Dolomia Principale e dagli orizzonti basali della successione di Verbicaro, rispetto alle metamorfite dell'Unità del Frido.
  - 3 - La faglia "Sanginetto Lido-Diamante-Cirella" determina, lungo il suo tratto settentrionale (tra Cirella e Diamante), il sollevamento di termini riferibili alla successione di Verbicaro (SBN<sub>4</sub>), alla Dolomia Principale (DPR), ed alle unità liguridi (OFD e OLF) rispetto ai depositi sabbioso-conglomeratici del Pleistocene superiore-Siciliano; lungo il suo tratto meridionale (tra Diamante e Sanginetto Lido) la struttura determina invece il sollevamento delle unità altomioceniche (rappresentate da SDN<sub>n</sub>), rispetto ai depositi b<sub>n</sub>.
  - 4 - Lungo il suddetto sistema a "gradinata" di faglie, si riconoscono strutture sintetiche di minore importanza che giustappongono variamente i litotipi dell'unità del Frido con i vari termini appartenenti alla successione di Verbicaro.

Nel settore orientale dell'area di studio le faglie N-S dislocano, con rigetti molto limitati, i depositi quaternari. Tra queste strutture si segnalano, in ordine di importanza: la faglia "Manca Vigna-Roggiano Gravina", ribassante verso E; la faglia "Altomonte-Piano di Rosa", ribassante verso O; il sistema di faglie che giustappongono variamente i litotipi della catena con i depositi quaternari, nel settore compreso tra Tarsia e San Lorenzo del Vallo.

Alla mesoscala, le faglie ad andamento medio N-S (famiglia F2) hanno evidenziato cinematismi che passano progressivamente da *strike-slip* destri (strie orizzontali, Fig.24) a normal-trascorrenti destri (strie immergenti fino a 50°). Le direzioni medie oscillano intorno a N0° (campo di variabilità tra N170° e N30°). I piani presentano andamento da sub-verticale a subverticale (inclinazioni massime = 60°) ed immergono in prevalenza verso O e, in sub-ordine, verso E.

Le faglie appartenenti al sistema N60° caratterizzano il settore orientale dell'area di studio dove sono organizzate in un sistema a "gradinata" di faglie ribassanti a SE, verso la Valle del F. Crati. Tra queste faglie si segnalano, in ordine di importanza

- 5 - la faglia "Saracena-Acquaformosa-Sant'Agata d'Esaro" che, come già accennato in paragrafi precedenti, delimita ad oriente l'*Horst* della Mula. Nel tratto compreso tra Saracena e San Donato di Ninea, la struttura determina il sollevamento dei termini dell'unità metamorfica di San Donato (SDN<sub>3,5</sub>) rispetto alle metamorfite dell'unità del Frido. Nel tratto compreso tra San Donato di Ninea e

S. Agata d'Esaro, la struttura solleva i vari termini metamorfici ( $SDN_{3,5}$ ) e non metamorfici ( $SDN_{1,2}$ ) dell'unità di San Donato, rispetto a vari termini delle unità liguridi (OLM, OFD, OLF), alle unità di alto grado metamorfico (GFL), nonché ai depositi alto-miocenici.

- 6 - La faglia "Timpone del Pino-Capi di Rosa", che struttura la porzione sommitale del lato orientale dell'*Horst* della Mula, dislocando i termini metamorfici (Tfl, Tmda, Tmc) e non metamorfici (Tc, Tdc) dell'unità di San Donato.
- 7 - La faglia "Monte Tamburi-Altomonte-Malvito", che struttura la porzione basale dell'*Horst*, dislocando quasi esclusivamente i depositi quaternari, fatta eccezione per il settore mediano della stessa, lungo cui si attua il sollevamento delle metamorfiti dell'unità del Frido rispetto ai depositi quaternari.
- 8 - La faglia "Serra Follorito-Piano di Rose", che rappresenta una struttura antitetica rispetto al sistema a "gradinata", struttura invece il bordo orientale dell'*Horst* della Mula. Lungo tale struttura si attua il sollevamento dei calcari cristallini della successione non metamorfica di San Donato (Tc), rispetto ai depositi altomiocenici (Mcl) ed ai litotipi metamorfici (Tmc, Tmdc) dell'unità di San Donato.

Le faglie ad andamento  $N60^\circ$  (famiglia F1), hanno evidenziato, alla mesoscala, cinematismi che passano progressivamente da *strike-slip* sinistri (strie orizz-



Fig. 24 - Particolare di piano di faglia striato su Gcs, orientato N-S ed immergente verso O, con fratture di Riedel e ciottoli improntati che evidenziano movimenti destri-normali (pitch immergente di  $20^\circ$  verso N). Foto scattata a sud di Verbicaro



zontali) a normal-trascorrenti sinistri (strie immergenti fino a 40-50°). Le direzioni medie oscillano intorno a N60° (campo di variabilità tra N40° e N70°). I piani presentano andamento da sub-verticale a subverticale (inclinazioni massime = 60°) ed immergono in prevalenza verso SE e, in sub-ordine, verso NO.

#### 1.4.4. - *Stadio D*

È rappresentato da una tettonica distensiva che, essendo prodotta da una direzione di estensione massima orizzontale (T3) orientata E-O (LANZAFAME & TORTORICI, 1981; TORTORICI, 1981), riattiva le preesistenti faglie trascorrenti prodottesi durante gli stadi B, C e D, le quali presentano sui loro piani strie verticali (*dip-slip*) o sub-verticali (oblique) sovrapposte a quelle orizzontali o sub-orizzontali. L'evento è stato altresì responsabile della locale riattivazione di alcune rampe di *thrust* prodottesi sia durante lo Stadio A (T2) che durante lo Stadio B (T1) dando origine a caratteristiche LANF (Fig. 25).

Questa deformazione in distensione si sviluppa probabilmente a partire dal

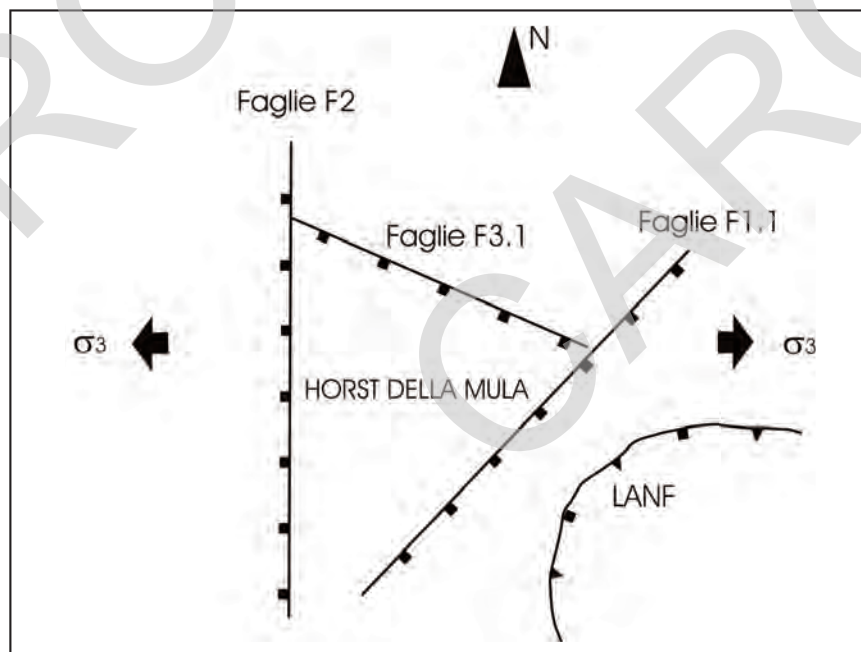


Fig. 25 - Modello cinematico dello Stadio D. All'evento deformativo sono legate le riattivazioni in normale delle strutture trascorrenti ONO-ESE, delle strutture trascorrenti-normali N-S e N60°, e di alcune rampe di thrust (LANF). L'evento è prodotto da una estensione media E-O

Pleistocene superiore e continua presumibilmente fino all'Attuale, definendo le caratteristiche sismotettoniche dell'Appennino meridionale.

L'evento deformativo ha prodotto lungo le faglie trascorrenti ad alto angolo formatesi durante gli Stadi B, C e D, un sensibile incremento dei rigetti verticali con conseguenti risvolti sui caratteri morfoneotettonici delle stesse, i quali risultano particolarmente evidenti nell'area. Gli indicatori morfoneotettonici legati all'attività tardiva di queste faglie appaiono infatti particolarmente "freschi" morfologicamente e sono rappresentati da diffuse faccette triangolari e trapezoidali, nonché da discontinuità altimetriche di crinale, che marcano le principali dislocazioni. Talora sono altresì riconoscibili discontinuità plano-altimetriche dei crinali, che confermano le componenti di trascorrenza documentate alla mesoscala.

Alla mesoscala, le strutture ad alto angolo, originariamente trascorrenti, riferibili allo Stadio D, evidenziano chiaramente un costante e progressivo passaggio da movimenti obliqui (cinematismi normali-sinistri, per le famiglie F1.1 ed F3.1; cinematismi normali-destri per la famiglia F2,) a movimenti di tipo *dip-slip* (pitches intorno ai  $90^\circ$ ). La successione di questi eventi è ben documentata dalla presenza di strie sovrapposte sui piani di faglia (Fig.26).

