



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 542

VERBICARO

A cura di:

A. letto¹, F. letto¹

Con contributi per il rilevamento di:

R. Acri², F. letto¹, E. Perri¹, L. Rende²

(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

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

I	- INTRODUZIONEPag.	5
II	- STUDI PRECEDENTI E INQUADRAMENTO GEOLOGICO »	7
III	- ASPETTI GEOMORFOLOGICI »	13
IV	- STRATIGRAFIA »	21
1.	- UNITÀ ANCHIMETAMORFICHE »	21
1.1.	- FORMAZIONE DI S. DONATO DI NINEA (SDN) »	21
1.1.1.	- <i>Membro Monte la Mula (SDN₁)</i> »	24
1.1.2.	- <i>Membro di Scifarello-Serra Limpida (SDN₂)</i> »	26
1.1.2.1.	- <i>Litofacies del Fiume Argentino (SDN_{2a})</i> »	28
1.1.2.2.	- <i>Litofacies di Passo dello Scalone (SDN_{2b})</i> »	29
1.2.	- DOLOMIA PRINCIPALE (DPR) »	30
1.2.1.	- <i>Litofacies Serapodolo (DPR_a)</i> »	32
1.2.2.	- <i>Litofacies Monte la Caccia (DPR_b)</i> »	33
1.3.	- FORMAZIONE SERRA BONANGELO (SBN) »	35
1.3.1.	- <i>Membro della Castelluccia (SBN₁)</i> »	36
1.3.2.	- <i>Membro dei calcari con Selce (SBN₂)</i> »	38
1.3.3.	- <i>Membro Il Cocuzzo (SBN₃)</i> »	39
1.4.	- FORMAZIONE DI ALBEROSA (FLB) »	40
1.4.1.	- <i>Membro delle breccie poligeniche (FLB₁)</i> »	41
1.4.2.	- <i>Membro dei calcari a nummuliti (FLB₂)</i> »	42
1.4.3.	- <i>Membro di Serra Costantino (FLB₃)</i> »	42
1.4.4.	- <i>Rocce basiche (β)</i> »	44
2.	- UNITÀ METAMORFICHE »	44
2.1.	- FORMAZIONE DI S. DONATO DI NINEA (SDN) »	44
2.1.1.	- <i>Membro di Valle Scura (SDN₃)</i> »	44
2.1.2.	- <i>Membro di Policastrello (SDN₄)</i> »	45
2.1.3.	- <i>Membro di Valle Rosa (SDN₅)</i> »	47
2.1.4.	- <i>Metabasiti (ρ)</i> »	47
2.2.	- FORMAZIONE DEL FRIDO (FRI) »	48
2.2.1.	- <i>Litofacies di Verbicaro (FRI_c)</i> »	49
2.2.2.	- <i>Litofacies di Lungro (FRI_a)</i> »	49
2.3.	- FORMAZIONE DI DIAMANTE (OFD) »	50
2.3.1.	- <i>Metabasiti di Serra Pagano (OFD₁)</i> »	51
2.3.2.	- <i>Filladi del Corvino (OFD₂)</i> »	51
2.4.	- FORMAZIONE DI MALVITO (OLM) »	53

2.4.1.	- <i>Metabasalti di Monte Milioso (OLM₁)</i>	53
2.4.2.	- <i>Metacalcari di San Lorenzo del Vallo (OLM₂)</i>	54
2.5.	- FORMAZIONE DI FOLLORITO (GFL)	54
3.	- NEOGENICO TRASGRESSIVO	55
3.1.	- FORMAZIONE DI S. AGATA D'ESARO (SDE)	55
3.1.1.	- <i>Conglomerato basale (SDE₁)</i>	56
3.1.2.	- <i>Argille ed argille siltose (SDE₂)</i>	57
3.1.3.	- <i>Calcareniti arenacee (SDE₃)</i>	57
3.1.4.	- <i>Argille grigie e viola (SDE₄)</i>	58
3.1.5.	- <i>Siltiti gialle (SDE₅)</i>	58
3.1.6.	- <i>Argille con gessi e gessoareniti (SDE_{6a} - SDE_{6b})</i>	59
3.2.	- SUCCESSIONE VALLE LAO (VSL)	59
3.2.1.	- <i>Argille delle Fornaci (VSL₁)</i>	61
3.2.2.	- <i>Depositi conglomeratici-sabbiosi (VSL₂)</i>	62
4.	- DEPOSITI QUATERNARI	62
4.1.	- DEPOSITI MARINI TERRAZZATI (g_{n(1..5)})	63
4.2.	- DEPOSITI ALLUVIONALI TERRAZZATI (b_{n(1..2)})	64
4.3.	- DEPOSITI DI LITORALE ANTICHI (g_{2a})	64
4.4.	- CONOIDI ALLUVIONALI	64
4.5.	- DEPOSITI ALLUVIONALI FISSATI (b_a)	65
4.6.	- DEPOSITI EOLICI (d)	65
4.7.	- COLTRE ELUVIO-COLLUVIALE (b₂)	65
4.8.	- DEPOSITI DI FRANA (a₁-a_{1a})	65
4.9.	- DEPOSITI DI VERSANTE PER GRAVITÀ (a_a-a_b)	66
4.10.	- DEPOSITI ALLUVIONALI MOBILI (b)	66
4.11.	- DEPOSITI DI SPIAGGIA ATTUALI (g₂)	67
V	- TETTONICA ED EVOLUZIONE STRUTTURALE	69
1.	- DESCRIZIONE DELLA METODOLOGIA DI STUDIO ..	71
1.1.	- ANALISI MACROSTRUTTURALE	71
1.2.	- STUDIO MESOSTRUTTURALE	73
1.3.	- DESCRIZIONE DEI DATI	74
1.4.	- STADI TETTONICI E STRUTTURE RELATIVE	75
1.4.1.	- <i>Stadio A</i>	76
1.4.2.	- <i>Stadio B</i>	79
1.4.3.	- <i>Stadio C</i>	82
1.4.4.	- <i>Stadio D</i>	83
VI	- ABSTRACT	87
	- BIBLIOGRAFIA	89

I - INTRODUZIONE

I dati e le relative elaborazioni di seguito esposti fanno seguito all'Accordo di Programma, stipulato 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 far data da febbraio 1998. Le basi topografiche ricadono nelle vecchie tavolette dell'IGM alla scala 1:25.000 di: M.te Palanuda (F 221 III NO), S. Donato di Ninea (F 221 III SO), Grisolia (F 220 II SE), Verbicaro (F 220 II NE), Scalea (F 220 II NO), Diamante (F 220 II SO), Belvedere Marittimo (F 228 I NE) e S. Sosti (F 229 IV NO).

Il criterio di rilevamento adottato è quello litostratigrafico, in base al quale i terreni affioranti sono stati organizzati in formazioni e quindi distinte in membri e litofacies.

Le unità litostratigrafiche, composte prevalentemente da rocce di varia origine (sedimentarie, ignee o metamorfiche) associate in maniera non semplice, sono state denominate "complessi", termine informale e fuori rango gerarchico, come previsto dai codici di nomenclatura stratigrafica.

I rilevamenti geologici di superficie, unitamente all'analisi meso e macroscopica delle strutture, hanno permesso di riconoscere le unità tettoniche di importanza regionale ed hanno consentito ulteriori suddivisioni in sottunità.

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

I geologi rilevatori sono per aree, equivalenti e diverse: Dott. Renato Acri, Dott. Fabio Ietto, Dott. Luigi Rende, Dott. Perri.

II - STUDI PRECEDENTI E INQUADRAMENTO GEOLOGICO

L'area del Foglio 542 ricade nel settore nord-occidentale della Calabria, più precisamente nella porzione settentrionale della Catena Costiera Calabria, ovvero nel tratto d'orogene alla giunzione tra la Catena Appenninica s.s. e l'Arco Calabro-Peloritano.

Il quadro litostratigrafico d'insieme è quello di Fig.1 con le correlazioni suffragate da dati di campagna e di laboratorio. La catena appenninica, 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 dei domini orientali della Tetide. Questi risultano strutturati adesso nella Catena in diverse falde tettoniche, NE vergenti, tra le quali sono impilati anche, sia corpi di terreni pertinenti a domini, sia "interni" che "esterni" alla Tetide. 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), sovrascorse, nel Miocene inferiore, sulle unità più interne della futura catena appenninica, neogenica, Europa vergente. SCANDONE *et alii* (1974) propongono per la catena una vergenza africana ma tale ricostruzione viene contraddetta da numerosi altri ricercatori, tra i quali: DIETRICH (1976), KNOTT (1987), COWARD & DIETRICH (1989), IETTO & BARILARO (1993).

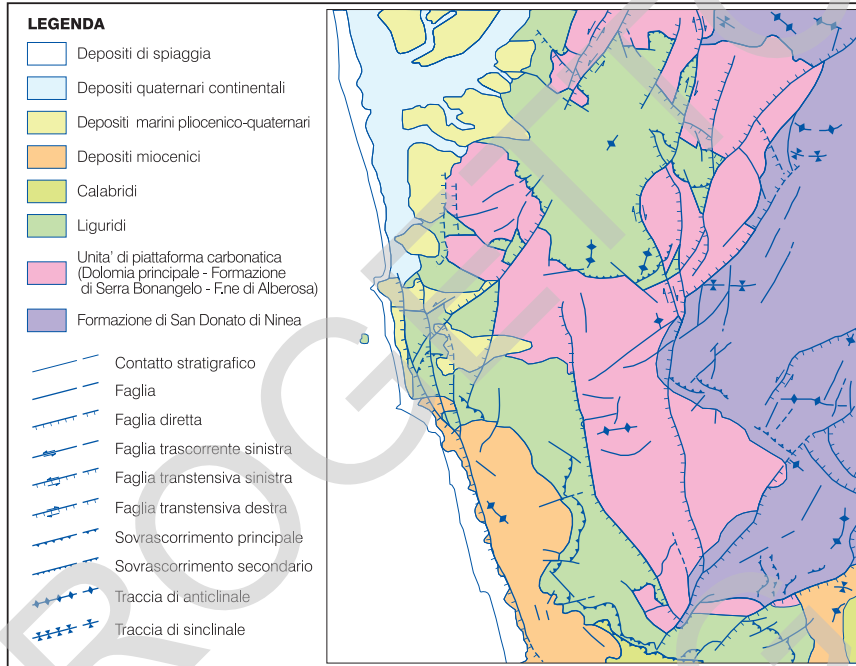


Fig. 1 - schema strutturale del Foglio 542 "Verbicaro"

Il settore più meridionale dell'orogene, noto come 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 noti come "Linea di Sangineto" (coincidente con il limite inferiore del Foglio), mentre, ancora più a sud è collocato in una corrispettiva fascia di deformazione in Sicilia orientale "Linea di Longi-Taormina". Secondo altri Autori (IETTO *et alii* 1992) la Linea di Sangineto 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 un settore settentrionale e uno meridionale, separati da un ipotetico lineamento tettonico posto in corrispondenza 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), di seguito descritte dal basso verso l'alto.

L'elemento più profondo, il Complesso delle Unità Appenniniche di *foreland* (affioranti in finestra o non affioranti) è composto metamorfiti di basso grado studiate da molti autori e note in letteratura come unità di San Donato, unità di Verbicaro, unità del Frido, unità Calabridi e, infine, formazioni del Neogene sedimentario. Esso è formato quindi da rocce carbonatiche e silico-clastiche di età mesozoica o pre-mesozoica che in letteratura sono attribuite alle Unità Appenniniche (IETTO & BARILARO, 1993). Le unità appenniniche o di *foreland* sono quelle riconducibili al blocco di Adria cioè alle potenti serie calcareo-dolomitiche (Trias-Cretacico-Eocene) descritte in tutta la letteratura geologica italiana attuale e antica (IETTO & BARILARO, 1993, per le zone di rilevamento).

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, 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.

L'Unità di Verbicaro affiora immediatamente a SE della "Linea del Pollino" *Auct.* e costituisce 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.

Nella successione delle unità tettono-stratigrafiche dell'Arco, al di sopra di quelli esposti, è il corpo geologico intermedio, composto da Unità ofiolitiche/ofiolitifere mesozoiche con relative coperture sedimentarie, e da un'Unità epimetamorfica sedimentaria di bacino tetideo profondo (**Complesso Liguride**), 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*, 1996). Queste 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 tali processi sono stati attivi durante il preLuteziano con polarità europea (direzione di trasporto tettonico verso ONO; CELLO *et alii*, 1991). Per contro, COWARD & DIETRICH (1989) e KNOTT (1987) come già detto, riconoscono anche per queste unità un'unica vergenza da ovest verso est e le collocano in un prisma di accrezione attivo per tutto il Paleogene.

L'Unità del Frido, che del complesso oceanico è la più rappresentativa, corrisponde alla formazione del Frido di VEZZANI (1968) e si identifica con il flysch argilloso-filladico di IPPOLITO & LUCINI (1957), l'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 ed è osservabile estesamente nella porzione centro-settentrionale del Foglio, nell'intorno 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 Sangineto.

La successione, affetta da metamorfismo al limite con la diagenesi è costituita da una 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 anche 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 (HOFFMAN, 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.

Dell'**Unità di Malvito** (o Unità ofiolitica superiore), 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 *pillows* localmente ben preservate e metaialoclastiti. La copertura sedimentaria è formata da peliti, calcescisti, radiolariti verdi e rosse, calcari a calcionelle (DE ROEVER, 1972; DIETRICH, 1976; LANZAFAME & ZUFFA, 1976; SPADEA *et alii*, 1980; PILUSO, 1997). L'età della sequenza è Titonico-Neocomiano (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 Sangineto e costituisce per intero l'Isola di Cirella.

Infine, il **Complesso Calabride** è l'elemento posto in posizione geometrica più elevata, costituito da una sezione continua di crosta continentale, 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 alii* (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, ascrivibili 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 altomiocenica, che da sedimenti prevalentemente terrigeno-carbonatici (Tortoniano) evolve ad una sedimentazione di tipo detritico-evaporitica (Messiniano PERRONE *et alii.*, (1973), PERRI (1996-97). Questa successione affiora in una fascia collinare allungata in direzione meridiana compresa tra il T.te Corvino a N ed il T.te Sangineto a S. Altri affioramenti si ritrovano al margine sud-orientale del Foglio.

La sedimentazione del Pleistocene inferiore è assegnata ad un unico ciclo trasgressivo-regressivo (BURTON, 1971). Non si discostano da questa interpretazione altri lavori (VEZZANI, 1968) in aree limitrofe a quelle ricadenti nel Foglio 542. In realtà la successione del Pleistocene inferiore nella Calabria settentrionale tra-

sgredisce indistintamente sia sui terreni messiniano-pliocenici che sul substrato calcareo-metamorfico. La successione è caratterizzata da una formazione conglomeratico-sabbiosa di base alla quale fa seguito una formazione argilloso-siltosa del Santerniano.

I depositi regressivi del Pleistocene medio-superiore sono costituiti da successioni, generalmente sabbioso-conglomeratiche o ghiaiose, discordanti su tutto, riferibili, nella zona costiera, alla presenza di terrazzi marini di età Pleistocene inferiore-medio (CAROBENE & FERRINI, 1993). Tali depositi affiorano nel settore settentrionale del Foglio, e precisamente in destra e in sinistra del tratto terminale del Fiume Lao, dove si osserva l'intera successione sedimentaria di origine marina che dal Pleistocene inferiore (Santerniano) si estende fino al Pleistocene superiore.

I depositi alluvionali terrazzati più recenti affiorano essenzialmente nel tratto costiero dove predomina una morfologia collinare con bassi valori di energia di rilievo. Questi sono disposti a formare più ordini di terrazzamento evidenti fino ad una quota massima di circa 500 m.

III - ASPETTI GEOMORFOLOGICI

Il Foglio "Verbicaro" alla scala 1:50.000 comprende una porzione della Catena Costiera, situata nel settore nord-occidentale della Calabria, con direzione NE-SO.

Il territorio presenta nell'insieme caratteri orografici ben delineati: dalla stretta fascia litorale, interrotta dall'ampia pianura alluvionale che si sviluppa a N del Foglio in corrispondenza della foce del Fiume Abatemarco e del Fiume Lao.

Nelle zone più interne si passa rapidamente, dopo una blanda morfologia collinare con profili topografici poco incisi, al massiccio montuoso di catena orografica che raggiunge l'asse culminante a pochi chilometri dalla costa ed è caratterizzato da una morfologia aspra e con alti valori dell'intensità di denudamento erosivo.

Lungo questo asse orientato NE-SO spiccano i maggiori rilievi quali Cozzo di Valle Scura (1824 m), Serra Paratizzi (1795 m), M. La Mula (1935 m), M. Montalto (1761 m), M. La Muletta (1717 m), M. Montea (1825 m) M. La Caccia (1744 m) e M. La Castelluccia (1295 m). Essi sono costituiti da corpi metamorfici calcareo-dolomitici e terrigeni, da mesozoici a paleogenici soggetti ad una intensa attività tettonica di sollevamento (0,4-0,7 mm/anno; CAROBENE & DAL PRA, 1990). I movimenti verticali hanno determinato lo sviluppo di progressivi sistemi di fagliamento che, unitamente alle caratteristiche litologiche, condizionano fortemente l'evoluzione dei reticoli idrografici nonché la stabilità dei versanti. E'

allora favorita un'accentuata opera erosiva dei corsi d'acqua con conseguente formazione di valli molto incise e ripidi versanti, particolarmente sviluppati nel tratto medio-alto dei reticoli impostati prevalentemente su terreni carbonatici.

