



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 603

BOVALINO

A cura di:

S. Critelli¹, F. Muto¹, V. Tripodi¹

Con i contributi di:

R. Cirrincione² G. Ortolano² (petrografia del metamorfico e del magmatico)

A. Di Stefano², R. Maniscalco² (biostratigrafia)

R. Russo¹, S. Vincenzi¹ (stratigrafia)

Redazione Scientifica: **M.L. Putignano³**

¹ Dipartimento di Biologia, Ecologia e di Scienze della Terra - Università della Calabria

² Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche ed Ambientali - Università di Catania

³ Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria - IGAG - CNR - Roma

Ente realizzatore:



CNR

Consiglio Nazionale delle Ricerche

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

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

**Responsabile del Progetto CARG per il CNR:
R. Polino (IGG), fino al 2009, P. Messina (IGAG)**

*Gestione operativa del Progetto CARG
per il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: M.T. Lettieri
per il Consiglio Nazionale delle Ricerche - CNR: P. Messina (IGAG)*

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA:

Revisione scientifica:
R. Bonomo, E. La Posta, M. Marino, M. Rossi

Coordinamento cartografico
D. Tacchia (coord.), V. Pannuti

Revisione informatizzazione dei dati geologici:
L. Battaglini, R. Carta, M. Rossi (ASC)

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:
D. Tacchia, V. Pannuti

PER IL CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE:

Funz. Delegato: P. Manetti (IGG), Coord. operativo: A. Cavallin (IDPA)

Coordinamento informatizzazione: S. Sterlacchini (IDPA)

Coordinamento cartografico ed editoriale: M.L. Putignano (IGAG)

*Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa
della Banca Dati: S. Sterlacchini (IDPA), M. Zazzeri (IDPA)*

**Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG per il CNR:
M.G. Mori**

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

Stampa:

INDICE

I	- INTRODUZIONE	pag. 7
II	- CENNI SULLE PRECEDENTI CONOSCENZE GEOLOGICHE DEL SETTORE CALABRO PELORITANO	» 11
III	- STUDI REGIONALI RELATIVI ALLA CALABRIA MERIDIONALE	» 19
IV	- LINEAMENTI TETTONICI DELL'ARCO CALABRO PELORITANO MERIDIONALE	» 23
V	- STRATIGRAFIA	» 27
1	- UNITÀ TETTONICHE DELL'OROGENE CALABRO - PELORITANO	» 30
1.1.	- UNITÀ TETTONICA DI STILO	» 30
1.1.1.	- <i>complesso di Stilo - Pazzano (PNZ)</i>	» 30
1.1.2.	- <i>calcari di Monte Mutolo (MUO)</i>	» 32
1.2.	- UNITÀ TETTONICA DELL'ASPROMONTE	» 33
1.2.1.	- <i>complesso metamorfico varisico (PMA)</i>	» 33
1.3.	- UNITÀ TETTONICA DI MADONNA DI POLSI	» 35
1.3.1.	- <i>unità di Madonna di Polsi (UPO)</i>	» 35
2.	- SUCCESSIONE TERRIGENA DELL'OLIGOCENE - MIOCENE INFERIORE <i>p.p.</i>	» 38
2.1.	- FLYSCH DI CAPO D'ORLANDO (COD)	» 38
2.1.1.	- <i>membro conglomeratico (COD₁)</i>	» 40
2.1.2.	- <i>membro flyschoide (COD₂)</i>	» 40
2.1.2.1.	- <i>litofacies conglomeratico-arenaceo-pelitica (COD_{2b})</i>	» 41
2.1.2.2.	- <i>litofacies arenaceo-conglomeratica (COD_{2d})</i>	» 42
3.	- UNITÀ DELLA CATENA APPENNINO - MAGHREBIDE	» 44
3.1.	- UNITÀ TETTONICA ANTISICILIDE	» 44
3.1.1.	- <i>Gruppo delle Argille Variegata (AV)</i>	» 44
3.1.1.1.	- <i>litofacies a black shales (AV_a)</i>	» 47
4.	- SUCCESSIONE TERRIGENA DEL MIOCENE MEDIO <i>p.p.</i> - SUPERIORE <i>p.p.</i>	» 48
4.1.	- FORMAZIONE DI S. PIER NICETO (PCT)	» 48
4.1.1.	- <i>litofacies conglomeratica (PCT_c)</i>	» 49
4.1.2.	- <i>litofacies arenaceo-pelitica (PCT_b)</i>	» 51
4.1.3.	- <i>litofacies pelitica (PCT_a)</i>	» 51

4.1.4.	- <i>litofacies arenacea</i> (PCT₄)	»	51
5.	- SUCCESIONE CLASTICA ED EVAPORITICA DEL MIOCENE SUPERIORE <i>p.p.</i>	»	52
5.1.	- GRUPPO GESSOSO - SOLFIFERA	»	52
5.1.1.	- <i>Formazione di Cattolica</i>	»	52
5.1.1.1.	- Calcarea di Base (GTL₁)	»	53
5.2.	- FORMAZIONE DI MONTECANOLO (NTO)	»	55
6.	- SUCCESIONE DEL PLIOCENE INFERIORE PLEISTOCENE INFERIORE <i>p.p.</i>	»	58
6.1.	- TRUBI (TRB).	»	58
6.2.	- CALCARENITI DI VINCO (VNI)	»	60
7.	- SUCCESIONE DEL PLEISTOCENE MEDIO <i>p.p.</i> - OLOCENE	»	62
7.1.	- DEPOSITO MARNO TERRAZZATO	»	62
7.2.	- SINTEMA DI SIDERNO SUPERIORE (DNO)	»	63
7.3.	- DEPOSITO ALLUVIONALE TERRAZZATO (b_{n1-7})	»	65
8.	- DEPOSITI CONTINENTALI E TRANSIZIONALI OLOCENICI	»	66
8.1.	- DEPOSITO ALLUVIONALE RECENTE E DI PIANA ESONDABILE (b_p)	»	66
8.2.	- DEPOSITO DI FRANA (a₁)	»	67
8.3.	- DEPOSITO COLLUVIALE (b₇)	»	68
8.4.	- DEPOSITO DI VERSANTE (a).	»	68
8.5.	- DEPOSITO DI SPIAGGIA (g₂).	»	68
8.6.	- DEPOSITO ALLUVIONALE ATTUALE (b_a)	»	69
VI	- TETTONICA	»	71
1.	- FASI TETTONICHE DEL MIOCENE MEDIO - SUPERIORE	»	76
2.	- FASI TETTONICHE DEL PLIO - PLEISTOCENE	»	77
3.	- STRUTTURE NEOTETTONICHE	»	78
VII	- ELEMENTI DI SISMICITÀ STORICA E TETTONICA ATTIVA	»	81
VIII	- ELEMENTI GEOMORFOLOGICI	»	85
1.	- GENERALITÀ	»	83
2.	- IDROGRAFIA	»	88
3.	- MORFOLOGIA COSTIERA	»	89
IX	- GEOLOGIA APPLICATA	»	93

1.	- FRANE E DEPOSITI DI VERSANTE »	93
2.	- IDROGEOLOGIA »	96
3.	- GEOSITI DI INTERESSE NATURALISTICO »	97
4.	- CAVE E MINIERE »	98
	BIBLIOGRAFIA. »	99

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG

I - INTRODUZIONE

Il Foglio 603 “Bovalino”, alla scala 1:50.000, ricade nel settore meridionale della Calabria ionica (Fig. 1), comprende tre sezioni in scala 1:25.000: “Bovalino”, “Bianco” e “San Luca” ed include una porzione molto estesa di area marina, circa il 50%, che corrisponde alla parte orientale del Foglio.

Nella sua porzione nord, il Foglio si estende dall’abitato di Ardore Marina ad est, fino al territorio di Natile ad ovest; a sud si estende dall’abitato di Bruzzano Zeffirio ad est, fino a Staiti ad ovest; il Foglio comprende una porzione del versante settentrionale ed orientale del Massiccio dell’Aspromonte. L’area del Foglio 603 “Bovalino” è caratterizzata, in prossimità dei rilievi del massiccio cristallino dell’Aspromonte, da versanti estremamente acclivi che tendono ad addolcirsi in corrispondenza della successione di riempimento bacinale. La morfologia del territorio cambia notevolmente, soprattutto in corrispondenza dei depositi più argillosi, dando luogo a morfologie di tipo collinare con versanti poco acclivi.

L’area del Foglio è attraversata da una serie di corsi d’acqua a regime torrentizio, le classiche “fiumare” calabresi, che creano incisioni profonde a partire dal substrato, formando sullo stesso e sui depositi più litificati dei veri e propri *canyon*. Le “fiumare” hanno origine lungo il crinale Serre - Aspromonte e sfociano nel Mare Ionio con percorso circa perpendicolare alla linea di costa. I corsi d’acqua principali, con direzione NO-SE, sono rappresentati, da nord verso sud, dalla parte terminale della Fiumara Condojanni, dalla Fiumara Careri, dalla Fiumara Bonamico; con direzione circa E-O dalla Fiumara Laverde.

Il Foglio 603 “Bovalino” ricade all’interno di un settore particolarmente significativo nel panorama della geologia regionale; in particolare si colloca all’interno del settore meridionale ionico dell’Arco Calabro Peloritano (ACP). Questo costituisce un segmento orogenico fortemente arcuato caratterizzato da un basamento cristallino composto per lo più da rocce metamorfiche di grado



Fig. 1 - In rosso, inquadramento geografico del Foglio 603 "Bovalino", in scala 1:50.000 (da Google earth).

variabile e da corpi plutonici di varie dimensioni e d'età tardo - paleozoica, ricoperto da successioni sedimentarie di diversa natura, strutturate secondo un sistema di sovrascorrimenti originatisi a seguito della collisione Africa - Europa.

Il basamento cristallino affiorante è caratterizzato dalla sovrapposizione di tre unità tettonico - metamorfiche; la successione geometrica è costituita, dall'alto verso il basso, dall'*Unità di Stilo (Auct.)*, localmente ricoperta da successioni sedimentarie meso - cenozoiche, dall'*Unità dell'Aspromonte (Auct.)* e dall'unità più bassa strutturalmente denominata *Unità di Madonna di Polsi (Auct.)*; sulle prime due, con contatto erosivo e discordante, si rinviene la successione sedimentaria oligo - miocene. L'*Unità di Stilo* e dell'*Aspromonte* sono intruse da due corpi plutonici d'importanza regionale e d'età tardo - paleozoica denominati Granodioriti delle Serre e Granito di Cittanova affioranti nel limitrofo Foglio 590 "Taurianova".

L'area del Foglio è caratterizzata anche dalla presenza di un bacino sedimentario denominato bacino di Siderno. Questo è contraddistinto da un'architettura ed una storia evolutiva propria di un sistema di bacino di avan-arco. Il bacino di Siderno comincia la sua strutturazione a partire dal Miocene superiore. Le successioni stratigrafiche ricadenti nell'area presentano giaciture generalmente vergenti verso i quadranti orientali, mentre l'inclinazione delle successioni sedimentarie tende

ad aumentare con l'aumentare della loro età geologica.

Tutta l'area risulta interessata da strutture tettoniche a grande scala che possono essere raggruppate, con riferimento all'orientazione, in due famiglie principali: la prima è costituita dalle strutture che hanno orientazione preferenziale in asse con la catena e che attualmente presentano per lo più cinematismi estensionali; la seconda è orientata perpendicolarmente alla catena, all'incirca ONO-ESE e a questa famiglia si associano attualmente cinematismi estensionali con componenti di trascorrenza.

Il Foglio 603 "Bovalino" della Carta Geologica d'Italia 1:50.000 è stato realizzato nell'ambito del Progetto CARG (Legge 67/88) mediante la convenzione tra Servizio Geologico Nazionale e Consiglio Nazionale delle Ricerche, con l'organigramma di seguito presentato.

Il Coordinamento Scientifico è stato di R. Polino (fino al 2009) e poi di S. Critelli; la direzione di N. Minzoni (fino al 2009) e poi di F. Muto. I terreni paleozoici sono stati rilevati da G. Ortolano, R. Russo, V. Tripodi e S. Vincenzi; i terreni meso-cenozoici sono stati rilevati da F. Muto, R. Russo, V. Tripodi e S. Vincenzi. Il rilevamento è stato eseguito negli anni compresi tra il 1994 ed il 2015, alla scala 1:10.000, utilizzando le basi topografiche I.G.M. Le analisi biostratigrafiche sono state eseguite da A. Di Stefano e R. Maniscalco. Le analisi petrografiche del metamorfico e magmatico sono state eseguite da R. Cirrincione e G. Ortolano. La stesura delle note illustrative è stata curata da S. Critelli, F. Muto, V. Tripodi con i contributi di A. Di Stefano e R. Maniscalco (biostratigrafia); G. Ortolano e R. Cirrincione (petrografia del metamorfico e del magmatico).

La revisione scientifica è stata eseguita e coordinata da M.L. Putignano dell'Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria (IGAG - CNR, Roma) sia per la cartografia che per le note illustrative.

L'attività di rilevamento geologico si è inizialmente concentrata su una accurata ricerca di lavori bibliografici italiani ed internazionali, tenendo presente quanto disposto dalle linee guida al rilevamento della Carta Geologica d'Italia edite dal Servizio Geologico (PASQUARÈ *et alii*, 1992; GALLUZZO *et alii*, 2009).

Il rilevamento di terreno ha permesso di identificare e caratterizzare le unità metamorfiche del basamento cristallino affiorante e della copertura sedimentaria carbonatica e silico-clastica cartografabili, ricostruendone l'evoluzione tettono-metamorfica e la sequenza delle successioni sedimentarie affioranti, finalizzata quest'ultima alla comprensione delle relazioni tra tettonica, sedimentazione e dinamica dei bacini sedimentari.

Delle varie unità tettono-metamorfiche è stata fornita una dettagliata descrizione fisica implementata dalle analisi petrografiche; per le successioni dei bacini sedimentari sono state condotte analisi biostratigrafiche finalizzate alla definizione dell'età e dell'esatta collocazione stratigrafica.

La ricostruzione delle strutture geologiche e la definizione dei macro e micro

elementi strutturali, è stata ottenuta attraverso dati strutturali raccolti durante il rilevamento geologico e processati con appositi *software*. L'analisi delle linee sismiche disponibili ha contribuito alla conoscenza dell'assetto strutturale dell'area del Foglio.

PROGETTO
CARG

II - CENNI SULLE PRECEDENTI CONOSCENZE GEOLOGICHE DEL SETTORE CALABRO - PELORITANO

L'Orogene Calabro Peloritano (OCP) rappresenta un segmento di catena di derivazione alpina sovrascorso, nel Miocene superiore, sui carbonati mesozoici appenninici (Fig. 2). L'allineamento tettonico "Curinga - Girifalco" (CGL) suddivide l'orogene nei settori settentrionale e meridionale. Il settore meridionale comprende i massicci delle Serre e dell'Aspromonte, in Calabria, ed i monti Peloritani nell'estremità nord-orientale della Sicilia. Il Foglio 603 "Bovalino" si colloca nella parte meridionale dell'OCP ed è caratterizzato da un'unità cristallina di età varisca ed alpina con coperture sedimentarie di età meso - cenozoica sovrapposte nell'Oligocene con polarità meridionale (TORTORICI, 1982). Dal basso verso l'alto, l'elemento geometricamente più profondo è costituito dal Complesso Inferiore (*Unità di Capo Sant'Andrea*, *Unità di Taormina* e di *San Marco D'Alunzio*) che affiora in posizione frontale lungo tutto il margine meridionale dei Peloritani. Tale Complesso è caratterizzato da una serie di unità costituite da un basamento (ATZORI & VEZZANI, 1974) di prevalenti scisti sericitico - cloritici con intercalazioni di quarziti, metacalcari contenenti faune devoniane (TRUILLET, 1968) con associati livelli di metavulcaniti di derivazione sia acida (porfiroidi) che basica (ATZORI *et alii*, 1978; CIRRINCIONE *et alii*, 1999). Il metamorfismo è riconducibile all'orogenesi ercinica che ha prodotto associazioni mineralogiche tipiche di anchizona (ATZORI & FERLA, 1979; ATZORI *et alii*, 1974; CIRRINCIONE *et alii*, 2011). La copertura meso - cenozoica, coinvolta anch'essa nella serie di scaglie tettoniche che interessano il basamento, è rappresentata da una successione che gradualmente, da facies continentali (Lias inferiore), passa a facies pelagiche con intercalati, nei livelli apicali, *klippe* sedimentari (Lias medio superiore - Eocene) e torbiditi (Eocene - Oligocene) (TRUILLET 1968; LENTINI &

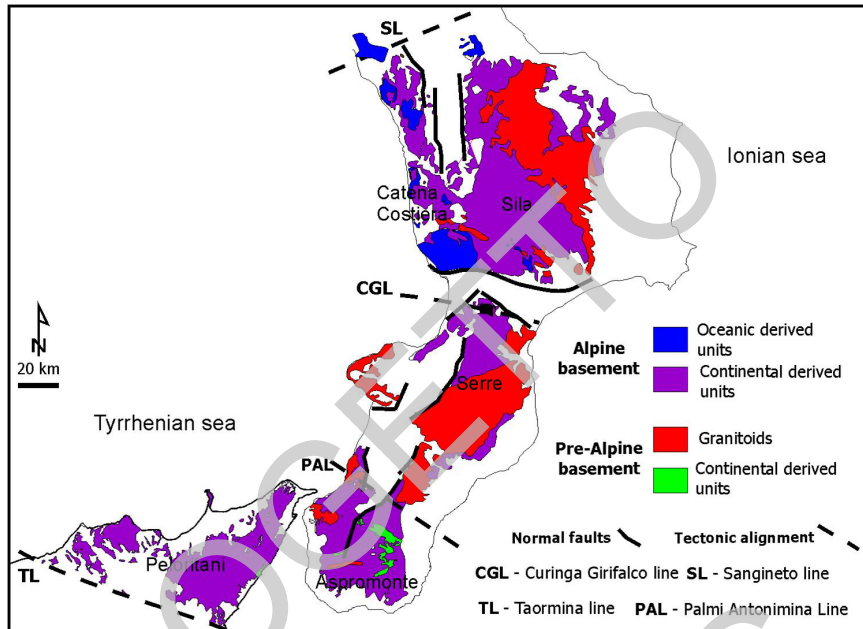


Fig. 2 - Schema geologico strutturale del settore meridionale dell'Arco Calabro Peloritano (da ANGI et alii, 2010).