Alla meso-scala sono evidenti anche le testimonianze della riattivazione passiva lungo le rampe di *thrust*.



Fig. 26 - Particolare di piano di faglia striato su dva, orientato ONO-ESE ed immergente verso SO, con fratture di Riedel che evidenziano movimenti obliqui sinistri-normali (pitch immergente di  $60^\circ$  verso SE). Foto scattata lungo la strada che conduce al Santuario della Madonna del Pettoruto.

## VI - ABSTRACT

Contiguous Sheets 542 “Verbicaro” and 543 “Cassano allo Jonio” include areas, grounds and structures that are among the most complex and uncertain of the Apennine. These are complex since they include the collisional margin between Europe and Africa with interposed basin sediments of Tetide; they are uncertain since it is very difficult to reconstruct residual fragments of an orogen that is transversally critical-tapered. Moreover they do not crop up entirely.

The issues emerged on the above mentioned sheets are enriched by data provided by Sheets “Maratea” to the south and “Castrovillari” to the north. Metamorphism deletes the rocks diagnostic features even though the gradient is extremely variable: from rocks with typical facies such as dolomites ad muscovite (*auct.*) and plagioclases to rocks rich in fossils so well-preserved that level and form of growth can be assessed (i.e. in the *Megalodon*). This can sometimes suggest diversities in the outlines of the rocky bodies at the stage of orogenic transportation. The present work does not suggest this since some metamorphic elements are always found such as recrystallisation, brandimage and shale characteristics of the terrigenous terms although in thin interlayers. In the postmesozoic grounds modifications of neither the texture nor lithologies of original sediments are found. The difference between the two sheets is not the tectonics or cronstratigraphy but rather the presence and extent of northern depressions variously associated to large fluvial basins that are being filled such as the case of the Crati

and Cascile basins on the Sheet "Cassano". To the contrary "Verbicaro" mainly spreads over grounds that form the mountain range. However on both Sheets the most ancient outcropping grounds are composed of a thick terrigenous scarp deposit (over 1000 m) with included lenticular layers rich in *Diplodora*. However the Anisean age of these *mud-mounds* could also extend up to the Permian if the underlying phyllites are considered. Phyllites and meta-arenites were gradually replaced by a carbonate sedimentation and probably occurred following the interpretation scheme of Figure XX. Prevailing but not exclusive meta-limestones date back to the entire Trias and until the Carnic. Dolomitic coastal breccia facies close the Trias and at the Mt Castelluccio ("Cassano" Sheet) they give place to limestones with large gypsum metasomatic crystals and calcite of Jurassic age. Then limestones with Foraminifera and ammonites date back to the Lias age and spread with partly limestone/terrigenous facies until they are covered by polygenic breccias of Cretacic age. At this point it should be clear that both Sheets do not exhibit definite and exposed sequences when they are more than 50 m thick. Intense tectonic activity affects and dismantles sediments into fragments thus their absolute stratigraphic position is hardly ever definite. Cretacic breccias end the metamorphic and sedimentary Mesozoic where some lacuna of various size are included i.e. the case of the transgressive event of Contrada Molivento (Cassano Sheet).

The Trias-cretacic epimetamorphic margin series overlies basin sediments - which are similarly metamorphic and of various lithologies - in various points. This is the all-inclusive formation of the Frido that varies from phyllitic meta-argillites to meta-sandstones, to sulphites and plagioclases. Both Sheets exhibit magmatic events both at Mesozoic level (Trias of San Donato) - such as limburgite dyke intrusions - and as fragments and rocky blocks of ophiolites in the Frido formation and other similar sequences such as Diamante-Terranova, Malvito.

Over the margin or basin Mesozoic - which is now a range owing to orogenesis - the Upper Miocene presents a transgression with arenaceous-sandy gypsum and deposits that spread along the entire Neozoic and vary according to the uprising areas and its forms.

Continental Quaternary is better represented on the "Cassano" Sheet rather than on the "Verbicaro" Sheet where the joint erosive action of sea and ground makes its persistence more precarious. Along the sides of Crati and Esaro-Cascile valleys several orders of terraces can be observed; the extensive fan deltas of Cassano allo Jonio and Castrovillari flow along these sides.

## BIBLIOGRAFIA

- ALVAREZ W. (1976) - *A former continuation of the Alps*. Geol. Soc. Am. Bull., **87**: 891-896.
- ALVAREZ W., COCOZZA T. & WEZEL F.C. (1974) - *Fragmentation of the Alpine orogenic belt by micro-plate dispersal*. Nature, **248**: 309-314.
- AMODIO-MORELLI L., BONARDI G., COLONNA V., DIETRICH D., GIUNTA G., IPPOLITO F., LIGUORI V., LORENZONI S., PAGLIONICO A., PERRONE V., PICCARETA G., RUSSO M., SCANDONE P., ZANETTIN-LORENZONI E. & ZUPPETTA A. (1976) - *L'arco calabro-peloritano nell'orogene appenninico-maghrebide* Mem. Soc. Geol. It., **17**: 1-60.
- ANDERSON M. (1987) - *Is the Adriatic an african Promontory?* Geology, **15**: 212-215.
- ANGELIER J. (1979) - *Determination of the mean principal stresses for a given fault population*. Tectonophysics, v56. T17-T26.
- APRAHAMIAN J. & PARIS J.L. (1981) - *Very low grade metamorphism with a revers gradient by an over-thrust in Haute-Savoie (France)*. Thrust and Nappe Tectonics. Sp. P., Geol. Soc., London: 159-165.
- Argand E., «La Tectonique de l'Asie.» C.R.. *Congris Geologique International Belgique*, 1922.
- ARGYRIADIS I. (1975) - *Mesogee permienne, chaine hercy-nienne et cassure tethysienne*. Bull. Soc. Geol. Gr., **17** (1):56,67.
- ASSERETO R., BOSELLINI A., FANTINI SESTINI N. & SWEET W.C. (1987) - *The Permian-Triassic boundary in the southern Alps (Italy)*. Canad. Soc. Geol. Petrol. Mem., **2**: 176-199.
- AUBOUIN J. (1965) - *Geosynclines*. Elsevier Ed., Amsterdam.
- BABIEN J., BLANCHET R., CADET J.P., CHARVET J., CHORO-WICZ J., LAPIERRE H. & RAMPNOUX J.P. (1978) - *Le volcanisme triasique des Dinarides en Yougoslavie : sa place dans l'evolution geotectonique perimediteranneenne*. Tectonophysics, **47**: 159-176.
- BARBERI F., GASPARINI P., INNOCENTI F. & VILLARI L. (1973) *Volcanism of the Southern Tyrrhenian Sea and its geodynamic implications*. Journal of Geophysical Research **78**, 5221-5232.
- BEACH A. (1981) - *Some observations on the development of thrust faults in the Ultra dauphinois Zone, French Alps*. Thrust and Nappe Tectonics. Sp. P., Geol. Soc. London.:329-334.
- BECCALUVA L., ROSSI P. L., SERRI G. *Neogene to Recent volcanism of the southern Tyrrhenian-Sicilian area: implications for the geodynamic evolution of the Calabrian arc*. Earth Evolution Sciences (1982) **3**, 222-238.
- BECHSTADT T., BRANDNER R., MOSTLER H. & SCHMIDT K. (1978) - *Aborted Rifting in the Triassic of the Eastern and Southern Alps*. N. Jb. Geol. Paleont. Abh., **156** (2):157-178.
- BELPERIO A.P. & SEARLE E.D (1988) - *Terrigenous and carbonate sedimentation in the Great Barrier Reef Province*, in Doyle, L.J. Roberts, H.H. eds., Carbonate Clastic Transition:Amsterdam Elsevier, v.42, p.143-174
- BENOMRAN O., NAIRN A.E.M. & SCHAMEL S. (1987) - *Source and dispersal of mid-cenozoic clastic sediments in the central Mediterranean region*. Mem. Soc. Geol. It., **38**: 47-68.
- BERNOULLI D. (1984) - *The early history of the Atlantic-Tethyan system*. Annales Geophysicae, **2**: 133-136.
- BERNOULLI D. & LEMOINE M. (1980) *Birth and Early evolution of the Tethys: the overall situation*. Mem. B.R.G.M., **115**: 168-179.
- BIGI G., COSENTINO D., PAROTTO M., SARTORI R. & SCANDONE P. (1991) - *Structural Model of Italy* CNR, Italy.
- BIJU-DUVAL B., DERCOURT J. & LE PICHON X. (1977) - *From the Tethys ocean to the Mediterranean seas: a plate tectonic model of the evolution of the western Alpine System*. In: Structural History of the Mediterranean basins. Symp. Int. Split (Yugoslavie). Technip Ed.Paris : 44-72.