La Catena orografica inoltre differisce in maniera sostanziale dal pedemonte tirrenico, data la diversità litomeccanica dei terreni affioranti: la Catena è infatti caratterizzata da affioramenti di terreni calcarei, calcareo-dolomitici e filladici mesozoici, mentre lungo la fascia costiera affiorano terreni meccanicamente teneri quali flysch a componente argillosa; sedimenti clastici grossolani e argille con gessi miocenici e conglomerati poligenici e sabbie neogeniche disposti su più ordini di terrazzamento.

L'area del Foglio è attraversata da quattro bacini principali originati dai carbonati di catena: Fiume Abatemarco, Torrente Vaccuta, Torrente Corvino e Torrente Soleo nonché parte del Fiume Argentino. Quest'ultimo, affluente del F. Lao, rientra nel Foglio solo per il suo tratto terminale. Fra di essi il bacino di maggiore estensione è quello del F. Abatemarco che ricopre una superficie di circa 64 kmq e presenta, insieme al T. Corvino, il più alto ordine di gerarchizzazione (5° ordine). Le cime citate costituiscono lo spartiacque superficiale dal quale hanno origine tutti i reticoli idrografici che sfociano nel Mar Tirreno, di estensione molto più limitata, mentre quelli più estesi vanno a sfociare nel Mar Ionio (F. Esaro, F. Follone, F. Rosa, F. Occido, T. Grondo e F. Garga, confluenti tutti nel F. Coscile).

I bacini del versante tirrenico si sviluppano in direzione E-O, quindi ortogonale alla costa, e tendono ad avere un andamento parallelo tra loro seguendo grosso modo le direzioni di massima pendenza. Sono pertanto dei corsi conseguenti sui quali i recenti fenomeni di sollevamento hanno determinato un ringiovanimento dei rispettivi reticoli verso profili di maggiore equilibrio.

Quale espressione morfotettonica, alla forte incisione dei reticoli fluviali si associa una successione di terrazzi marini, su più ordini altimetrici, a testimonianza delle fasi di sollevamento quaternarie. In linea generale la morfologia dell'area posta al di sopra dei 500 m di quota è caratterizzata, da un punto di vista evolutivo, da uno stadio giovanile.

Nel tratto medio-alto dei bacini il corso d'acqua principale e i segmenti secondari corrono incassati in aspri e profondi canali scavati nei complessi calcareo-dolomitici e caratterizzati da intensi fenomeni di crollo lungo i versanti sottesi. Attraverso tali processi vengono riversati nell'alveo principale e nei valloni secondari notevoli quantità di materiale eterometrico che in alcuni casi può accumularsi fino a formare effimere ostruzioni.

Sotto i 500 m di quota si osserva, invece, una morfologia caratterizzata da valli fluviali meno aspre e valori di energia di rilievo meno elevati. I processi morfodinamici sono rappresentati essenzialmente da movimenti di massa che si verificano lungo i fianchi delle valli, per lo più con fenomeni di scorrimento rotazionale e colamento a seconda della litologia coinvolta.

L'analisi ipsometrica dei bacini considerati, ed in particolar modo quella relativa al T. Corvino e al F. Abatemarco, mette bene in evidenza il fenomeno di ringiovanimento morfologico legato alla ripresa del sollevamento dell'area, laddove le curve ipsografiche evidenziano un flesso, in corrispondenza dei 400-500 m di quota. Ciò provoca il riacutizzarsi, soprattutto nel tratto mediano dei corsi d'acqua, di fenomeni di incisione accompagnati da un'intensa attività di denudazione (Fig. 4).

L'ordine gerarchico non superiore al 5° grado e l'andamento delle curve ipsografiche, caratterizzate anche da una forte pendenza nel tratto sommitale (indicante un'erosione regressiva, mirante alla cattura dello spartiacque), mettono in evidenza il generale stato di disequilibrio e di bassa organizzazione dei reticoli, tipico di ambienti in stadio di giovinezza.

Il sollevamento in atto e i conseguenti lineamenti tettonici tendono in alcuni punti a condizionare sensibilmente lo sviluppo e le geometrie del reticolo. Sono evidenti, infatti, disposizioni subparallele e brusche variazioni ad angolo retto dei segmenti fluviali secondari. Esempi di disposizione parallela si osservano in alcuni rami del T. Corvino (località Valle delle Celle, a sud-ovest del centro di Buonvicino) e del T. Soleo (località Sant'Andrea); mentre brusche variazioni ad angolo retto dei segmenti fluviali si possono osservare invece nei rami secondari del F. Abatemarco (T. Fezzaruolo).

Non è comunque da sottovalutare il forte potere erosivo dei corsi d'acqua minori, con ordine gerarchico inferiore al 4°, sempre a carattere giovanile (T. Salice, T. Vallecupo, T. Cozzandone e T. Magarosa). In essi si verificano continue



Fig. 2 - esempi di carsismo epigeo in sinistra di Valle Rosa, località Cozzo dell'Uomo Morto

trasformazioni morfologiche evidenziate da frequenti fenomeni di dissesto sulle pendici vallive che li delimitano.

In riferimento ad altre zone della Calabria questi bacini idrografici risultano nel complesso scarsamente soggetti ad eventi alluvionali di grande volumetria, a causa probabilmente della permeabilità relativamente elevata dei terreni costituenti i versanti. A tal riguardo, fenomeni di picco possono essere ricondotti a precipitazioni di particolare intensità, per lo più localizzate, oltre che ai recenti interventi antropici sui greti fluviali.

In alcuni bacini (T. Vaccuta e T. Corvino) si osserva una diminuzione della ramificazione nel tratto intermedio dei corsi d'acqua, molto probabilmente dovuta ad una prevalenza dell'incisione in alveo per effetto del sollevamento e al conseguente ritardo nello sviluppo di segmenti secondari laterali.

I reticoli impostati sulle formazioni carbonatiche risultano condizionati inoltre da fenomeni carsici, evidenziati in superficie da macroforme quali doline, *polje* e campi solcati. Queste testimoniano una circolazione idrica sotterranea molto intensa con formazione di numerose sorgenti di tipo carsico, generalmente caratterizzate da portate elevate. Doline e *polje* di varie forme tendono a disporsi secondo allineamenti che seguono grosso modo l'andamento di faglie e fratture. Evidente è l'allineamento di *polje* e doline presenti lungo il versante NO di Monte



Fig. 3 - Un condotto carsico che si sviluppa lungo una superficie tettonica nel corpo dei metacalcari di Pietra dell'Angioletto (piega di Monte La Mula). Sulla sinistra della foto: un piano di faglia subverticale che termina nei calcari ben stratificati in primo

La Mula, disposti secondo la direzione NE-SO, e quello presente in destra del F. Abatemarco (località Schiena di Novacco) disposti in direzione E-O.

Sono alquanto scarse invece evidenze di carsismo ipogeo limitate, per lo più, alle valli fortemente incise in terreni carbonatici. In esse si ritrovano numerosi condotti e piccole grotte carsiche ormai inattive (Fig. 3). Sono da menzionare le piccole grotte fossili presenti lungo i versanti di sud-est di M. La Caccia. A circolazione carsica sotterranea sembrano inoltre potersi ricondurre gran parte delle sorgenti lungo i versanti occidentali di M. La Mula. Si riconoscono inoltre sul versante O (Acqua Laimi) e N (Vena delle Mezzane e Acqua Famai) di Cozzo Laimi; nonché a N (Acqua dei Mastri) e a S (Acqua di Pedarrone) di Monte Montalto.

Sorgenti legate a limiti di permeabilità indefinita sono quelle che emergono, invece, a NE di Monte Carpinoso, in prossimità del contatto tra i corpi carbonatici permeabili superiori e i sottostanti scisti filladici a bassa permeabilità. Queste, in genere, hanno carattere stagionale e portate modeste.

Nel Foglio Verbicaro, le principali forme di dissesto gravitativo sono localizzate essenzialmente sul pedemonte e specie lungo le sponde delle valli più incise. La franosità appare comunque diffusa e differisce, nell'entità e nelle forme, in funzione dei terreni interessati dal dissesto. Si osservano infatti tipologie diverse riconducibili a frane per scorrimento rotazionale e traslativo, particolarmente sviluppate in terreni flysciodi e metaterrigeni, nonché colamenti evidenti in terreni sedimentari incoerenti quali sabbie, argille e argille-siltose con intercalazioni di corpi conglomeratici e sabbiosi, affioranti lungo tutta la fascia più prossima alla linea di costa.

Limitati fenomeni di distacchi e crolli, non cartografabili, si registrano in aree a forte acclività, in special modo nelle valli fortemente incise che si sviluppano nei versanti in rocce carbonatiche.

I fenomeni di collasso gravitativo si rilevano comunque sul pedemonte là dove affiorano con grande estensione terreni appartenenti alla formazione del Frido costituiti generalmente da alternanze di argilloscisti e quarzoareniti. La intensa fratturazione a cui sono soggetti questi terreni (in particolar modo calcari e strati quarziticci) permette la formazione di porzioni superficiali fortemente degradate le quali favoriscono la circolazione idrica in corpi originariamente impermeabili. In seguito ad assorbimento idrico queste porzioni superficiali possono essere interessate da movimenti di tipo lento riconducibili alla tipologia del *creep*. Estese deformazioni di questo tipo sono visibili nell'area compresa tra località Schiena La Magra e il centro di Verbicaro.

Sempre sulle litologie della formazione del Frido si osservano cospicui fenomeni gravitativi lungo le sponde del corso principale del F. Abatemarco: si tratta di fenomeni di colamento evidenti in località Callia e Grambellino, attraverso i quali vengono riversati in alveo enormi quantità di materiale.

Accumuli di detrito di versante sono particolarmente abbondanti lungo i valloni secondari che drenano direttamente nel corso principale del T. Corvino, là dove il reticolo sotteso è impostato essenzialmente su dolomie, spesso cataclastiche (Sasso dei Greci; M. La Caccia; versante N di M. Montea).

Come già accennato, l'elemento che caratterizza il pedemonte, in particolare le aree più prossime alla costa, è l'ordinato terrazzamento che interrompe il profilo dei versanti montuosi e collinari quantomeno da circa quota 500 m al mare. Questi terrazzi sono costituiti da depositi conglomeratico-sabbiosi rossastri generalmente a matrice sabbiosa limosa, con clasti di rocce prevalentemente cristalline, da moderatamente costipati a sciolti, con frequenti intercalazioni di arenarie grossolane rosso-mattone e rare lenti di argille siltose grigie. Spesso su queste superfici pianeggianti è presente una copertura di terra rossa e ciottoli formatasi in seguito all'alterazione e al rimaneggiamento continentale delle porzioni sottostanti. I depositi sono caratterizzati inoltre da un contenuto fossilifero assai scarso, rappresentato solo da rari frammenti di bivalvi e gasteropodi.

Diversi Autori in letteratura hanno cercato, in questa zona, di dare un ordine ai terrazzi marini. DAMIANI (1970) riconosce in quest'area 7 ordini di terrazzamento; in un successivo lavoro, DAMIANI & PANNUZI, (1978), ne riconoscono invece 6, mentre CAROBENE & FERRINI (1993) riconoscono solo 4 ordini. Non vi è, quindi, una concordanza di vedute circa il riconoscimento dei terrazzi, a testimonianza di come la recente tettonica abbia notevolmente frammentato le singole spianate rendendo dubbia la loro ricostruzione originaria. E' inoltre da evidenziare la difficoltà riscontrata nel distinguere e differenziare tra loro i vari terrazzi per la scarsa evidenza delle scarpate dovuta sia a successiva erosione, sia alla presenza di coltri superficiali detritiche, sia agli interventi antropici. Dai rilevamenti effettuati sono stati comunque riconosciuti 5 ordini di terrazzamento distinti sulla base della quota d'affioramento.

L'inclinazione, seppur leggera, delle superfici di terrazzamento immergenti verso NNO è una chiara testimonianza di come i fattori tettonici di sollevamento abbiano condizionato l'intera area a partire dal Pleistocene inferiore, con velocità diverse nel tempo e nello spazio (DAMIANI, 1970; DAMIANI & PANNUZI, 1978). Il sollevamento della regione, infatti, è stato accompagnato dalla formazione di faglie, lungo le quali le varie porzioni hanno subito dislocazioni con basculamenti comunque di lieve entità.

Terrazzi marini del I ordine, di probabile età Pleistocene inferiore, sono visibili in piccoli lembi in corrispondenza del centro abitato di Grisolia e a sud-est di S. Maria del Cedro, ad una quota di circa 500 m.

Appartengono invece al II ordine (Pleistocene inferiore) i terrazzi molto più estesi, compresi in un intervallo altimetrico tra i 300 ed i 450 m, riconosciuti in località C. Foresta e Campi di Cirella, subito ad ovest di Monte Carpinoso, e in località Pastina, a sud-ovest di Serra Bonangelo.

Tra i 100 ed i 300 m di quota affiorano nella zona settentrionale del Foglio in maniera estesa le superfici di terrazzamento del III ordine (Siciliano). Una estesa superficie, riferita allo stesso ordine, è visibile in località Piano della Suvareta, alla quota di circa 120 m, mentre piccoli lembi sono presenti anche subito a sud e a nord del centro di S. Maria del Cedro, nonché ad est di Cirella, in località Petrosa, ad una altitudine di circa 150 m.

I terrazzamenti del IV ordine (sin e post-Siciliano) sono presenti invece in un intervallo compreso tra i 25 e i 100 m. Si tratta sempre di depositi conglomeratico-sabbiosi che in questo caso seguono in modo piuttosto regolare l'andamento della linea di costa. Un ampio terrazzo appartenente a quest'ordine si osserva in località La Foresta, subito ad ovest di S. Maria del Cedro ad una altitudine di circa 70 m. Altre piattaforme, di estensione più ridotta, sono visibili in prossimità del centro di Cirella e subito ad est di Diamante, in località Peraino, alla quota di circa 100 m. Spostandosi poi a sud di Diamante si osservano una serie di terrazzi appartenenti a quest'ordine disposti in modo parallelo alla linea di costa, particolarmente evidenti in località S. Lillie, Castromurro ed i Monti, posti tutti ad una quota media di circa 50 m.

I terrazzamenti del V ordine (Tirreniano) si riconoscono al di sotto dei 25 m di quota. Nel tratto compreso tra i centri di Cirella e Diamante questi terrazzi si dispongono allungati parallelamente alla costa ad una quota di circa 15 m, mentre altre piattaforme si sviluppano subito a sud di Diamante in località Piano delle Donne. In corrispondenza dei piccoli promontori di Cirella e Diamante sono presenti delle nette superfici di abrasione poste intorno agli 8-10 m di quota.

DAMIANI (1970) riconosce, tra i terrazzi del 3° e del 2° ordine, l'esistenza di una falesia calcarea di separazione, evidente subito a sud di S. Maria del Cedro. Questa scarpata separa il terrazzo del 2° ordine di località La Foresta, alla quota di circa 60 m, dal lembo di terrazzo del 3° ordine posto poco più ad O, alla quota di circa 150 m.

Da uno sguardo d'insieme tuttavia, anche in accordo con i dati di letteratura (DAMIANI, 1970), si evidenzia nel Foglio una graduale diversificazione da S verso N delle altimetrie assolute assunte per i vari ordini di terrazzamento, a testimonianza di sollevamenti differenziali a blocchi. In un lavoro successivo (DAMIANI & PANNUZI, 1978) si parla di movimenti differenziali dei singoli blocchi lungo faglie dirette.

Nel settore settentrionale del Foglio, a partire dal Pleistocene inferiore, si costruisce l'elemento strutturale del "Graben del Lao", il quale ha fortemente condizionato l'intera evoluzione morfotettonica dell'area.

Lungo il tratto di costa si sviluppano conoidi alluvionali attive, generalmente di limitata estensione. Di queste, particolarmente evidente è la conoide alluvionale attiva presente nell'area di foce del F. Abatemarco che si sviluppa da circa 3 m a circa 20 m di quota. Meno estese risultano essere le conoidi situate nella zona

di foce dei torrenti minori (T. Vallecupo, T. Salice). Queste sono legate ad eventi alluvionali che testimoniano le continue e repentine trasformazioni morfologiche in atto in reticoli a carattere giovanile. Coni detritici, di limitata estensione, si sviluppano lungo le sponde dell'alveo principale del F. Abatemarco, in seguito a fenomeni gravitativi in terreni carbonatici. Questi sono evidenti nella zona medio-alta del corso principale e in particolare in località Le Cateratte e Cannosa a sud di Monte Trincello. Altre conoidi detritiche si riconoscono in località Varco Melogna, in sinistra del F. Argentino, nel tratto medio-alto del reticolo, impostato anch'esso in corpi carbonatici.

Nell'insieme, nelle aree del Foglio Verbicaro, si riconoscono aspetti morfologici tipici di aree instabili e soggette a repentine modificazioni, controllate dai processi di sollevamento differenziale in atto.

Nel settore meridionale del Foglio si ritrovano infine, alcune cave che sfruttano le bancate di calcari cristallini per la realizzazione di scogliere frangiflutti e moli d'attracco.

IV - STRATIGRAFIA

1 - UNITÀ 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 S. 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 silicoclastica e carbonatica, estesa dal Trias inferiore *p.p.* al Carnico.