VEZZANI, 1975; BONARDI *et alii*, 1976; CIRRINCIONE & PEZZINO 1991, 1994).

Si passa poi al Complesso Metamorfoico Superiore costituito, alla base, dall'*Unità di Mandanici* ed in posizione strutturale superiore, dall'*Unità dell'Aspromonte*. La prima affiora nella porzione centrale dei Peloritani ed è costituita da una successione di prevalenti filladi, talora granatifere, con frequenti intercalazioni di quarziti, calcari cristallini, calcescisti e meno frequenti metabasiti; è interessata da un metamorfismo ercinico in facies di scisti verdi (ATZORI & D'AMICO, 1972; FERLA, 1972; ATZORI *et alii*, 1974; FIANNACCA *et alii*, 2008) e localmente presenta una sovrimpronta alpina meglio evidente al contatto con la sovrastante *Unità dell'Aspromonte* (CIRRINCIONE *et alii*, 2012).

Nel settore meridionale dell'Aspromonte, nella zona di Africo e di Cardeto, sono presenti, in finestra tettonica, al di sotto dell'*Unità dell'Aspromonte*, affioramenti ritenuti appartenenti a questa unità sia per analogie litologiche che per posizione strutturale (BONARDI *et alii*, 1979). Gli stessi affioramenti sono diversamente interpretati da ORTOLANO *et alii* (2005) e FAZIO *et alii* (2007) come facenti parte di un unico complesso metamorfoico a metamorfismo solo alpino, denominato *Unità di Madonna di Polsi* (PEZZINO *et alii*, 2008).

L'*Unità dell'Aspromonte* affiora estesamente in tutta la parte settentrionale

dei Peloritani (OGNIBEN, 1960; FERLA, 1972; ATZORI *et alii*, 1974, 1976) ed in Aspromonte dove BONARDI *et alii* (1979) la identificano con “l’unità intermedia dell’Aspromonte” (Fig. 3). Questa è costituita prevalentemente da paragneiss e micascisti ed è stata parzialmente ridimensionata in estensione da PEZZINO *et alii* (2008). E’ caratterizzata da un metamorfismo ercinico in facies anfibolitica di pressione relativamente bassa; localmente è interessata da una sovrainpronta alpina da debole a fortemente pervasiva che ha essenzialmente prodotto un metamorfismo retrogrado di tipo milonitico ben visibile al contatto con la sottostante *Unità di Madonna di Polsi* (CIRRINCIONE *et alii*, 2008). Il suddetto contatto è ripiegato, disarticolato e ripetuto a diversi livelli, per effetto della tettonica fragile compressiva che ha interessato l’intero massiccio fino al Miocene inferiore - medio per poi evolvere verso una tettonica estensionale responsabile dell’attuale fisiografia ad *horst* e *graben* che ha controllato e controlla tuttora il collasso gravitativo della catena verso il Tirreno (CIRRINCIONE *et alii*, 2008).

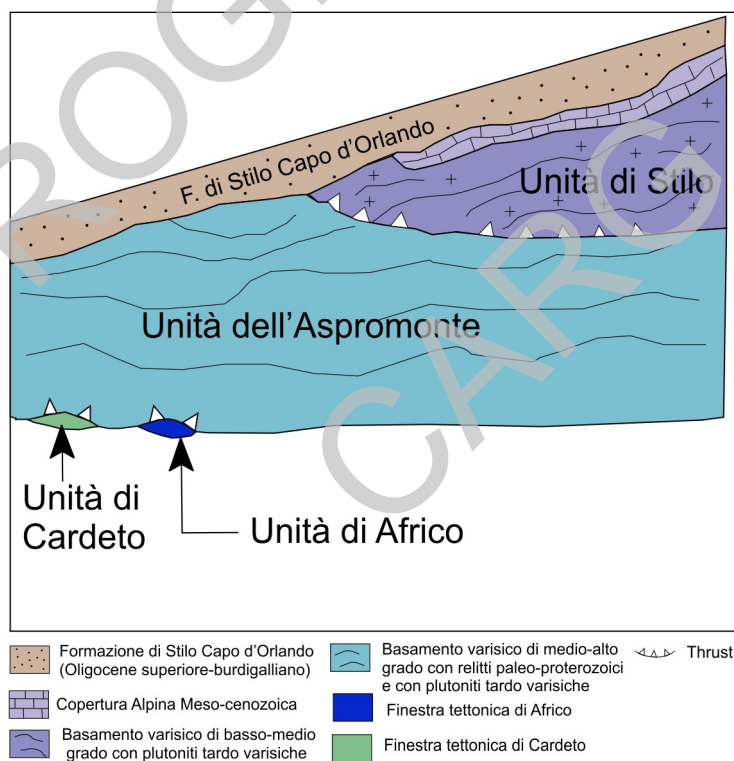


Fig. 3 - Schema tettonico del settore meridionale dell'Arco Calabro Peloritano secondo MESSINA *et alii* (2004).

L'unità più elevata è costituita dall'*Unità di Stilo* che affiora prevalentemente nelle Serre meridionali e lungo il versante meridionale dell'Aspromonte dove è stata segnalata come "l'unità superiore dell'Aspromonte" (BONARDI *et alii*, 1979). Tale unità presenta solo metamorfismo ercinico ed è caratterizzata in Aspromonte da un evidente gradiente geotermobarico, orientato sud-nord, evidenziato da graduali passaggi tra cloritoscisti fino a paragneiss biotitico-sillimanitici (GRAESSNER & SCHENK, 1999). Le filladi, caratterizzate da grado metamorfico molto basso, mostrano localmente intercalazioni di metareniti e metacalcari con associazioni fossilifere devoniane (AFCHAIN, 1969; DE CAPOA & BONARDI, 1970; GÖRLER & IBBEKEN, 1970; GELMINI *et alii*, 1978). Tale unità è inoltre interessata da intrusioni di graniti, granodioriti e tonaliti messe in posto in più fasi (HEIKE MERLIN & LORENZONI, 1972; MORESI & PAGLIONICO, 1976; CRISCI *et alii*, 1979) e comunque sempre in un contesto da tardo a post-collisionale. Sulle unità tettoniche descritte poggia la successione di riempimento bacinale oligocenico - attuale.

Partendo dal basso, la successione stratigrafica poggiate sul basamento cristallino è rappresentata dalla formazione oligo - miocenica di natura continentale - marina conosciuta in letteratura come Formazione di Stilo - Capo d'Orlando (BONARDI *et alii*, 1980), rappresentata da una successione di torbiditi arenaceo - conglomeratiche ed arenaceo - pelitiche che affiora con continuità dal settore delle Serre fino al bordo meridionale dei Peloritani. Questa formazione presenta dei livelli basali con caratteristiche tipo *wildflysch* contenenti blocchi ed olistoliti sia di basamento che di coperture sedimentarie anche di enormi dimensioni (BONARDI *et alii*, 1982). La sedimentazione di questa successione viene interrotta, nel Langhiano, dall'arrivo di coltri di Argille Variegata di età compresa tra il Cretaceo e il Miocene inferiore (TRUILLET, 1968), contenenti lembi di flysch numidico (GUERRERA & WEZEL, 1974), su cui poggia la successione miocenico - attuale.

La provenienza delle rocce del basamento cristallino alloctono dell'OCP (Complesso Calabride *Auct.*) (MESSINA *et alii*, 1991) è ancora oggi oggetto di discussione: di derivazione europea secondo OGNIBEN (1969), DEWEY *et alii* (1989), KNOTT (1987), BOUILLIN (1984), BOUILLIN *et alii* (1986), DIETRICH (1988), di derivazione dal margine africano secondo AMODIO MORELLI *et alii* (1976), HACCARD *et alii* (1972), DOGLIONI *et alii* (1998). In ogni caso, accettata da tutti è la migrazione verso SE, per un continuo processo di subduzione della litosfera oceanica neotetidea tra il Cretaceo ed il Neogene.

Nell'Oligocene cessano i processi collisionali e si manifestano locali sforzi distensivi che, a partire dal Miocene inferiore fino al Miocene medio, interessano la piattaforma interna su cui si sovrappongono le unità cristalline della catena eoalpina. La prima fase termina durante il Burdigaliano (MONTIGNY *et alii*, 1981); da questo momento il Blocco Sardo Corso - Orogene Calabro Peloritano si separa dalla catena alpina e, in seguito all'apertura del bacino balearico, subisce una

traslazione in senso antiorario alla quale segue l'apertura del bacino tirrenico (BOCCALETTI & MANETTI, 1975).

A partire dal Miocene medio - superiore, inizia l'apertura del Tirreno che produce una rotazione antioraria dell'intera catena che continua ad accavallarsi sui domini orientali. L'apertura del bacino tirrenico provoca la separazione del blocco sardo-corso dall'Orogene Calabro Peloritano che viene traslato verso SE lungo faglie trascorrenti orientate NO-SE: la "linea di Taormina" a sud (DEWEY *et alii*, 1989) e la "linea del Pollino" a nord (BOUSQUET, 1973).

Durante il Tortoniano (KASTENS *et alii*, 1988), l'OCP raggiunge un'indipendenza strutturale rispetto sia all'Appennino meridionale a nord che al blocco siculo - maghrebide a sud. Le strutture compressive che si sviluppano in questa fase hanno un andamento circa NO-SE e sono coeve agli eventi distensivi tirrenici (SARTORI, 1990).

Durante il Gelasiano e fino a tutto il Pleistocene, questa porzione di catena risulta tettonicamente attiva come testimoniato dalla formazione di bacini intracatena legati ad una tettonica prevalentemente di tipo trascorrente. In seguito alla sua strutturazione, l'OCP è stato interessato da un'intensa fase tettonica estensionale, dal Gelasiano ed ancora in atto, a cui si associa un sollevamento isostatico dell'arco legato al distacco della placca ionica subdotta (WORTEL & SPAKMAN, 1993; DE JONGE *et alii*, 1994; TORTORICI *et alii*, 1995).

I nuclei metamorfici della Sila, delle Serre e dell'Aspromonte costituiscono, già all'inizio del Pliocene inferiore, delle zone emerse, come testimonia in Sila l'assenza dei depositi pliocenici. Il fronte della catena, a partire dal Pleistocene inferiore, si divide in due settori: quello dell'Appennino centro-settentrionale e quello dell'Arco Calabro Peloritano (PATACCA & SCANDONE, 1989; DEWEY *et alii*, 1989). L'entità della deformazione nelle aree esterne rappresenta una importante differenza tra i due segmenti di catena. Alcuni autori (MONACO *et alii*, 1998; BONCIO & LAVECCHIA, 2000), escludono un raccorciamento attivo al fronte della catena appenninica, che invece ritengono valido nei settori più esterni dell'OCP. Le strutture dell'Appennino meridionale, infatti, non sembrano allineate con il fronte della catena, né mostrano continuità laterale lungo questa direttrice, mentre l'ultima fase di costruzione dell'OCP, iniziata verso la fine del Pleistocene inferiore, avviene in concomitanza col verificarsi di un insieme di fenomeni geologici di rilevanza regionale, come la formazione degli edifici vulcanici attuali dell'Etna, delle Isole Eolie e dei vulcani sottomarini di Palinuro e Marsili, con il conseguente centro d'espansione del Tirreno che migra dall'area centrale all'area sud-orientale (SCANDONE, 1979).

La linea di Palinuro si sostituisce alla linea del Pollino quale svincolo settentrionale dell'orogene calabro, mentre la direzione di trasporto tettonico passa da NO-SE a E-O generando la chiusura di buona parte dei bacini miopliocenici.

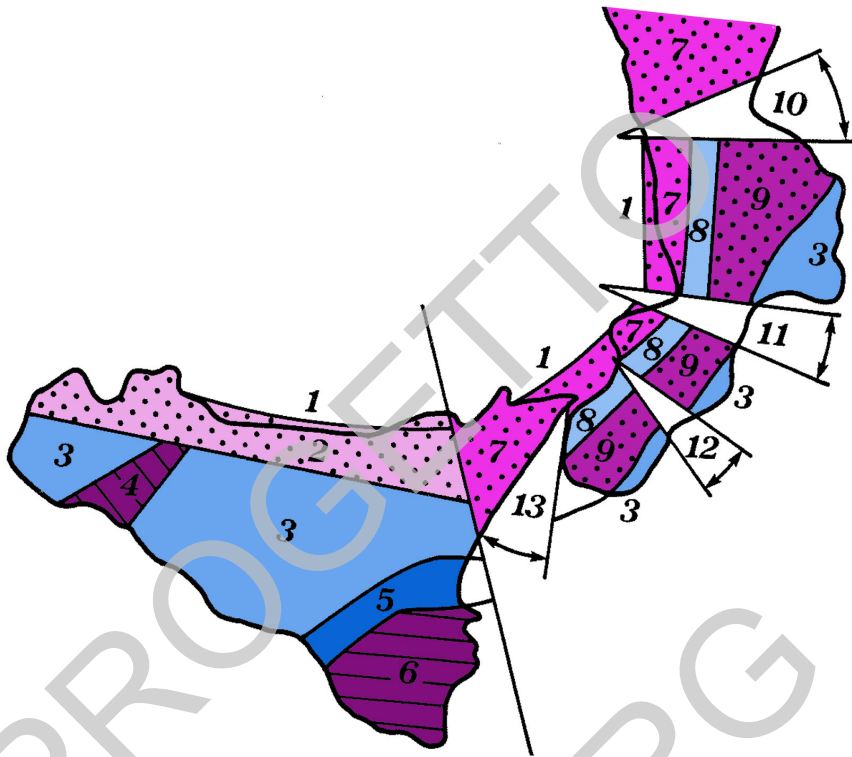


Fig. 4 - Segmentazione a blocchi dell'OCP (da GHISETTI & VEZZANI, 1979): 1) bacini peri - tirrenici di Paola, Gioia e Cefalù; 2) monti Nebrodi, Madonie e di Palermo; 3) bacini di Crotona - Capo Spartivento (peri - ionici) e di Caltanissetta - Castelvetro; 4) monti Sicani; 5) fossa Catania - Gela; 6) monti Iblei; 7) Catena costiera calabra, capo Vaticano, monti Peloritani; 8) fosse dell'Alto Crati, del Mesima e di Gioia Tauro; 9) Sila, Serre e Aspromonte; 10) fossa del Basso Crati - Sibari; 11) fossa di Catanzaro; 12) fossa di Siderno; 13) fossa di Messina.

E' in questa fase che si sviluppano nuovi sistemi strutturali orientati circa N-S; tra questi il *semigraben* della Valle del Crati, la Valle del Mesima e le faglie dirette che separano il bacino crotonese dal massiccio della Sila (MORETTI *et alii*, 1990) che modificano bruscamente le caratteristiche deposizionali nelle aree marine circostanti con la messa in posto di estese coltri clastiche (DI GRANDE, 1967).

Il proseguire dei movimenti verticali ha condotto anche all'emersione di buona parte dei bacini pleistocenici con la rimobilizzazione di tutte le principali strutture preesistenti, secondo meccanismi normali, tuttora perduranti; ciò è dimostrato anche dall'intensa attività sismica della regione (TORTORICI *et alii*, 1995), dalla distribuzione degli epicentri macrosismici e strumentali (GUERRA, 1986) e dalla presenza di morfostrutture primarie a scala regionale (SORRISO VALVO & TANSI,

1996). TORTORICI *et alii* (1995) riconoscono, alle strutture normali del versante occidentale del rilievo Serre - Aspromonte, caratteri di faglie sismogenetiche e questo trova riscontro nella distribuzione degli epicentri macrosismici e strumentali (GUERRA, 1986).

La strutturazione dell'Orogene Calabro Peloritano è caratterizzata a nord dalla linea Sanginetto e a sud della linea di Taormina; quest'ultima rappresenta un'antica cicatrice non più rimobilizzata durante le fasi tettoniche plio - pleistoceniche (ATZORI *et alii*, 1978; GHISSETTI & VEZZANI, 1979), mentre per la linea di Sanginetto è stato riconosciuto o ipotizzato, da gran parte degli Autori (CAIRE, 1973; DUBOIS, 1976; GHISSETTI & VEZZANI, 1979), il carattere di un'antica trascorrente sinistra. Secondo BOUSQUET (1973), i movimenti neotettonici relativi alla linea di Sanginetto sarebbero invece di tipo prevalentemente normale o obliquo. Oltre a queste due strutture principali, l'OCP è ulteriormente segmentato da due gruppi principali di faglie. Il primo è legato a sistemi longitudinali paralleli alle direttrici strutturali della catena che seguono la curvatura dell'orogene passando da direzioni N-S a direzioni NE-SO; l'altro è dovuto a sistemi trasversali che interrompono la continuità della catena, delimitando le strutture in corrispondenza delle quali si verifica la curvatura dell'arco che passa da direzioni ESE-ONO a NE-SO (Fig. 4).