- BIJU-DUVAL B., LE QUELLEC P., MASCLÉ A., RENARD V. & VALÉRY P. (1982) - *Multibeam bathymetric survey and high resolution seismic investigations of the Barbados ridge complex (eastern Caribbean): a key to the knowledge and interpretation an accretionary wedge*. *Tectonophysics*, **86**: 275-304.
- BOCCALETTI M. & GUAZZONE G. (1972) - *Evoluzione paleogeografica e geodinamica del Mediterraneo: i bacini marginali*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **13**, 162-169.
- BOCCALETTI M., GUAZZONE G. & MANETTI P. (1974) - *Evoluzione paleogeografia e geodinamica del Mediterraneo: i bacini marginali*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **13** (2): 162-199.
- BOCCALETTI M., NICOLICH R., TORTORICI L. (1984) - *The Calabrian arc and the Ionian sea in the dynamic evolution of the central Mediterranean*. *Marine Geology*, **55**: 219-245.
- BONARDI G. (1966) - *Osservazioni geologiche sui monti di Lauria*. *Boll. Soc. Nat. In Napoli*, **75**: 181-200.
- BONARDI G., GIUNTA G., PERRONE V., RUSSO M., ZUPPETTA A. & CIAMPO G. (1980) - *Osservazioni sull'evoluzione dell'arco calabro peloritano nel Miocene inferiore: la Formazione di Stilo-Capo d'Orlando*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **99**: 365-393.
- BONARDI G., CAVAZZA W., PERRONE V. & ROSSI S. (2001) - *Calabria-Peloritani Terrane and Northern Ionian Sea*. in: G.B. Vai & P. Martini (Eds.): *Anatomy of an Orogen: The Apennines and Adjacent Mediterranean Basins*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht/Boston/London, pp.287-306.
- BONARDI G., GIUNTA G., PERRONE V., RUSSO M., ZUPPETTA A. & CIAMPO G. (1982) - *The evolution of the northern sector of the Calabria-Peloritani Arc in a semiquantitative palinspastic restoration*. *Boll. Soc. Geol. It.* **101**: 259-274.
- BONARDI G., DE VIVO B., GIUNTA G., LIMA A., PERRONE V. & ZUPPETTA A. (1982a) - *Mineralizzazioni dell'Arco Calabro Peloritano. Ipotesi genetiche e quadro evolutivo*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **101**: 141-155.
- BONARDI G., D'ARGENIO B. & PERRONE V. (1988) - *Carta Geologica dell'Appennino Meridionale in scala 1:250.000*. *Mem. Soc. Geol. It.* **41**: 1341.
- BONI C.F., CAPELLI G. & PETITTA M. (1995) - *Carta idrogeologica dell'alta e media Valle del F. Velino* - SystemCart, Roma.
- BONI M., IANNACE A., TORRE M. & ZAMPARELLI V. (1994) - *The Ladinian-Carnian reef facies of Monte Caramolo, Calabria, Southern Italy*. *Facies*, **30**: 101-118.
- BONI M., TORRE M., & ZAMPARELLI V. (1991) - *Il Triassico medio superiore nell'Unità di San Donato nell'Appennino meridionale (Italia)*. *Rend. Soc. Geol. It.*, **13**: 82-92.
- BORSI S. & DUBOIS R. (1968) - *Donnes geochronologiques sur l'histoire hercynienne et alpine de la Calabre centrale*. *C.R.Acad. Sc. Paris*, **266**: 75-75.
- BOSELLINI A. (1965) - *Lineamenti strutturali delle Alpi meridionali durante il Permo-Trias*. *Mem. Museo St. Nat. Ven. Trid.* **15**: 1-72.
- BOSELLINI A., 1984, *Progradation geometries of carbonate platforms: Examples from the Triassic of the Dolomites, northern Italy*. *Sedimentology*, v. 31, p. 1-24.
- BOSELLINI A., CASTELLARIN A., DOGLIONI C., GUY F., LUCCHINI F., PERRI M.C., ROSSI P.L., SIMBOLI G. & SOMMAVILLA E. (1982) - *Magmatismo e Tettonica nel Trias delle Dolomiti*. In: Castellarin & Vai (Eds.), *Guida alla Geologia del Subalpino centro-orientale*. *Soc. Geol. It.*: 189-210.
- BOSELLINI A. & HSU K.J. (1973) - *Mediterranean Plate Tectonics and Triassic Paleogeography*. *Nature*, **244**: 144-146.
- BOUILLIN J.P. (1984) - *Nouvelle interpretation de la liaison Apennin-Maghrebides en Calabre : consequence sur la paleogeographie tethysienne dans son cadre geologique et geophysique*. *Geodynamica Acta*, **25**: 321-338.
- BOUSQUET J.C. (1961) - *Comparaison entre les regions de Sangineto-Cetraro (Calabre) et d'Episcopia-S. Severino (Lucanie)*. *Comptes rendus Acad. Sc. Paris* **253**: 3011-3013.

- BOUSQUET J.C. (1965) - *Sur l'allure et la mise en place des formations alloctones de la bordure orientale des massifs calabro-lucaines*. Bull. Soc. Geol. Fr., **S7(7)**: 937-945.
- BOUSQUET J.C. & GUEREMY P. (1969) *Quelques phénomènes de Néotectonique dans l'Apennin calabro-lucanien et leurs conséquences géomorphologiques : 2-L'escarpement méridional du Pollino et son pièmont* Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., **XI**, 2, 223-292
- BOUSQUET J.C. (1971) - *Le tectonique tangentielle des séries calcareo-dolomitiques du Nord Est de l'Apennin calabro-lucanien (Italie meridionale)*. Geol. Romana, **10**: 23-52
- BOUSQUET J.C. & DUBOIS R. (1967) - *Decouvert de niveaux anisiens et caractères du métamorphisme alpin dans la région de Lungro (Calabre)*. C. R. Ac. Sc. Paris, **264**: 204-207.
- BOUSQUET J.C. & GRANDJACQUET C. (1969) - *Structure de l'Apennin calabro-lucanien (Italie meridionale)*. C.R. Acad. Sc. Paris, **268**, n.1: 13-16.
- BOUSQUET J.C., MEGARD-GALLI J. & ZORN H. (1978) - *Quelques éléments de datation du Trias moyen et supérieur de l'Apennin calabro-lucanien (Italie meridionale)*. Geol. Romana, **17**: 71-83.
- BREEN N.A., SILVER E.A. & HUSSONG D.M. (1986) - *Structural styles of an accretionary wedge south of island of Sumba, Indonesia, revealed by Sea Marc II side scan sonar*. Geol. Soc. Am. Bull., **97**: 1250-1261.
- BROGLIO LORIGA C., GOCZAN F., HAAS J., LENNER C., NERI C., IRAVEZC SCHEFFER A., POSENATO R., SZABO I. & TOTH MAKK A. (1990) - *The lower triassic sequences of the Dolomites (Italy) and Transdanubian mid-montains (Hungary) and their correlation*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **17**: 41-103.
- BROGLIO LORIGA C., IETTO A. & POSENATO R. (1993) - *Banchi a Cornucardia nell'Unità di San Donato (Trias superiore, Calabria settentrionale)*. Atti Ticinesi Sc. della Terra Pavia, **36**: 121-129.
- BURTON A.N. (1971) - *Carta geologica della Calabria alla scala 1:25.000*. Relazione generale, Cassa per il Mezzogiorno, Servizio Bonifiche, Roma.
- BUSATO S., GIAMPAOLO C. (1983) - *Ferrocapholite from Mormanno (northern Calabria, Italy)*. Periodico di Mineralogia **52**: 403-426.
- CABI R. (1975) - *Geodynamic implications of transverse folding in the Western Alps for the Alpine fold belt*. Nature, **256**: 114-117.
- CAIRE A., GLANGEAUD L. & GRANDJACQUET C. (1960) - *Les grands traits structuraux et l'évolution du territoire calabro-sicilien*. B. S. G. France, **S7**, 2: 915-938.
- CAREY, S.W., 1955, *The orocline concept in geotectonics* Royal Society of Tasmania Proceedings, v. 89, p. 255-288.
- CARMIGLIANI L., GIGLIA G. & KLIGFIELD R. (1980) - *Nuovi dati sulla zona di taglio ensialica delle Alpi Apuane*. Mem. Soc. Geol. It., **21**: 93-100.
- CAROBENE L. (1997) - *Sequenze deposizionali del Pleistocene medio nella valle del Fiume Crati presso Tarsia (Calabria)*, Bollettino della Società Geologica Italiana, **116(3)**, pp. 503-524
- CARRARA A. & ZUFFA G.G., (1976) - *Alpine structure in northwestern Calabria, Italy*: Geol. Soc. America Bull., v. 87, p. 1229-1246.
- CASTELLARIN A., LUCCHINI F., ROSSI P.L., SIMBOLI G., BOSELLINI A. & SOMMAVILLA E. (1979) - *Middle Triassic Magmatism in the Southern Alps*. Riv. It. Pal. Strat., **85**: 1111-1124.
- CATALANO R., CHANNEL J.E.T., D'ARGENIO B. & NAPOLEONE G. (1976) - *Mesozoic paleogeography of the southern Apennines and Sicily*. Mem. Soc. Geol. It., **15**: 95-118.
- CATALANO R., DI STEFANO P. & KOZUR H. (1989) - *Lower Permian Albaillellacea (Radiolaria) from Sicily and their stratigraphic and paleogeographic significance*. Rend. dell'Accademia delle scienze fisiche e matematiche. Serie 4 - vol. **56**.
- CATALANO S., MONACO C., TANSI C. & TORTORICI L. (1993) - *Pleistocene strike-slip tectonic in the Lucanian Apennine*. Tectonics, **12**: 656-665.