L'unità 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, tali 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 qui evidente (IETTO & BARILARO, 1993).

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

- sono stati cartografati come affetti da metamorfismo tutti quei corpi nei quali la totalità, o porzioni, delle successioni corrispondenti presentano in laboratorio o sul terreno paragenesi o associazioni mineralogiche tipiche di ambienti metamorfici; quali: marcata scistosità; boudinage; differenziati di quarzo; pieghe isoclinali; strutture milonitiche etc.;

- la semplice ricristallizzazione di alcuni livelli carbonatici non è stata assunta come segnale metamorfico quanto invece, in assenza di altri elementi, è legata a un evento deformativo possibile anche in campo diagenetico;

- non sono stati ascritti a corpi metamorfici tutte quelle successioni che 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 l'intensa tettonizzazione, la quale registra almeno 5 fasi deformative:

- 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 non hanno dato risultati univoci o esaustivi, dal momento che la frequente ricristallizzazione impedisce la determinazione delle forme, le quali sarebbero per altro ben diffuse, come si rileva dalle tracce (per erosione differenziale) sulle superfici di strato esposte.

Un solo *marker* paleontologico (rilevato nel confinante Foglio 543 "Casano allo Ionio") 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. Tale marker individua le porzioni medio basali della successione.

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 rilievo (Monte Scifarello: BROGLIO-LORIGA *et alii*, 1993).

Altre datazioni, effettuate su intervalli ascritti alla stessa successione e affioranti in aree limitrofe, ricadono sempre in età compresa tra gli estremi indicati: Anisico-Carnico (BOUSQUET & DUBOIS, 1967; BOUSQUET, 1971; BONI *et alii*, 1995); oppure con inizio al Permiano superiore (GRANDJACQUET. & GRANDJACQUET, 1962) (Fig. 4).

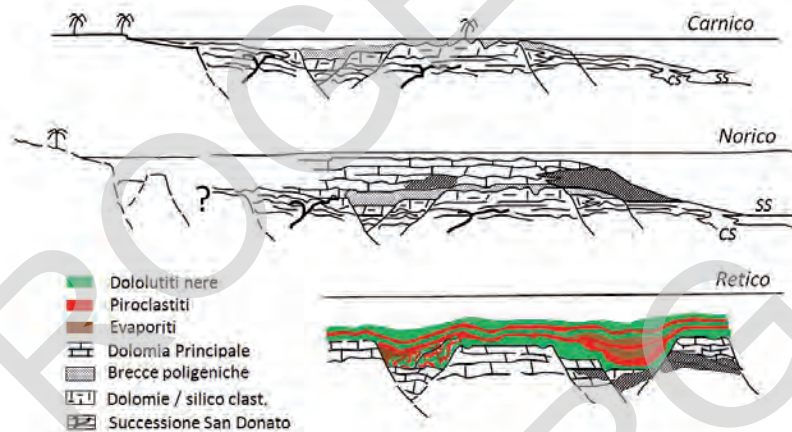


Fig. 4 - Evoluzione tettonico-sedimentaria al Trias Superiore

Con tali premesse di ordine generale, si descrive di seguito la Formazione di San Donato (o Trias metamorfico secondo QUENZOW, 1935), così come affiora nell'area del Foglio 542 (Verbicaro), nelle sue facies a differente intensità metamorfica e dal basso verso l'alto, nei differenti membri nei quali è stata suddivisa.

Nell'area del Foglio 542, in affioramento è possibile osservare esclusivamente le porzioni medio-alte della Formazione di S. Donato: il membro Monte la Mula (SDN₁) e il membro di Scifarello-Serra Limpida (SDN₂).

I terreni afferenti ai due membri si ritrovano diffusamente nella porzione orientale del foglio, quella corrispondente alle zone di catena, in prossimità dei rilievi di La Mula, C.zzo Montalto, C.zzo Fazzati, C.zzo Laimi e Serra Limpida. Affioramenti più ridotti sono presenti al limite settentrionale del foglio, in corrispondenza della Valle del F. Argentino, il Canale della Ficara e Serra Cristodero.

L'area di studio presenta una morfologia molto impervia a cui si associa una fitta copertura vegetale unitamente al complicato assetto tettono-stratigrafico, non permette ad un agevole lavoro di campagna e quindi osservazioni geologiche continue per estese superfici. Tuttavia, i pochi affioramenti che consentono di

osservare i limiti tra le diverse formazioni, suggeriscono un'evoluzione da una sedimentazione prevalentemente calcarea (Anisico-Ladinico) ad una dolomitica di età Ladinico-Carnica, entrambe alternate da apporti silico-clastici.

Il limite tra i due membri è posto in corrispondenza di un brusco cambiamento di litofacies, corrispondente al passaggio tra i calcari ricristallizzati grigio-scuro e i primi strati di dolomie grigie e nere sovente in condizione cataclastica.

1.1.1. - *Membro Monte la Mula (SDN₁)*

Nella porzione centro-orientale dell'area rilevata, quella compresa tra C.zzo Fazzati, C.zzo Montalto e la parte alta della Valle del F. Rosa, è possibile osservare le porzioni apicali di tale membro, qui affioranti secondo una grande piega antiforale a vergenza meridionale ed asse con direzione compresa tra N 120-140.

I litotipi dell'intervallo SDN₁ sono costituiti prevalentemente da calcari ricristallizzati in grossi strati (50-100 cm) da grigi a grigio-scuro, a tratti rosati, più sporadicamente marmorei. Possono variare da *mudstone* scuri ben stratificati, intercalati a livelli di argilliti nere, a *wackestone* e *grainstone* con frammenti di molluschi. A questi, a varie altezze stratigrafiche, s'intercalano calcari fogliettati e lastroidi grigi, talora con sottili intercalazioni terrigene, date da livelli di siltiti giallastre ed argilliti varicolori (Fig. 5). Lo spessore massimo del membro è di circa 800 m.



Fig. 5 - Un aspetto delle filladi del Corvino nelle facies più caratteristiche: calcari lastroidi grigi (in alto nella foto) e arenaceo-siltoso (in primo piano)

Rare o del tutto assenti le intercalazioni dolomitiche, che compaiono solo verso il *top* della formazione, dove si presentano generalmente organizzate in grossi strati o banchi (anche di 1.5 m) costituiti da dolomie nere microcristalline con bande chiaro-scuro di doloareniti e dololutiti.

A seguito dell'intensa ricristallizzazione il contenuto fossilifero è generalmente obliterato, tuttavia in questi sedimenti è possibile osservare, in special modo sulla faccia degli strati, per erosione differenziale, una fauna data prevalentemente da piccoli gasteropodi, lamellibranchi a guscio sottile ed impronte problematiche a forma di grosse e spesse "virgole", poste in evidenza da una colorazione più scura (bioturbazioni?; Fig. 6)

Sedimenti attribuibili a questo membro si rilevano nella zona di testata del F. Abatemarco, alla sua destra orografica, lungo il versante meridionale di Serra Limpida.

In questo caso gli affioramenti sono dovuti ad una grande piega sinclinale rovescia, con asse mediamente compreso tra N 100-110 e vergenza meridionale. Questa porta alla sovrapposizione, osservabile lungo il versante meridionale di Serra Limpida, dei calcari cristallini (SDN₁) sui termini calcareo-dolomitico-



marnosi del membro di Scifarrello-Serra Limpida (SDN₂). La struttura plicativa è inoltre troncata, in corrispondenza della zona di cerniera della porzione antiforme, dalla sovrapposizione tettonica del potente "piastrone" della Dolomia Principale.

Anche in questo caso i calcari, fortemente ricristallizzati, di colore variabile dal grigio al nerastro, si presentano ben stratificati e frequentemente intercalati da livelli ed orizzonti di argillo-siltiti giallo-verdastre. Queste ultime, talora, marcano esclusivamente la deformazione del sedimento e ne conferiscono un aspetto "pseudo-flaser".

Fig. 6 - Bioturbazioni sulla faccia di strato di una intercalazione siltitica nei metacalcari di Monte La Muletta.

Infine, l'affioramento più settentrionale dell'unità si osserva lungo la Valle del F. Argentino, lungo il Canale della Ficara, tra C.zzo Trignoso e Serra Cristodero, nonché presso Creste di Tortora (rilievo fuori Foglio). In tali ambiti territoriali la formazione che affiora in finestra tettonica, risulta interessata da una deformazione più intensa di quella delle aree già descritte. Infatti, alle strutture plicative, sia sinformi che antiformenti, appartenenti al sistema "N 130" (assi con direzione NO-SE, compresi tra 120° e 140°, e vergenze a SW) si associa una serie di *thrust* sia secondari che principali, con piani immergenti a N 330°, 40° e 220° a vergenze sia meridionali (WSW) che settentrionali.

Tali strutture complicano notevolmente l'assetto tettonostratigrafico che, in quest'ultimo caso, porta alla sovrapposizione dei calcari cristallini (SDN₁) sui termini di una formazione prevalentemente dolomitica, *litofacies del Fiume Argentino* (SDN_{2a}), di cui si dirà in seguito, e che sembra potersi ascrivere ad una facies relativa al membro di Scifarello-Serra Limpida (SDN₂).

1.1.2. - *Membro di Scifarello-Serra Limpida (SDN₂)*.

Nella porzione centro-orientale dell'area rilevata è possibile osservare, in alcuni punti, il chiaro passaggio stratigrafico tra i calcari cristallini membro Monte la Mula (SDN₁) ed una formazione caratterizzata dall'alternanza di termini calcarei, dolomitici e marnosi membro di Scifarello-Serra Limpida (SDN₂).

Queste alternanze si presentano in pacchi ripetuti, ognuno organizzato *thickening-* e *coarsening-upward*. Ogni intervallo, di spessore plurimetrico, presenta alla base marne bruno-giallastre laminate, siltiti ed argillosiltiti verdognole, più raramente bruno-scure fogliettate, dolomie marnose e/o calcari marnosi dal grigio-chiaro al nocciola, a cui fanno seguito banchi metrici di dololuiti grigio-scure o nerastre a laminazione pianoparallele doloareniti grigio-chiare spesso gradate.

In tale sequenza litologica, sono talora intercalate breccie tipo *debris-flow* con clasti eterometrici e matrice calcarea scura.

La successione affiora diffusamente lungo l'allineamento dato dal V.ne dello Sfrasso-Varco del Palombaro-testata del F. Rosa, nonché lungo i versanti orientali di Serra Cammaroso, Montea, Scrigna dell'Asino, per una potenza stimata in circa 600-700 m.

I passaggi stratigrafici più evidenti tra il membro Monte la Mula (SDN₁) e il membro di Scifarello-Serra Limpida (SDN₂), si osservano in due affioramenti posti in sinistra idrografica del F. Rosa, in prossimità della sua zona di testata.

Nel primo, localizzato poco a SE di Varco del Palombaro, intorno alla quota di circa 750 m s.l.m., calcari ricristallizzati a grana medio-fine, organizzati in strati e straterelli a luoghi fogliettati, con patine ed intercalazioni di livelli centimetrici di peliti e marne giallastre, passano ai soprastanti sedimenti silico-clastici e calcareo-dolomitici del membro superiore (SDN₂). Il passaggio avviene in un intervallo di qualche decina di metri, attraverso l'interposizione di calcari lastroidi

grigi alternati a strati più spessi (da 10 a 30-40 cm) di dolomie grigio-scure o nere finemente saccaroidi.

Alla base sud-occidentale di Cozzo Fazzati, sempre in sinistra orografica del F. Rosa, intorno ai 700 m s.l.m. è osservabile il secondo passaggio stratigrafico, in tal caso, in maniera piuttosto rapida ma senza indizio alcuno di discordanza, tra i calcari inferiori (SDN₁), ed i termini dolomitici del membro superiore (SDN₂). In quest'ultimo affioramento, i calcari, che si presentano sempre ricristallizzati a grana medio-fine ed organizzati in grossi strati (40-100 cm) passano bruscamente a grossi strati e banchi di dolomie nere cataclastiche; in alcuni casi, sui calcari descritti è presente una fauna data da piccoli gasteropodi e lamellibranchi dal guscio sottile.

Nell'area del F. 542, le porzioni basali del membro SDN₂ (i primi 300 m circa) sono caratterizzati da una notevole incidenza percentuale (almeno il 30%) delle alternanze silico-clastiche. Queste sono rappresentate principalmente da siltiti e marne dal colore variabile dal giallo al bruno-marrone sovente fogliettate; livelli da 2 a 4 m di metapeliti e/o argillosiltiti fogliettate varicolori, più raramente nere lucenti, sono presenti nella successione con stratificazione distanziata tra i 20 e i 50 m. I livelli carbonatici, in tale alternanza basale, sono rappresentati da calcari ricristallizzati dal grigio al nerastro, talora in pacchi lastroidi da 1 a 5 cm, in cui raramente è possibile osservare piccoli gasteropodi (max 1-2 cm).

La porzione medio-alta del Membro SDN₂ (circa 200 m) è caratterizzata da un deciso aumento degli apporti carbonatici su quelli silico-clastici, ed in particolare di quelli dolomitici su quelli calcarei. Predominano, infatti, strati e straterelli di dolomie grigie, spesso finemente saccaroidi, talora con laminazioni interne piano-parallele e bande millimetriche chiaro-scuro e, banchi di dolomie con strutture di tipo loferitico. Subordinate risultano le intercalazioni marnose, del tutto assenti quelle argillitiche.

Il *top* del Membro SDN₂ (gli ultimi 100 m circa) è costituito quasi esclusivamente da alternanze di doloareniti grigie e dololutiti nerastre, a tratti brecciole dolomitiche con strutture da *slump*, rari gli strati calcarei del tutto assenti quelli pelitico-marnosi.

Per le porzioni più settentrionali del Foglio 542 - Verbicaro, i termini attribuibili al membro calcareo-dolomitico-marnoso (SDN₂), affiorano lungo la parte alta della Valle del F. Abatemarco; più precisamente in quella compresa tra la base sud-occidentale di M.te Trincello e il versante meridionale di Serra Limpida. A causa dell'intensa deformazione tettonica, unitamente alla difficoltà di accesso ai luoghi nonché alla fitta copertura vegetale, in tale porzione del foglio non sono stati registrati chiari passaggi stratigrafici tra le diverse unità. Sono comunque zone di riferimento per il rilevamento dei rapporti:

- la base del versante occidentale del Carpinoso, quella in corrispondenza della confluenza tra il Canale della Monache ed il F. Abatemarco;
- i versanti meridionali di Serra Limpida e Cozzo del Pezzente.

Nel primo caso, intorno alla quota di circa 530 m s.l.m., in un breve spazio, i

sottostanti calcari (“calcari di Cozzo Laimi”) passano, con lieve discordanza angolare, a dolomie nere cataclastiche. Anche in questo caso i calcari sono finemente cristallini, grigio-scuri a tratti rosati ed organizzati in strati e pacchi lastroidi.

Buone osservazioni sulla successione dolomitica sono state effettuate lungo il versante settentrionale del Perticoso, sempre in sinistra orografica dell’Abatemarco. Alle dolomie nere cataclastiche, spesso finemente cristalline si intercalano:

- livelli di 30-40 cm, al max di 1 m, di marmi dal grigio-chiaro al giallastro, più raramente violacei;
- brecciole dolomitiche biancastre in strati di 20-40 cm a clasti isorientati;
- peliti varicolori in sottili orizzonti (compresi tra 5-10 cm);
- straterelli di dolomie grigio-biancastre farinose.

Per quanto riguarda gli affioramenti in destra dell’Abatemarco, alla base occidentale di Serra Limpida e lungo il suo versante meridionale, il membro di Scifalrello-Serra Limpida affiora costantemente secondo strati subverticali o rovesci. In tal caso il passaggio tra i calcari (SDN₁) e i termini della successione dolomitica avviene senza soluzione di continuità: Si passa, infatti, gradualmente da calcari ricristallizzati a calcari dolomitici e dolomie nere finemente cristalline ben stratificate, spesso in pacchi lastroidi da 1 a 5 cm, a cui fanno seguito strati e banchi di dolomie terrose grigie e nerastre a piccoli gasteropodi e lamellibranchi (max 1 cm), subordinate intercalazioni di calcari micritici a frattura concoide giallastri o avana all’alterazione, grigio-scuri al taglio fresco, marne bruno-giallastre e peliti fogliettate varicolori in livelli da 2 a 4 m. A tale intervallo fanno seguito dolomie grigie in grossi strati, in cui sporadicamente si riconoscono piccoli gasteropodi; del tutto subordinate le intercalazioni terrigene.

Da segnalare, infine, lungo il versante settentrionale di Cozzo del Pezzente, intorno la quota di 610 m s.l.m., la presenza in alcuni strati di calcari dolomitici e/o dolomie calcaree grigi di strutture sedimentarie a *hummocky cross-stratification* e da tempestiti costituite, queste ultime, da accumuli di piccoli lamellibranchi “spiaggiati” a gradazione sia normale che inversa.

Lo spessore di quest’ultimo intervallo non è definibile in quanto lo stesso si trova al nucleo della struttura plicativa che, a sua volta, è troncata dall’appoggio tettonico della Dolomia Principale.

1.1.2.1. - Litofacies del Fiume Argentino (SDN_{2a})

All’estremo limite nord-orientale del Foglio, lungo la media Valle del F. Argentino, affiora una successione prevalentemente dolomitica, nella quale è stata rinvenuta un’associazione di alghe (*Diplopora annulata*, *Diplopora nodosa* e *Clypeina besici*), che permettono di collocarla in un intervallo cronostratigrafico riferibile al Trias medio-superiore (Ladinico-Carnico?).