PROGETTO
CARG

III - STUDI REGIONALI RELATIVI ALLA CALABRIA MERIDIONALE

I primi studi effettuati in Calabria Meridionale risalgono alla fine dell'800, ad opera di CORTESI (1895) che produsse una carta generale della Calabria alla scala 1:500.000 sulla base dei suoi rilievi, alla scala 1:100.000 e 1:50.000, effettuati per conto del Regio Corpo delle Miniere e del Regio Ufficio Geologico. Nei suoi studi CORTESI (1895) descrive per la prima volta in gran dettaglio la stratigrafia neogenica dell'Arco Calabro. Non esiste per l'area una seconda edizione della carta geologica alla scala 1:100.000 come per altre aree del territorio nazionale.

Negli anni '70 fu realizzato uno studio geologico di maggior dettaglio con la pubblicazione della Carta geologica della Calabria alla scala 1:25.000 ad opera della Cassa per il Mezzogiorno (CASSA PER IL MEZZOGIORNO, 1971-1973).

Molti altri lavori si sono succeduti nel tempo ed hanno interessato i Massicci delle Serre e dell'Aspromonte ed i bacini ionici dell'arco esterno (*fore-arc*) i cui terreni affiorano in parte nel Foglio 603 "Bovalino". I numerosi lavori riguardanti le unità tettono - metamorfiche presenti in Aspromonte hanno messo in evidenza l'esistenza di un edificio a falde di ricoprimento costituito da rocce di basamento cristallino prodotte prevalentemente durante l'orogenesi varisca e localmente riprese dall'orogenesi alpina (CIRRINZIONE *et alii*, 2012) (Fig. 5).

L'edificio a falde è costituito, dall'alto verso il basso, dall'*Unità di Stilo*, dall'*Unità dell'Aspromonte* e dall'*Unità di Madonna di Polsi* (PEZZINO *et alii*, 1990, 2008); quest'ultima affiora in tre finestre tettoniche, nell'area di Madonna di Polsi, nei pressi di Cardeto (FAZIO *et alii*, 2007) e nell'area di Samo - Africo (ORTOLANO *et alii*, 2005). Le tre unità tettono - metamorfiche affiorano nel Foglio 603 "Bovalino", delimitate tra loro da contatti primari di età alpina e di natura sia cataclastica che milonitica e da contatti secondari dovuti all'attivazione di faglie neogenico - quaternarie.

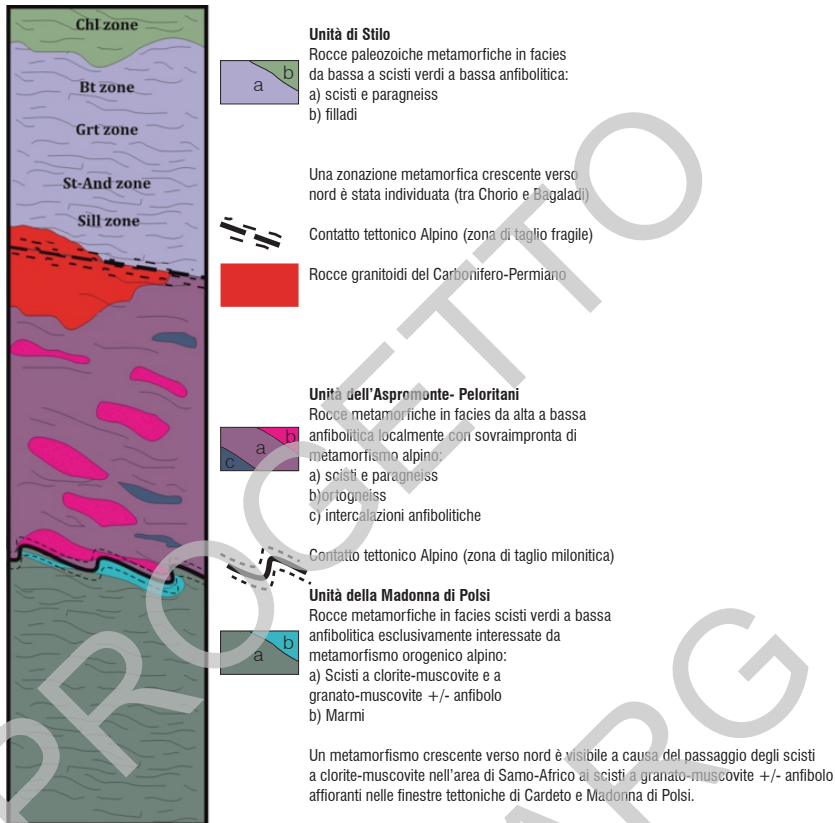


Fig. 5 - Rapporti schematici tra le unità costituenti la struttura dell'edificio dell'Aspromonte (CIRRINCIONE et alii, 2012).

I primi lavori effettuati (CORTESE, 1895; DE LORENZO, 1896), presentano dati geologici ancora validi ad eccezione dell'età dei depositi clastici che sono stati successivamente ringiovaniti. Le concezioni "autoctoniste" di questi Autori erano confortate, nelle Serre, dalla posizione "normale" dei terreni cristallini e dalla regolarità della struttura (BONARDI *et alii*, 1984).

OGNIBEN (1973), sulla base della posizione geometrica dell'*Unità di Stilo*, collocò, al di là delle analogie di facies messe in evidenza da vari Autori (GUZZETTA, 1964; RODA, 1965a,b; TRUILLET, 1968), i calcari neritici delle Serre e della Sila Piccola in un unico elemento tettonico alloctono insieme a quelli presenti in Aspromonte e nei Peloritani. Un altro problema aperto era rappresentato dai depositi terrigeni oligo - miocenici, trasgressivi sia sul basamento sia sulla copertura mesozoica dell'*Unità di Stilo*, che potevano considerarsi pre-orogeni

o corrispondenti al flysch “tardo - orogeno” di Stilo - Capo d’Orlando (OGNIBEN, 1973). Questa incertezza causava importanti implicazioni rispetto all’età di messa in posto ed alla collocazione paleogeografica dell’*Unità di Stilo*. Alla fine degli anni ‘70, a questa interpretazione in cui l’*Unità di Stilo*, pur se *incertae sedis*, veniva considerata come l’elemento alloctono geometricamente più alto della catena, si affiancarono ipotesi “autoctoniste” (GÖRLER, 1978; GÖRLER & GIESE, 1978), col risultato di riproporre le controversie già esistenti nei primi decenni del secolo XX.

Negli ultimi anni, l’intensificarsi delle ricerche in Aspromonte ha portato ad prevalere delle tesi “alloctoniste” ed alla generale affermazione dell’estendersi dell’*Unità di Stilo* a sud delle Serre ed in posizione geometricamente sovrapposta alle varie unità metamorfiche che costituiscono gli edifici tettonici dell’OCP.

Le magmatiti sono rappresentate da numerosi litotipi appartenenti tutti al ciclo ercinico ed intruse in un intervallo di tempo piuttosto breve (10 Ma), collocabile attorno ai 300 Ma (BORSI *et alii*, 1976). L’*Unità dell’Aspromonte* registra invece una storia tettono - metamorfica molto lunga e complessa.

Eventi pre-ercinici sono seguiti da un metamorfismo ercinico in facies anfibolitica caratterizzato da un’evoluzione PT di tipo orario, di relativa bassa pressione, seguito da un picco termico tardo-post-orogeno legato all’intrusione di corpi granitoidi (FIANNACCA *et alii*, 2013). Relitti pre-ercinici sono frequenti e si ritrovano in gneiss migmatitici in associazione con gneiss occhiadini e metagranitoidi (BONARDI *et alii*, 2004; CIRRINCIONE *et alii*, 2012). Le metamorfite erciniche sono prevalentemente composte da gneiss occhiadini e metagraniti, associati a paragneiss, micascisti e subordinate anfiboliti e metaultrafemiti, marmi e fels-Ca-silicati (FIANNACCA *et alii*, 2008). Infine, un’impronta metamorfica neo-alpina che va dalla facies a scisti verdi a quella anfibolitica, è concentrata preferenzialmente lungo zone di taglio a scala crostale, con sviluppo di rocce milonitiche che coinvolgono il basamento cristallino, anche se sono più evidenti negli orizzonti a prevalente composizione quarzo - feldspatica rappresentati dai protoliti granitoidi. La sovraimpronta alpina (28-22 Ma, BONARDI *et alii*, 1987) che si localizza preferenzialmente lungo zone di taglio, produce ampie fasce milonitiche nelle porzioni più profonde dell’*Unità dell’Aspromonte*, in corrispondenza del contatto con la sottostante *Unità di Madonna di Polsi* (PEZZINO *et alii*, 1990; ORTOLANO *et alii*, 2005; PEZZINO *et alii*, 2008).

Sul basamento paleozoico poggiano, in trasgressione, successioni sedimentarie meso - cenozoiche che si rinvengono in lembi più o meno estesi. I termini più antichi sono costituiti da depositi clastici quarziticci di tipo “Verrucano”, con spessore massimo di qualche decina di metri, mentre lembi di depositi sedimentari di età a partire dall’Oligocene, ricoprono parzialmente le due Unità cristalline. Tali coperture vengono distinte, con riferimento alla tetto-genesi appenninica, in “Unità orogene”, di età oligo - miocenica, ed “Unità post-orogene”, di età

compresa tra il Miocene superiore e il Pleistocene superiore - Olocene.

La formazione terziaria più continua ed estesa presente nell'area è quella del *Gruppo delle Argille Variegate (AV)*, di aspetto caotico, che costituisce molto spesso il substrato delle formazioni del Miocene medio - superiore e del Pliocene, permettendo la loro separazione da quelle flyschoidi del Miocene inferiore.

PROGETTO
CARG

IV - LINEAMENTI TETTONICI DELL'ARCO CALABRO PELORITANO MERIDIONALE

La strutturazione dell'Arco Calabro Peloritano (ACP) è legata principalmente alle fasi tettoniche oligo - mioceniche che sono caratterizzate da un'attività estensionale alternata a retro - sovrascorrimenti obliqui e a fasi tettoniche inverse collegate a transpressioni destre lungo i sistemi di faglia orientati NO-SE aventi cinematiche trascorrenti destre legate a una compressione da N-S a NO-SE (MONTIGNY *et alii*, 1981; REHAULT *et alii*, 1984, 1985; DEWEY *et alii*, 1989; BOCCALETTI *et alii*, 1990; WELTJE, 1992).

La porzione esterna del bacino ionico è il risultato di un'evoluzione tettonica verificatasi durante il tardo Burdigaliano, il Pliocene medio ed il Pleistocene medio, con la formazione di bacini di *pull apart* presenti all'interno di segmenti con andamento NO-SE (MOUSSAT, 1983; BOCCALETTI *et alii*, 1984; VAN DIJK & OKKES, 1988, 1990, 1991). Sul margine esterno i bacini sono rappresentati da *piggy back basins* e da "*harmonica basins*" sul prisma di accrezione (VAN DIJK & OKKES, 1988, 1990; VAN DIJK, 1990, 1991, 1994).

I depositi torbiditici chattiano-burdigaliani (BONARDI *et alii*, 1980; CAVAZZA, 1989; CAVAZZA & DE CELLES, 1993), rappresentati dalle Formazioni di Palizzi e di Pignolo in Calabria meridionale, non presenti nel Foglio 603 "Bovalino" e da quella di Pignolo in Sicilia, sono interpretati come due sequenze deposizionali trasgressive formatesi durante l'ultimo stadio del *rifting* mentre la sedimentazione della Formazione di Stilo - Capo d'Orlando si verificava all'interno di un accavallamento sulla parte sommitale del bacino (*thrust-top basin*) (BONARDI *et alii*, 2003).

VAI (1992) ritiene la Formazione Stilo - Capo d'Orlando come il riempimento clastico, molto irregolare, di un bacino episuturale sviluppatosi in condizioni

trascorrenti transtensive (movimento destro della piattaforma africana), complicate da sforzi transpressivi concomitanti o di poco successivi (rotazione antioraria della Sardegna). Secondo VAI (1992) ed in riferimento alla frammentazione in vari blocchi dell'ACP, il bacino di Capo d'Orlando si alimenta dal substrato utilizzando le porzioni dei vari blocchi presenti che sono stati rialzati in seguito a fenomeni transpressivi.

Retroscorrimenti della falda sicilide (MINZONI, 1993), posta subito all'esterno del bacino di Capo d'Orlando, contribuiscono in misura minore all'apporto detritico composto da clasti tabulari rossicci e peliti varicolori in seguito alla riduzione dell'alimentazione dal substrato cristallino e vulcanico. L'evoluzione del bacino dove si è deposta la Formazione di Stilo - Capo d'Orlando veniva controllata da due sistemi di faglie: uno, con orientazione NO-SE e ONO-ESE, che delimitava una serie di sub-bacini e determinava la posizione dei canali di alimentazione e dei *canyon* sottomarini, ed uno, orientato NE-SO, parallelo ai sovrascorrimenti della parte esterna del prisma di accrezione, che controllava la dispersione assiale dei sedimenti (MEULENKAMP *et alii*, 1986; WELTJE, 1988; VAN DIJK & OKKES, 1991; VAN DIJK *et alii*, 2000) (Fig. 6). I bacini oligo - miocenici sono successivamente stati trasportati al tetto dell'unità del basamento calabro durante i fenomeni di migrazione dello stesso.

Secondo WELTJE (1992) vi sono notevoli differenze tra i bacini presenti nell'Aspromonte e nelle Serre ed i classici bacini di *piggy back* in quanto l'evoluzione di questi ultimi è associata a fenomeni di propagazione in sequenza dei sovrascorrimenti (*in sequence thrust propagation*) (ORI & FRIEND, 1984; RICCI LUCCHI, 1986). Nel caso dei bacini aspromontani e delle Serre, questi sono associati ad episodi di sovrascorrimenti e retro - sovrascorrimenti (*out of sequence thrusting and back thrusting*), deformazioni lungo trascorrenti e tettonica estensionale, considerati come esempi di "mixed mode basins" (*sensu* GIBBS, 1987).

Nel Miocene medio si registra una fase di sollevamento che ha portato, in questa porzione dell'ACP, alla mancata deposizione o alla completa erosione della successione medio-miocenica, presente invece nell'estrema porzione sud della stessa. Nel Serravalliano - Tortoniano si manifestano fenomeni estensionali

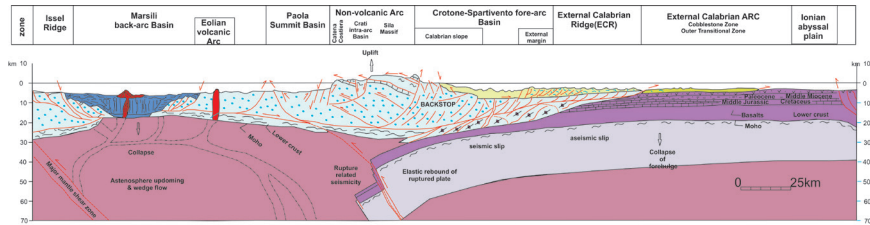


Fig. 6 - Sezione geologica dell'Arco Calabro meridionale. (VAN DIJK *et alii*, 2000).

strettamente legati all'attività di strutture trascorrenti orientate all'incirca NNO-SSE, le stesse che hanno contribuito alla traslazione ed alla strutturazione di quella che poi sarà l'attuale architettura dell'Arco Calabro Peloritano (TRIPODI *et alii*, 2013). Durante il tardo Miocene si registra la ben nota crisi di salinità associata alla tettonica intramessiniana. In particolare, secondo DE CELLES & CAVAZZA (1995), la crisi di salinità messiniana causò il riequilibrio isostatico della litosfera ionica con la catena che rispose con sovrascorrimenti ed erosione diffusa che generò grossi spessori di sedimenti conglomeratici. Nel tardo Messiniano - Pliocene si ristabiliscono le condizioni normali di sedimentazione. Dal Pleistocene medio - superiore domina la tettonica estensionale con parte dei piani più antichi che vengono riattivati come faglie dirette o sono rigettati da piani con la stessa orientazione.

I terrazzi pleistocenici e l'intensa dislocazione verticale sono il risultato del sollevamento pleistocenico indotto dal distacco dello *slab* ionico (WORTEL & SPAKMAN, 1993; GALLI & BOSI, 2002).

PROGETTO
CARG

V - STRATIGRAFIA

La descrizione delle unità pre-quadernarie nel presente capitolo segue il criterio della sovrapposizione geometrica, dall'alto verso il basso, delle unità tettoniche riconosciute, all'interno delle quali le unità litostratigrafiche sono organizzate in ordine cronologico partendo dalle più antiche; per queste è stato seguito il criterio stratigrafico con la suddivisione dei terreni in formazioni e, ove possibile, nelle relative litofacies. Per i terreni quadernari è stato seguito l'ordine cronologico.

Le unità litostratigrafiche distinte nel Foglio sono state istituite in tempi diversi e con modalità differenti:

a) unità litostratigrafiche formalizzate negli "Studi illustrativi della Carta Geologica d'Italia - Formazioni geologiche" degli anni 1968-71 ad opera, inizialmente del Comitato Geologico d'Italia (CARIMATI *et alii*, 1980), e successivamente dalla Commissione Italiana di Stratigrafia della Società Geologica Italiana che ha pubblicato la sua attività nei Quaderni del Servizio Geologico d'Italia serie III n. 7 negli anni 2000-2007;

b) unità litostratigrafiche non formalizzate ma entrate nell'uso corrente della letteratura geologica (CARIMATI *et alii*, 1980).

La successione geometrica delle unità tettoniche è costituita, dall'alto verso il basso, dalle unità del basamento pre-cenozoico: l'*Unità di Stilo*, caratterizzata da rocce metamorfiche di basso e medio grado e dalla sua sottile e discontinua copertura sedimentaria mesozoica e l'unità intermedia, rappresentata dall'*Unità dell'Aspromonte* e dall'unità inferiore *Unità di Madonna di Polsi*. L'*Unità tettonica Antisicilide* è inserita seguendo l'ordine di interposizione geometrica all'interno delle successioni sedimentarie.