- CELLO G., INVERNIZZI C. & MAZZOLI S. (1996) - *Structural significance of tectonic processes in the Calabrian Arc, Southern Italy: evidence from the oceanic-derived Diamante Terranova Unit*, Tectonics 15: 187-200.
- CELLO G. & MAZZOLI S. (1996) - *Kinematics of primary contacts between low- and relatively high-pressure rocks in orogens*. J. Struct. Geol. **18**: 519-522.
- Cello G., Mazzoli S., Tondi E., Turco E., 1997. *Active tectonics in the central Apennines and possible implications for seismic hazard analysis in peninsular Italy*. Tectonophysics, 272, 43-68.
- CHANNEL J.E.T., CATALANO R. & D'ARGENIO B. (1980), *Paleomagnetism and deformation of the Mesozoic continental margin in Sicily*, Tectonophysics., **61**, 391-407
- CHANNEL J.E.T., D'ARGENIO B. & HORVATH F. (1979) - *Adria, the African promontory in Mesozoic Mediterranean paleogeography*. Earth Sc. Rev., **15**: 213-292.
- CIRRINCIONE R. & MONACO C., (1996) *Evoluzione tettono-metamorfica dell'Unità del Frido (Appennino meridionale): nuovi dati microstrutturali* Memorie della Società Geologica Italiana 1, 51, 1996, 83 - 92
- CLIMACO A., BONI M., IANNACE A. & ZAMPARELLI V. (1997) - *Platform margins, Microbia/Serpulid Bioconstructions and Slope-to-basin Sediments in the Upper Triassic of the 'Verbicario Unit' (Lucania and Calabria, Southern Italy)*. Facies **36** : 37-56.
- COLELLA A. (1988) - *Fault-controlled marine Gilbert-type fan deltas* Geology, **16**, 1031-1034.
- COMPAGNONI B. & DAMIANI A.V. (1971) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 Foglio 220 Verbicario*, Servizio Geologico d'Italia.
- CORTESE E. (1895) - *Descrizione geologica della Calabria*. Mem. Descr. Carta Geol. It., **9**: 1-310.
- COWARD M. & DIETRICH D. (1989) - *Alpine Tectonics: an overview*. Alpine Tectonics, S.P.P., Geol. Soc. London, 1-29.
- CRITELLI S. (1999) - *The interplay of lithospheric flexure and thrust accommodation in forming stratigraphic sequences in the Southern Apennines foreland basin system, Italy*. Atti Accad. Naz. Lincei Rend. Cl. Sci. Fis. Mat. Natur., **10**, 257-326.
- CRITELLI S. & MONACO C. (1993) - *Depositi vulcanoclastici nell'unità del Flysch Calabro-Lucano (complesso Liguride, Appennino meridionale)*", Bollettino della Società Geologica Italiana, **112**(1), pp. 121-132
- D'ALUISIO, D., GUERRIERI, G.M. AND DAVIS, R.A., 1988. *Infilling of coastal lagoons by terrigenous siliciclastic and marine carbonate sediment Vieques, Puerto Rico* In L.J. Doyle and H.H. Roberts, Carbonate-clastic transitions, Elsevier, pp. 207-230.
- DAMIANI A.V. (1970) - *Osservazioni geologiche in alcune tavolette del F° 220 della Calabria nord-occidentale*. Boll. Soc. Geol. It., **89**: 65-96.
- Inserire Damiani & Pannuzi (1978)
- D'ARGENIO B. (1966) - *Stromatoliti triassici della Calabria settentrionale*. Boll. Soc. Nat. In Napoli, **75**: 433-457.
- D'ARGENIO B. (1970) - *Evoluzione geotettonica comparata tra alcune piattaforme carbonatiche dei Mediterraneo europeo e americano*. Atti Accad. Pantaniana, **20**: 3-34.
- D'ARGENIO B. (1975) - *Le Piattaforme periadriatiche. Una rassegna di problemi nel quadro geodinamico mesozoico dell'area mediterranea*. Mem. Soc. Geol. It., **13**, suppl. 2: 1-28.
- D'ARGENIO B., FERRANTI L., IETTO A., MARSELLA E., MATTERA L., OLDOW J., PAPPONE G. & SACCHI M. (1989) - *Faglie normali a basso angolo (LANFs) nell'Appennino Campano-Lucano e nella Catena Costiera nord calabrese*. Atti Conf. Scient. Annuale, Dipartimenti di Geofisica e Vulcanologia, Paleontologia e Scienze della Terra, pp. 89-91, Napoli.
- D'ARGENIO B., HORVATH F. & CHANNEL J.E.T. (1980) - *Paleotectonic evolution of Adria, the African promontory*. 26 Int. Geol. Congr. Mem., B.R.G.M., **115**: 331-351.



- D'ARGENIO B. & IETTO A. (1988) - *Tettonica distensiva da faglie normali a basso angolo (LANFs) nell'Appennino meridionale*. Atti 74° Congr. Soc. Geol. It., A: 225-231.
- D'ARGENIO B., IETTO A. & OLDOW J. (1987) - *Low Angle Normal Faults in the Picentini Mountains. Southern Apennines*. Rend Soc. Geol. It., **9** (2): 113-122.
- D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1973) - *Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania-Lucania)*. Atti Acc. Lincei, Quaderno, **183**: 49-72.
- D'ARGENIO B. & SCANDONE P. (1970) - *Jurassic facies pattern in the southern (Campania-Lucania) Apennines*. Ann. Hung. Geol. Inst., **54**: 383-396.
- DE JONGE M.R., WORTEL M. J. R. & SPACKMAN W. (1994) - *Regional scale tectonic evolution and the seismic velocity structure of the lithosphere and upper mantle: Mediterranean region*. J. Geoph. Res., **99**: 12091-12108.
- DERCOURT J., ZONENSHAIN L.P., RICOU L.E., CAZMIN V.G., LE PICHON X., KNIPPER A.L., GRANDJACQUET C., SBORTSHIKOV I.M., GEYSANT J., LEPVRIER G., PECHERSKY D.H., BOUILLIN J., SIBUET J.C., SAVOSTIN L.A., SOROKHTIN O., WESTPHAL M., BAZHENOV M.L., LAURER J.P. & BIJU-DUVAL B. (1986) - *Geological evolution of the Tethys Belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias*. Tectonophysics, **123**: 241-315.
- DE ROEVER E.W.F. (1972) - *Lawsonite-albite-facies metamorphism near Fuscaldo, Calabria (Southern Italy), its geological significance and petrological aspects*. GUA Pap. Geol., **S1, 3**: 1-171.
- DE ROEVER E.W.F., PICCARRETA G. & BEUNK F.F. (1974) - *Blue amphiboles from NW Central Calabria, Italy*. Period Mineral. **43**:1-37.
- D'ERRICO M. (2005) - *L'evoluzione tettono-stratigrafica dell'Unità di Verbicaro Auct. tra il Giurassico ed il Miocene e sue relazioni con le unità interne Appenniniche*. PhD thesis, Università di Napoli Federico II, Naples, Italy, 172pp.
- DEWEY J.F., HELMAN M.L., TURCO E., HUTTON D.H.V. & KNOTT S.D. (1989) - *Kinematics of the western Mediterranean*. Alpine Tectonics. Sp. P., Geol. Soc. London, **45**: 265-283.
- DEWEY J.F., PITMAN III W.C., RYAN W.B.F. & BONNIN J. (1973) - *Plate tectonics and the evolution of the Alpine System*. Geol. Soc. Am. Bull., **84**: 3137-3180.
- DE ZANCHE V. & MIETTO P. (1984) - *Testimonianze di attività tettonica tardotriassica nelle Prealpi Vicentine*. Riv. It. Paleont. Strat., **89**: 335-342.
- DIETRICH D. (1976) - *La geologia della catena costiera calabra tra Cetraro e Guardia Piemontese*. Mem. Soc. Geol. It., **17**: 61-141.
- DIETRICH D. (1988) - *Sense of overthrust shear in the Alpine Nappe of Calabria*. South Italy. Journ. Struct. Geol., **10**: 573-581.
- DIETRICH D., LORENZONI S., SCANDONE P., ZANETTIN LORENZONI E. & DI PIERRO M. (1977) - *Contribution to the knowledge of the tectonic units of Calabria. Relationship between composition of K-white micas and metamorphic evolution*. Atti Acc. Pontaniana, Napoli, **21**:61-75.
- DIETRICH D. & SCANDONE P. (1972) - *The position of the basic and ultrabasic rocks in the tectonic units of the Southern Apennines*, Atti Accad. Pontan., n.s., **21**, 15 pp..
- DI GIROLAMO, P., SGROSSO, I., DE GENNARO, R. & GIURAZZI S. (2000) - *Metamorphic rocks in Campania (southern Italy); the "Mondragone marbles"*. Bollettino della Società Geologica Italiana, vol.119, no.3, pp.761-766.
- DI NOCERA S., ORTOLANI F. & TORRE N. (1975) - *La tettonica messiniana nell'evoluzione della Catena Appenninica*. Conv. Prog. Geod. "Il Messiniano nel quadro evolutivo del Mediterraneo", Firenze.
- DI STEFANO G. (1896) - *Per la geologia della Calabria settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **15**: 375-384.
- DOGLIONI C. & BOSELLINI A. (1987) - *Eoalpine and Mesoalpine tectonics in the southern Alps*. Geol. Rundschau, **B76, H3**: 735-754.
- DUBOIS R. (1970) - *Phases de serrage, nappes de socle et métamorphisme alpin à la jonction Calabre-Appennin: la suture calabro-appenninique*. Geol. Acta, **12**:221-254.