La litofacies è costituita principalmente da dolomie saccaroidi e calcari dolomitici grigio-scuri o nerastri, organizzati in strati e straterelli, ai quali s'intercalano dololutiti nere, doloareniti grigio-biancastre, a luoghi "terrose" e, solo sporadicamente, orizzonti, dell'ordine decimetrico, di argilliti fogliettate, di colore variabile dal marrone al bruno-scuro a luoghi varicolori.

L'associazione algale è qui rinvenibile esclusivamente nelle dolomie grigio-scuri ubicate alla base settentrionale di Serra Cristodero, in sinistra orografica al F. Argentino.

Della litofacies non si conosce né il letto né il tetto; per il primo, uno sporadico affioramento ubicato alla base nord-orientale di Creste di Tortora (area fuori Foglio), dove le dolomie poggiano su "calcari cristallini" ("calcari cristallini" di Serra Cristodero) permette di supporre una eteropia con i termini calcareo-dolomitico-marnosi che caratterizzano il membro SDN₂. Al tetto la litofacies dolomitica è troncata tettonicamente dal sovrascorrimento dei sottostanti calcari SDN₁.

Tuttavia, a settentrione della depressione valliva "I Milari" (area fuori Foglio), sembra che l'unitadolomitica faccia regolare transizione verso termini attribuibili alla Dolomia Principale.

1.1.2.2. - Litofacies di Passo dello Scalone (SDN_{2b})

Nel settore meridionale del Foglio, la porzione terminale della formazione SDN₂ comprende spesso livelli di breccie dolomitiche (Fig.7), cartografati separatamente come litofacies di Passo dello Scalone SDN_{2b}, per la loro potenza ed estensione, nonché per il loro significato paleogeografico e tettono-stratigrafico.

Fig. 7 - Breccie monogeniche con i clasti dispersi nella matrice formati da frammenti di marmi bianchi. Occasionalmente alcuni talli di Diplopore solo nei clasti, i quali non mostrano al suolo segni di elaborazione erosiva per trasporto né orogenizzazione sedimentaria. L'affioramento molto discontinuo e frammentato è esteso per circa 1 Km e non mostra alcun legame certo e significativo con altra litologia o livelli databili altrimenti della formazione di San Donato. Località Passo dello Scalone presso Policastello.



Le breccie si presentano per lo più biancastre esternamente, grigie al taglio fresco, e caratterizzate da cavità pseudo prismatiche, talora vuote e/o riempite da piccoli clasti, di calcari e dolomie prevalenti su quelli terrigeni, poco elaborati ed immersi in un cemento dolomitico-marnoso dal grigio al giallastro.

Lo spessore dell'intervallo con breccie è estremamente variabile e compreso tra un massimo di 40-50 m (come nei pressi della frazione di Serapodolo di Buonvicino) e un minimo di 10-20 m (rispettivamente lungo il crinale NE di Serra Cammaroso e lungo il crinale che da Tavola dei Briganti sale verso Scrigna dell'Asino).

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 1500 m.

Questa successione, da noi più volte confrontata con la Dolomia Principale alpina (Tofane, Dolomiti) e dalla quale è macroscopicamente non distinguibile, è quella che, senza alcun dubbio, affiora più diffusamente nell'area rilevata e costituisce le cime dei maggiori rilievi. In quasi tutti gli affioramenti maggiori, fatte salve condizioni tettoniche per faglie normali ad alto e basso angolo, ovunque ne venga a giorno il substrato, esso è costituito dal membro di Scifarello-Serra Limpida (SDN₂) talora con sostanziale concordanza geometrica della stratificazione d'insieme. Tuttavia, sul terreno, nonostante la netta prevalenza dei rapporti geometrici di sovrapposizione della Dolomia Principale sui terreni sommitali della formazione di San Donato, sono alquanto scarse le esposizioni di passaggi stratigrafici continui e indisturbati tra la due successioni. Infatti, anche lì dove i terreni sono meglio esposti, l'appoggio delle dolomie noriche sui depositi carnici della formazione di San Donato viene marcato da una cataclasite dolomitica spessa anche fino ai 50 m e oltre (a SW dell'allineamento M.te Tricello-Schiena Lombardo).

In tale contesto di diffusa tettonizzazione, sono state rilevate tuttavia alcune sezioni nelle quali è bene esposto il passaggio del membro superiore della formazione di San Donato (SDN₂) ai termini basali della Dolomia Principale (DPR) come, per esempio, al T.ne Scifarello (F. 534). 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, per esempio 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'attuale rapporto di prevalente tettonizzazione come effetto di una differente competenza meccanica e di una differente cinematica di deformazione assunta durante la tetto-genesi sia in fase metamorfica che in quella successiva ad essa (IETTO & BARILARO, 1993).

Ciò premesso, si descrivono di seguito gli affioramenti più importanti della Dolomia Principale.

Per la porzione settentrionale del Foglio, i sedimenti dolomitici affiorano diffusamente lungo la media valle del F. Argentino e lungo le porzioni sommitali della dorsale data dall'allineamento M.te Trincello-Schiena Lombardo-Albaneta.

Per quanto riguarda la porzione centro-meridionale, i termini dolomitici costituiscono l'ossatura geologica dei rilievi montuosi del "gruppo" del Montea, Sasso dei Greci, Pietra del Gisso, M.te la Caccia e Serra Cammaroso.

Lungo la costa, gli stessi terreni caratterizzano la fascia collinare compresa tra gli abitati di S. Maria del Cedro, Grisolia e Maierà, infine, limitati affioramenti sono localizzati a SE del promontorio di Cirella e lungo la valle del T.te Salice.

Per questa successione sono state riconosciute e cartografate due litofacies: la litofacies Serapodolo (DPR_a), relativa ad un ambiente di *slope*, e la litofacies di Monte la Caccia (DPR_b) di piattaforma tidale.



Fig. 8 - Resti di megalodontidi nelle dolomie lungo il bordo della via che da San Donato porta a Acquaformosa

La prima (DPR_a) è caratterizzata da alternanze di dololutiti grigio-nerastre in strati e lamine talora lastroidi, doloareniti (tipo *periplatform ooze*) spesso sottilmente gradate, breccie, talora a elementi piatti, costituite da clasti in prevalenza provenienti dalle vicine aree di piattaforma, contenuti all'interno di una matrice calcarenitica, con sottili e sporadiche intercalazioni di marne e argilliti fogliettate. Grossi volumi canalizzati tipo *debris flow* e corpi da *slump* s'intercalano localmente nella formazione.

La seconda litofacies - (DPR_b) è costituita da dolomie grigie da massive a mal stratificate in facies peritidale con stromatoliti colonnari e planari. La formazione è caratterizzata da prevalenti cicli tidali, nei quali livelli lenticolari ad oncoliti e pisoliti, nonché strutture da disseccamento tipo *tepee* e banchi loferitici, marcano l'evoluzione dei sedimenti verso facies supratidali.

Frequenti i corpi biocostruiti, formati in prevalenza da organismi incrostanti quali *serpulidi* e *Tubiphytes*. Nel subtidale è frequente la presenza di megalodontidi (Fig. Foto 111 foto xx), alghe dasicladacee (*Griphoporella curvata* GUMBEL, *Gyroporella sp.*, *Diplopora sp.*), che permettono di collocare la successione al Norico.

Il tetto dell'intervallo DPR_b è fatto coincidere con la comparsa dei primi apporti calcarei della formazione di Serra Bonangelo (SBN) ovvero della Formazione di Grisolia di DAMIANI (1970) (Fig.8).

1.2.1. - Litofacies Serapodolo (DPR_a)

Questa litofacies 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 ammassi biocostruiti; così come non sono rari intercalazioni lenticolari, all'interno delle stesse facies di pendio, di piccoli *build-up* (anche con dimensioni di 10 - 20 m), come quelli osservabili a S-SE della frazione di Serapodolo.

E' proprio presso tale frazione, localizzata ad E-SE di Buonvicino, nonché lungo la porzione medio-alta della Valle del T.te Corvino, che si osservano gli affioramenti più estesi, da cui il nome della litofacies.

A Serapodolo 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, calcareniti dolomitizzate 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 subcentimetrico, posta in evidenza dalle variazioni di tono del colore, da grigio al nero.

Le calcareniti gradate 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 breccie, da più sottili (clasti fino a 6-7 cm) a più grossolane (clasti oltre il dm³), i clasti risultano formati da frammenti bioclastici, talora saldati da cemento spatico. Tra le forme organiche presenti nei bioclasti prevalgono nettamente quelle riferibili a spugne e subordinatamente ad alghe, coralli coloniali ed individuali, stromatoliti (in piccoli ammassi) e rari bivalvi, per lo più ostreidi. Sono presenti, altresì, strutture riconducibili a stromatoporidi e forme incrostanti d'incerta attribuzione. Questi ultimi sono presenti a luoghi, come lungo il crinale che dall'abitato di Grisolia porta al rilievo di La Schiena, al tetto di una potente successione (spessa circa 200 m), che a sua volta è caratterizzata dall'alternanza di dololutiti, calcilutiti e doloareniti gradate, i quali verso l'alto evolvono a banchi, sui 120-140 cm, di breccie e breccie ad elementi piatti (*edgewise conglomerates*), nei quali i clasti risultano costituita da calcari e dolomie biancastre.

Gli "elementi piatti" che caratterizzano le breccie si presentano, sulla faccia di strato, con dimensioni misurate massime fino a 10-20 cm, immersi in abbondante matrice calcarea grigio-chiara e privi di fossili d'età. Alle breccie ad elementi piatti s'intercalano strati fino a 70-80 cm di dololutiti grigie con strutture da *slumping*.

Nei *debris flow* sono presenti pisoliti vadose, bioclasti a stromatoliti, coralli, briozoi e varie altre forme di facies tipo DPR_b. Il contenuto fossilifero allo stato bio-detritico 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, lì 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*, da termini torbiditici distali a bioclastiti e breccie a grossi elementi, porta ad individuare un complesso di scarpata in fase di progradazione (BOSELLINI, 1984; KENDALL, 1981).

1.2.2. - Litofacies Monte la Caccia (DPR_b)

Rientrano in questa litofacies le dolomie grigie, da massive a stratificate in grossi banchi ed in grossi corpi biocostruiti, formati in prevalenza da organismi incrostanti e coloniali, talora cristallini e con sembianze metamorfiche completamente dolomitizzati, depositatisi in prevalenti condizioni subtidali e peritidali.

Come detto in precedenza, l'intensa tettonizzazione di tipo fragile delle dolomie impedisce sovente la visione di chiari passaggi stratigrafici tra i termini della Dolomia Principale e i sottostanti terreni della formazione di S. Donato. Tuttavia nei rari casi in cui si ha una buona continuità d'osservazione, come per alcune aree della porzione centrale del foglio, quelle comprese tra Serra Cammaroso ed il M.te Montea, l'appoggio della potente successione dolomitica sulle porzioni alte della formazione di S. Donato - membro di Scifarello-Serra Limpida (SDN₂) - avviene gradualmente, attraverso riduzione di spessore e presenza dei sottostanti depositi silico-clastici e aumento graduale, verso l'alto, delle facies peritidali dolomitiche fino, quest'ultime a divenire esclusive.

Viceversa per la porzione settentrionale (quella compresa tra M.te Trincello-Albaneta e la Valle del F. Argentino), il potente litosoma dolomitico poggia tettonicamente ed indistintamente sulle porzioni mediane - membro Monte la Mula (SDN₁) e su quelle apicali - membro Scifarello-Serra Limpida (SDN₂) della formazione di S. Donato, secondo importanti strutture tensive a basso angolo (LANF) ribassanti verso occidente.

La litofacies Monte la Caccia 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 il passaggio 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, per caratteristiche geometriche e per microfacies, possono essere interpretati come bioerme a coralli, briozoi, serpulidi e *Tubiphytes*. 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 spatitica.

Le facies tidali 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 contenenti resti algali e laminiti algali a peloidi, nonché laminazioni algali duomiformi (Spongiostromata?).

Frequenti i banchi loferitici che s'intercalano nella successione; da menzionare quelli spettacolari (2-4 m di spessore) presenti lungo il versante meridionale di M.te Trincello.

Tra le facies di margine si rilevano doloareniti bioclastiche con laminazioni parallele, breccie, e doloruditi, colonizzate da *bindstone* a serpulidi e colonie di *Tubiphytes* sp.

Raramente sono state osservate intercalazioni di noduli e liste di selce, in particolare gli unici affioramenti dove queste sono presenti sono localizzati nella zona di cresta del rilievo di La Serra, ad est di S. Maria del Cedro, e poco a nord dell'abitato di Buonvicino. In quest'ultimo affioramento, una modesta successione (30-40 m) data da alternanze di dololutiti grigio-scure e doloareniti grigie, è intercalata da dololutiti bituminose nere. La stessa è chiusa da grossi banchi di dololutiti grige, nei quali si ritrovano liste di selce nerastra spesse anche 15-20 cm.

Le forme fossili più diffuse sono ascrivibili a: megalodontidi, (tra cui *Megalodon* sp., *Conchodon* sp., *Triadomegalodon* sp., *Diceras* sp.), sia in posizione di vita che in accumuli trasportati.

Le forme fossili maggiori, presso alcune località (base nord-occidentale di Pietra del Gisso, e sui versanti meridionali del Montea e di M.te La Caccia) raggiungono dimensioni fino a 15 -20 cm. Grossi coralli, per lo più individuali (alcuni esemplari risultano confrontabili con *Thecosmilium* sp. e *Margarosmilium* sp.) sono stati rinvenuti lungo il crinale di Scigna dell'Asino, che da Tavola dei Briganti sale verso il Montea. In questa sezione, inoltre, sono state rinvenute anche alcune forme di gasteropodi confrontabili con *Worthenia* sp. e piccoli lamellibranchi, tra i quali: *Gervilleia* sp., *Cassianella* sp., *Avicula* sp..

Rari megalodontidi di piccole dimensioni sono stati rinvenuti anche nelle dolomie grigie alla base sud-occidentale di M.te Trincello, mentre alghe dasicladacee (*Griphoporella curvata* GUMBEL, *Gyroporella* sp. e *Diplopora* sp.) sono molto diffuse nell'intera successione. Di queste alghe, alcuni esemplari che raggiungono dimensioni rilevanti (8 -10 cm) sono state ritrovate lungo i versanti settentrionali del Montea, a M.te la Caccia, nella zona di Schiena Lombardo-Albaneta e in destra al V.ne Brancato, a nord di Creste di Tortora (area fuori foglio -limite NE).

A seguito del contenuto fossilifero si ritiene di attribuire alla potente successione dolomitica (spessore massimo da 700 a 800m), 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 in continuità stratigrafica dal Norico-Retico al Dogger-Malm? e che sormontano, in continuità di sedimentazione, la Dolomia Principale (DPR).

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); SCANDONE (1972) le accorpa invece nell'Unità Alburno-Cervati.

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

Nell'ambito del foglio 542, i termini di tali successioni costituiscono interamente l'ossatura geologica dei rilievi di Serra Bonangelo, Serra Cosatantino, Timpone Carbonello-Castel Raione e Timpone del Vaccaro, posti a nord dell'abitato di Verbicaro; a sud dello stesso si osservano diffusamente lungo la media valle del F. Abatemarco, presso i rilievi di La Schiena, Serra Gurrese ed il Cocuzzo.

Per quanto riguarda la porzione centro-meridionale dello stesso Foglio, i termini delle successioni calcaree affiorano quasi esclusivamente lungo i versanti occidentali dei maggiori rilievi: M.te Frattina, M.te la Caccia, La Castelluccia e Cozzo La Limpa.

Per la fascia costiera, gli stessi terreni caratterizzano i rilievi collinari di La Serra e La Schiena, rilievi di raccordo tra la Catena e la piana costiera, compresi tra gli abitati di S. Maria del Cedro, Grisolia e Maierà, mentre altri limitati affioramenti sono presenti presso il promontorio di Cirella.

Per questa formazione sono stati riconosciuti e cartografati tre membri, di seguito descritti, dalle peculiari caratteristiche litologiche e sedimentologiche.

1.3.1. - *Membro della Castelluccia (SBN₁)*

Il membro, che corrisponde alla Formazione di Grisolia di DAMIANI (1970), si rinvia costantemente a tetto della Dolomia Principale, e prevalentemente al di sopra dei termini in facies di *slope* (DPR_a).

Esso è costituito da una successione stratigrafica costituita, in alternanza, 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; 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. Volumi lenticolari di *slump* nell'intervallo evaporitico, e breccie s'intercalano a veri livelli nella successione.

Sebbene il passaggio tra tali termini e quelli della Dolomia Principale si realizza attraverso una progressiva sostituzione dei termini dolomitici con quelli

calcarei, in molti punti, dov'è osservabile, questo è caratterizzato dalla brusca comparsa di apporti silico-clastici fini (siltiti e marne) dai colori molto intensi e variabili dal giallo al rosso porpureo. Pertanto il letto del membro è stato posto in corrispondenza della comparsa di tali ultimi apporti terrigeni e vulcanoclastici.

In alcuni affioramenti tipo, gli apporti terrigeni basali presentano spessori anche superiori a 15m e in quello presso il tornante di quota 206 della strada che dalla costa sale verso l'abitato di Grisolia (dove l'Autore citato descrive la formazione), sormontano dololutiti laminate grigie o nerastre, con intercalate progressivamente verso l'alto calcilutiti con letti centimetrici di peliti gialle nelle stesse dololutiti.