Nell'area del Foglio, affiora la porzione prossimale del bacino di arco esterno ionico (Fig. 7), visibile grazie all'intenso sollevamento dell'Arco Calabro

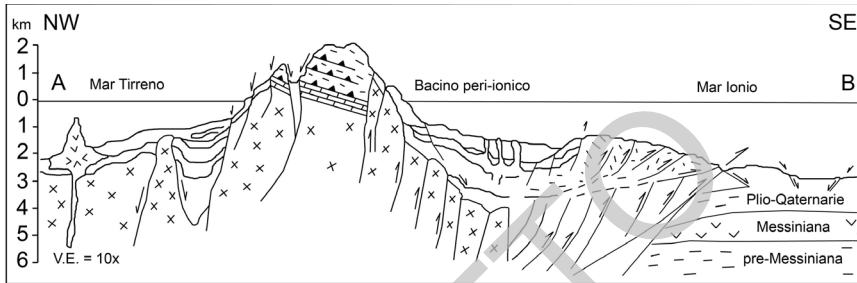
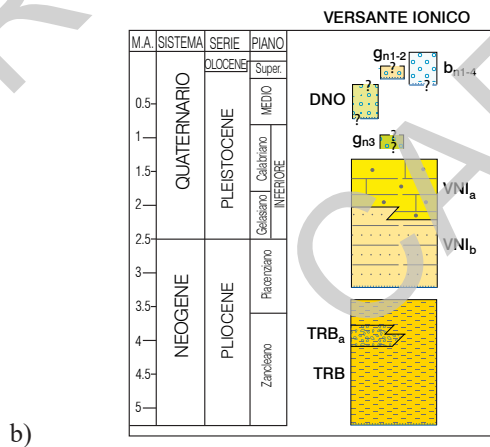


Fig. 7 - Sezione geologica schematica dell'Arco Calabro Meridionale (CAVAZZA & DE CELLES, 1998).

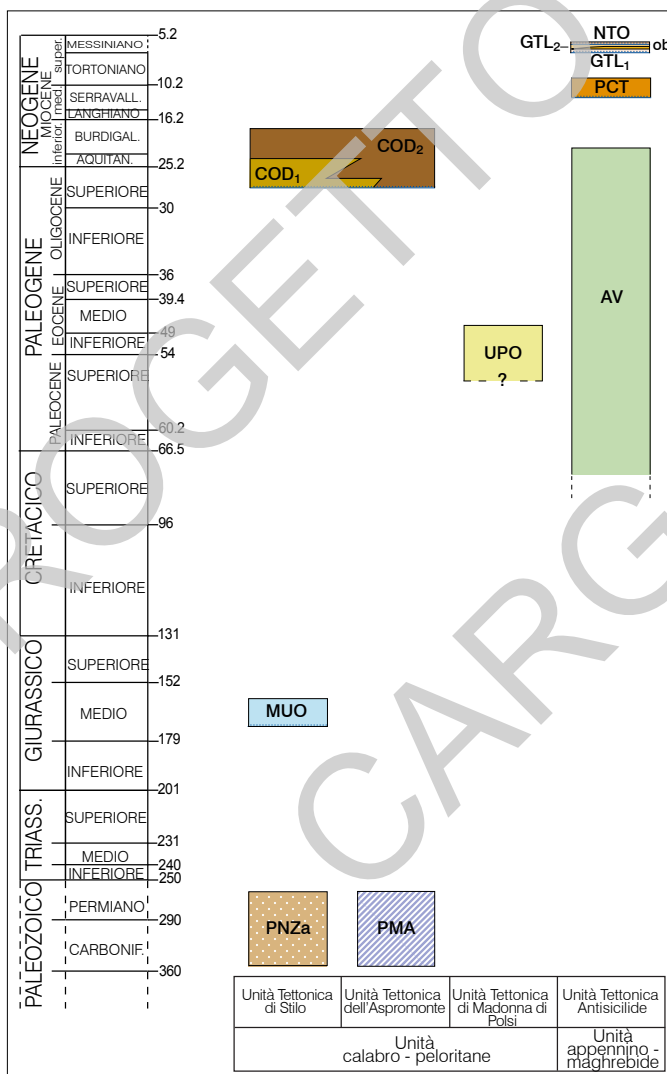
Peloritano, verificatosi a partire dal Pleistocene inferiore *p.p.* (TORTORICI *et alii*, 1995), che è costituita dalle successioni sedimentarie di età oligocenica fino all'Attuale presenti nel Foglio.

In sintesi vengono di seguito riportate le unità tettoniche in ordine di sovrapposizione geometrica e le relative unità litostratigrafiche in ordine cronologico partendo dalle più antiche e schematicamente riassunte in Figura 8a e 8b.



b)

Fig. 8 - Schema cronostratigrafico del Foglio 603 "Bovalino"; a) unità del substrato metamorfico e delle successioni mesozoico - terziarie; b) delle unità plio - quaternarie.



a)

1. - UNITÀ TETTONICHE DELL'OROGENE CALABRO - PELORITANO

1.1. - UNITÀ TETTONICA DI STILO

L'*Unità di Stilo* comprende differenti complessi metamorfici e depositi riferibili alla copertura sedimentaria; nell'area del Foglio è rappresentata rispettivamente dal *complesso di Stilo-Pazzano (PNZ)* e dai *calcari di Monte Mutolo (MUO)*.

1.1.1. - complesso di Stilo-Pazzano (PNZ)

Il complesso di Stilo-Pazzano affiora sporadicamente come piccoli *klippe* di estensione inferiore al chilometro nell'area centro-occidentale, a Monte Iofri (Fig. 9) ed a sud di Samo, e nell'area sud-occidentale nei dintorni dell'abitato di Staiti.

L'unità è suddivisa in differenti associazioni litologiche; nel Foglio è presente esclusivamente l'associazione costituita da filladi grigio-plumbee in facies a scisti verdi (PNZ_a) ascrivibile al ciclo metamorfico Varisico. La paragenesi principale delle filladi è costituita da muscovite + clorite + quarzo ± albite ed epidoto. Il primo evento deformativo riconoscibile nelle filladi è il risultato di un evento isoclinalico (D1) che ha portato alla formazione di una penetrativa e pervasiva scistosità (S1) di piano assiale seguita da un micropieghettamento a scala sub-millemetrica (D2) cui è associata la formazione di una lineazione data dalla culminazione delle micropieghe. Il micropieghettamento è altresì associato alla formazione di un clivaggio di crenulazione (S2) per lo più caratterizzato dalla riorientazione meccanica dei letti scistogeni pre-esistenti lungo i quali si osserva talora una blastesi di clorite, quarzo e muscovite (BONARDI *et alii*, 1984; GRAESSNER & SCHENK, 1999; ANGÌ *et alii*, 2010; AFCHAIN, 1969; DE CAPOA & BONARDI, 1970; GOERLER & IBBEKEN, 1970; GELMINI *et alii*, 1978). Sopra le filladi sono presenti lembi della copertura sedimentaria (MUO).

E' possibile riscontrare, in corrispondenza degli affioramenti più estesi, la presenza di metamorfiti caratterizzate da una foliazione principale delineata dalla presenza di diffusi nuclei di pieghe isoclinali arricchite in quarzo. Tale foliazione presenta spesso un blando piegamento asimmetrico evolvente a fenomeni di *thrusting* superficiale con formazione di fasce cataclastiche che delimitano il contatto con la sottostante *Unità dell'Aspromonte*.

Il limite superiore dell'Unità è spesso ricoperto, in discordanza basale, dalle arenarie della sequenza tardo - post - orogenica del *flysch di Capo D'Orlando* che sutura, a tratti, anche il contatto con la sottostante *Unità dell'Aspromonte*. Localmente, fasce cataclastiche (non cartografabili alla scala del Foglio) caratterizzate dalla presenza di clasti arenacei e filladici segnano il contatto tettonico tra l'*Unità di Stilo* e l'*Unità dell'Aspromonte* (Fig. 10); queste si

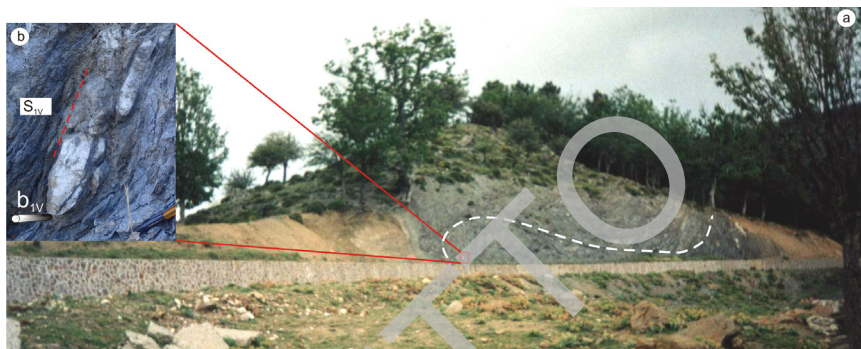


Fig. 9 - Klippen di scisti filladici appartenenti all'Unità di Stilo parzialmente ricoperto in discordanza basale dalle arenarie del flysch di Capo D'Orlando. La linea tratteggiata in bianco indica l'andamento del piegamento asimmetrico tardo Alpino della foliazione principale. (b) Particolare dell'affioramento caratterizzato dalla presenza diffusa di pieghe isoclinali evidenziate da livelli ricchi in quarzo: S_{IV} =Scistosità di piano assiale di pieghe isoclinaliche varisca; b_{IV} =Asse di piega isoclinal varisco (localizzazione: $38^{\circ}05'33'' - 16^{\circ}00'27''$).

sono probabilmente formate a seguito di un'attività cataclastico-superficiale concentrata lungo discontinuità stratigrafico-strutturali preesistenti.

CARBONIFERO - PERMIANO



Fig. 10 - Evidenze di sviluppo di fasce cataclastiche lungo il contatto tettonico tra l'Unità di Stilo e l'Unità dell'Aspromonte (localizzazione: $38^{\circ}05'00'' - 16^{\circ}01'42''$).

1.1.2. - calcari di Monte Mutolo (MUO)

L'unità è costituita da depositi carbonatici mesozoici che affiorano esclusivamente nella porzione meridionale del Foglio, nei dintorni dell'abitato di Staiti. Il contatto con il basamento filladico è fortemente erosivo e discordante ed è localmente marcato, fuori dell'area del Foglio, da conglomerati quarzosi e sottili paleosuoli con mineralizzazione ad idrossidi e solfuri metallici (BONARDI *et alii*, 1982).



Fig. 11- *Aspetto caratteristico dei calcari di Monte Mutolo (località Staiti).*

Questi calcari prendono il nome dalla località di Monte Mutolo, presente nel Foglio 590 "Taurianova" dove affiorano estesamente al tetto dell'Unità di Stilo.

La successione mesozoica è rappresentata da dolomie e calcari di mare basso; i calcari si presentano ricristallizzati, a volte molto brecciati e fratturati e la stratificazione originaria non è facilmente riconoscibile. Essi sono costituiti in prevalenza da *grainstone* ad ooidi micritici di dimensioni da 0.3 ad 1.5 mm. Gli ooidi sono superficiali e si sviluppano su nuclei di crinoidi o di altri bioclasti. È presente una prima generazione di cemento fibroso di origine marina la cui formazione suggerisce un ambiente diagenetico precoce sub-tidale. Talora gli ooidi mostrano diverse generazioni di involucri. Sono presenti anche *lumps* botroidali dati dall'involuppo di più granuli. Subordinatamente sono presenti *packstones* a peloidi ed ooidi, alghe e foraminiferi

talvolta deformati da microfratture riempite di ematite. Le faune riscontrate nei fogli limitrofi sono riferibili al Giurassico medio *p.p.* Il massimo spessore si trova in località R.ca Giambatore, dove raggiunge circa 80 m (Fig. 11).

GIURASSICO MEDIO p.p.

1.2. - UNITÀ TETTONICA DELL'ASPROMONTE

L'Unità dell'Aspromonte è rappresentata da un complesso metamorfico varisico (PMA) in facies anfibolitica, intruso da corpi plutonici tardo-varisici (non affioranti nel Foglio). Il complesso risulta localmente rielaborato durante l'orogenesi alpina da effetti milonitici, evolvendo a cataclastici, connessi alle fasi di esumazione oligo-miocenica della catena.

1.2.1. - complesso metamorfico varisico (PMA)

L'Unità dell'Aspromonte è costituita essenzialmente da rocce metamorfiche in facies anfibolitica di età varisica, con locale sovrainpronta alpina in facies a scisti verdi, in corrispondenza di fasce milonitiche (ATZORI *et alii* 1978, BONARDI *et alii*, 1979; ORTOLANO *et alii*, 2005; CIRRINCIONE *et alii*, 2008; PEZZINO *et alii*, 2008). All'interno del Foglio tale unità affiora estesamente lungo tutta la porzione occidentale. I litotipi prevalenti sono rappresentati da paragneiss e scisti muscovitico-biotitici (PMA_a), gneiss occhiadini a grana medio grossa (PMA_b) e in subordine da anfiboliti e gneiss anfibolitici (PMA_c) presenti esclusivamente nel settore centro-occidentale. I litotipi sono caratterizzati da una struttura anisotropa che presenta una foliazione penetrativa e pervasiva di tipo milonitico (Fig. 12). Tale foliazione è spesso interessata da un piegamento isoclinalico post-milonitico, seguito da un piegamento asimmetrico a scala metrica evolvente a veri e propri *thrust* cataclastici.

L'evoluzione tettono-metamorfica è comune ai diversi litotipi essendo caratterizzata da un metamorfismo barroviano con percorso PT orario sviluppatosi durante l'orogenesi varisica (CIRRINCIONE *et alii*, 2008). Durante le fasi terminali dell'orogenesi si ha la messa in posto dei granitoidi peralluminosi. Risulta assente la copertura sedimentaria mesozoica.

Su tali basi l'unità è stata interpretata come un originario frammento pan-africano di crosta inferiore, di probabile età paleo-proterozoica, di cui rimangono sporadici relitti in facies granulitica, intrusa da una serie di plutoniti peralluminose messe in posto durante le fasi tardive dell'orogenesi pan-africana. Il basamento cristallino così strutturato è stato interessato da successive riequilibrazioni metamorfiche, sviluppatasi durante l'orogenesi varisica che ha portato alla



Fig. 12 - a) Gneiss leucocratici laminati con sviluppo di una foliazione milonitica penetrativa e pervasiva a spese dei granitoidi tardo-varisici dell'Unità dell'Aspromonte (localizzazione: $38^{\circ}05'51''$ - $16^{\circ}00'48''$); b) Pieghe isoclinali che piegano la foliazione milonitica pre-esistente (F_m) con formazione di una nuova foliazione parallela al piano assiale delle pieghe isoclinali (F_1) (localizzazione: $38^{\circ}05'42''$ - $16^{\circ}00'17''$); c) pieghe asimmetriche a scala metrica evolventi a thrust cataclastici in paragneiss dell'Unità dell'Aspromonte. (localizzazione: $38^{\circ}06'08''$ - $16^{\circ}00'01''$).

formazione delle rocce in facies anfibolitica, successivamente intruse da plutoniti tardo varisiche. Tutto il complesso è stato interessato, durante le fasi di riesumazione tardiva, dallo sviluppo più o meno pervasivo di una sovrainpronta metamorfica di tipo milonitico connessa alle fasi iniziali della roto-traslazione e successivamente del *drifting* del blocco calabro-peloritano conseguente alle fasi di apertura incipiente dei bacini proto-oceanici centro-mediterranei. A questa fase può ricondursi la formazione retrograda di metamorfiti in facies a scisti verdi in condizioni di medio-alta pressione. Il risultato di una così complessa evoluzione geodinamica è oggi rappresentato da un basamento metamorfico in cui la riequilibrio varisica in facies anfibolitica risulta essere quella predominante, anche se relitti di un'evoluzione petrogenetica ascrivibile ad effetti pan-africani sono riconosciuti sempre più frequentemente (MICHELETTI *et alii*, 2007; FIANNACCA *et alii*, 2008), mentre gli effetti milonitici più intensi sono per lo più localizzati nel settore centro settentrionale del Foglio.

L'associazione paragenetica prevalente dei paragneiss è data da biotite + quarzo + oligoclasio, K-feldspato, \pm sillimanite e muscovite, quest'ultima

interpretabile come effetto di un metamorfismo retrogrado. La paragenesi prevalente degli gneiss occhiadini è invece caratterizzata da quarzo, K-feldspato, plagioclasio sia in individui singoli sia in aggregati policristallini e polimineralici che formano gli “occhi”, circondati da lettini di biotite e minore muscovite. Le plutoniti tardo-varisiche sono rappresentate da corpi da sin - a post - tettonici che, composizionalmente, variano da monzograniti a leucogranodioriti a grana minuta. Le metamorfite e le plutoniti varisiche mostrano spesso un'impronta metamorfica alpina, eterogenea per intensità di deformazione e ricristallizzazione.

L'evento alpino produce estesi orizzonti di tipo milonitico sviluppati durante le fasi precoci dell'esumazione del basamento cristallino che hanno successivamente facilitato le fasi di costruzione dell'edificio a falde del Massiccio dell'Aspromonte (ORTOLANO *et alii*, 2005; PEZZINO *et alii*, 2008).