- DUBOIS R. (1976) *La suture Calabro-Appenniniqua Cretaceo-Eocene et l'ouverture Tyrrhenienne neogene: étude pétrographique et structurale de la Calabre centrale*. Tesi, Univ. P. M. Curie, Paris, 567pp.
- FARABEGOLI E., JADOU F. & MARTINES M. (1985) - *Stratigrafia e paleogeografia anisiche delle Alpi Giulie Occidentali (Alpi meridionali - Italia)*. Riv. It. Pal. Strat., **91**: 147-196.
- FLOOD P.G. & ORMEG R., (1988) - *Mixed silicoclastic/carbonate sediments of the northern Great Barrier Reef province, lutites et des tests dans foraminifere: Operculina bartschi* (Cushman). Rev. Paléobiol., Vol. Spéc. 2 : 765-770
- FRIEDMAN G.M. (1988) - *Case histories of coexisting reefs and terrigenous sediments: the Gulf of Elat (Red Sea), Java Sea, and Neogene basin of the Negev, Israel*. In: DOYLE L.J. & ROBERTS H.H. (eds.): *Carbonate-clastic transition*, 77-97, Elsevier, Amsterdam
- GALDIERI A. (1908) *Sul Trias dei dintorni di Giffoni. Contributo alla conoscenza del terreno Triassico nel Salernitano*, Atti Acc. Pontan. S. 2, 13, n.8, pp. 1-124, 3 tavv. Napoli
- R. CHALER, CARMEN DORRONSORO URRUTIA, J. O. GRIMALT, L. M. AGIRREZABALA, P. A. FERNANDEZ-MENDIOLA, J. GARCÍA-MONDEJAR, I. GÓMEZ-PÉREZ, M. LÓPEZ-HORGUE, (1993), *Distributions of C22-C30 even-carbon-number n-alkanes in Ocean Anoxic Event 1 samples from the Basque-Cantabrian Basin*, Naturwissenschaften, 92 (-): 221-225
- GASINSKI A., IETTO A., PESCATORE T. & SLONSKA A. (1993) - *Età e litostratigrafia di alcune successioni argillitiche nel Flysch del Cilento (Italia meridionale)*. In preparazione
- GEBELEIN C D. (1975), *Distribution, morphology, and accretion rate of recent subtidal algal stromatolites, Bermuda*. J Sediment Petrol, 1969, 39: 49—69
- GHISETTI F. & VEZZANI L. (1982) - *Strutture tensionali e compressive introdotte da meccanismi profondi lungo la linea del Pollino (Appennino Meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **101**: 385-440.
- GIORGETTI G., GORFÉ B., MEMMI I. & NIETO F. (1998) - *Metamorphic evolution of Verrucano metasediments in northern Apennines: new petrological constraints*. Eur. J. Mineral. **10**: 1295-1308.
- GLANGEAUD L. (1926) - *Observations sur la stratigraphie et la tectonique de l'Atlas Tellien littoral de l'Algérie occidentale*. Bull. Soc. Geol. Fr., **26**: 47-60.
- GLANGEAUD L. (1952) - *Tectonophysique comparee des chaines Tellien et Rifaines*. Bull. Soc. Geol. Fr., **S2**, (2): 619-639.
- GLANGEAUD L. (1952a) - *Interpretation tectonophysique des caracteres structuraux et paleogeographiques de la Mediterranee occidentale*. Boll. Soc. Geol. Fr., **S6**, (1): 735-761.
- GLANGEAUD L. (1952b) - *Les phenomenes geophysiques et l'evolution de la Mediterranee occidentale*. Ann. Geoph., **8**: 121-124.
- GLANGEAUD L., CAIRE A. & GRANDJACQUET C. (1961) - *L'orogenese pontoplio-quadernaire de l'arc calabro-sicilien et ses caracteres geodynamiques*. C. R. Ac. Sc. Paris, **252**: 145-147.
- GOZCAN F., IRAVEZC SCHEFFER A. & HAAS J. (1987) - *The Permian-Triassic boundary in the transdanubian Central range*. Acta Geol. Acad. Sc. Hung., **30**: 35-58.
- GRANDJACQUET C. (1961) - *Aperçu morfo-tectonique et paleogeographiques du domaine calabro-lucanien (Italie meridionale)*. Boll. Soc. Geol. Fr., **S7**, (4): 695-706.
- GRANDJACQUET C. (1962) - *Données nouvelles sur la tectonique tertiaire des massifs calabro-lucaniens*. Bull. Soc. Géol. Fr. **4**: 695-706.
- GRANDJACQUET C. (1963) - *Schema structural de la Apennin campano-lucanien (Italie)*. Rev. Geogr. Phys. et Geol. Dyn., **S2**, (5): 185-202.
- GRANDJACQUET C. (1967) - *Age et nature de métamorphisme 'alpin' en Calabre du Nord*. C.R. Acad. Sc. Paris, **265**: 1055-1058.
- GRANDJACQUET C., GLANGEAUD L., CAIRE A. & DUBOIS R. (1961) - *Hypothese sur la structure profonde de la Calabre*. Geodynamica Acta, **4**: 131-147.

- GRANDJACQUET C. & GRANDJACQUET M.J. (1962) - *Géologie de la zone Diamante-Verbicaro (Calabre)*. *Geologica Romana*, **1**: 297-312.
- GRANDJACQUET C. & MASCLE G. (1978) - *The structure of Ionian Sea, Sicily and Calabria-Lucania*. In: *The ocean basins and margins*, Nairn A.E.M., Kaner W. H., Stehli F.G. (Eds), 257-329
- GRANIER B. & DELOFFRE R. (1994) - *Inventaire critique des Algues dasycladales fossiles. II° partie: les algues dasycladales du Permien et du Trias*. *Revue de Paleobiologie*, **14**(1):49-84.
- GRANIER B. & GRGASOVIC T. (2000) - *Les Algues Dasycladales du Permien et du Trias. Nouvelle tentative d'inventaire bibliographique, géographique et stratigraphique*. *Geologia Croatica*, **53** (1):1-197.
- GUERRERA F., MARTIN-ALGARRA A. & PERRONE V. (1993), *Late Oligocene-Miocene, syn/late orogenic succession in Western and Central Mediterranean backarc basin*. *Terra Nova*, **5**, 525, 544
- HACCARD D., LORENZ C. & GRANDJACQUET C. (1972) - *Essai sur l'évolution tectogénétique de la liaison Alpes-Apennins (de la Ligurie à Calabre)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **11**: 309-341.
- HANCOCK D. (1984) - *Brittle microtectonics: principles and practice*. *Journal of Structural Geology* **7**: 437-457.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. (1988) - *Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and cycles of sea level change*. In Wilgus C.K., Hastings B.S., Kendall C.G., Posamentier H.W., Ross C.A. & Van Wagoner (J.C. Eds.): *Sea-level Changes: An Integrated Approach*. Spec. Publ. - SEPM, **42**: 40-45.
- HARDIE L.A., BOSELLINI A. & GOLDHAMMER R.K. 1986 - *Repeated subaerial exposures of subtidal carbonate platforms, Triassic, northern Italy: evidence for high frequency sea level oscillations on a 104 year scale*. *Paleoceanography*, **1**: 447-457.
- HAY W.H., JAMES F., BEHENSKY JR., BARRON E.J. & SLOAN J.L. (1982) - *Late Triassic-Liasic paleoclimatology of the photo-central North Atlantic rift system*, *Paleogeography and climate*, Elsevier B.V. pp. 13-30
- HAY, H. B., POPE J. K. & FREY R. C., 1981, *Lithostratigraphy, cyclic sedimentation, and paleoecology of the Cincinnati Series in southwestern Ohio and southeastern Indiana*, in Roberts, T.G., ed., Geological Society of America, 1981 Annual Meeting Field Trip Guidebooks: Stratigraphy, sedimentology: American Geological Institute, Falls Church v. 1, p. 73-86.
- HERAK J. (1965) - *Comparative study of some Triassic Dasycladaceae in Yugoslavia (Komparativni studij nekih tri-jaskih dasikladaceja u jugoslaviji)*. *Geol. Vesn.*, Zagreb, **18**(1):3-34.
- HOFFMAN, R. L. (1969) - *Myriapoda, exclusive of Insecta*, p. R572-R606. In R. C. Moore (ed.), *Treatise on Invertebrate Paleontology*. Vol. 2. Pt. R. Geological Society of America and University of Kansas Press, Lawrence.
- HOFFMAN N. (1970) - *Taxonomische Untersuchungen an Coccolithineen aus der Kreide Norddeutschlands anhang, elektronenmikroskopischer aufnahmen: Hercynia*, v. 7, no. 1-3, p. 163-198, 10 pl.
- Hsu K.J. (1971) - *Origin of the Alps and Western Mediterranean*. *Nature*, **233**: 44-48.
- 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. Ital. Paleontol. Stratigr.* **101**: 301-324.
- IANNACE A., D'ERRICO M. & VITALE S. (2004) - *Carta Geologica 1:100.000 della Calabria Settentrionale*, *Studi Geol. Camerti nuova serie 2*
- IANNACE A. GARCIA-TORTOSA F.J. & VITALE S. (2005) - *The Triassic metasedimentary successions across the boundary between Southern Apennines and Calabrian Arc (Northern Calabria, Italy)*, *Geol. Journ.*, **40**: 155-171.
- IANNACE A. & VITALE S. (2004) - *Ductile shear zone on carbonates: the calcaires plaquettés of northern Calabria (Italy)*, *C. R. Geoscience*, **336**: 227-234.
- IETTO A. (1963) - *I Rapporti tettonici tra Scisti Silicei e Dolomia nei dintorni di Grifoni Valle Piana (Salerno)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **4**: 1-15.