Le alternanze pelitico-calcaree che seguono presentano uno spessore di 40-50 m, con stratificazione prevalentemente sottile (max 10-15 cm per strato), a tratti interrotta dall'apporto di grossi strati (80-120 cm) di breccie calcaree e livelli di *slump*. In queste il rapporto pelite/calcare si tiene costante sia per spessori che per frequenza.

Da segnalare presso M.te Frattina, in tale intervallo, la presenza di intercalazioni, talora in grossi volumi (anche di 15 m) di breccie a clasti eterometrici, esclusivamente carbonatici e poco elaborati, immersi in una matrice marnoso-calcareosa rosa-pallido organizzate con caratteri di *debris-flows*.

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.

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'unità stratigrafica.

Questa è definita dalla comparsa delle caratteristiche liste e letti di selce bianca nei calcari del membro superiore (SBN₂).

Il membro distinto come SBN₁ ha uno spessore variabile nell'area del Foglio: maggiore nella porzione meridionale, dove raggiunge potenze massime intorno ai 130 m, presso La Castelluccia. Qui e a M.te Frattina, sono state riscontrate le maggiori intercalazioni evaporitiche, con i cristalli di gesso pseudomorfi a calcite di maggiori dimensioni (anche di 8-10 cm di lunghezza).

Per le porzioni settentrionali del Foglio, SBN₁ presenta spessori assai ridotti. Qui è da menzionare uno tra i pochi appoggi stratigrafici di SBN₁ sulla Dolomia Principale, osservabile poco ad E dell'abitato di Verbicaro, presso La Cannavata: qui, sulle facies dolomitiche di *slope* (DPR₉) seguono, in perfetta concordanza, i termini basali del membro in questione, a formare una successione sottilmente

stratificata, spessa 10-15 m, costituita da: dololutiti e calcilutiti laminate, calcari marnosi a patine giallo-rossastre, calcari finemente cristallini, marne rosse e siltiti gialle. Questa successione presenta alla base strati di calcari cristallini e/o dolomitici spessi circa 10 - 15 cm, caratterizzati da noduli di pirite nera, perfettamente sferoidali, messi in risalto sulla superficie d'erosione, con dimensioni crescenti dalla base degli strati verso il tetto, rispettivamente da pochi millimetri a qualche centimetro.

Nell'intervallo SBN₁, 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* (autore). La posizione litostratigrafica e le poche forme fossili rinvenute portano ad ascrivere il membro a un intervallo Norico?-Retico.

1.3.2. - Membro dei Calcari con Selce (SBN₂)

I termini litologici presenti in questo membro corrispondono in parte alla Formazione dei Calcari Grigi di DAMIANI (1970), che nell'ambito del Foglio è stata suddivisa in due membri (SBN₂ e SBN₃), grazie a evidenze di campagna che hanno permesso tale ulteriore distinzione.

Nel membro SBN₂, che si trova in posizione inferiore, inferiore () è raggrupata una successione, compresa tra 130 e 160 m, costituita da alternanze di: calcari grigi e calcareniti a grana medio-fine grigio-azzurri, sovente ricristallizzati (*grainstone*, *packstone* e *wackestone*), a volte brecciole (*rudstone*), raramente micritici (*mudstone*) ed oolitici.

La selce è molto diffusa sotto forma di liste, noduli ed 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 con strutture da *slumping*. 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. Talora, versante meridionale di Serra Bonangelo assumono frazione equivalente o addirittura prevalente sui calcari.

I calcari, spesso risultano ricristallizzati e caratterizzati dalla presenza di diffuse stiloliti a superfici arrossate. Lì dove la ricristallizzazione è meno diffusa, alcuni livelli grano-sostenuti, hanno tessitura da *grainstone* a *packstone* con rari

oidi o grani rivestiti. Spesso si hanno passaggi graduali o alternanze con livelli fango sostenuti dati da *wackestone* con fauna pelagica (biomicriti e calcisiltiti microbioclastiche).

Nei calcari oolitici, le ooliti sono gradate, a luoghi canalizzate nel versante meridionale di La Schiena in destra idrografica al F. Abatemarco; inoltre brecce poligeniche generalmente a piccoli clasti (max 5 - 10 cm) e matrice calcarenitica, s'intercalano a diverse altezze, talora con spessori anche di 10 m.

Sebbene le alternanze descritte si susseguino 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 del membro è fatto coincidere con la scomparsa della selce, in concomitanza con un cambiamento litologico nel membro superiore SBN₃.

Il contenuto fossilifero, di norma bio-detritico, presenta i seguenti *taxa*: foraminiferi quali *Siphovalvulina* sp., *Mesoendothyra croatica* Gusic, *Vidiolina* 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: thaumatoporelle, *Palaeodasycladus mediterraneus* PIA, e solenoporacee(?). presente anche *Tubiphytes* sp. Forme indeterminabili sono ascrivibili ad ammoniti del tipo *Hildoceras* sp., *Lytoceras* sp., Pertanto l'intervallo cronostratigrafico attribuito a SBN₂ è Lias-Dogger.

1.3.3. - *Membro Il Cocuzzo (SBN₃)*

Le alternanze a stratificazione prevalentemente sottile dei calcari grigio-scuri con selce, sono bruscamente sostituite verso l'alto da una successione a stratificazione grossolana (strati e banchi metrici) che, alla mancanza della selce, associa un cromatismo nettamente più chiaro dei calcari sottostanti; rare o del tutto assenti risultano le intercalazioni silico-clastiche.

Il membro, 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.

Dove la ricristallizzazione è meno diffusa, i calcari detritici sono costituiti da calcareniti grigio-chiare in strati decimetrici e banchi, a struttura granosostenuta e cemento spatico (*grainstone* e *packstone*), mentre i calcari oolitici e pseudoolitici sono sovente caratterizzati dalla presenza di abbondanti "punti di selce nera".

Rare le intercalazioni a frazione più grossolana (brecce), mentre solo sporadicamente si riscontrano livelli centimetrici di marne giallastre.

Il membro non sempre è presente, ed a luoghi (versante orientale di Serra Bonangelo) sembra eteropico ai calcari con selce (SBN₂), mentre raggiunge il suo spessore massimo, intorno ai 100 m, presso il rilievo Il Cocuzzo.

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 SBN₃ un dubbio intervallo cronostratigrafico Dogger?-Malm?

1.4. - FORMAZIONE DI ALBEROSA (FLB)

La formazione di Alberosa apre una successione con caratteri trasgressivi di età compresa tra il Cretaceo e il Miocene. La litologia più rappresentativa è costituita da brecce, clasti grossolani di colore biancastro, talora giallastro, immersi in una matrice prevalentemente a grana fine di colore verde. L'età della Formazione è certamente riferibile al Paleocene per la presenza di più livelli a nummuliti e di altri fossili coevi, tra cui frammenti di *palaedosi cladus mediterraneus*. Le brecce diminuiscono progressivamente fino a scomparsa dei clasti, fino a netta prevalenza delle micriti verde e più spesso rossa, alle quali si intercalano letti di diaspri e di selce rossa. È questo un netto carattere distintivo della formazione. Nella stessa comunque si possono distinguere con evidenza alcuni livelli o intervalli per contenuto paleontologico e facies litologica, di seguito descritti.

1.4.1. - *Membro delle brecce poligeniche* (FLB₁)

Il Membro corrisponde all'omonima formazione di DAMIANI (1970). Si tratta di brecce 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, determinando delle pareti subverticali nei versanti calcarei.

Le brecce sono organizzate, nelle porzioni basali, in grosse bancate metriche (2-4 m) per spessori mai superiori ai 10 m. I clasti, quasi esclusivamente calcarei, hanno, di frequente, dimensioni massime intorno al decimetro di diametro immersi in matrice micritica grigio-verdastra a luoghi più grossolana o spatitica.

I clasti di natura quasi esclusivamente calcarea hanno dimensioni decimetriche con bordi sia spigolosi che arrotondati.

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 (di diametro fino a 30 - 50 cm), quasi sempre presenti in frammenti a spigoli vivi, messi in risalto sulle superfici d'erosione, conferendo 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 (SBN₃), dai quali si differenziano, per la presenza di rari e piccoli clasti sia calcarei che di selce.

In taluni affioramenti (La Schiena di Grisolia) a questi livelli s'intercalano, per spessori di 5 - 6 m, straterelli (5 - 10 cm) di arenarie e marne bruno-verdastre a cristalli centimetrici, perfettamente cubici, di pirite.

Il membro è chiuso al *top* da 5 - 10 m di breccie poligeniche grigio-scure in grosse bancate, che si differenziano da quelle basali per le dimensioni più ridotte dei clasti e per l'assenza, tra questi, di quelli di selce.

Da segnalare che spesso (base orientale e versante meridionale di T.ne del Vaccaro, vetta di Serra del Lepre, versante occidentale Serra Costantino, Schiena dello Zigrino e versante sud-orientale Serra Bonangelo) alla base delle breccie e/o alle porzioni mediane, sono presenti letti e lenti (con spessori compresi tra 0.5 - 1 m e 8 - 10 m) di diaspri rossi e verdi in strati di 10 - 15 cm, nonché argilliti fogliettate di colore variabile dal rosso-fegato al violaceo ed anche al verdastro. Solo a SE della vetta di Serra Bonangelo, la base del membro delle breccie poligeniche è marcata da una breccia (spessore max 2 - 3 m) con apporti lenticolari di selce rossa .

Il membro in parola poggia sempre in paraconcordanza, sul sottostante membro (SBN₃) o, dove questo risulta assente (versante occidentale di M.te Fratrina e presso T.ne del Vaccaio), direttamente sul membro dei calcari con selce (SBN₂).

Secondo DAMIANI (1970) tra le breccie poligeniche ed i sottostanti calcari con selce esisterebbe un forte *hiatus* stratigrafico, comprendente una parte del Malm ed il Cretacico inferiore.

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*, *Globigerinidae*. si è 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 tra la formazione di Serra Bonangelo e quella di Alberosa.

1.4.2. - *Membro dei calcari a nummuliti (FLB₂)*

L'intervallo corrisponde alle porzioni basali della formazione di Alberosa di DAMIANI (1970), o alle porzioni basali della formazione di Colle Trodo di VALLARIO & DE MEDICI (1967) o a quelli dell'omonima formazione di SELLI (1957). Nel rilevamento è stato distinto dal membro superiore (FLB₃), per la lieve discordanza angolare tra i due ed il carattere trasgressivo del membro superiore.

Viceversa, ovunque, è sempre stata osservata una perfetta concordanza tra tale membro e il sottostante membro della breccie poligeniche, il cui passaggio stratigrafico è marcato da una differenza litologica netta.

Si tratta di una breve successione, spessa 15 - 20 m, data da alternanze regolari di calcari e marne siltose e siltiti gialle a tratti fogliettate.

I calcari sono prevalentemente micritici dall'avana al grigio-chiaro al nocciola, calcareniti e brecciole grigie, subordinatamente calcari cristallini grigi-scuri con stiloliti arrossate.

Nella successione gli strati calcarei sono più spessi nelle porzioni basali (ciascuno in media dai 30 ai 60 cm) e tendono a ridursi fino a pochi centimetri in alto, mentre il contrario avviene per le intercalazioni siltoso-marnose (da 2-5 cm fino a 40 - 50 cm).

Spesso i calcari sono caratterizzati dall'abbondante presenza di macroforaminiferi (anche di 2-3 cm), nei quali sono state riconosciute: *Nummulites* sp., *Discocyclina* sp., *Operculina* sp., *Globorotalia aragonensis* Nuttall, *Coskinolina* sp., miliolidi, *Dictyoconus* sp. e rare alveoline e rotalidi.

Generalmente i macroforaminiferi costituiscono l'elemento caratterizzante dei vari affioramenti, anche se la loro distribuzione non è quantitativamente e qualitativamente costante; a luoghi, essi sono così abbondanti, da formare gradazione negli strati a frazione più grossolana (biocalcareni gradate).

L'associazione faunistica sopra descritta permette di attribuire all'Eocene tale membro, in parziale accordo con VALLARIO & DE MEDICI (1967) e DAMIANI (1970) che collocano tali porzioni basali all'Eocene inferiore.

1.4.3. - *Membro di Serra Costantino (FLB₃)*

Il membro 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).

Come detto in precedenza tra tale membro ed il sottostante membro dei calcari a nummuliti è stata riscontrata (in particolare presso Serra Costantino e T.ne del Vaccaro) una lieve discordanza angolare che, associata al carattere trasgressivo della base del membro, farebbe deporre a favore delle tesi di VALLARIO & DE

MEDICI (1967) e di GRANDJACQUET (1962) secondo i quali, tra l'altro, alla trasgressione è associata una lacuna dell'Oligocene inferiore-medio.

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 siltiti dal giallo-verdognolo al color tabacco.

Alla base della formazione è spesso presente una breccia poligenica, talora con spessori anche di 4 - 5 m, pseudostratificata in banchi di 1 - 2 m, a tratti alternati ad arenarie grossolane grigie, come riscontrato presso Pietricello e Alberosa (rispettivamente a Sud e a Nord dell'abitato di Verbicaro), a ovest del Cocuzzo e, con spessori più ridotti, lungo la strada che porta a Grisolia. La breccia presenta carattere erosivo sui sottostanti calcari, ed è caratterizzata da abbondante matrice marnosa di colore dal grigio al giallo-ocraceo, nella quale sono immersi sia clasti poligenici, anche di grosse dimensioni (30 - 30 cm) poco elaborati, che abbondanti resti di macroforaminiferi spesso rimaneggiati, ben visibili soprattutto in rilievo sulle superfici esposte degli strati arenacei.

Tali breccie evolvono rapidamente a termini calcarei più fini (brecciole e calcareniti a cemento spatice), alternanti ad apporti silico-clastici (marne e siltiti) varicolori.

Nelle porzioni basali del membro, i calcari detritici, in strati compresi tra 40 e 80 cm, sono spesso cristallini con diffuse venature di calcite spatice e stiloliti arrossate.

Spettacolari le intercalazioni di marne rosso vinaccia, alla base del membro, per spessori anche di 5 - 6 m osservabili presso la vetta di La Schiena (a Sud di Verbicaro), dove, alle marne disposte in strati da 10 a 40 cm, si alternano straterelli (max 8 - 10 cm) di calcari bianchi confinati a letto e a tetto da patine argilliche verdine, nei calcari sono talora presenti foraminiferi talora ben conservati anch'essi biancastri (in genere alveoline).

Al top del membro si osserva un aumento dei termini calcarei, ai quali si associa un cromatismo più chiaro rispetto ai termini calcarei inferiori, sia sulle superfici esposte che al taglio fresco. Si tratta sempre di calcari finemente detritici fortemente spatizzati, organizzati in strati di 50 - 100 cm, sempre sterili. Tali calcari sono caratterizzati da un particolare aspetto esterno (o da una facies metamorfica?) dove un clivaggio anastomizzato e/o ondulato, determina all'interno del singolo strato delle amigdale di pochi centimetri a tratti facilmente sfaldabili.

Nel complesso il membro di Serra Costantino presenta uno spessore massimo di 50 - 60 m, e risulta ovunque troncato tettonicamente, quasi sempre al livello dei calcari superiori, dalla epimetamorfica formazione del Frido (OFLa - litofacies di Lungro).

Tra le associazioni fossili riconosciute (*Globigerinoides* sp., *Nummulites* sp., *Discocyclina* sp., *Alveolina* sp., *Lepidocyclina* sp., *Miogypsina* sp. ed *Operculinasp.*) permettono di collocare tale membro all'Oligocene-Miocene inferiore.

1.4.4. - Rocce basiche (β)

Sono qui raggruppate tutte le rocce eruttive basiche, generalmente limburgiti, sotto forma di lave massive, *Pillow lavas* e dicchi che si rinvengono nei carbonati mesozoici (dalla Dolomia Principale ai calcari giurassici della formazione di Serra Bonangelo, alla Formazione di Alberosa).

Mesoscopicamente le lave mostrano grana minuta con struttura porfirica dal verde scuro per le porzioni più integre al bruno-ocraceo per quelle più alterate; in sezione sottile le rocce confermano tessitura porfirica, con matrice microcristallina, nei quali i fenocristalli, spesso arrotondati sono rappresentati da olivina, plagioclasti e pirosseno augitico, successivamente trasformati in serpentino, calcite e *sphene*.

Nella maggior parte dei casi sono da ritenersi in posto avendo determinato una debole aureola di contatto nelle rocce incassanti (come presso il versante meridionale di La Schiena), dove i calcari grigi assumono l'aspetto marmoreo con colori variabili dal bianco al verde acqua marina. A luoghi (WSW di Serra dello Zigrino) si rilevano le maggiori strutture a *pillow lavas*.

Nell'area del foglio tali rocce interessano i termini carbonatici compresi tra la Dolomia Principale e la porzione inferiore della formazione di Alberosa, membro delle breccie poligeniche).

Pertanto in accordo con altri studi DIETRICH & SCANDONE (1972), effettuati in aree prossime a quella del foglio (M.te Cerviero e Colle Trodo), dove risulta che le limburgiti traversano rocce non più giovani del Cretacico superiore, si può affermare che questo vulcanismo sia legato ad una fase tettonica Cretacico-Paleocene.