CARBONIFERO - PERMIANO

1.3. - UNITÀ TETTONICA DI MADONNA DI POLSI

1.3.1. - unità di Madonna di Polsi (UPO)

L'Unità Madonna di Polsi affiora estesamente nella porzione occidentale del Foglio, in finestra tettonica, al di sotto dell'Unità dell'Aspromonte, lungo le incisioni vallive dei bacini idrografici delle fiumare Bonamico a nord e Laverde a sud.

In generale i litotipi prevalenti sono dati da metapeliti da fortemente a debolmente milonitiche. Più nello specifico si è riscontrato, da sud verso nord, un passaggio graduale di litotipi da prevalenti scisti cloritico-muscovitici (UPO_a) da debolmente a fortemente milonitizzati, affioranti nella zona sud-occidentale del Foglio, a scisti milonitici epidositico-muscovitici (UPO_c) in corrispondenza di Punta d'Arca; si rinvengono in subordine livelli di calcescisti a grana fine (UPO_e), affioranti nella zona centro-occidentale del Foglio lungo la fiumara Laverde a sud di Punta d'Arca. Nelle zone centro- e nord-orientali del foglio, a sud ed a nord di Monte Fernia, affiorano scisti a granato e muscovite (UPO_b) caratterizzati dalla presenza di granato porfiroclastico ammantato da livelli nastriformi di quarzo. L'incremento del granato e della dimensione della grana verso nord, suggerisce la presenza di un gradiente metamorfico relitto presumibilmente collegato alle fasi di metamorfismo progrado. Tale gradiente potrebbe essere correlato al sottoscorrimento di queste metapeliti sotto l'Unità dell'Aspromonte durante le fasi paleoceniche-eoceniche, connesse alla rototraslazione meso-alpina del blocco Calabro-Peloritano.

L'episodio metamorfico precoce più evidente è un metamorfismo progrado di

pressione relativamente alta (0.95-1.35 GPa a 400°-600° C), vincolato grazie alla modellizzazione termodinamica degli stadi di crescita dei granati (CIRRINCIONE *et alii*, 2008), probabilmente correlato alle fasi alpine precoci di ispessimento crostale.

La paragenesi più evidente, collegata a tale evento, è data da un granato relativamente alto in componente spessartinica (X_{Spess} 0.23-0.05, X_{Gross} 0.38-0.07, X_{Alm} 0.74-0.43, X_{Pir} 0.15-0.02), ilmenite, epidoto, clorite e mica chiara caratterizzata da un moderatamente alto contenuto fengitico con Si a.p.f.u. (*atom per formula unit*) variabile da 3.04 a 3.35. Locali nucleazioni di apatite, plagioclasio, biotite possono essere osservate, comunemente preservate come tracce di inclusione di una scistosità pregressa, all'interno dei nuclei dei granati porfiroclastici.

Una successiva paragenesi debolmente sviluppata, composta da mica chiara, plagioclasio, clorite ed ilmenite è presente lungo la scistosità di crenulazione spesso asimmetrica e sviluppata solo in corrispondenza dei livelli maggiormente scistogeni.

A tale paragenesi segue una cristallizzazione sin-milonitica, con condizioni di temperatura di *shearing* variabili da 480° a 610° C a pressioni tra 0.50 e 0.95 GPa. Tale evento milonitico, del tutto simile a quello osservato nella soprastante *Unità dell'Aspromonte*, segna l'inizio della loro storia tettono-evolutiva, collegata alle fasi retrograde oligo-mioceniche che marcano l'inizio delle fasi di esumazione compressionale che ha successivamente guidato la strutturazione a falde dell'attuale basamento cristallino del Massiccio dell'Aspromonte (ORTOLANO *et alii*, 2005).

Tutti i litotipi osservati mostrano una marcata foliazione milonitica che rappresenta anche la foliazione più evidente in campagna (Fig. 13). Quest'ultima, causa localmente la trasposizione, a volte quasi totale, delle superfici pre-esistenti con la seguente cristallizzazione sin-cinematica di mica chiara (con contenuto fengitico passante da 3.01 a 3.24 Si a.p.f.u.), biotite, alternate a livelli di quarzo nastriforme a volte con spessori anche di alcuni millimetri.

Altri minerali sin-milonitici osservabili sono paragonite, plagioclasio oligoclasico, ilmenite, epidoto, clorite, tormalina e granato almandinico povero in componente spessartinica (X_{Spess} 0.27-0.01, X_{Gross} 0.28-0.02, X_{Alm} 0.85-0.52, X_{Pir} 0.21-0.04).

Un piegamento isoclinalico successivo all'evento milonitico causa la cristallizzazione sin-cinematica di plagioclasio, mica chiara, clorite e epidoto lungo un intervallo PT di 350°-480° C e 0.32-0.62 GPa.

L'ultimo evento deformazionale osservabile si è sviluppato essenzialmente in ambiente fragile, con formazione di fasce cataclastiche che riprendono localmente l'originaria foliazione milonitica.

Le evidenze riscontrate relative all'evoluzione tettono-metamorfica dell'Unità Madonna di Polsi indicano un'evoluzione monociclica, multistadiale, conseguente

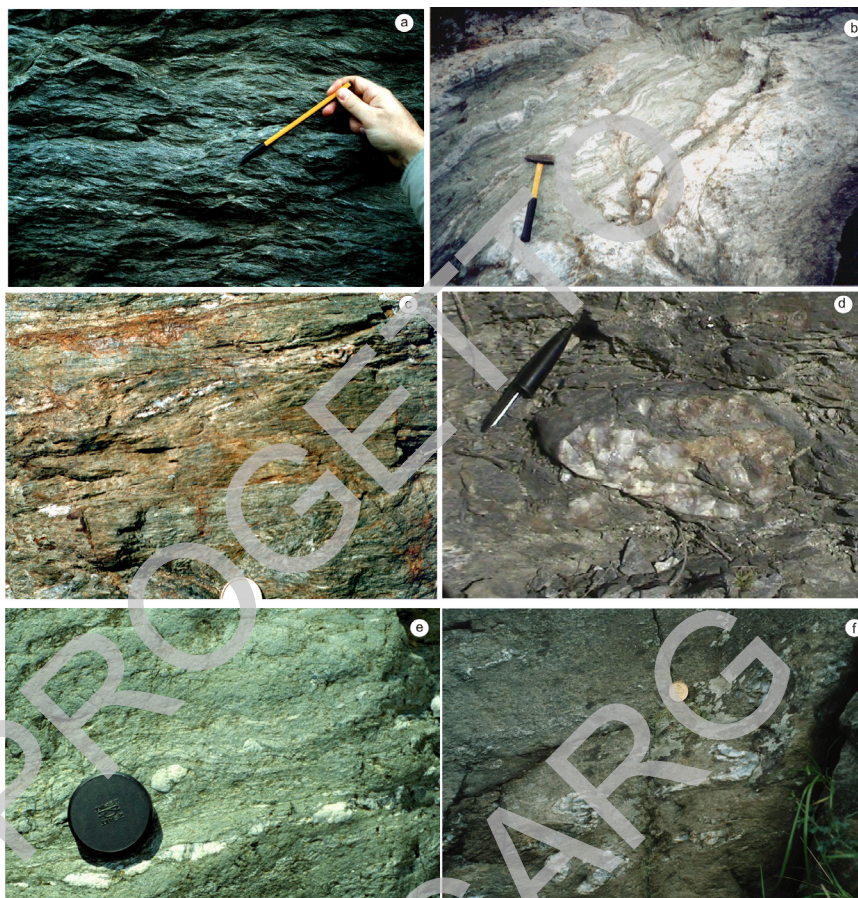


Fig. 13 - a) Scisti granato-muscovitici milonitici con strutture S-C-C' (localizzazione: 38°08'21" - 16°02'43"); b) Calcescisti alternati a livelli subordinati di cloritoscisti (localizzazione: 38°04'13" - 16°00'45"); c) Cloritoscisti milonitici con strutture plicative asimmetriche fragili (localizzazione: 38°02'59" - 16°00'23"); d) Scisti epidositico-muscovitici caratterizzati dalla presenza di relitti di pieghe isoclinaliche di prima fase alpina (localizzazione: 38°04'44" - 16°01'59"); e) Scisti biotitico-anfibolici con strutture porfiroclastiche (localizzazione: 38°04'48" - 16°00'07"); f) Scisti granato-muscovitici milonitici con pieghe asimmetriche intrafoliari (localizzazione: 38°08'32" - 16°02'02").

ad un metamorfismo progrado correlato ad un progressivo ispessimento crostale in corrispondenza di un paleo margine accrezionario in cui l'Unità dell'Aspromonte fungeva da *backstop*, mentre le metapeliti sottoscorrevano fino ad arrivare a condizioni di picco metamorfico.

Il successivo micropieghettamento della foliazione pre-esistente, chiude il ciclo progrado dell'evoluzione tettono-metamorfica con la formazione di

una locale scistosità di crenulazione, maggiormente sviluppata nei livelli più scistogeni.

Il terzo evento metamorfico segna invece l'inizio della fase retrograda con sviluppo di una foliazione milonitica penetrativa e pervasiva coeva con le fasi di esumazione crostale, in regime probabilmente compressionale. Il percorso decompressionale, prevalentemente adiabatico, indica una probabile esumazione veloce che evolve, nelle fasi terminali, con lo sviluppo di un evento isoclinalico post-milonitico, sviluppatosi a temperature più basse che hanno di fatto impedito il perdurare delle condizioni di attivazione delle deformazioni cristallo-plastiche ed hanno invece innescato un fenomeno di ispessimento dell'originario orizzonte milonitico che, ad oggi, è caratterizzato dall'alternanza ripetitiva di livelli passanti da proto- ad ultra-milonitici.

PALEOCENE SUPERIORE p.p. - EOCENE INFERIORE p.p.

2. - SUCCESIONE TERRIGENA DELL'OLIGOCENE - MIOCENE INFERIORE *p.p.*

2.1. - FLYSCH DI CAPO D'ORLANDO (COD)

Il *flysch di Capo d'Orlando* affiora lungo una fascia orientata all'incirca N-S e ricopre direttamente, in forte discordanza, il basamento cristallino. Per la prima volta BONARDI *et alii* (1980) unificano il "flysch di Stilo", affiorante in Calabria, con il "flysch di Capo d'Orlando" affiorante in Sicilia (OGNIBEN, 1969; LENTINI & VEZZANI, 1975, 1978).

Il termine *flysch di Capo d'Orlando* a cui tale formazione fa riferimento nel Progetto CARG è stato di recente utilizzato da CARBONE *et alii* (in stampa) nelle note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 601 "Messina - Reggio Calabria" e da CARBONE (in stampa) nelle note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 612 "Randazzo". Numerosi studi si sono occupati della datazione del *flysch di Capo d'Orlando* ottenendo risultati discordanti. Secondo BONARDI *et alii* (1980) ha un'età aquitaniano - langhiana; questa datazione non trova conferma negli studi di MEULENKAMP *et alii* (1986), COURME & MASCLE (1988), che indicano invece un'età Chattiano - Burdigaliana. MINZONI *et alii* (1992) propongono una generica età Oligocene inferiore - Miocene inferiore, mentre WELTJE (1992) indica un'età Rupeliano superiore - Burdigaliano inferiore.

Tali differenti datazioni potrebbero essere dovute, come viene affermato da CAVAZZA *et alii* (1997), al fatto che gli Autori non avevano ancora definito quale

fosse il limite inferiore della formazione. Probabilmente le età oligoceniche più antiche delle datazioni derivano dall'aver considerato le "formazioni di Palizzi e di Pignolo" (non affioranti nel Foglio 603 "Bovalino"), membri basali del corpo principale del *fysch di Capo d'Orlando*, in continuità di sedimentazione senza significative discontinuità. L'interpretazione di CAVAZZA *et alii* (1997) e PATTERSON *et alii* (1995) è confermata dalle datazioni paleontologiche e isotopico-stratigrafiche che indicano per la porzione basale un'età di 28-26 Ma e per il corpo principale del *fysch di Capo d'Orlando* un'età di 25-17 Ma.

Le datazioni effettuate per il Foglio indicano associazioni a nannofossili calcarei riferibili alla biozona MNP25b di RIO *et alii* (1990) dell'Oligocene superiore (Chatthiano) per la presenza di *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER; *Cyclicargolithus abisectus* (MULLER) WISE; *C. floridanus* (ROTH & HAY IN HAY, MOHLER, ROTH, SCHMIDT & BOUDREAUX) BUKRY; *Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHLER & WADE) BUKRY & PERCIVAL; *Discoaster deflandrei* BRAMLETTE & RIEDEL; *Helicosphaera compacta* BRAMLETTE & WILCOXON; *H. euphratis*, HAQ; *Sphenolithus* spp.; *Umbilicosphaera* spp., la parte alta dell'età della formazione è riferibile alla biozona MNN2a di RIO *et alii* (1990), di età Burdigaliano inferiore in base ai dati bibliografici con particolare riferimento al Foglio 601.

Secondo SONNINO (1997), in tutta la Calabria il *fysch di Capo d'Orlando* è nettamente divisibile in un membro inferiore ed un membro superiore. Il membro inferiore è costituito da depositi continentali (conoidi alluvionali, sistemi fluvio-torrentizi, subordinati depositi lacustri e palustri) e talora di transizione (spiagge, delta). Il membro superiore è schiettamente marino (poco profondo, al massimo di piattaforma; non sono mai presenti depositi marini profondi, ovvero riferibili a depositi di scarpata o a sistemi di conoide sottomarina profonda). Talvolta, invece, il passaggio tra il membro inferiore (continentale) e il membro superiore (marino) è pressoché istantaneo, ovvero le facies di transizione sono di spessore ridottissimo (da uno a pochi metri) ed il passaggio è sottolineato da sottili strati (da decimetrici a metrici) di breccie o di frana sottomarina (*slumps*). Secondo CAVAZZA & INGERSOLL (2005), dal punto di vista volumetrico, il *fysch di Capo d'Orlando* è la più importante unità di riempimento del bacino dell'arco esterno ionico e costituisce una sequenza deposizionale trasgressiva (BONARDI *et alii*, 2003), che si ispessisce verso l'alto (*thickening and fining upward type*). Le facies appartenenti a tale formazione, già studiate in dettaglio da CAVAZZA & DE CELLES (1993), sono ben rappresentate nell'area di studio e individuano la porzione medio alta della successione in oggetto; sono costituite da conglomerati prodotti dall'azione di flusso di detriti o masse (*debris flow* o *mass flow*) lungo *paleo-canyon* sottomarini, di argille con intercalazioni siltose, frequentemente incise da conglomerati canalizzati corrispondenti a depositi di scarpata e da spessi strati arenacei torbiditici. Secondo CAVAZZA (1989), l'orientazione delle paleocorrenti e la composizione petrografica dei livelli arenitici e conglomeratici del *fysch di*

Capo d'Orlando, indicano una provenienza dal basamento metamorfico della catena calabra. Una piccola quantità di clasti vulcanici è presente alla base del *flysch di Capo d'Orlando* che si riscontra nelle arenarie (1-2% circa sul totale dello scheletro) e nei conglomerati (8-9 % dei clasti) ed è costituita da vulcaniti porfiriche ipoabissali (daciti ed andesiti) a chimismo principalmente calcicalcino. Il detrito vulcanico viene interpretato da FERLA & ALAIMO (1976), MAZZOLENI (1991), CAVAZZA *et alii* (1997) come proveniente dall'erosione di successioni vicine al bacino di avanarco. Queste successioni si trovavano al di sopra del basamento attualmente affiorante e sono state progressivamente erose; tale interpretazione è supportata dal fatto che il detrito vulcanico si ritrovi alla base del *flysch di Capo d'Orlando* (CAVAZZA, 1989) nonché dai caratteri sedimentologici di prossimalità di tale unità (CAVAZZA & DE CELLES, 1993).

Nell'area del Foglio *il flysch di Capo d'Orlando* si trova direttamente in contatto erosivo e fortemente discordante sul basamento cristallino e presenta estreme variazioni, sia di spessore che di facies, soprattutto tra depositi continentali, di transizione e marini. Il *flysch di Capo d'Orlando* è distinto in due membri.

2.1.1. - *membro conglomeratico (COD₁)*

Il membro conglomeratico caratterizza la porzione basale della formazione ed è costituito da una successione conglomeratica - arenacea che mostra notevoli variazioni di spessore, maggiori nella porzione sud-occidentale del Foglio dove, in destra idrografica della Fiumara di Bruzzano, raggiunge spessori di circa 600 metri. I conglomerati sono poligenici e contengono clasti di dimensioni variabili da pochi centimetri a metrici, metamorfici, granitici, oltre ad elementi arrotondati di quarzo e raramente di calcari. La matrice è generalmente arenitica, di colore grigio-giallastro e bruno, con scarsa componente argillosa (Fig. 14). I conglomerati sono essenzialmente d'ambiente continentale, di conoidi alluvionali, sistemi fluvio - torrentizi e talora di transizione. **COD₁** non è omogeneo né verticalmente né lateralmente; al suo interno possono essere distinte alcune facies, differenziabili per dimensione dei clasti, organizzazione (stratificazione, embriciatura, ecc.) e frequenza di intervalli arenacci. Il rapporto arenaria/conglomerato aumenta verso l'alto e il contatto tra i livelli conglomeratici e arenacci è netto o irregolare.

2.1.2. - *membro flyschoide (COD₂)*

Il membro è suddiviso in due litofacies che, dal basso verso l'alto, sono così rappresentate: la *litofacies conglomeratica-arenaceo-pelitica (COD_{2b})* e la *litofacies arenaceo-conglomeratica (COD_{2a})*. Nel complesso questo membro è



Fig. 14 - Particolare della litofacies conglomeratica COD_1 del flysch di Capo d'Orlando.

il risultato della deposizione di colate detritiche e di masse dense lungo scarpate e *paleocanyon* sottomarini in cui si depositano lateralmente facies arenacee o arenaceo - pelitiche, più raramente facies pelitiche, frequentemente incise da conglomerati canalizzati. La potenza totale è notevolmente irregolare e raggiunge più di 150 metri a nord ovest dell'abitato di Caraffa del Bianco e dell'abitato di San Luca.