- IETTO A. (1964) - *Nuovi aspetti della tettonica della serie calcareo-dolomitica mesozoica nel salernitano*. Boll. Soc. Nat., in Napoli, **72**: 31-34.
- IETTO A. (1969) - *Assetto strutturale e ricostruzione paleogeografica del Matese occidentale (Appennino meridionale)*. Mem. Soc. Nat. in Napoli, suppl. Boll. , **78**: 441-471.
- IETTO A. & BARILARO A.M. (1993) - *L'Unità di San Donato quale margine deformato cretacico-paleogene del bacino di Lagonegro (Appennino Meridionale - Arco Calabro)*. Boll. Soc. Geol. It., **112**: 1-20.
- IETTO A., BARILARO A.M., CALLIGARO G. & MANCUSO C. (1992) - *Elementi per una revisione dei rapporti Appenninico-Arco Calabro*. Boll. Soc. Geol. It., **111**: 193-215.
- IETTO A., CALCATERRA D., DEL RE M.C., GIANNI A. & PAPPONE G. (1984) - *Il Flysch del Cilento nella catena Appenninica*. Sc. Geol. Bull. Strasbourg, **37**: 107-118.
- IETTO A. & COCCO E. (1965) - *Rocce eruttive basiche nella serie calcareo-silico-marnosa lucana*. Boll. Soc. Nat. in Napoli, **74**: 259-260.
- IETTO A. & D'ARGENIO B. (1991) - *Some account on thrust and subsequent extensional tectonics in the Pollino Mountains. Southern Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., (in press).
- IETTO A., GIANNI A. & PAPPONE G. (1983) - *Cilento flysch nappes, southern Apennines. Tectonic and paleogeographic interpretation*. Sec. Meeting E.U.G. - Terra Cognita, **3**: 248-249.
- IETTO F. & ROMANO R. (2000) - *Middle Triassic age and lithostratigraphy of the Diplopora marbles from the San Donato Unit Auct. (Catena Costiera, Calabria, Italy)*, Boll. Soc. Paleontol. Ital. **40**: 17-24.
- INCORONATO A. (1988) - *Palaeomagnetic evidence for pretertiary tectonic activity from Scisti Silicei formation, Lagonegro basin (Southern Apennines, Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 1-7.
- IPPOLITO F. & LUCINI P. (1957), *Il flysch nell'Appennino Meridionale*, Boll. Soc. Geol., **75** (1956), n.3, pp.65-85
- JOLIVET L., FACCENNA C., GOFFÉ B., MATTEI M., ROSSETTI F., BRUNET C., SORTI F., FUNICIELLO R., CADET J.-P., D'AGOSTINO N. & PARRA T. (1998) - *Miderustal shear zones in postorogenic extension: example from Northern Tyrrhenian Sea*, Journ. Geophys. Res. **103**: 143-160.
- KARAMATA S. (1974) - *The geological evolution of the area of Yugoslavia: the nature and movements of plates and the importance of these properties and processes for metallogeny*. Jankovic S. Ed., Belgrade University.
- KENDALL R L., (1981), *Geological History of Tropical Forests*. Ecology: Vol. 62, No. 2, pp. 503-503.
- KENDALL C.G.St.G. & SCLAGER W. (1981), *Carbonates and relative changes in sea level*, Marine Geol. **44**, 181-212
- KNOTT S.D. (1987) - *The Liguride Complex of Southern Italy. A Cretaceous to Paleogene accretionary wedge*. Tectonophysics, **142**: 217 - 226.
- KNOTT S.D. (1994) - *Structure, kinematics and metamorphism in the Liguride Complex, southern Apennines, Italy*, Journ. Struct. Geol. **16**: 1107-1140.
- KUBLER B., MARTINI J. & VAUGNAT M. (1974) - *Very low grade metamorphism in the western Alps. Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, **54**: 461-469.
- LANZAFAME G., SPADEA P., TORTORICI L., 1979. *Mesozoic ophiolites of Northern Calabria and Lucanian Apennine (Southern Italy)*. Ofioliti, **4**, 173-182.
- LANZAFAME & TORTORICI (1981) - *La tettonica recente nella Valle del fiume Crati (Calabria)* - Geogr. Fis. Dinam. Quat., **4**: 11-21.
- LANZAFAME G., ZUFFA G.G., 1976. *Geologia e petrografia del Foglio Bisignano (Bacino del Crati, Calabria)*. Geol. Romana, **15**, 223-270.
- LAUBSCHER H.P. (1974) - *The tectonics of subduction in the Alpine System*. Mem. Soc. Geol. It., **13**: 275-283.

- LAUBSCHER H.P. & BERNOULLI D. (1977) - *Mediterranean and Tethys*. In: *The Ocean Basin and Margins*. Nairn AEM, Kanes, WH, Stehli (Eds.), v. **4A**, Plenum Publ. Corp.
- LAVILLE E., LESAGE J. L. & SEGURET M. (1977) - *Geometrie, cinématique (dynamique) de la tectonique atlasique sur le versant sud du Haut Atlas marocain. Apeçu sur la tectoniques hercyniennes et tardi-hercyniennes*. Bull. Soc. Geol. Fr., **19**: 527-539.
- LIMANOWSKI M. (1913) - *Dic grosse Kalabrische Deecke*. Bull. Int. Acad. Sc. Cracovic, Cl. Sc. Math. Nat., **6A**:370-385.
- LUGEON M. & ARGAND E. (1906) - *La racine de la nappe sicilienne et l'arc de charriage de la Calabrie*. C.R.Al. Sc. Paris, **142**: 1107-1109.
- MACCIOTTA G.M., ZUPPETTA A. & ZEDA, O. (1986) - *Caratteri petrografici e significato geotettonico delle metavulcaniti basiche triassiche dell'Unità di San Donato (Calabria)*: Boll. Soc. Geol. It., **105**: 195-202.
- MANTOVANI E., FARSI F., & BABBUCCI D. (1982) - *Geodinamica dell'Italia meridionale e dei mari circostanti in un'ipotesi di interazione profonda tra Africa e blocco adriatico. Geodynamics of southern Italy and the surrounding seas, in an hypothesis of deep interaction between Africa and the Adriatic Block*. Memorie della Societa Geologica Italiana, vol.24, no.Part 2, pp.459-464.
- MARINELLI M., VIEL G. & FARABEGOLI E. (1980) - *Il Permo-Trias delle Alpi meridionali: evoluzione tarso-ercinica di un bacino marginale di retroarco sialico*. L'Industria Mineraria, **6**: 1-14.
- MARSELLA E., KOZUR H. & D'ARGENIO B. (1991) - *Monte Facito formation (Scythian - Middle Carnian). A deposit of the ancestral Lagonegro Basin in the Southern Apennines*. Boll. Serv. Geol. It. **110**:225-247
- MATTE P. & BURG J.P. (1981) - *Sutures, Thrusts and Nappes in the Variscan Arc of western Europe: plate tectonic implications*. In: Thrust and Nappe Tectonics; Internationa Conference Spec. Publ., Geol. Soc. London, n.9: 353-358.
- MAXWELL, W.G.H. & SWINCHATT, J.P. (1970) *Great Barrier Reef: regional variation in a terrigenous-carbonate province*. Bull. Geol. Soc. Amer., **81**, 691- 724.
- MESSINA A., RUSSO S., BORCHI COLONNA V., COMPAGNONI R., CAGGIANELLI FORNELLI A. AND PICCARRETA G. (1994) - *Il Massiccio della Sila, settore settentrionale dell'Arco Calabro-Peloritano*. Boll. Soc. Geol. It., **113**, 539-586.
- MITCHEL A.H.G. & READING H.G.(1986) - *Sedimentation and Tectonics*. In: *Sedimentary Enviro* MONACO P., NOCCHI M., ORTEGA-HUERTAS M., PALOMO I., MARTINEZ F. & CHIAVINI G. 1994 - *Depositional trends in the Valdorbia section (Central Italy) during the Early Jurassic, as revealed by micropaleontology, sedimentology and geochemistry*. Eclogae geologicae Helvetiae, **87** (1)
- MONACO C., TORTORICI L., MORTEN L., CRITELLI S. & TANSI C. (1995) - *Geologia del versante nord-orientale del Massiccio del Pollino (Confine Calabro-lucano): nota illustrativa sintetica della carta geologica alla scala 1:50.000*. Boll. Soc. Geol. It., **114**: 277-291.
- MORTEN, L., 1993, *Ultramafic rocks in the eastern Alps*. In Morten, L. (ed.): Italian Eclogites and Related Rocks/Accademia Nazionale delle Scienze detta dei XL, Roma, XIII: 111-119.
- MORTEN, L. AND PILUSO, E.. (1999). *The significance of metagabbros in the crystalline basement from Calabrian Coastal Chain, Calabrian Arc, Calabria, southern Italy*. J. Conf. Abs. **4**, 464.
- MOSTARDINI F. & MERLINI S. (1986) - *Appennino centro-meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 177-202.
- MUELLER S. (1984) - *Dynamism processes in the Alpine Arc*. Ann. Geoph., **2** (2): 161-164.
- MUTTI, E. 1985. *Turbidite systems and their relations to depositional sequences*. in Zuffa, G. (Ed.) Provenance of arenites: 65-93, Reydel, Dordrecht.
- NOVARESE, V. (1931), *La formazione Diorito-kinzigita in Italia*. Boll. Uff. Geol. D'Italia, **56**, 1-62
- OGNIBEN L. (1969) - *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano*. Mem. Soc. Geol. It., **8**:453-763.