2. - UNITÀ METAMORFICHE

2.1. - FORMAZIONE DI S. DONATO DI NINEA (SDN)

2.1.1. - *Membro di Valle Scura* (SDN₃)

Come ampiamente noto e accettato, la base lito-stratigrafica affiorante dei termini metamorfici (o metamorfosati?) della formazione di San Donato di Ninea è rappresentata da un potente spessore di sedimenti silico-clastici, intensamente deformati. Nella zona del Foglio Verbicaro gli affioramenti meglio esposti sono localizzati alla base del versante meridionale di M.te Spina santa, presso la Località Pietrosa a Nord di S. Agata D'Esaro; e a Sud di Passo dello Scalone. Tuttavia il nome del membro deriva dal toponimo ricadente nell'attiguo Foglio 543 "Cassano allo Ionio", dove si osservano gli affioramenti più estesi.

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

Occasionali intercalazioni lenticolari, con spessori metrici non cartografabili, di metacalcarei recanti spesso impronte di Dasycladacee (tra cui *Diplopora annulata* SCHAFFHÄULT) e piccoli gasteropodi non determinabili sono presenti all'interno del membro filladico.

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 $\text{Chl} + \text{WM} + \text{Qtz} + \text{Ab}$.

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 dei 200/400 m e oltre (Località Petrosa).

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-pelitici sembrano suggerire una organizzazione *coarsening-thickening upward* dell'intero corpo sedimentario.

L'ipotesi, cioè di porzioni frontali di un corpo deltizio fortemente alimentato e progradante (in RONA, 1973; HAY *et alii*, 1981, 1982, 1988). Interpretazione, per altro, 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). Età: Anisico - Ladinico.

2.1.2. - Membro di Policastrello (SDN₄)

Al di sopra del membro filladico basale, si imposta una potente sedimentazione carbonatica, ben stratificata, a netta prevalenza di metacalcarei grigi o nerastri, marmi saccaroidi dal bianco-rosato al verde-azzurino, talora pseudostratificati in strati (30 cm) e grossi banchi (70-80 cm).

I metacalcarei talora 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.

Intercalazioni di livelli centimetrici di metapeliti giallo verdastre marcano esclusivamente la deformazione del sedimento calcareo e ne conferiscono un aspetto “*flaser*”. Fasce megametriche di miloniti calcaree a bande varicolori attraversano l’ammasso con direzioni variabili. A più livelli si intercalano corpi lenticolari (con spessori massimi di 80-100 m) di filladi grigio-verdastre e metareniti marroncine. L’intervallo è stratigraficamente equivalente a SDN₁ ed assume spessori variabili e compresi in 500-700 m.

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 di altre strutture deposizionali da flusso. Frequenti invece tracce di bioturbazioni rilevabili in genere all’interfaccia calcare-peliti.

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

Il membro affiora al margine sud-orientale del Foglio e precisamente lungo la valle del F. Esaro, ad O di S. Agata D’Esaro, dov’è interessato da numerosi piani di *thrust*.

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.

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’imposta su un precedente *shelf* terrigeno e prograda progressivamente all’avanzamento dei margini.

Calcari lutitici neri omogenei per spessori significativi (anche 30-40m), 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 “*ponds*”, 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* (SDN₅)

Lungo il versante sud-orientale della Muletta, 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 400 m (rilevato nel confinante Foglio 543 "Cassano allo Ionio").

Sono caratteri distintivi le dolomie grigie saccaroidi, spesso cataclastiche, calcari cristallini marmorei, argilliti ed argilliti marnose fogliettate di colore variabile dal giallo al marrone-bruno, 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; caratteri distintivi sono anche le intercalazioni di metareniti e marne siltose, di norma in strati singoli dai 40 ai 100 cm circa e solo nella porzione alta della successione ed in diversi affioramenti contigui, presenza di un grosso intervallo di metareniti e metapeliti filladiche variabile dai 50 ai 150 m e oltre (zona di M. Spina Santa); inoltre, sono distintive anche le intercalazioni lenticolari, talora canalizzate e gradate, di breccie a elementi carbonatici e silico-clastici di diverse dimensioni: da millimetriche a 10-15 cm con matrice, a luoghi prevalente, di tipo 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.

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.

La facies metamorfica è attestata dalla presenza di fenocristalli di plagioclasti nelle dolomie grigie saccaroidi. L'intervallo è stratigraficamente equivalente a SDN₂.

2.1.4. - *Metabasiti* (p)

All'interno del *Membro di Policastrello* (SDN₄) sono presenti intrusioni di metabasiti di colore verde a struttura porfirica, ascritte al Trias superiore da MACCIOTTA *et alii*, (1996).

Le intrusioni di maggiori estensioni sono presenti lungo il versante meridionale di Serra Scodellaro, e alla località Il Campo, alla base sud-occidentale della Muletta.

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 (Nocomiano-Aptiano) secondo VEZZANI (1968), Cretacico superiore? Secondo AMODIO-MORELLI *et alii* (1976), supragiurassico-oligocenica secondo 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 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, nel 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 Verbicaro (FRI_c)*

Nell'ambito del Foglio, solo in corrispondenza delle porzioni settentrionali dell'abitato di Verbicaro, sono osservabili due modesti affioramenti di calcari cristallini grigi e marmi da grigio-chiari a rosati, associati a metasiltiti viola inglobanti straterelli di diaspri varicolori.

La posizione geometrica di tali corpi sedimentari (caoticamente inglobati in OLF_a), unitamente al loro grado metamorfico, hanno permesso di accorpere tali litologie alla formazione del Frido.

2.2.2. - *Litofacies di Lungro (FRI_a)*

Nel Foglio Verbicaro i termini riferibili alla formazione del Frido corrispondono sostanzialmente al membro argilloscistoso dell'omonima formazione *sensu* VEZZANI (1968 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, tale che 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.

Tali termini litologici affiorano diffusamente al pedemonte della Catena lungo una vasta fascia collinare orientata all'incirca NS, con l'affioramento di maggiore estensione compreso tra il F. Argentino a N ed il T.te Vaccata a S.

Sporadiche le intercalazioni marne verdastre e calcari cristallini grigio-scuri

nei quali si rinvennero: *Helvetoglobotruncana* sp., *Praeglobotruncana* sp., *Hedbergella planispira* (Tappan), *H. simplex* Morrow, *Globigerinelloides* sp. *Rotalipora* sp., che permettono di collocare la Formazione al Cretacico superiore [non più antica del Campaniano].

2.3. - FORMAZIONE DI DIAMANTE (OFD)

La formazione di Diamante corrisponde all'Unità di Diamante-Terranova, istituita da AMODIO-MORELLI (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, alla base, metabasiti oceaniche (metabasiti del Corvino - OFD₁) e superiormente, una successione sedimentaria in facies argilloso-calcareo, ora riconoscibile in filladi quarzose e calcescisti (filladi del Corvino - OFD₂), in alternanza per livelli di rispettiva prevalenza.

La formazione di Diamante, così come istituita, si trova in buoni ed estesi affioramenti nel settore sud-occidentale del Foglio, presso Diamante.

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, 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 ritrovati 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 IETTO

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 (OFD₁)*

Il membro inferiore di OFD affiora in aree limitate nei pressi di Diamante, sia in destra che in sinistra del T.te Corvino. 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_{1a}), non cartografabili di serpentiniti verde scuro sono inglobate nel membro, come quelli affioranti lungo il versante settentrionale di Serra Pagano.

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 (OFD₂)*

Il membro superiore affiora diffusamente sia in destra che in sinistra al T.te Corvino, nonché lungo la fascia collinare compresa tra Serra Pagano e la località S. Andrea.

Si tratta prevalentemente di filladi, scisti filladici dal grigio al verdastro e calcescisti grigi con intercalazioni di straterelli di quarziti verdastre (Fig.9). 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 foliazione spiccata, colore dal grigio-plumbeo al violaceo. In sezione sottile presentano una tessitura grano-lepidoblastica e un grado metamorfico in facies degli scisti verdi, dato da una paragenesi a mica chiara+clorite +quarzo+albite.



Fig. 9 - Un aspetto delle filladi del Corvino nelle facies più caratteristiche: calcari lastroidi grigi (in alto nella foto) e arenaceo-siltoso (in primo piano)

2.4. - FORMAZIONE DI MALVITO (OLM)

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

- metabasalti verdi e vinaccia, cui 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 - F. 543 "Cassano allo Ionio) 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 dei metabasiti e delle *pillows* alla base e superiormente:

- calcilutiti grigie o verdine, alternate a peliti fogliettate giallastre, argilliti e marni dal verde al bruno per spessori massimi osservati di 130-160 m (Località Mezzane). Negli intervalli meno deformati e meno ricristallizzati si rinvengono sporadiche forme di tintinnidi (*Calpionella* sp.).

L'età della Formazione dovrebbe essere compresa tra il Malm superiore (Titanico) e il Cretacico Inferiore (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 presenti lungo il tratto terminale della valle del T.te Sanginetto, alla località Peraino, nonché presso i rilievi collinari a sud della stessa Valle, compresi tra M.te Milioso e l'abitato di Sanginetto; estesi affioramenti sono infine presenti al margine sud-orientale del foglio coincidente con la località Mezzane.

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 qui di seguito illustrati.

2.4.1. - *Metabasalti di Monte Milioso (OLM₁)*

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 foliazioni discontinue e poco accennate, mostrano inoltre colore verde-violaceo e assenza di *layering* metamorfico. In sezione sottile mostrano una tessitura granoblastica e 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 esclusivamente a mezzogiorno della Valle del T.te Corvino e i migliori affioramenti sono osservabili nei pressi di M.te Milioso.

2.4.2. - *Metacalcari di San Lorenzo del Vallo (OLM₂)*

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.

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 occupa porzioni volumetriche minime.

Le rocce presentano un grado metamorfico alto, caratterizzato da un primo evento migmatitico e con locale sovrainpronta in facies scisti verdi. Inoltre si presentano sovente a struttura massiva olocristallina o a bande, sempre intensamente alterate e degradate a formare coltri alteritiche da *weathering* per spessori decametrici.

Le metamorfiti di alto grado affiorano diffusamente al limite meridionale del foglio, in destra idrografica del T.te Sangineto e a O-SO dell'abitato di Sangineto, alle pendici meridionali di C.zo La Limpa e di Serra Follorito, lugo la S.S. 105 che da S. Sosti porta a Belvedere Marittimo.

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.

Ad E di T.ne di Iacoli e a SE di Serra Pagano, nella formazione, sono presenti piccoli affioramenti di gneiss granitoidi e graniti a grana da fina a media (GFL_a), spesso tanto intensamente fratturati ed alterati, da assumere l'aspetto di un sabbione quarzoso-micaceo di colore dal bruno-ocraceo al ruginoso.

Per limitate aree gli gneiss sono sormontati, con caratteri trasgressivi, dal conglomerato Tortoniano (SDE₁).

3. - NEOGENICO TRASGRESSIVO

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

L'intera successione sedimentaria altomiocenica (Tortoniano - Messiniano) è ovunque trasgressiva su tutti i termini litologici sottostanti. La stessa è stata suddivisa in sei intervalli stratigrafici ognuno dei quali mostra caratteristiche litologiche abbastanza uniformi nell'intero Foglio mentre lo spessore degli stessi intervalli varia sensibilmente anche tra affioramenti poco distanti fra loro.

Procedendo dal basso verso l'alto della successione, sono stati distinti i seguenti membri: conglomerato basale (SDE₁), argille ed argille siltose con intercalazioni di arenarie e siltiti (SDE₂), calcareniti arenacee (SDE₃), argille grigie e viola (SDE₄), siltiti gialle (SDE₅), argille con gessi e gessoareniti (SDE_{6a} - SDE_{6b}).

3.1.1. - Conglomerato basale (SDE₁)

La base della successione è costituita da conglomerati poligenici a matrice arenacea rossastra (SDE₁), 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. Nei ciottoli allungati l'asse maggiore è quasi costantemente orientato N-S.

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.

L'intervallo stratigrafico del conglomerato basale affiora estesamente lungo le pendici occidentali del tratto di "Catena Costiera" ricadente in questo Foglio. Più in dettaglio i conglomerati di base affiorano senza soluzione di continuità in una larga fascia con direzione NNW-SSE tra il T.te Corvino, a N, e la destra orografica del T.te Sangineto, a S (margine inferiore del Foglio) nonché tra la frazione S. Elia di Belvedere Marittimo, ad E e la località P. S. Letterata ad O; altri affioramenti sono presenti ad oriente di S. Agata d'Esaro.

I conglomerati poggiano stratigraficamente su tutti i termini del substrato metamorfico [alto grado (GFL) - complesso ofiolitico ligure (OLF)] ed il contatto è bene evidente solo in alcuni punti come il versante SE di Timpa di Civita, dove trasgrediscono sugli gneiss (GFL), ad E di T.ne Iacoli dove trasgrediscono su piccoli affioramenti di gneiss granitoidi (GFLa) e in località Oracchio, ad E di Belvedere M.mo, dove trasgrediscono sul complesso ofiolitico ligure (OLF). L'affioramento migliore per osservare la parte alta dell'intervallo conglomeratico (presenza di clasti anche di origine sedimentaria) si trova poco prima del tornante tra il km 8 e il km 9 della S.S. 105.

Lo spessore dei conglomerati è molto variabile: dai circa 50 m osservabili in destra idrografica del T.te Sangineto si passa ad oltre 300 m in C.da Petrosa a nord di Belvedere.

Indicazioni sull'età del membro conglomeratica sono state desunte solo dalla posizione stratigrafica, passando questa verso l'alto e lateralmente alla formazione argillosa dell'intervallo successivo (SDE₂), non essendo stato riscontrato nella matrice dei conglomerati alcun contenuto organico. La formazione è stata pertanto attribuita al Tortoniano Inferiore in accordo anche con quanto esposto in studi precedenti sulla stessa formazione (PERRONE *et alii* 1973; PERRI 1996-97).

3.1.2. - Argille ed argille siltose (SDE₂);

Questo membro (SDE₂) 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 corpi lenticolari di calcari grigi organizzati in piccoli strati mediamente spessi 2 -3 cm.

Il passaggio dal conglomerato basale (SDE₁) alle argille è brusco ed è evidente in molti punti di affioramento, mentre i caratteri litologici della formazione argillosa, che mostra spessori massimi di 150 m, rimangono costanti e permettono una buona correlazione tra le diverse aree di affioramento.

In base al contenuto fossilifero presente nella formazione (tra le micro faune planctoniche si riscontrano: *Globigerinoides quadrilobatus*, *Globigerina bulloides*, *Globigerina apertura* Cushman, *Orbulina universa*, *Turborotalia quinqueloba*; tra i foraminiferi bentonici: *Spiroplectammina carinata*, *Melonis* sp., *Uvigerina rutila*, *Uvigerina peregrina*, *Valvulineria bradyana*, *Cibicides ungerianus*, *Bulimina costata*) è stata attribuita a questa un'età Tortoniano inferiore- medio. L'intervallo argilloso è, in più punti, intercalato da grosse lenti di conglomerati e sabbie (SDE_{2a}) con caratteristiche del tutto simili a quelli della formazione conglomeratica sottostante SDE₁.

Le argille affiorano in bella esposizione nell'intorno ed a N di Belvedere Marittimo, nella Valle del T.te Mare, lungo il T.te Cozzandrone, lungo la destra idrografica del T.te Sangineto, dove sono ben esposti il limite superiore e quello inferiore del membro, ed a S di S. Agata d'Esaro.

In località S. Litterata ed a monte della località Piano delle Donne, a nord di Belvedere, all'interno delle argille, si rilevano grosse lenti di conglomerati (SDE_{2a}), altre intercalazioni conglomeratiche, non cartografabili affiorano in località Murge, dove la lente di circa 10-12 m di spessore è presente nella porzione inferiore dell'intervallo; ed ancora in località Petrosa e nei pressi del Timpone Chiarillo. Queste lenti conglomeratiche sono state interpretate come dei grandi canali di erosione per i contatti netti, di natura erosiva, con le argille circostanti (PERRONE *et alii* 1973).

3.1.3. - Calcareniti arenacee (SDE₃);

Il membro è rappresentato da calcareniti arenacee di colore bianco-giallastro (SDE₃), talora cementate, in strati e banchi nelle porzioni apicali della formazione, spesso a stratificazione indistinta nelle porzioni basali. Nella porzione mediana della stessa 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 parti basali la formazione è spesso intercalata da livelli arenaceo-conglomeratici o da sabbie brune sciolte, mentre verso l'alto le calcareniti sono bioclastiche. Tra i bioclasti sono riconoscibili all'osservazione macroscopica frammenti di gusci di lamellibranchi, gasteropodi, briozoi, radioli di echinidi; frequentemente si osservano anche vistose bioturbazioni dovute all'attività di organismi fossatori.

Le calcareniti che costituiscono i principali rilievi tra Timpa di Civita e Belvedere Marittimo, hanno uno spessore massimo di circa 250 - 300 metri e sono datati al Tortoniano Superiore - Messiniano (PERRONE *et alii* 1973; PERRI 1996-97).

Nella zona di Sangineto, la base del membro calcarenitico è caratterizzata da un intervallo conglomeratico a base erosiva, costituito prevalentemente da clasti centimetrici di natura calcareo-dolomitica, ben arrotondati, da poco a moderatamente elaborati, da sciolto a debolmente cementato, a matrice sabbiosa grossolana giallastra.