OLIGOCENE SUPERIORE p.p. - MIOCENE INFERIORE p.p.

2.1.2.1. - litofacies conglomeratico-arenaceo-pelitica (COD_{2b})

In contatto latero-verticale con il membro basale (COD_1) si rinviene la litofacies arenaceo-conglomeratica costituita da arenarie a grana da media a grossolana, cementate e da conglomerati con ciottoli essenzialmente di tipo filladico, da arrotondati a sub angolari, di dimensione centimetrica immersi in matrice sabbiosa grossolana. Localmente si hanno intercalazioni siltose che affiorano nella parte centrale e settentrionale del Foglio. Il contatto inferiore con il basamento cristallino è talora sottolineato da intervalli di breccie, visibili nell'area a nord dell'abitato di Samo e ad ovest dell'abitato di S. Agata del Bianco. Le breccie, lateralmente discontinue, hanno una potenza di pochi metri. Affioramenti di notevole importanza si trovano lungo tutta una fascia orientata N-S, a ridosso del basamento cristallino.

Verso l'alto, con passaggio netto, si rileva un'alternanza arenaceo-pelitica e

pelitico-arenacea con spessori estremamente variabili; i livelli arenacei variano da qualche centimetro a circa 30 cm, quelli pelitici vanno da qualche millimetro a circa 20 cm (Figg. 15, 16). Le arenarie sono di colore grigio-giallastro e bruno, con scarsa componente argillosa. Lo spessore della stratificazione è estremamente variabile, da pochi centimetri fino al metro in corrispondenza dei livelli più grossolani. Questi depositi affiorano a nord dell'abitato di Caraffa del Bianco e di San Luca ed a Capo Bruzzano e presentano spessori di circa 100 metri.

La granulometria dei livelli arenacei presenti è variabile, da molto grossolana a molto fine; tali livelli si presentano sia granoclassati normalmente sia con granulometria uniforme con laminazione piano-parallela, convoluta e bioturbata.

COD_{2b} poggia, in contatto erosivo e fortemente discordante, sul basamento cristallino.

2.1.2.2. - litofacies arenaceo-conglomeratica (COD_{2d})

Verso l'alto, con passaggio netto, si rinvencono conglomerati che presentano clasti di dimensioni variabili da pochi centimetri a metrici, di natura metamorfica di vario grado, di granitoidi, di granuli arrotondati di quarzo; sono caratterizzati alla base da intervalli massivi; verso l'alto evolvono, diminuendo nelle dimensioni dei ciottoli e nello spessore della stratificazione, ad arenarie grossolane e conglomerati; talora, nelle porzioni apicali, sono intervallati da sottili livelli pelitico-sabbiosi (Fig. 17). Lo spessore della stratificazione è estremamente variabile, da pochi



Fig. 15 - *Alternanza pelitico-arenacea all'interno della litofacies COD_{2b}*.



Fig. 16 - Alternanza arenaceo-pelitica all'interno della litofacies COD_{2b} , nella quale è evidente una stratificazione caratterizzata da strati arenacei di spessore da metrico a centimetrico; verso l'alto livelli siltosi.

centimetri a più di 1 m in corrispondenza dei livelli più grossolani. Questi depositi affiorano a nord dell'abitato di Caraffa del Bianco e di San Luca e presentano spessori di circa 50 metri.

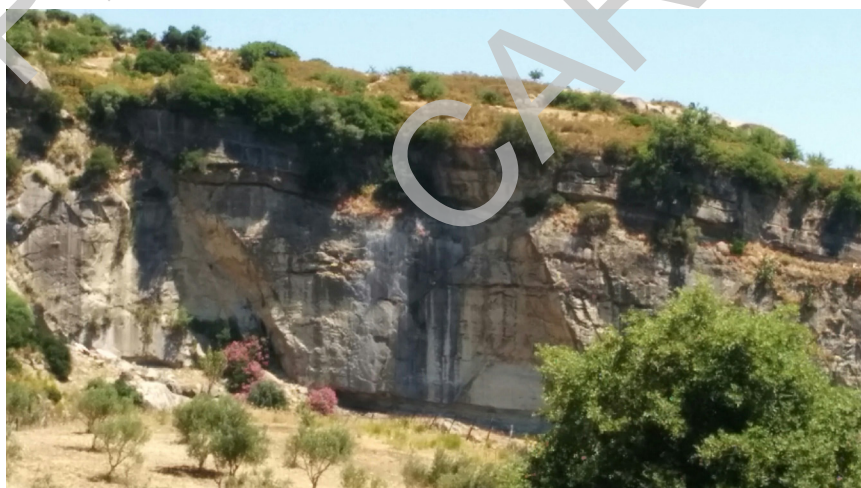


Fig. 17 - Particolare della litofacies arenaceo-conglomeratica superiore COD_{2a}

3. - UNITÀ DELLA CATENA APPENNINO - MAGHREBIDE

3.1. - UNITÀ TETTONICA ANTISICILIDE

3.1.1. - Gruppo delle Argille Variegate (AV)

Il Gruppo delle Argille Variegate (o semplicemente Argille Variegate) poggia in contatto tettonico sul *flysch* di Capo d'Orlando e sul basamento cristallino.

Il Gruppo delle Argille Variegate è stato riconosciuto nel catalogo delle formazioni come unità tradizionale (CITA *et alii*, 2007) in cui sono state distinte tre formazioni; dal basso, le “argille varicolori inferiori”, la “formazione di Monte Sant’Arcangelo” e le “argille varicolori superiori”, con un’età variabile dal Cretacico inferiore al Miocene inferiore *p.p.*

Nei fogli in scala 1:50.000 della Sicilia orientale, Foglio 587 - 600, “Milazzo - Barcellona Pozzo di Gotto” (CARBONE *et alii*, 2011), Foglio 601 - “Messina - Reggio Calabria” (CARBONE *et alii*, in stampa), in questo gruppo è compresa l’unità delle Argille Scagliose dei Monti Peloritani dell’Unità Tettonica Antisicilide (OGNIBEN, 1969).

OGNIBEN (1969) contraddistinse questi terreni col termine di “antisicilidi” per evidenziare le analogie litostratigrafiche con le Argille Scagliose sicilidi, dalle quali però differiscono per la posizione strutturale. Infatti l’arrivo delle Argille Scagliose nel bacino, interrompe la sedimentazione terrigena (OGNIBEN, 1960; BONARDI *et alii*, 1980), ripresa successivamente, nel Miocene inferiore *p.p.*, con la deposizione delle “calcareniti di Floresta” (non presenti nel Foglio).

La provenienza e la modalità di messa in posto del Gruppo delle Argille Variegate è ampiamente dibattuta dai numerosi Autori che si sono occupati della geologia della Calabria, della Sicilia e di tutto l’Appennino meridionale. Secondo TRUILLET (1968) avrebbero una provenienza “tirrenica”, in quanto lembi residui della falda dei “flysch interni”, accavallati durante il Miocene inferiore sul dominio calabro - peloritano, per poi essere traslati sui “flysch esterni”. Analoga interpretazione viene data da CAIRE (1973) e con modalità differenti da GUERRERA & WEZEL (1974) che propongono una provenienza esterna con un fenomeno di antiricoprimento ed una traslazione da est verso ovest. Anche LENTINI *et alii* (1987) propongono un’origine esterna del Gruppo delle Argille Variegate, mentre altri Autori (PATA, 1955; HUGHES, 1968) considerano le Argille Variegate autoctone. Secondo CAVAZZA *et alii* (1997) le Argille Variegate sono un *mélange*, cioè un litosoma caratterizzato sia dalla mancanza di continuità di stratificazione che dalla presenza di blocchi di varie dimensioni in una matrice di materiale granulometricamente più fine.

Il motivo strutturale che caratterizza l'area del Foglio è costituito dalla interposizione del *Gruppo delle Argille Variegate* tra il *flysch di Capo d'Orlando* e la successione terrigena miocenica medio - superiore rappresentata dalla *formazione di S. Pier Niceto (PCT)*. Il *Gruppo delle Argille Variegate* è costituito da peliti di colore verdastro-rossastre a tessitura scagliosa, sovente in giacitura caotica, intensamente interessate da fenomeni di taglio; si rinvencono inclusi calcareo - marnosi, intercalazioni di radiolariti e di sottili strati argilloso - arenacei (Fig. 18). Nell'intera massa sono dispersi frammenti centimetrico-decimetrici di micriti bianche e siltiti carbonatiche grigie. Si rinvencono inoltre alternanze ritmiche di marne e peliti rosse, violacee e verdastre con strati decimetrici tabulari di micriti a peloidi bianche o verdognole e di biocalcareniti fini di colore giallastro a laminazione incrociata a basso angolo (strutture tipo *hummocky cross stratification*), localmente convoluta. L'ambiente deposizionale è di bacino marino profondo. All'interno di AV è presente una *litofacies a black shales (AV_a)*

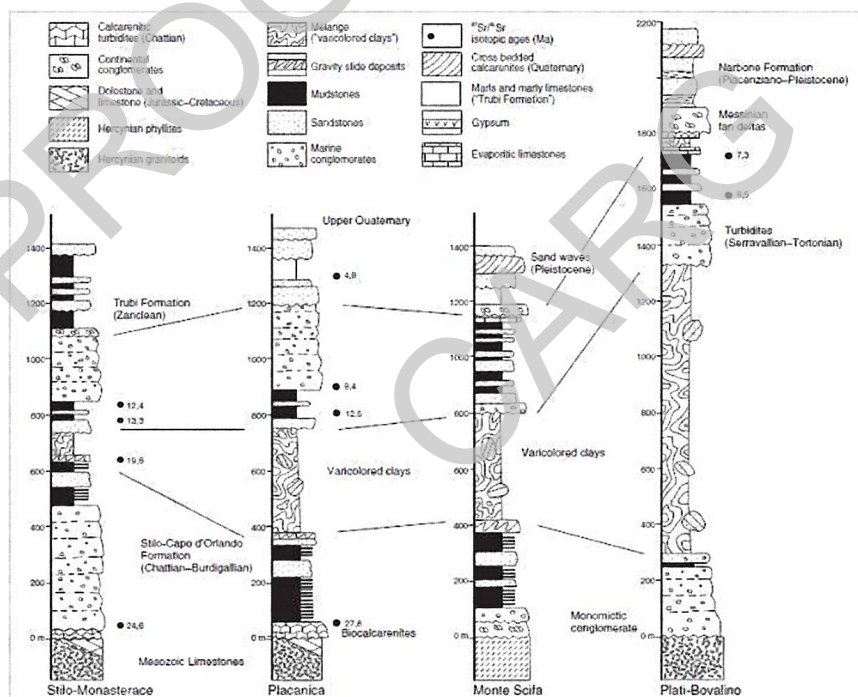


Fig. 18 - *Variazioni dello spessore del Gruppo delle Argille Variegate all'interno del forearc ionico, da CAVAZZA & BARONE (2010).*



Fig. 19 - Gruppo delle Argille Variegate affioranti nei pressi dell'abitato di Ferruzzano; in evidenza blocchi di quarzareniti (**qa**).

e si rinvencono differenti olistoliti:

- *olistoliti quarzarenitici* (**qa**) costituiti da blocchi di quarzareniti gialle a composizione simile alle arenarie del “flysch numidico”, distribuiti in modo irregolare all'interno di **AV**; raggiungono una potenza maggiore di 250 m con un'estensione areale di più di tre chilometri nell'area dell'abitato di Ferruzzano (Fig. 19); i livelli sommitali sono stati attribuiti al Miocene inferiore *p.p.*

- *olistoliti di calcari a nummuliti* (**cn**) costituiti da blocchi di calcareniti, marne grigio verdi ed arenarie a nummuliti; la distribuzione è estremamente frammentata, senza continuità apprezzabile. L'estensione maggiore si trova ad est dell'abitato di Gioiosa Ionica, ad ovest dell'abitato di Bianco e a nord dell'abitato di Bruzzano, dove raggiunge dimensioni da pochi metri fino a circa 500 m, con uno spessore di circa 30 m.

All'interno del Foglio **AV** affiora estesamente lungo tutta la fascia orientata nord-sud (Fig. 20). **AV** è in contatto tettonico, per sovrascorrimento, con **COD** e localmente con il basamento; su **AV** poggiano direttamente le successioni

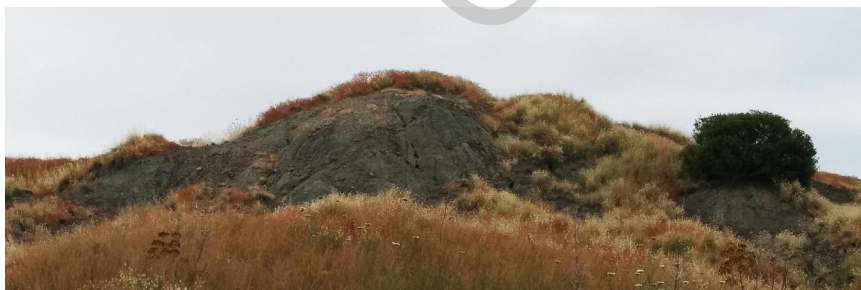


Fig. 20 - Gruppo delle Argille Variegate (**AV**) affioranti nei pressi dell'abitato di Bruzzano.

serravalliano - tortoniano, o anche più recenti, con contatto discordante ed erosivo. Nell'area di Capo Bruzzano affiorano fino alla fascia litoranea e pertanto, in tale area, non sono noti i contatti a tetto in quanto non affioranti.

Una vera e propria sezione rappresentativa di tale Gruppo non esiste in quanto questa unità risulta prevalentemente caotica; va precisato che lo spessore dell'unità è valutato tra i suoi limiti inferiore e superiore. In passato, a causa della vastità e continuità di alcuni affioramenti, tale spessore è stato spesso sovrastimato. In affioramento **AV** presenta una potenza estremamente variabile e lo spessore geometrico varia fino a 1000 m.

L'età di **AV** risulterebbe cretacea, sulla base delle osservazioni di LEONARDI (1965), che riferisce al Cenomaniano le tredici specie di pesci fossili rinvenuti negli scisti bituminosi di Floresta (CARBONE, 2013). Per CAMPISI (1977), l'età della matrice argillosa delle Argille Variegate, oltre che sulle ittiofaune, si basa sulle associazioni a *Rotalipora* sp., *Guembelina* sp, *Ticinella* sp e *Pithonella* sp, riferite al Cenomaniano, presenti nelle biocalcareni apicali.

Va precisato che l'assetto caotico, la presenza di litologie afferenti ad altre unità delle successione delle Argille Variegate quali blocchi di calcareniti a nummulite (**cn**), olistoliti a composizione quarzarenitica (**qa**) tipiche del "flysch numidico", permettono di ipotizzare, in base ai dati di letteratura (LENTINI *et alii*, 2000), che la successione comprenda anche la parte alta del Gruppo delle Argille Variegate e che quindi la sua età si possa estendere fino al Miocene inferiore *p.p.*, in accordo anche con i dati provenienti dal Foglio limitrofo "Taurianova".

CRETACICO SUPERIORE p.p. - MIOCENE INFERIORE p.p.

3.1.1.1. - litofacies a *black shales* (**AV_a**)

La litofacies a *black shales* è costituita da alternanze a scala decimetrica di prevalenti peliti nere laminate, ricche di sostanza organica e minori marne nere, bioturbate, argilliti biancastre con incrostazioni manganesifere, depositate in ambiente fortemente riducente il cui grado di ossigenazione variava da disossico ad anossico. Tali depositi affiorano principalmente in sinistra e destra idrografica della Fiumara Laverde. Lo spessore non supera i pochi metri ed affiora in modesti lembi fortemente tettonizzati e fratturati; per analogia con i *black shales* della Sicilia, si può attribuire loro un'età Cenomaniano sommitale (CAMPISI, 1977).

CRETACICO SUPERIORE p.p.

4. - SUCCESSIONE TERRIGENA DEL MIOCENE MEDIO *p.p.* - SUPERIORE *p.p.*

4.1. - FORMAZIONE DI S. PIER NICETO (PCT)

Questa formazione è stata informalmente istituita nei fogli 587 - 600 “Milazzo - Barcellona P.G.” (CARBONE *et alii*, 2011) e 601 “Messina - Reggio Calabria” (CARBONE *et alii*, in stampa). Si tratta di una successione composta da diverse litofacies caratterizzate da frequenti passaggi latero-verticali e da una notevole complessità e irregolarità nella distribuzione.

Alla base è presente la litofacies conglomeratica (PCT_c); verso l'alto si passa ad una litofacies arenaceo-pelitica (PCT_b) e/o ad una litofacies pelitica (PCT_a); talora nella parte sommitale si rinviene una litofacies arenacea (PCT_d).

PCT può essere interpretata come il risultato di deposizione da correnti di densità in un ambiente prossimale marino (soprattutto pendio e base di pendio). Studi sulle arenarie di PCT hanno evidenziato una composizione arcosica indicativa di una provenienza del materiale clastico dalle plutoniti tardo-erciniche del blocco calabrese, ciò è confermato dagli indicatori di paleocorrenti (CAVAZZA *et alii*, 1997); i clasti derivati dalle metamorfiti di basso-medio grado e dai carbonati mesozoici e oligocenici (biocalcareni ibride) sono rari. L'arrotondamento leggermente maggiore dei clasti granitoidi rispetto a quelli del *flysch di Capo d'Orlando* implica che, durante il Serravalliano - Tortoniano, vi sia stato un maggiore grado di rielaborazione dei clasti (CAVAZZA & INGERSOLL, 2005).