- OGNIBEN L. (1973) - *Schema geologico della Calabria in base ai dati odierni*. *Geologica Romana*, **12**: 243-585.
- OTT E. (1972) - *Die Kalkalgen-Cronologie der alpinen Mitteltrias in: Angleichung an die Ammoniten-Chronologie*. *N. Jb. Geol. Palaont., Abh.*, **141**: 81-115.
- PASQUARÈ M. (1973) - *Rapporti tra Appennino e Alpi Centrali*. *Acc. Naz. Lincei. Quaderno* **183**: 148-162.
- PATACCA E., SCANDONE P., BELLATALIA M., PERILLI N. & SANTINI U. (1992) - *The Numidian Sand event in the Southern Apennines*, in: *Mem. Sci. Geol. All. al* **43**: 297-337.
- PAVLIS T.L. & BRUHN R.L. (1983) - *Deep-seated flow as a mechanism for the uplift of broad forearc ridges and its role in the exposure of high P/T metamorphic terranes*. *Tectonics*, **2** (5): 473-497.
- PERRI E., MASTRANDREA A., NERI C. & RUSSO F. (2003) - *A Micrite-Dominated Norian Carbonate Platform from Northern Calabria (Southern Italy)*, *Facies* **49**: 101-118.
- PERRONE V. (1996) - *Une nouvelle hypothèse sur la paléogéographie et l'évolution tectonique des Unités de Verbicaro et de San Donato (région calabro-lucanienne, Italie): implications sur la limite Alpes-Appennin en Calabre*, *C.R. Acad. Sci. Paris, Ser. II* **322**: 877-884.
- PERRONE V., MARTIN-ALGARRA A., CRITELLI S., DECANDIA F.A., D'ERRICO M., ESTEVEZ A., IANNACE A., LAZZAROTTO M., MARTIN-MARTIN M., MARTIN-ROJAS I., MAZZOLI S., MESSINA A., MONGELLI G., VITALE S. & ZAGHLOUL N.M. 'Verrucano' and 'Pseudoverrucano' in the central-western Mediterranean Alpine chains, in: G. Moratti, A. Chalouan (Eds.): *Geology and active tectonics in western Mediterranean and North Africa*, *Geol. Soc. Spec. Publ.* (in press).
- PERRONE, V. TORRE, M., AND ZUPPETTA, A., 1973. *Il Miocene della Catena Costiera Calabria. Primo contributo: zona Diamante-Bonifati-S. Agata d'Esaro (CS)*. *Riv. It. Paleontol. Stratigr.*, **79**: 157-205.
- PESCATORE T. (1988) - *Rapporti tra le Unità lagonegresi e Unità sicilidi nella media valle del Basento (Appennino lucano)*. *Atti 74° Congr. Soc. Geol. It., A*, 455-450.
- PIERATTINI D., SCANDONE P. & CORTINI M. (1975) - *Età di messa in posto ed età di metamorfismo delle 'limburgiti' nord calabresi*, *Boll. Soc. Geol. It.* **94**: 367-376.
- PILKEY ORRIN H., BUSH D.M. & RODRIGUEZ R.W. (1988) - *Carbonate terrigenous sedimentation on the North Puerto Rico Shelf* *Developments in Sedimentology*, vol. 42, pp. 231-250.
- PILUSO, E. (1997). *Evoluzione tettonometamorfica dell'Unità di Polia-Copanello nel settore settentrionale della Catena Costiera Tirrenica Calabrese*. Ph. D. Thesis, Università della Calabria, 232 pp.
- PLATT, J.P. (1986) - *Dynamism of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks*. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **97**: 1037-1053.
- POSAMENTIER, H.W. AND VAIL, P.R. (1988) *Eustatic controls on clastic deposition II-Sequence and Systems Tract models. In: Sea-level Changes: An Integrated Approach* (Eds Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Posamentier, H., Van Wagoner, J., Ross, C.A. and Kendall, C.G. St.C.) S.E.P.M, Special Publication, 42, 125-154.
- PRINCIPI G. & TREVS B. (1984) - *Il sistema Corso-Appenninico come prisma d'accrescimento. Riflessi sul problema generale del limite Alpi-Appennini*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **28**: 549-576.
- QUITZOW H. W. (1935) - *Der Deckenbau des Kalabrischen Massivs und seiner Randgebiete*: *Abh. Ges. Wiss. Göttingen Mat. Phys.*, **K1, S3**, 13: 63-179.
- QUITZOW H.W. (1935) - *Diabas-Porphirite und Glaukophangesteine in der Trias von Nordkalabrien*, *Nachrbl. Ges. Wiss. Göttingen, Math. Phys. Kl. IV n.s. I* (9): 83-118.
- RAMSAY J.G. & GRAHAM R.H. (1970) - *Strain variation in shear belts*. *Can. Jour. Of Earth sc.*, **7**: 786-813.
- RAU A. & TONGIORGI M. (1980) - *Alcune ipotesi sulla storia pre-giurassica del futuro margine continentale nord-appenninico*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **21**: 23-31.