I corpi conglomeratici affiorano lungo il versante in destra del T.te Sangineto e mostrano forti variabilità di spessore passando da alcune decine di metri in località Grisafa e nei pressi di Serra Palazza fino a chiudersi verso Timpa di Civita.

Nella zona di S. Agata d'Esaro, la base dello stesso membro calcarenitico è caratterizzata da sabbie sciolte, a luoghi cementate, di colore bruno-giallastre, il passaggio con le argille sottostanti (SDE₂) è ben evidente nelle località Pantano Nocito e Lupinati. Intercalazioni di sabbie brune poco addensate sono evidenti in località Follone, sempre a sud di S. Agata d'Esaro.

3.1.4. - Argille grigie e viola (SDE₄);

Il membro è costituito da argille grigie e viola (SDE₄) da plastiche a fogliettate, in subordinate da 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 e, in base al contenuto faunistico, (tra le rare forme fossili datanti: *Turborotalia quinqueloba*, *Neogloboquadrina acostaensis* *ss.*), anche questo intervallo è attribuito al Tortoniano Superiore - Messiniano.

L'intervallo è presente nella zona di S. Agata d'Esaro sia in destra che in sinistra idrografica del F. Esaro, rispettivamente in località Salerno ed in località Fontana S. Basile.

Altri affioramenti sono localizzati in destra orografica del V.ne Forgie nei pressi della località Pancali.

3.1.5. - Siltiti gialle (SDE₅);

Il membro è costituito da siltiti gialle (SDE₅) in straterelli centimetrici e lamine con sporadiche mineralizzazioni dendritiche a manganese, marne calcaree

di colore ocraceo 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. Talora sono anche presenti nell'intervallo, livelli discontinui di paleosuoli residuali bruni.

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).

L'intervallo affiora in destra idrografica del T.te Sangineto, lungo la strada che sale a Serra Palazza fino alla base O dello stesso rilievo; ed ancora nei pressi di S. Agata d'Esaro, sia in sinistra che in destra del F. Esaro, in sinistra orografica del V.ne Forgie, a Ndella località Fontana S. Basile e poco più E del cimitero in località Triscini.

3.1.6. - Argille con gessi e gessoareniti (SDE_{6a}-SDE_{6b})

Il membro che chiude la formazione di S. Agata d'Esaro è costituita da argille grigio-brune (SDE_{6a}), talora argille siltose, a stratificazione indistinta, contenente sottili straterelli e lamine di gesso. La sua potenza complessiva è intorno ai 70-80 m, mentre per continuità stratigrafica con SDE₅ e con riferimento a dati di letteratura (PERRONE *et alii* 1973) è stato attribuito alle argille con gessi un'età messiniana. Affioramenti del membro argilloso sono visibili nei dintorni del paese di S. Agata d'Esaro.

In affioramenti arealmente limitati sono presenti grossi banchi di gessareniti 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) in quelle apicali.

L'affioramento migliore del membro gessarenitico (SDE_{6b}) è visibile in destra orografica del T.te Sangineto, in località Serra Palazza, dove si segue lateralmente per circa 150 m e mostra uno spessore massimo intorno ai 25-30 m.

3.2. - SUCCESSIONE VALLE LAO (VSL)

I depositi quaternari presenti nel Foglio "Verbicaro" affiorano essenzialmente nel tratto costiero dove predomina una morfologia collinare con bassi valori di energia di rilievo. Questi sono disposti a formare più ordini di terrazzamento evidenti fino ad una quota di circa 500 m.

Nel settore settentrionale del Foglio, e precisamente in destra ed in sinistra del tratto terminale del Fiume Lao, si osserva l'intera successione sedimentaria di origine marina che dal Pleistocene inferiore (Santerniano) si estende fino al Pleistocene superiore.

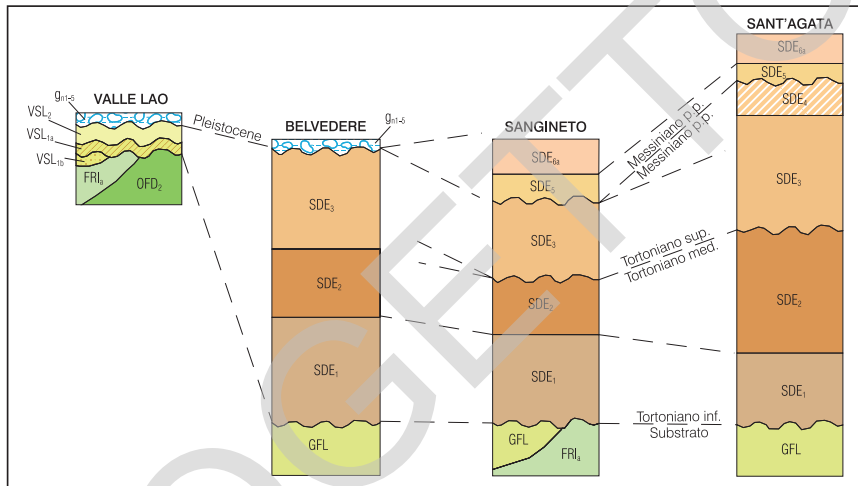


Fig. 10 - Quadro di correlazione stratigrafica: Tortoniano Inferiore - Pleistocene

Qui la successione poggia con caratteri trasgressivi su tutti i termini litologici sottostanti, in modo preponderante su quelli della formazione del Frido (OLD) (Fig.10).

Nel complesso i termini pleistocenici raggiungono spessori di circa 80 m e sono rappresentativi di una fase trasgressivo-regressiva legata all'emersione delle piattaforme, coincidenti con il forte sollevamento dell'intera regione subito dopo il Siciliano.

Autori quali DAMIANI & PANNUZI (1978) propongono un modello basato sull'esistenza di numerose zolle sbloccate, l'una rispetto all'altra, da faglie dirette, con movimenti differenziali nel tempo e nello spazio. Si individua in questo modo un elemento strutturale caratterizzante la porzione settentrionale del Foglio, rappresentato dal cosiddetto "Graben del Lao".

Questa depressione tettonica ha favorito, durante la fase trasgressiva santer-niana, una maggiore penetrazione del mare con conseguente innesco di sedimentazione di mare basso. Successivamente gli stessi Autori riconoscono nell'area una fase di sollevamento differenziale, che si verifica intorno al Siciliano, nel corso della quale si ha una emersione delle piattaforme con basculamento associato delle stesse.

A partire dal Siciliano si registra poi una nuova ingressione marina sui termini epipelagici depositati nel "Graben del Lao". In linea generale, osservando la successione sedimentaria quaternaria affiorante nel Foglio, si evince una complessa storia evolutiva dei depositi: in particolare la formazione delle piattaforme di abrasione può essere relazionata a diverse fasi di stasi del livello marino durante il sollevamento della regione.

L'intensa attività agricola sviluppata su questi depositi, dovuta essenzialmente alla loro morfologia pianeggiante, e la presenza di scarpate di erosione che bordano i terrazzi, rendono difficile la distinzione dei vari termini sedimentari della successione. I rilevamenti effettuati hanno comunque evidenziato l'esistenza, nella zona nord del Foglio, di una successione "tipo" trasgressiva-regressiva costituita dal basso verso l'alto da: depositi conglomeratico-sabbiosi di base, argille siltose grigio-azzurre con intercalazioni di sabbie passanti a depositi conglomeratico-sabbiosi regressivi.

3.2.1. - Argille delle Fornaci (VSL₁)

Costituiscono i termini basali della successione pleistocenica visibile nel Foglio, almeno per le aree in destra del F. Lao. Si tratta di argille siltose grigio-azzurre (VSL_{1b}) all'interno delle quali si osservano lenti ed intercalazioni sabbiose grigie e sabbie fini di colore variabile dal grigio al giallo. In esse è visibile un'abbondante documentazione paleontologica rappresentata per lo più da una fauna ad ostracoidi tipo *Cerithium* e una microfauna costituita da foraminiferi planctonici quali: *Globorotalia inflata*, *Globigerinoides ruber*, *Globigerinoides quadrilobatus*, *Orbulina universa*, *Turborotalina quinqueloba*, *Globigerina bulloides*, *Bulimina marginata*. Tra i foraminiferi bentonici si riconoscono: *Bulimina marginata*, *Globocassidulina carinata* e *Ammonia beccarii*. I dati paleontologici permettono l'attribuzione a questi depositi di un'età pleistocenica inferiore (Santeriano).

Questi termini affiorano solo lungo il bordo settentrionale del Foglio, in prossimità della zona di foce del F. Lao, là dove si sviluppava il *graben*. Sono particolarmente visibili in località Piano della Suvareta e Casa Moranti in destra orografica. Gli spessori massimi di affioramento di questi depositi si aggirano intorno ai 20-30 m.

Solo per una limitata area in sinistra al F. Lao, compresa tra le località Manco e Castiglione, è possibile osservare al di sotto delle argille depositi ghiaioso-sabbiosi (VSL_{1a}), interpretabili come sedimenti d'ingressione marina e pertanto come espressione della porzione trasgressiva basale della successione.

I depositi sono caratterizzati da un conglomerato basale grossolano a matrice sabbioso-limosa, a tratti con caratteri di *debris flow*, nel quale i clasti sono spesso a contatto tra loro, questi sono rappresentati prevalentemente da litologie afferenti alla formazione del Frido (OLF), subordinatamente da rocce carbonatiche.

Il conglomerato evolve rapidamente ad alternanze di sabbie, da grossolane a fini generalmente bruno-giallastre, e conglomerati grigi da sciolti (ghiaie medio-fini) a fortemente cementati in grossi strati (100-130 cm).

Lenti di marne, dal marrone al giallo-rossastro, e argille limose grigio-giallastre s'intercalano a vari livelli nel deposito, che complessivamente presenta uno spessore di 50-60 m prima di passare verticalmente a VSL_{1b}.

3.2.2. - Depositi conglomeratici-sabbiosi (VSL₂)

Rappresentano i termini sommitali costituenti la porzione regressiva della successione, ed in taluni affioramenti (a SE di Piano della Suvaretta), poggiano con caratteri erosivi sulle sottostanti Argille delle Fornaci (VSL_{1a}).

Si tratta di depositi di colore grigio caratterizzati, nelle porzioni basali, da conglomerati poligenici generalmente a piccoli clasti, da sciolti a fortemente compatti, a scarsa matrice, ghiaie e sabbie grigie grossolane spesso clinostratificate.

Procedendo verso l'alto aumenta la componente sabbiosa con granulometrie da medie a fini e stratificazione incrociata e a festoni, con colori variabili dal bruno-giallastro, per le frazioni più fini, al grigio per quelle grossolane.

Nelle porzioni sommitali prevalgono i conglomerati dal grigio al grigio-scuro, costituiti da ciottoli prevalentemente carbonatici, da molto compatti a cementati. Nel complesso inoltre si osservano intercalate lenti di marne bruno giallastre e argille siltose grigie.

Scarso è il contenuto fossilifero rappresentato per lo più da rari foraminiferi quali: *Hyalinea balthica*, *Globorotalia inflata*, *Ammonia beccarii* ed *Elphidium crispum*.

Questi depositi, i cui spessori sono variabili e comunque compresi tra 20-50 m, giacciono in continuità stratigrafica al di sopra delle Argille delle Fornaci, limitatamente al settore nord del Foglio; in tutti gli altri affioramenti manca, infatti, il termine basale prima citato. Nel settore mediano del Foglio questi termini poggiano quindi in discordanza su un substrato rappresentato da argilloscisti appartenenti alla formazione del Frido e sui corpi carbonatici triassici (ai piedi del versante sud-ovest di M. Carpinoso).

Procedendo verso sud si trovano sempre in discordanza sui conglomerati poligenici e sulle argille siltose del Tortoniano inferiore-medio appartenenti alla Successione di S. Agata d'Esaro. La mancanza dei termini inferiori (Argille delle Fornaci) è da attribuire, molto probabilmente, a stazionamenti del livello marino, dopo l'ingressione siciliana, in zone prima emerse ed esposte quindi ai soli processi erosivi.

4. - DEPOSITI QUATERNARI

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

Non sono state svolte indagini supportate da strumentazione (sondaggi, penetrometrie, sismica, ecc.) o da prove di laboratorio, che avrebbero permesso una migliore definizione delle caratteristiche di questi terreni, anche ai fini applicativi. Questi depositi sono spesso rielaborati per attività antropica (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 MARINI TERRAZZATI ($g_{n(1..5)}$)

I depositi marini quaternari risultano organizzati in 5 ordini di terrazzamento (g_1 deposito più antico) e spesso le superfici pianeggianti presentano una copertura di terra rossa e ciottoli, quale alterazione e rimaneggiamento continentale delle parti sottostanti.

Le giaciture dei terrazzi sono fortemente condizionate dal sollevamento differenziale dell'intera area; infatti, come rilevato sul terreno, i terrazzi presentano tutti una leggera immersione verso NNO con valori dell'inclinazione generalmente compresi tra 5° e 10° .

Tali depositi sono costituiti da sabbie e conglomerati rossastri, generalmente a matrice limo-sabbiosa, con clasti di rocce prevalentemente cristalline, da moderatamente addensati a sciolti, e con frequenti intercalazioni di arenarie grossolane rosso-mattone nonché rare lenti di argille siltose grigie. Lo spessore massimo dei depositi si aggira intorno ai 10m.

Gli ordini delle superfici terrazzate, riconoscibili nell'ambito del Foglio, è individuabile nei seguenti intervalli altimetrici:

- I ordine: ad una quota di circa 500 m sono visibili piccoli e residui lembi in corrispondenza del centro abitato di Grisolia e a Sud-Est di S. Maria del Cedro;
- II ordine: tra i 300 ed i 450 m, comprende terrazzi molto più estesi che si estendono prevalentemente tra l'abitato di Grisolia e Diamante lungo il versante occidentale del M.te Carpinoso;
- III ordine: tra i 100 ed i 300 m, comprende le superfici terrazzate ubicate prevalentemente nella zona settentrionale del Foglio. Un'ampia superficie è infatti visibile in località Piano della Suvareta, mentre piccoli lembi sono osservabili a Nord e a Sud dell'abitato di S. Maria del Cedro e a Est del centro di Cirella con piccoli affioramenti fino all'abitato di Belvedere Marittimo;
- IV ordine: tra i 25 ed i 100 m, rappresentato da depositi terrazzati che si seguono, in modo piuttosto regolare, parallelamente all'intera linea di costa compresa nel Foglio. Tra questi, il terrazzo più ampio è osservabile subito ad Ovest dell'abitato di S. Maria del Cedro;
- V ordine: al di sotto dei 25 m, rappresenta l'ordine topograficamente più basso e comprende i terrazzi che si dispongono, in modo pressoché discontinuo, lungo la costa settentrionale del Foglio fino all'abitato di Diamante, ove sono presenti delle nette superfici di abrasione marina poste intorno agli 8-10 m di quota. Superfici terrazzate più ampie si riconoscono a Ovest e a Sud dell'abitato di Marcellina.

Età: Pleistocene Inf.-Sup.

4.2. - DEPOSITI ALLUVIONALI TERRAZZATI ($b_{n(1..2)}$)

I depositi terrazzati sono costituiti prevalentemente da materiali ossidati (terra rossa) e ciottoli, derivanti da processi di alterazione e rimaneggiamento della formazione sottostante. All'interno dell'area compresa nel Foglio si riconoscono due ordini di terrazzi che marcano le progressive fasi di regressione marina e di riordino del sistema idrografico. Di questi il più antico (b_{n1}) affiora solamente nella porzione settentrionale del Foglio, lungo entrambe le sponde del Fiume Lao, in un intervallo altimetrico compreso tra i 25 ed i 40 m di quota. Il deposito terrazzato più recente è disposto, in modo discontinuo, parallelamente alla linea di costa ad una quota media di 10m. La maggiore ampiezza di quest'ultimo si riscontra in prossimità della Foce del Fiume Lao, per poi assottigliarsi a Sud dell'abitato di Cirella fino a Diamante, superato il quale si riduce ad un sottile e discontinuo lembo fino al centro di Belvedere Marittimo.

Età: Pleistocene Sup.

4.3. - DEPOSITI DI LITORALE ANTICHI (g_{2a})

Nella definizione di depositi di litorale antichi sono inclusi i depositi a tessitura sabbioso-ghiaiosa di origine marina, appartenenti ad antiche linee di costa, attualmente fissati dalla vegetazione. Tali depositi sono presenti, con ampiezze variabili, lungo l'intero tratto di costa compreso nel Foglio.

Età: Olocene

4.4. - CONOIDI ALLUVIONALI

Lungo il tratto di costa, compreso nel Foglio, si sviluppano conoidi alluvionali attive, generalmente di limitata estensione. Di queste, particolarmente evidente, è la conoide alluvionale attiva presente nell'area di foce del Fiume Abatemarco, mentre di dimensioni più ridotte risulta quella alla foce del Torrente Vaccola. Molto meno estese risultano invece le conoidi situate alla foce dei torrenti minori (T. Vallecupo e T. Sale) nella porzione meridionale del Foglio. Tali depositi sono formati da ghiaie e sabbie, talora limi, mal classati, privi di strutture sedimentarie e spesso con aspetto caotico. Morfologicamente presentano una sezione leggermente convessa con spessore maggiore nella parte apicale ed hanno, in pianta, forma a ventaglio.

Inoltre con detritici, di limitata estensione, si sviluppano lungo le sponde dell'alveo principale del F. Abatemarco ed in sinistra del F. Argentino, in seguito a fenomeni gravitativi in terreni carbonatici.