Il tetto della formazione può presentare significative troncature erosive verosimilmente dovute al basso stazionamento del livello di base durante il Messiniano, ai fenomeni erosivi che ne sono derivati, nonché alla tettonica intramessiniana. All'interno dell'area di studio, la successione serravalliano-tortoniana poggia direttamente sul *Gruppo delle Argille Variegate*. Lo spessore complessivo è superiore ai 350 m.

Le datazioni effettuate per il Foglio indicano associazioni a nannofossili calcarei riferibili alle biozone MNN6a-8a di RIO *et alii* (1990) del Miocene medio (Serravalliano - Tortoniano) per la presenza di *Calcidiscus leptoporus* (MURRAY & BLACKMAN) LOEBLICH & TAPPAN; *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER; *Coronocyclus nitescens* (KAMPTNER) BRAMLETTE & WILCOXON; *Dictyococcites medium-sized* spp.; *Discoaster moorei* BUKRY; *D. variabilis* MARTINI & BRAMLETTE; *Geminilithella rotula* (KAMPTNER) BACKMAN; *Helicosphaera carteri* (WALLICH) KAMPTNER; *H. intermedia* MARTINI; *H. mediterranea* MÜLLER; *H. walbersdorfensis* MÜLLER; *Pontosphaera* spp.; *Reticulofenestra medium-sized* spp.; *R. pseudoumbilicus* (GARTNER) GARTNER; *Rhabdosphaera* spp.; *Sphenolithus* spp.; *Syracosphaera* spp.; *Umbilicosphaera* spp. Le associazioni a foramaniferi planctonici sono riferibili alla biozona MMi11 di IACCARINO & PREMOLI SILVA (2007) per la presenza di *Brizalina spathulata* (WILLIAMSON); *Bulimina echinata*



Fig. 21 - Panoramica da San Luca del contatto basale erosivo di **PCT** su **AV**.

D'ORBIGNY; *Globigerinita glutinata* (EGGER); *Lenticulina* sp.; *Neogloboquadrina acostaensis* (BLOW); *Orbulina suturalis* BRÖNNIMANN; *O. universa* D'ORBIGNY; *Turborotalita quinqueloba* (NATLAND); *Uvigerina peregrina* CUSHMAN;

Sulla base di questi dati la formazione è attribuita al Serravalliano *p.p.* - Tortoniano *p.p.*

SERRAVALLIANO p.p. - *TORTONIANO p.p.*

4.1.1. - *litofacies conglomeratica (PCT)*

La litofacies è costituita da conglomerati grossolani con clasti di basamento, sabbie ghiaiose e localmente alternanze arenaceo pelitiche in strati decimetrici. I conglomerati e le sabbie grossolane ben classati sono presenti alla base. I clasti che compongono i conglomerati sono poligenici ed eterometrici prevalentemente granitici, in secondo luogo metamorfici di medio e alto grado e subordinatamente calcarei o quarzarenitici, immersi in abbondante matrice bruno scuro sabbioso-limosa. I clasti hanno dimensioni da pochi cm fino a metrici; mostrano un buon indice di arrotondamento e sono spesso appiattiti.

I conglomerati affiorano esclusivamente in sinistra idrografica della Fiumara Bonamico, ad est dell'abitato di S. Luca (Figg. 21, 22) ed in sinistra idrografica della Fiumara di Careri, tra gli abitati di Natile Nuovo ad ovest e Careri ad est. Lo spessore è superiore ai 200 m.

SERRAVALLIANO p.p. - *TORTONIANO p.p.*

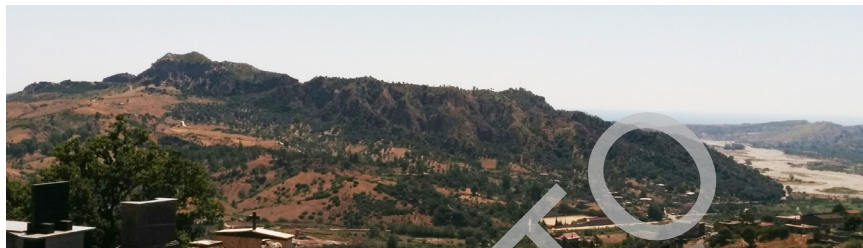


Fig. 22 - Panoramica dei conglomerati serravalliani (PCT) affioranti in sinistra idrografica della Fiumara Bonamico.



Fig. 23 - Litofacies PCT_b affiorante nei pressi dell'abitato di Careri.



Fig. 24 - Panoramica della porzione stratigrafica alta di PCT caratterizzata dalla presenza della litofacies PCT_r

4.1.2. - *litofacies arenaceo-pelitica* (PCT_b)

La litofacies è costituita da un'alternanza di arenarie medio-grossolane del tipo arcosico, grigio-giallastre, in strati di spessore che varia da pochi centimetri fino a qualche metro (Fig. 23); si intercalano lenti conglomeratico-sabbiose e sottili livelli pelitici. PCT_b si ritrova in rapporto latero-verticale con la litofacies conglomeratica. Le arenarie potrebbero essere in parte assimilabili alle "arenarie a Clipeastri" di CORTESE (1895); caratterizzate da una litofacies silicoclastica con bancate omogenee di sabbie grossolane fossilifere a *Clipeaster* sp., grossi Pectinidi, livelli bioclastici a *Heterostegina* sp., resti di carapace di rettili marini.

PCT_b affiora essenzialmente tra gli abitati di Benestare, Natile Nuovo, Careri e a nord di Casignana. Lo spessore è maggiore di 100 m.

SERRAVALLIANO p.p. - TORTONIANO p.p.

4.1.3. - *litofacies pelitica* (PCT_a)

La litofacies è costituita da argilliti siltose e da alternanze di arenarie fini e grossolane con intercalazioni siltoso-argillose (Fig. 24). Sono presenti inoltre marne argilloso-siltose grigie con sottili intercalazioni di arenarie fini arcosiche. PCT_a mostra chiari rapporti latero-verticali con la litofacies arenaceo-pelitica. Orizzonti esclusivamente sabbiosi, di modesto spessore (circa 10 m), sono presenti nella parte apicale della successione.

I depositi affiorano tra gli abitati di Benestare, Careri ed in sinistra e destra idrografica della Fiumara Bonamico. Gli spessori non sono facilmente definibili in quanto i termini pelitici sono spesso mal affioranti e variano da pochi a 50 metri.

SERRAVALLIANO p.p. - TORTONIANO p.p.

4.1.4. - *litofacies arenacea* (PCT_d)

La litofacies è costituita da un'alternanza di arenarie fini e grossolane con intercalazioni siltoso - argillose (Fig. 25). Queste arenarie contengono localmente conglomerati e presentano strutture sedimentarie di tipo torbido.

La facies arenacea affiora principalmente nei pressi degli abitati di Careri, Benestare e Natile Nuovo e presenta spessori inferiori ai 50 m.

SERRAVALLIANO p.p. - TORTONIANO p.p.



Fig. 25 - Stratificazione di (PCT) a sud dell'abitato di Natile Nuovo, dove si nota la presenza di livelli arenacei alternati a livelli più pelitici.

5. - SUCCESIONE CLASTICA ED EVAPORITICA DEL MIOCENE SUPERIORE *p.p.*

5.1. - GRUPPO GESSOSO - SOLFIFERA

Durante il Messiniano, il bacino del Mediterraneo fu interessato dalla ben nota crisi di salinità che produsse una sedimentazione di evaporiti rappresentata dal Gruppo Gessoso-Solfifera presente in molte regioni italiane (CITA *et alii*, 2007). Tale Gruppo è stato recentemente introdotto durante le attività legate al progetto CARG per sostituire la più nota “Formazione Gessoso - Solfifera” definita da SELLI (1960). L'elevazione a rango di Gruppo è dovuta principalmente ad una complessa nomenclatura adottata in letteratura. Il Gruppo Gessoso - Solfifera ha una grande estensione areale: occupa infatti tutta l'area mediterranea che è stata interessata dalla crisi di salinità (CITA *et alii*, 2007).

Nel Foglio il Gruppo Gessoso - Solfifera è rappresentato dal membro inferiore conosciuto come *Calcarea di Base* (GTL_1) della “Formazione di Cattolica” e dalla *formazione di Montecanolò*. Alla base di GTL_1 si colloca un deposito caotico denominato *olistostroma di Benestare* (**ob**).

5.1.1. - *Formazione di Cattolica*

La Formazione è costituita da tre membri; nell'area del Foglio affiora il membro basale (GTL_1).

MESSINIANO

5.1.1.1. - Calcare di Base (GTL_1)

Nel Foglio la parte inferiore della successione messiniana è rappresentata dal *Calcare di Base*, recentemente formalizzato da CITA *et alii* (2007), che è costituito essenzialmente da calcari microcristallini vacuolari bianco-giallastro-grigiastri con intercalazioni di gessareniti e gessosiltiti di spessore centimetrico (Fig. 26). La tessitura dei calcari varia da massiva a laminare; i depositi calcarei si possono presentare brecciati e pulverulenti, tipicamente vacuolari per processi di dissoluzione; il colore è generalmente marrone avana. A più altezze si rinvengono livelli di gessi macro- e meso-cristallini in banchi massivi all'interno dei quali la Selenite è il minerale più abbondante (Fig. 27). I cristalli di gesso presentano due tipi di geminazione: a “ferro di lancia” e a “coda di rondine”. Gli affioramenti principali si trovano tra gli abitati di Careri e di Benestare. Questo membro è risultato totalmente sterile all'analisi micropaleontologica. Alla base di GTL_1 è presente un livello caotico:

- *olistostroma di Benestare (ob)*: le litologie prevalenti sono costituite da argille policrome in giacitura caotica in cui sono immerse litologie riferibili al *Gruppo delle Argille Variegatae (AV)* e blocchi e ciottoli di quarzareniti del tipo flysch numidico (*qa*) (Fig. 28). La messa in posto dell'olistostroma è imputabile ad una fase gravitativa innescata da fenomeni tettonici che ha interessato il *Gruppo delle Argille Variegatae* già strutturate all'interno del bacino. L'*olistostroma di Benestare* non è molto esteso; affiora infatti esclusivamente a nord degli abitati di Careri e di Benestare e lo spessore massimo in affioramento è di circa 75 m. a



Fig. 26 - Calcare di Base (GTL_1), litofacies calcarea vacuolare di colore bianco-giallastro-grigiastri.



Fig. 27 - Particolare dei cristalli di Selenite all'interno di GTL_1 , affioranti a nord di Benestare.

foraminiferi planctonici indicano

Le datazioni effettuate per il Foglio indicano associazioni a foraminiferi planctonici riferibili alla biozona MMi13 di IACCARINO & PREMOLI SILVA (2007) del Miocene superiore (Messiniano) per la presenza di *Globigerinoides obliquus extremus* BOLLI & BERMUDEZ; *Orbulina universa* D'ORBIGNY;



Fig. 28 - Olistostroma di Benestare (*ob*), costituito da argille policrome in giacitura caotica.



Fig. 29 - Contatto erosivo tra *GTL₁* e la formazione di Montecanolo (*NTO*) in località Benestare.

Globigerinoides quadrilobatus D'ORBIGNY; *Globorotalia conomiozea* KENNETT; *Neogloboquadrina acostaensis* (BLOW); *Uvigerina peregrina* CUSHMAN.

GTL₁ poggia, in contatto erosivo e con discordanza angolare su *PCT*; il limite superiore è erosivo con discordanza angolare con *NTO* (Fig. 29). Lo spessore complessivo riconosciuto è di circa 150 metri in località M. Panduri, a nord di Natile Nuovo.

MESSINIANO

5.2. - FORMAZIONE DI MONTECANOLO (*NTO*)

I conglomerati alluvionali messiniani registrano la fase finale della crisi di salinità e testimoniano la riattivazione di apporti terrigeni nei bacini. In Sicilia a questa altezza stratigrafica si rinviene la Formazione "Arenazzolo"; in Calabria sono stati cartografati depositi conglomeratici di origine fluvio-deltizia denominati "Conglomerato delle Carvane" (CITA *et alii*, 2007). I conglomerati messiniani di origine fluvio-deltizia, riconosciuti in diversi fogli della Calabria meridionale, presentano caratteristiche composizionali che permettono di distinguerli dalle unità precedentemente menzionate.

La *formazione di Montecanolo* è composta, partendo dalla base, da conglomerati grossolani e livelli sabbioso-ghiaiosi (Fig. 30). I conglomerati sono poligenici, con clasti ad elementi eterogenei, eterometrici (rari blocchi) da subangolari ad angolari, subordinatamente subarrotondati e da poco a moderatamente cementati.



Fig. 30 - Sabbie e livelli conglomeratici basali (NTO) affioranti nei pressi dell'abitato di Benestare.



Fig. 31 - Particolare dei conglomerati messiniani (NTO) affioranti a nord-est dell'abitato di Benestare.



Fig. 32 - Conglomerati messiniani in sinistra idrografica della Fiumara Careri (NTO).

Sono scarsamente classati, con stratificazione piano-parallela e massiva; a luoghi si presentano clinostratificati ed in strati di spessore metrico (Fig. 31, 32). La tessitura è talvolta elasto sostenuta, con matrice sabbioso-ghiaiosa di colore marrone, talvolta marrone rossastro. Verso l'alto, con passaggio abbastanza netto, si rinvengono sabbie giallo-brune, a composizione arcossica, scarsamente cementate; subordinatamente si rinvengono intercalazioni di conglomerati in strati di dimensioni da centimetriche a pluridecimetriche, talora con geometrie lenticolari, generalmente in matrice sabbiosa, talora sabbioso-ghiaiosa di colore avana-grigio. In generale i clasti arrotondati sono costituiti da graniti e gneiss mentre i clasti più spigolosi derivano da micascisti e filladi; rari sono i clasti di GTL_1 . Localmente sono presenti calcareniti arenaceo-grossolane, bianco-verdastre, ben classate e scarsamente cementate con cenni di stratificazione incrociata e lamine piano-parallele. L'ambiente di sedimentazione è continentale. Il limite inferiore è erosivo con discordanza angolare con GTL_1 , sui diversi termini miocenici PCT e su AV . L'età Messiniano superiore è stata attribuita sulla base di CITA *et alii* (2007) e per posizione stratigrafica: NTO risulta interposto tra le evaporiti tardo messiniane (nei fogli limitrofi 587, 600, 601) e i *Trubi* (Zancleano basale).

Lo spessore varia da pochi metri ad un massimo di 150 m.

MESSINIANO SUPERIORE

6. - SUCCESIONE DEL PLIOCENE INFERIORE - PLEISTOCENE INFERIORE *p.p.*

La successione è costituita da depositi calcareo-marnosi e sabbioso-calcarenitico-argillosi di età compresa tra lo Zancleano ed il Calabriano *p.p.*, discordanti sui depositi più antichi.

Tale successione è caratterizzata da rapide variazioni di facies sia in senso laterale che verticale. La porzione pliocenica della successione è fortemente influenzata dalle oscillazioni eustatiche che hanno determinato una stratificazione ritmica molto caratteristica. La maggiore variabilità si riscontra soprattutto all'interno della porzione pleistocenica della successione, legata probabilmente sia a particolari architetture bacinali presenti all'epoca della sedimentazione che agli ambienti deposizionali estremamente variabili in contesti areali di piccola entità.

Molta letteratura in merito a tale intervallo è stata prodotta fino ad oggi (SEGUENZA, 1873; CORTESE, 1895; GIGNOUX, 1909, 1913; OGNIBEN, 1973; BONFIGLIO, 1970a,b; SELLI, 1978; LOMBARDO, 1980; GHISETTI, 1981; ATZORI *et alii*, 1983, BARRIER, 1984, 1987). La successione ricostruita, del Pliocene inferiore - Pleistocene inferiore *p.p.*, comprende dal basso verso l'alto: i *Trubi* (TRB) e le *calcareniti di Vinco* (VNI).

6.1. - TRUBI (TRB)

Trubi è un nome largamente utilizzato fin dalla fine dell'800 (BALDACCI, 1886); solo recentemente è stato formalizzato dalla Commissione Italiana di Stratigrafia (CITA *et alii*, 2007). I *Trubi* sono costituiti da un'alternanza ritmica di marne e di calcari marnosi ricchi in plancton calcareo, con un'età attribuita allo Zancleano e al Piacenziano *p.p.* Questa formazione è utilizzata per definire il limite tra il Miocene ed il Pliocene ed è tradizionalmente considerata la superficie di trasgressione che marca la fine della crisi di salinità messiniana (e.g., CITA, 1982). I *Trubi* ricoprono, in discordanza (*onlap*), sia i depositi messiniani che le unità litostratigrafiche più antiche. In realtà, i caratteri sedimentologici della parte alta della successione messiniana indicano secondo alcuni Autori che il ristabilimento delle condizioni marine normali, nel bacino del Mediterraneo, ha predatato la sedimentazione dei *Trubi* che invece rappresenta un ulteriore aumento del livello marino (CAVAZZA & DE CELLES, 1998). Secondo CAVAZZA & INGERSOLL (2005), la formazione definisce un cambio improvviso nella sedimentazione all'interno del bacino ionico che da silicoclastica-extrabacinale passa a carbonatica-intrabacinale.

Alla base della formazione sono generalmente presenti ritmiti calcareo-marnose (Fig. 33); questa ritmicità, riferibile ai cicli di MILANKOVITCH, conferiscono in



Fig. 33 - Panoramica dei Trubi a nord di Bovalino Superiore.

affioramento una caratteristica stratificazione con alternanza di livelli biancastri e grigi. Verso l'alto questa alternanza viene "disturbata" da frequenti intercalazioni sabbiose che, nella porzione più alta della successione, tendono ad essere prevalenti. Studi inerenti la bio-magnetostratigrafia dei *Trubi* hanno dimostrato la correlabilità dei ritmi della Calabria e della Sicilia meridionale e il sincronismo della trasgressione marina su quest'area (HILGEN & LANGERAI, 1988, 1993).