- READ J. F. (1985) - *Carbonate Platform Facies Model*. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, **69**, No1 (January 1985): 1-21, 10.
- ROBERTS, H.H., & MURRAY, S.P. (1988) - *Gulfs of the Northern Red Sea: depositional settings of abrupt siliciclastic-carbonate transitions*. In: Doyle L.J. & Roberts H.H. (eds.), *Carbonate - clastic transition*: 99-142.
- ROSSETTI F., FACCENNA C., GOFFÉ B., MONIÉ P., ARGENTIERI A., FUNICIELLO R. & MATTEI M. (2001) - *Alpine structural and metamorphism signature of the Sila Piccola Massif nappe stack (Calabria, Italy): Insights for the tectonic evolution of the Calabrian Arc*, Tectonics **20** (1):114-133.
- ROSSETTI F., GOFFÉ B., MONIÉ P., FACCENNA C. & VIGNAROLI G. (2004) - *Alpine orogenic PTt deformation history of the Catena Costiera area and surrounding regions (Calabrian Arc, southern Italy): the nappe edifice of Northern Calabria revised with insights on the Tyrrhenian-Apennine system formation* Tectonics **23** (1) TC 6011.
- RUSSO F. & SCHIATTARELLA M. (1992), *Osservazioni preliminari sull'evoluzione morfostrutturale del bacino di Castrovillari (Calabria settentrionale)*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1992/1, 271-278
- SANDERSON D.J. (1973) - *The development of fold-axes oblique to the regional trend*. Tectonophysics, **16**: 55-70.
- SANTISTEBAN G. & TABERNIER C. (1988) - *Sedimentary models of siliciclastic deposits and coral reefs interrelation*. In: Doyle L.J. & Roberts H.H. (eds.): *Carbonate - clastic transition*: 35-76.
- SANTONI S. & CRESCENTI U. (1964) - *Ricerche biostratigrafiche nel Mesozoico dell'Appennino Meridionale*, G. Geologia **29** (2): 161-302.
- SAVATZKI G. (1975) - *Etude géologique et minéralogique des flyschs à grauwackes volcaniques du synclinal de Thones (Haute-Savoie, France)*. Gres de Tavayanne et gres du val d'Illeiez. Arch. Sc. Geneve, **28**: 265-368.
- SCANDONE P. (1967) - *Studi di geologia lucana: la serie calcareo-silico-marnosa e i suoi rapporti con l'Appennino calcareo*. Boll. Soc. Nat. In Napoli, **76**: 301-469.
- SCANDONE P. (1972) - *Studi di geologia lucana: carta dei terreni della Serie calcareo-silico-marnosa e note illustrative*. Boll. Soc. Nat. in Napoli, **81**: 225-300.
- SCANDONE P. (1975) - *Triassic seaways and the Jurassic Tethys ocean in the central Mediterranean area*. Nature, **256**: 117-119.
- SCANDONE P., 1979. *Alcune osservazioni sui rapporti tra Appennino settentrionale, Appennino meridionale e Sicilia*. CNR, Prog. Final. Geodin., Riunione: "Profili geologici attraverso la Penisola Italiana", (Pisa, 12-13-14 apr. 1978), Rapp.int. n. 65, 42-48.
- SCANDONE P. (1982) - *Structure and Evolution of the Calabrian Arc*. In E. Mantovani, R. Sartori (Eds.): "Structure, Evolution and Present dynamics of the Calabrian Arc", Earth Sci.Evol., 3, 172- 180.
- SCANDONE P., GIUNTA G. & LIGUORI V. (1974) - *The connection between the Apulia and Sahara continental margins in the southern Apennines and in Sicily*. Symposium geodynamic geologie et geophysique marines, Monaco Dec. 6-14, 1974. In. Rapports et Proces Verbaux des Reunion - Comm. Inter. Expl.Scient.Mer Med., **23**,n.4a:99-103.
- SCANDONE P. & SGROSSO I. (1964) - *Flysch con Inocerami nella Valle del Cavolo presso Tramutola (Lucania)*.Boll. Soc. Nat. In Napoli, **73**: 166-175.
- SCANDONE P. SGROSSO I. & BRUNO F. (1964) - *Appunti di geologia del Monte Bulgheria (Salerno)*. Boll. Soc. Nat. In Napoli, **72**: 19-27.
- SELLI R. (1957) - *Sulla trasgressione del Miocene nell'Italia Meridionale*, G. Geol., ser. (2) **26**:1-54.
- SGROSSO I. (1965) - *Variazioni di facies nel Lias dei Monti Mai (SA)*. Boll. Soc. Nat. in Napoli, **74**: 403-419.
- SHIN, E.A.1969, *Submarine lithification of Holocene carbonate sediments in the Persian Gulf*, Sedi-mentology, 12, pp.109-144

- SPADEA, P. (1980). *Contributo alla conoscenza dei metabasalti ofiolitici della Calabria settentrionale e centrale e dell'Appennino Lucano*. Rend. Soc. It. Min. Petr. 35, 251-276.
- STAUB R. (1951) - *Über die Beziehungen zwischen Alpen und Apennin und die Gestaltung der Alpenen Leitlinien Europas*. Eclogae Geol. Helv., **44**: 29-130.
- STOCKERT B. (2002) - *Stress and deformation in subduction zones: insight from the record of exhumed metamorphic rocks* In: M.R. De Meer, M.R. Drury, J.H. De Bresser, G.M. Pennock (Eds): *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics: Current Status and Future Perspectives*. Geol. Soc. spec. publ. **200**:255-274.
- TAPPONNIER P. (1977) - *Evolution tectonique du système alpin en méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique*. Bull. Soc. Geol. Fr., **19**: 437-460.
- THEYE T., REINHARDT J., GOFFÉ B., JOLIVET L. & BRUNET C. (1997) - *Ferro-and magnesio-carpholite from the Monte Argentario (Italy): First evidence for high-pressure metamorphism of the meta-sedimentary Verrucano sequence, and significance for P-T path reconstruction*, Eur. J. Mineral. **9**: 859-873.
- TORTORICI L. (1980)- *Osservazioni su una sintesi neotettonica preliminare della Calabria settentrionale*. Contributi preliminari alla realizzazione della Carta Neotettonica d' Italia. Pubbl. n.356, Prog. Finalizz. Geodinamica
- TORTORICI L. (1981) - *Analisi delle deformazioni fragili dei sedimenti postorogeni della Calabria settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **100**: 291-308.
- TORTORICI L. (1982)- *Lineamenti geologico-strutturali dell'Arco Calabro*. Soc. It. Min. Petr., 38,927-940.
- TRUMPY R. (1973) - *L'évolution de l'orogénese dans les Alpes Centrales: interprétation des données stratigraphiques et tectoniques*. Ecl. Geol. Helv. **66**: 1-10.
- TUCKER, M.E. AND V.P. WRIGHT, 1990, *Carbonate Sedimentology*: Oxford: Blackwell Scientific Publications, 482 p.
- TURCO E., MARESCA R., CAPPADONA P. (1990): *La tettonica plio-pleistocenica del confine calabro-lucano: modello cinematico*. Mem. Soc. Geol. It., **45**, 519-529.
- VAI G.B. (1980) - *Southern Alps*. Newsletters-IGCP Project 5: Intern. Geol. Correl. Progr., **2**: 104-108.
- VAI G. B. (1992) - *Il segmento Calabro-Peleoritano dell'orogene ercinico. Disaggregazione palinospastica*. Boll. Soc. Geol. It., **111**: 109-129.
- VAI G.B. & ELTER G. (1974) - *Stratigrafia e Paleogeografia ercinica delle Alpi*. Mem. Soc. Geol. It., **13**: 7-37.
- VAIL, P.R., (1987), *Seismic stratigraphy (sic) interpretation procedure*, in Bally, A.W., ed., Atlas of seismic stratigraphy: The American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology 27, **1**, p. 1-10.
- VALLARIO A. & DE MEDICI G.B., (1967), *Contributo alla conoscenza stratigrafica della Calabria Settentrionale, 1: La serie del Colle Trodo*, Boll. Soc. Geol. Ital. **86**, n.2, p.461-488, 4 tav.
- VAN DEN BERG J. (1979) - *Reconstruction of the western Mediterranean area for the Mesozoic and Tertiary Timespan*. Geol. In Mijnbouw, **58**: 153-160.
- VAN J.P.DIJK, BELLO M., BRANCALONI G.P., CANTARELLA G., COSTA V., FRIXIA A., GOLFETTO F., S. MERLINI F., 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.
- VAN WAGONER, J.C., MITCHUM, R.M., CAMPION, K.M., AND RAHMANIAN, V.D. 1990, *Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops*. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, 55p
- VEZZANI L., (1968), *La Formazione del Frido (Neocomiano-Aptiano) tra il Pollino ed il Simi (Lucania)*, Geol. Romana, **8**, 42



- VITALE S. (2005) - *Revisione delle unità carbonatiche in Calabria settentrionale: analisi strutturale e studio della deformazione finita*, PhD thesis, Università di Napoli Federico II, Naples, Italy, 198 pp.
- VITALE S. & IANNACE A. (2004) - *3D finite strain analysis of the Pollino-Ciagola Unit (Calabria-Basilicata boundary, southern Italy)*, Studi Geologici Camerti, nuova serie 2: 153-167.
- VITALE S. & MAZZOLI S. - *Influence of object concentration on finite strain and effective viscosity contrast: insights from naturally deformed packstones*. J. Struct. Geol. (in press).
- WATTS, K. F. AND C. D. BLOME (1990) *Evolution of the Arabian carbonate platform margin slope and its response to orogenic closing of a Cretaceous ocean basin, Oman*, in Tucker, M.E., Wilson, J.L. Crevello, P.D., Sarg, J.R., and Read, J.F., eds., Carbonate Platforms, Facies, Sequences and Evolution: International Association of Sedimentologists, Special Publication 9, p. 291-323.
- WESTAWAY R. (1993) - *Quaternary Uplift of Southern Italy*. Journ. Geophys. Res., **98**,B12:7411--772.
- WEZEL C.F. (1970a) - *Geologia del flysch numidico della Sicilia nord-orientale*. Mem. Soc. Geol. It., **9**: 225-280.
- WEZEL C.F. (1970b) - *Interpretazione dinamica della eugeosinclinale meso-mediterranea*. Riv. Miner. Sicil., **21**: 189-198.
- WILLIAMS C.D. (1978) - *Rotation of contemporary folds in to the X direction during overthrust processes in Laksfjord, Finnmark*. Tectonophysics, **48**: 29-40.
- WILSON J.L., 1975, *Carbonate facies in geological history*, New York, Springer-Verlag, 471p.
- WORTEL M. J. R. & SPACKMAN W. (1993) - - *The Dynamic evolution of the Apenninic-Calabrian, Hellenic and Carpathian arcs: a unifying approach*. Terra Nova (abstract Supplement), **1** (5): 97.

PROGETTO  
CARG