Età: Olocene

4.5. - 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 nelle aree perimetrali del Fiume Lao.

Età: Olocene

4.6. - DEPOSITI EOLICI (**d**)

Sono compresi in questa definizione tutti quei depositi olocenici di prevalente origine eolica presenti sul litorale tirrenico; sono generalmente a tessitura sabbiosa e si presentano in parte pedogenizzati, talvolta colonizzati dalla vegetazione.

Età: Olocene

4.7. - COLTRE ELUVIO-COLLUVIALE (**b₂**)

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). Nonostante durante il lavoro di campagna si sia distinto, anche per tali depositi, le porzioni fissate dalla vegetazione e a luoghi moderatamente cementata, dai depositi completamente sciolti e quindi mobilizzabili, non si è provveduto a mantenere la suddetta distinzione allo scopo di semplificare l'informazione cartografica.

Età: Olocene

4.8. - DEPOSITI DI FRANA (**a₁-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, orientata all'incirca in direzione meridiana, che ricorda la Catena Costiera con la linea di costa ad Ovest.

Le principali forme di dissesto gravitativo sono riconducibili a frane per scorrimento rotazionale e traslativo, particolarmente sviluppate in terreni flyschoidi. Colamenti evidenti sono stati invece rinvenuti in terreni sedimentari incoerenti quali: sabbie, argille ed argille-siltose con intercalazioni di corpi conglomeratici e sabbiosi, affioranti lungo tutta la fascia più prossima alla linea di costa.

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, sul pedemonte, laddove affiorano con grande estensione terreni appartenenti alla formazione del Frido (OLF) costituiti generalmente da alternanze di argilloscisti e quarzoareniti.

Età: Olocene

4.9. - DEPOSITI DI VERSANTE PER GRAVITÀ (a_a - a_b)

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^3 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_b), mentre i più recenti appaiono completamente sciolti (a). Tali depositi si rinvergono in modo diffuso nell'intero Foglio e principalmente nella sua porzione meridionale, al contatto tra le Unità Carbonatiche ed il Complesso Ofiolitico. Laddove questi depositi a prevalente origine gravitativa assumono forma conoidale, è stata riconosciuta e cartografata la relativa forma, come p.e a Est della località di Serra Limpida nella porzione Nord orientale del Foglio.

Età: Olocene

4.10. - 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.

4.11. - DEPOSITI DI SPIAGGIA ATTUALI (g₂)

Tale dicitura comprende i depositi di litorale a tessitura sabbioso-ghiaiosa di origine marina, attualmente in evoluzione e quindi non fissati dalla vegetazione.

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 (Fig.12), 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.11).



Fig. 11 - 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.

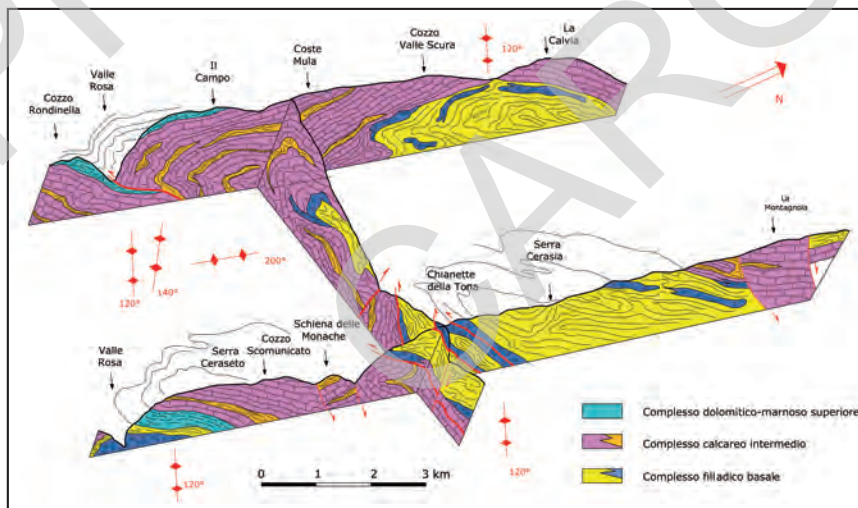


Fig. 12 - Ricostruzione strutturale nelle sue linee essenziali, delle metamorfiti della formazione di San Donato nel settore a S e SE di Monte La Mula e Cozzo del Pellegrino. Zone in asse alla catena montuosa (da IERRO et alii, 2003), a cavallo dei Fogli 542 e 543. i terreni affioranti sono quelli più 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 prodotti 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 so-

vrascorrimenti 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 giaciturale, 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 (σ_1 , σ_2 , σ_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 susseguitesj temporalmente.

Con le premesse esposte, 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 (destrosi 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).



TABELLA 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 sviluppatasi 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 (*pitch* prossimi ai 90°), ad obliqui, in corrispondenza di rampe laterali (*pitch* 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.13);
- 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 diplopre) 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. 13 - *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 macroscale, 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 giustappungono i termini filladici (SDN₃) dell'unità metamorfica di San Donato ai calcari cristallini (SDN₁) 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 (SBN₄) e da dololutiti noriche appartenenti alla Dolomia Principale (DPR₄), 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 (SDN₄) appartenenti all'Unità di San Donato rispetto ai litotipi filladici (SDN₃) all'interno dei quali erano originariamente inglobati in *duplex*.

Alla mesoscale queste strutture (F3) hanno evidenziato direzioni medie intorno a N120°, con strutture associate (anch'esse caratterizzate da movimenti sinistrorsi) mostrandoci 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.14)) ad inclinati fino a 30° verso SE, mentre sui piani ad immersione NE inclinano verso NO.



Fig. 14 - Particolare di piano di faglia striato su Tm-dc orientato ONO-ESE con fratture di Riedel (R) eciettoli 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.15).

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 $N120^\circ$ 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 $N0^\circ$ e $N60^\circ$.

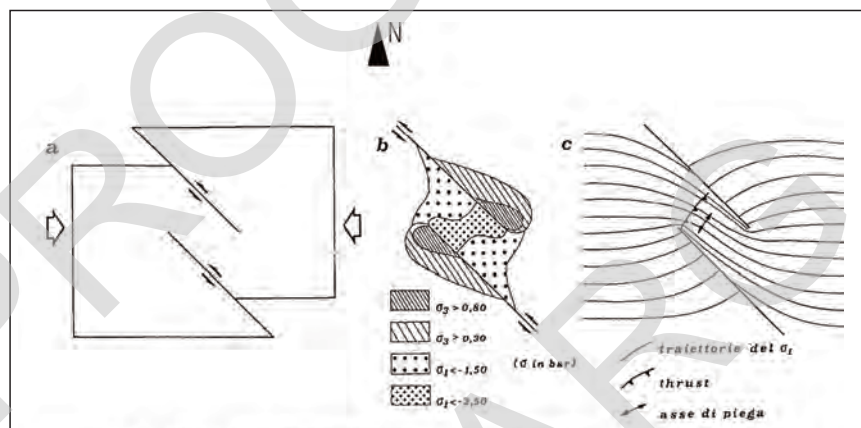


Fig. 15 - Modello cinematico delle strutture transpressive (*thrust* e pieghe) prodotte da interferenza tra le faglie trascorrenti sinistre ad andamento ONO-ESE (da MONACO & TANSI, 1992, leggermente modificato). (a) schema geometrico. (b) concentrazione degli stress; in puntinato le aree in compressione, in rigato le aree in distensione. (c) riorientazione delle traiettorie del $T1$

La fase plicativa $N20^\circ$ è certamente post-messiniana, come dimostrano le 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 antiforame 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.16).

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*.

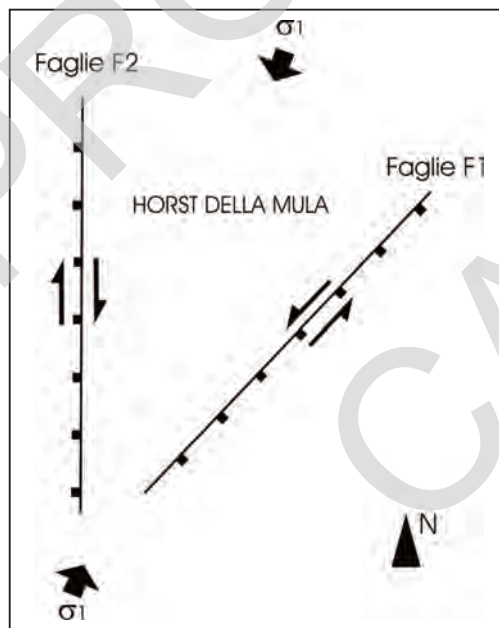


Fig. 16 - Modello cinematico dello *Stadio C*. All'evento deformativo sono legate le strutture trascorrenti-normali N-S e N60° prodotte da una compressione media NE-SO e responsabili dell'individuazione dell'*Horst della Mula*.

Le strutture appartenenti al sistema N-S caratterizzano il settore occidentale 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 Verbicaro (parte delle formazioni 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_a e DPR_b) 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_4), 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_n), rispetto ai depositi b_n .

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.17) a normal-trascorrenti destri (strie immergenti fino a 50°). Le direzioni medie oscillano intorno a $N0^\circ$ (campo di variabilità tra $N170^\circ$ e $N30^\circ$). 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 $N60^\circ$ 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_{3-5}) 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 metamorfite 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. 17 - 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° 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*

E' 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. 18).

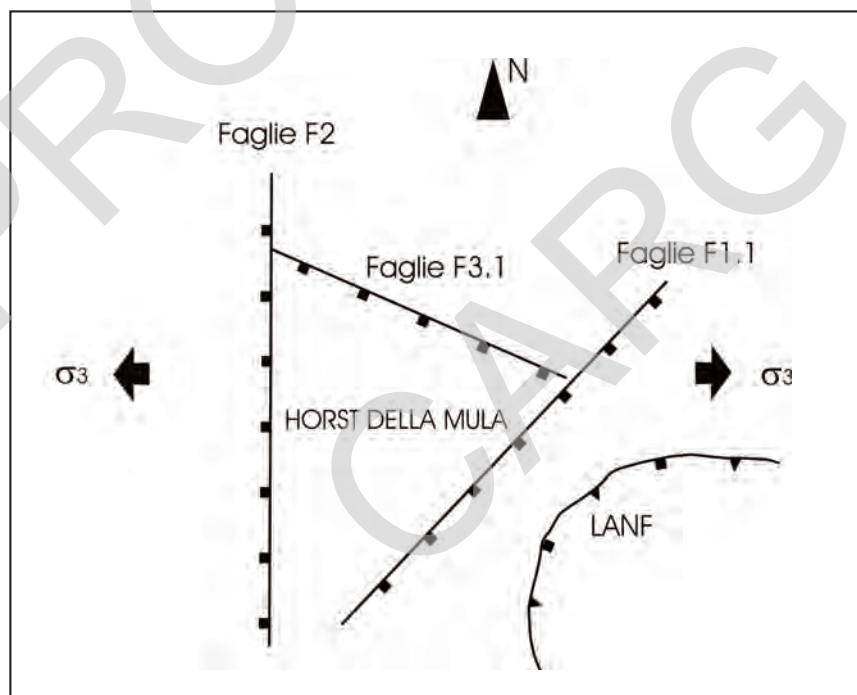


Fig. 18 - *Modello cinematico dello Stadio D. All'evento deformativo sono legate le riattivazioni in normale delle strutture trascorrenti ONO-ESE, delle strutture trascorrenti-normali N-S e N60°, e di alcune rampe di thrust (LANF). L'evento è prodotto da una estensione media E-O*

Questa deformazione in distensione si sviluppa probabilmente a partire dal Pleistocene superiore e continua presumibilmente fino all'Attuale, definendo 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, Fig.19) a movimenti di tipo *dip-slip* (pitches intorno ai 90°). La successione di questi eventi è ben documentata dalla presenza di strie sovrapposte sui piani di faglia.

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



Fig. 19 - 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° 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 Apennines. These are complex since they include the collisional margin between Europe and Africa with interposed basin sediments of Tethys; 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 rock-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 post-Mesozoic grounds modifications of neither the texture nor lithologies of original sediments are found. The difference between the two sheets is not the tectonics or cronostratigraphy, but the presence and extent of northern depressions, variously associated to large fluvial basins such as the case of the Crati and Cascile basins on the Sheet “Cas-

sano". 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* sp. 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 1. Prevailing but not exclusive meta-limestones date back to the Trias, up to 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. 50m of thickness is not enough to show definite and exposed sequences. Intense tectonic activity affects and dismantles sediments, so 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 Triassic-Cretacic epimetamorphic margin series overlies basin sediments - which are similarly metamorphic and of various lithologies - in various points. This is the all-inclusive Frido formation 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 the Valle del Crati and dell'Esaro-Cascile 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, v.56, T17-T26.
- APRAHAMIAN J. & PARIS J.L. (1981) - *Very low grade metamorphism with a reverse 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. Congrès Géologique International Belgique, 1922.
- ARGYRIADIS I. (1975) - *Mesogee permienne, chaîne 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'évolution géotectonique périméditerranéenne*. 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 (Yugoslavia). Technip Ed. Paris : 44-72.

- BIJU-DUVAL B., LE QUELLEC P., MASCLE A., RENARD V. & VALERY 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 Peleoritano. 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 1:250.00.*, *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 pièmon* Rev. Gèogr. Phys. Gèol. 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 caractere du metamorphisme alpin dans la region 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 elements de datation du Trias moyen et superieur 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-mountains (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 e l'evolution 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., A.IANNACE A. & ZAMPARELLI V. (1997) - *Platform margins, Microbia/Serpulids Bioconstructions and Slope-to-basin Sediments in the Upper Triassic of the 'Verbicario Unit' (Lucania and Calabria, Southern Italy)*. Facies **36** : 37-56.
- 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.
- CRIPELLI S. & MONACO C. - *Depositi vulcanoclastici nell'unità del Flysch Calabro-Lucano (complesso Liguride, Appennino meridionale)*, Bollettino della Società Geologica Italiana, **112**(1), 1993, pp. 121-132
- 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 triassiche della Calabria settentrionale*. Boll. Soc. Nat. In Napoli, **75**,:433-457.
- D'ARGENIO B. (1970) - *Evoluzione geotettonica comparata tra alcune piattaforme carbonatiche dei Mediterranei europei 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., GEYSSANT J., LEPRVIER 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, nappe de socle et métamorphisme alpin a la jonction Calabre-Appennin: la suture calabro-apenninique*. *Geol. Acta*, **12**:221-254.
- DUBOIS R. (1976) *La suture Calabro-Appenninique Cretacée- Eocene et l' ouverture Tyrrhenienne neogene: étude pétrographique et structurale de la Calabre centrale*. *Tesi, Univ. P. M. Curie, Paris*, 567pp.
- FARABEGOLI E., JADOUL F. & MARTINES M. (1985) - *Stratigrafia e paleogeografia anisiche delle Alpi Giulie Occidentali (Alpi meridionali - Italia)*. *Riv. It. Pal. Strat.*, **91**: 147-196.
- 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
- GASINSKI A., IETTO A., PESCATORE T. & SLONSKA A. (1993) - *Età e litostratigrafia di alcune successioni argillitiche nel Flysch del Cilento (Italia meridionale)*. In presentazione.

- 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., GOFFÉ 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 comparée des chaînes Tellien et Rifaines*. Bull. Soc. Geol. Fr., **S2**, (2): 619-639.
- GLANGEAUD L. (1952a) - *Interpretation tectonophysique des caractères structuraux et paléogéographiques de la Méditerranée occidentale*. Bull. Soc. Geol. Fr., **S6**, (1): 735-761.
- GLANGEAUD L. (1952b) - *Les phénomènes géophysiques et l'évolution de la Méditerranée occidentale*. Ann. Geoph., **8**: 121-124.
- GLANGEAUD L., CAIRE A. & GRANDJACQUET C. (1961) - *L'orogénèse pontoplio-quadernaise de l'arc calabro-sicilien et ses caractères géodynamiques*. C. R. Acad. Sc. Paris, **252**: 145-147.
- GOZAN F., IRAVECZ 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 morphotectonique et paléogéographique du domaine calabro-lucanien (Italie méridionale)*. Bull. 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) - *Hypothèse 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^e partie: les algues dasycladales du Permien et du Trias*. Revue de Paléobiologie, **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-Liassic 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 dasikladacea 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. (2001) - *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.
- INCORNATO 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. Edt., 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.AI. 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 tardo-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., BORGHINI 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-Dominate 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 limiteAlpes-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. & TREVIS 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-Appennine system formation* Tectonics **23** (1) TC 6011.
- RUSSO F. & SCHIATTARELLA M. (1992), *Osservazioni preliminari sull'evoluzione morfostrutturale del bacino di Castrovallari (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 geologique et mineralogique des flyschs a grauwackes volcaniques du synclinal de Thones (Haute-Savoie, France)*. Gres de Taveyenne et gres du val d'Illiez. 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*, Sedimentology, 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 systeme alpin en mediterranee: poinconnement et ecrasement 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 reconstruccion*, 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'evolution de l'orogenese dans les Alpes Centrales: interpretation des donnees 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 GB. (1992) - *Il segmento Calabro-Peleoritano dell'orogene ercinico. Disaggregazione palinspastica*. 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., BRANCALEONI 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, Finmark*. 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
CARGO

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARGO

PROGETTO
CARGO