Nei *Trubi* si intercala una *litofacies conglomeratica* (**TRB_a**) costituita da livelli conglomeratici di spessore metrico, con clasti di natura poligenica (in prevalenza granitoidi), subarrotondati, subordinatamente subangolari, eterometrici fino a blocchi di spessore metrico, immersi in abbondante matrice sabbiosa. La presenza di apporti grossolani di natura cristallina, potrebbe significare che la deposizione dei *Trubi* nell'area sia avvenuta in prossimità di versanti in sollevamento.

Tale Formazione ricopre in *onlap* sia i depositi messiniani che le altre unità litostratigrafiche più antiche; la natura di tale contatto si segue molto bene in tutta l'area del Foglio; i termini più antichi sui quali poggiano i *Trubi* sono il *Gruppo delle Argille Variegatae* (**AV**) in destra idrografica della Fiumara Bonamico. Il limite superiore si ha in paraconformità o in disconformità con le *calcareniti di Vinco* (**VNI**).

Nell'area del Foglio i *Trubi* contengono abbondanti associazioni a nannofossili calcareo, riferibili all'intervallo Zancleano -Piacenziano *p.p.* per le biozone comprese tra MNN12 e MNN16a (Rio *et alii*, 1990) per la presenza di *Calcidiscus leptoporus* (MURRAY & BLACKMAN) LOEBLICH & TAPPAN; *C. macintyreii* (BUKRY & BRAMLETTE) LOEBLICH & TAPPAN; *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER;

Dictyococcites medium-sized spp.; *Discoaster asymmetricus* GARTNER; *D. brouweri* TAN EMEND. BRAMLETTE & RIEDEL; *D. pentaradius* TAN EMEND. BRAMLETTE & RIEDEL; *D. surculus* MARTINI & BRAMLETTE; *D. tamalis* KAMPTNER; *D. variabilis* MARTINI & BRAMLETTE; *Geminilithella rotula* (KAMPTNER) BACKMAN; *Gephyrocapsa* “small” spp.; *Helicosphaera carteri* (WALLICH) KAMPTNER; *H. intermedia* MARTINI; *H. sellii* BUKRY & BRAMLETTE; *Pontosphaera* spp.; *Pseudoemiliana lacunosa* (KAMPTNER) GARTNER; *Reticulofenestra* medium-sized spp.; *R. pseudumbilicus* (GARTNER) GARTNER; *R.* small-sized spp.; *R. zancleana* DI STEFANO & STURIALE; *Rhabdosphaera* spp.; *Scyphosphaera* spp. *Sphenolithus* spp.; *Syracosphaera* spp.; *Umbilicosphaera* spp.; . Associazioni a foraminiferi palnctonici indicano le biozone comprese tra MPI2 e MPI5a (CITA, 1975) riferibili allo stesso intervallo cronostratigrafico per la presenza di *Asterigerinata planorbis* (D’ORBIGNY); *Cassidulina carinata* SILVESTRI; *Elphidium crispum* LINNAEUS; *Globigerinoides elongatus* D’ORBIGNY; *G. obliquus extremus* BOLLI & BERMUDEZ; *G. quadrilobatus* D’ORBIGNY; *G. ruber* (D’ORBIGNY); *G. trilobus* (REUSS); *Globorotalia bononiensis* DONDI; *G. crassaformis* (GALLOWAY & WISSLER); *G. margaritae* BOLLI & BERMUDEZ; *G. puncticulata* DESHAYES; *Lenticulina cultrata* (MONTFORT); *Orbulina univversa* D’ORBIGNY; *Planorbulina mediterraneensis* D’ORBIGNY; *Planulina ariminensis* D’ORBIGNY; *Siphonina reticulata* (Czjzek); *Sphaeroidinellopsis semipulina* SCHWAGER.

Lo spessore complessivo della successione è di circa 200 m.

ZANCLEANO - PIACENZIANO *p.p.*

6.2. - CALCARENITI DI VINCO (VNI)

Le calcareniti di Vinco poggiano, in paraconformità o in disconformità, sui *Trubi*. La successione corrisponde, per posizione stratigrafica, età e litologia, alla “Formazione di M. Narbone”, affiorante in Sicilia nella zona di Agrigento (CAVAZZA & INGERSOLL, 2005). L’età di questa unità è, secondo CAVAZZA *et alii* (1997), Pliocene - Pleistocene e, secondo ZIJDERVELD *et alii* (1991) e PATTERSON *et alii* (1995), Piacenziano - Calabriano *p.p.* L’assetto giaciturale di questa formazione è generalmente concordante con quella dei *Trubi*; il contatto fra le due unità stratigrafiche tuttavia, è geometricamente disconforme ed erosivo. In corrispondenza di questo contatto è stato documentato uno *hiatus* di 1 Ma (ZIJDERVELD *et alii*, 1986). La successione è stata distinta in due litofacies; alla base è presente una *litofacies arenacea* (VNI_b) costituita da arenarie da poco a moderatamente cementate e da sabbie da moderatamente a molto addensate, a granulometria da fine a grossolana, ben classate, in strati di dimensioni da decimetriche a metriche, a gradazione normale; sono talvolta presenti laminazioni piano-parallele e incrociate a basso angolo (Fig. 34). A diverse altezze si intercalano livelli bioalcarenitici con abbondanti gusci di bivalvi e valve disarticolate di

lamellibranchi, in strati di spessore decimetrico, da moderatamente cementate a cementate. Alla base degli strati possono essere presenti sottili e discontinui intervalli a gradazione inversa, con abbondanti intraclasti e valve disarticolate di lamellibranchi. Gli strati arenacei sono separati da livelli sottili di peliti marnose oppure, più raramente, sono amalgamati fra loro. Alle arenarie possono essere associati corpi lenticolari a varia scala, composti da conglomerati ad intraclasti pelitici a matrice sabbiosa. Verso l'alto è presente una *litofacies calcarenitica* (VNI_a) costituita da calcareniti e calciruditi bioclastiche, con stratificazione incrociata e abbondanti resti fossili. Le calcareniti sono a composizione mista silicoclastica e carbonatica; la frazione carbonatica è costituita da frammenti di gusci di bivalvi, brachiopodi, echinodermi e foraminiferi.

Nel complesso l'unità si è deposta in ambiente marino, sotto il livello di base delle onde di tempesta, ad opera di flussi gravitativi ad alta densità.

L'unità affiora a ridosso della fascia costiera, dall'estremo settentrionale del Foglio fino alla Fiumara di Bonamico; in particolare gli abitati di Ardore e Bovalino Superiore sono edificati su tale litologia. Gli affioramenti ubicati a nord di Benestare presentano caratteristici livelli sabbiosi e conglomeratici di spessore metrico, intercalati alla base della successione. Questi sono caratterizzati da arenarie in genere massive, addensate, a luoghi moderatamente addensate e da bancate di conglomerati di spessore pluridecimetrico spesso clastosostenuti che formano delle strutture lenticolari.

In base ai dati di letteratura e ai dati provenienti dal Foglio limitrofo 590 "Taurianova" VNI è riferibile al Piacenziano - Calabriano *p.p.*

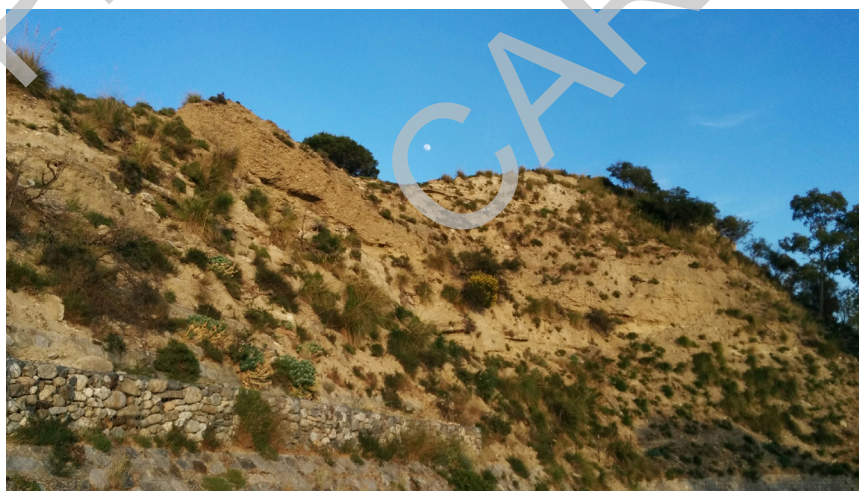


Fig. 34 - *Litofacies arenacea* (VNI_a) alla base delle calcareniti di Vinco affioranti a nord di Benestare.

Il limite inferiore è erosivo in paraconformità e in discordanza con **TRB**. Lo spessore varia da pochi metri fino a circa 100 m.

PIACENZIANO - CALABRIANO p.p.

7. - SUCCESSIONE DEL PLEISTOCENE MEDIO *p.p.* - OLOCENE

7.1. - DEPOSITI MARINI TERRAZZATI (g_{n1-3})

All'interno di tale settore sono state riconosciute varie superfici di erosione marina, alle stesse non corrispondono depositi di tipo marino fatta eccezione per tre ordini di terrazzi marini, su tali superfici terrazzate si riscontra la presenza di depositi di tipo continentale. Sono stati individuati tre ordini di depositi marini terrazzati posti tra quota 1180 m e 45 m s.l.m.

Il più antico è posto sul crinale Serre-Aspromonte tra le quote di circa 1180 - 1100 m (g_{n3}), gli altri sono posti rispettivamente tra le quote di 85 e 70 m circa s.l.m. (g_{n2}) mentre il più basso (g_{n1}) si colloca fino alla quota minima di circa 45 m. s.l.m. La disposizione di questi terrazzi si segue con discreta continuità lungo tutto la fascia costiera; costituiscono spianate debolmente inclinate verso mare e sono generalmente delimitati da scarpate disposte parallelamente alla linea di costa attuale. All'interno dei suddetti terrazzi *DUMAS et alii*, 1995 riconoscono vari ordini di paleolinee di costa.

Il terrazzo più antico (g_{n3}) viene riferito, all'intervallo del Pleistocene inferiore (Calabriano *p.p.*) per correlazione con i depositi marini posti alla stessa quota nel Foglio Taurianova. Il terrazzo (g_{n2}) può essere datato facendo riferimento ai lavori di *DUMAS et alii*, 1995 e *BORDONI & VALENSISE* (1998) che lo riferiscono al Tirreniano, di conseguenza il g_{n1} , posto a quote più basse, risulta essere più recente del Tirreniano.

Una caratterizzazione stratigrafico sedimentologica dei terrazzi risulta essere molto difficile in quanto i depositi non si preservano in affioramenti di notevole entità. Spesso sono presenti depositi conglomeratici relitti, caratterizzati dalla presenza di ciottoli arrotondati e subsferici di dimensioni dal centimetrico al decimetrico per lo più di natura granitica e metamorfica, tali depositi talora sono arrossati e sono intervallati a livelli di sabbie ciottolose di spessore decimetrico di colore avana bruno. I depositi conglomeratici presentano talora una matrice sabbiosa ed argillosa rossastra, di sabbie ciottolose a supporto di matrice argilloso-terrosa, in assetto massivo o leggermente stratoide e di limi argillosi rossastri a stratificazione poco evidente.

CALABRIANO p.p. - PLEISTOCENE SUPERIORE p.p.

7.2. - SINTEMA DI SIDERNO SUPERIORE (DNO)

Il *sintema di Siderno Superiore (DNO)* affiora lungo la fascia costiera centrale e settentrionale del Foglio tra le quote 85 e 200m circa. **DNO** è delimitato da superfici di erosioni: a letto la superficie di erosione è intagliata nelle unità plio-pleistoceniche mentre al tetto è troncato dai terrazzi continentali.

La località in cui affiora con tutti i suoi caratteri principali è a nord, nel contiguo Foglio n. 590 “Taurianova” ed in particolare intorno all’abitato di Siderno Superiore in cui è rappresentato in tutte le sue facies. Il sintema è costituito, nella sua porzione basale, da livelli ghiaioso sabbiosi (Fig. 35) che passano nella parte alta a livelli prevalentemente sabbiosi. Nel complesso le facies sono indicative di un ambiente che da costiero evolve verso facies più distali di mare basso. Più nel dettaglio la successione è composta, partendo dalla base, da conglomerati poligenici ad elementi eterogenei, eterometrici (dimensioni da millimetriche a blocchi), subarrotondati, subordinatamente subangolari, da moderatamente a poco selezionati. I conglomerati sono in genere scarsamente cementati, con matrice sabbiosa talora assente, con clasti microconglomeratici a cementazione calcarea. Verso l’alto si verifica il passaggio abbastanza rapido, ma per alternanza, a sedimenti con granulometria sabbioso fine con laminazioni piano-parallele. Tale passaggio molto probabilmente è indicativo di una riduzione dell’energia presente nello stesso ambiente. I conglomerati presentano una stratificazione evidente soprattutto nella porzione sommitale della successione, mentre alla base il deposito risulta meno cementato ed anche la stratificazione risulta meno visibile in affioramento. All’interno dei conglomerati è stata riscontrata la presenza di una fauna marina disarticolata. La stratificazione risulta essere debolmente immergente verso valle. I maggiori affioramenti si trovano nella porzione compresa tra le Fiumare di Careri e di Condojanni. Lo spessore dei conglomerati è estremamente variabile e raggiunge un massimo di circa 25-30 m.

Le facies conglomeratiche si rinvengono in generale nelle porzioni a quote più elevate, lungo il contatto con le calcareniti di Vinco. Spostandosi verso est si osserva il passaggio a facies più sabbiose di ambiente di mare basso. I depositi sabbiosi presentano granulometria grossolana, subordinatamente media ed un buon grado di selezione (Fig. 36). A piccola scala (ordine del centimetro) si hanno livelli a stratificazione incrociata planare e concava ricoperti da lamine costituite da alternanze di livelli sabbioso-grossolani e ghiaiosi.

Nel suo complesso la successione affiora in maniera continua lungo un fronte orientato NNE-SSO che va dalla porzione nord del Foglio fino alla sinistra idrografica nei pressi della foce della Fiumara Bonamico.

La successione risulta trasgressiva sia sulle calcareniti di Vinco che, sui Trubi, attraverso una superficie erosiva suborizzontale e/o leggermente inclinata, con contatti sia paraconcordanti che discordanti.

Essendo la successione compresa tra le *calcareniti di Vinco* calabriane e i depositi continentali del Pleistocene superiore l'età, per posizione stratigrafica e in accordo con i dati delle analisi biostratigrafiche del Foglio limitrofo 590 "Taurianova" è riferibile al Pleistocene medio *p.p.*

PLEISTOCENE MEDIO p.p.



Fig. 35 - Particolare della porzione basale conglomeratica del sintema di Siderno Superiore (DNO).



Fig. 36 - Sabbie e livelli ghiaiosi del sistema di Siderno Superiore (DNO).

7.3. - DEPOSITO ALLUVIONALE TERRAZZATO (b_{n1-4})

All'interno del Foglio si rinvencono 4 ordini di depositi alluvionali terrazzati; alcuni di essi poggiano su superfici di abrasione marina. Tali condizione stratigrafica è molto simile a quella riscontrata all'interno del settore ionico settentrionale da ROBUSTELLI *et alii* (2009) dove gli autori rilevano la presenza a differenti quote di depositi alluvionali posti su superfici di abrasione marina. La disposizione dei terrazzi si segue con discreta continuità lungo tutto la fascia costiera fino alla foce della Fiumara Careri. I depositi terrazzati sono caratterizzati dalla presenza di ghiaie poligeniche ed eterometriche bruno-giallastre con clasti prevalentemente arrotondati, con diametro che va da qualche millimetro fino ad alcuni decimetri. Presentano una matrice sabbioso-siltoso-argillosa di colore bruno-rossastra ed avana (Fig. 37) in strati massivi o leggermente stratoidi. Talora si riscontrano livelli di sabbie e sabbie argillose rossastre, in matrice argillosa, che molto spesso presentano gli effetti della pedogenesi.

I depositi terrazzati costituiscono spianate debolmente inclinate verso valle e sono generalmente delimitati da scarpate disposte parallelamente alla linea di costa attuale; le caratteristiche deposizionali indicano un ambiente di formazione fluviale caratterizzato da corsi d'acqua dotati di notevole energia.

Il terrazzo più antico (b_{n4}), si rinviene fino alla quota di 155 m circa, affiora in residui lembi poggianti in contatto erosivo sul sistema di Siderno Superiore (DNO). Per considerazioni morfostratigrafiche b_{n4} si attribuito all'intervallo temporale precedente lo stadio isotopico 5e, in quanto DUMAS *et alii* (1995)



Fig. 37 - Particolare dei conglomerati presenti all'interno dei depositi terrazzati (b_{n1-7}).

collocano i terrazzi marini datati al Tirreniano a quote più basse. I restanti terrazzi (b_{n1-3}) affiorano tra le quote 45 e 15-20 m circa, si collocano tutti all'interno di una fascia temporale che dovrebbe essere successiva al Tirreniano.

Il contatto con le formazioni sottostanti è di tipo erosivo. Lo spessore, generalmente modesto, raggiunge la potenza massima di 10 m.

PLEISTOCENE MEDIO p.p.? - OLOCENE

8. - DEPOSITI CONTINENTALI E TRANSIZIONALI OLOCENICI

8.1. - DEPOSITO ALLUVIONALE RECENTE E DI PIANA ESONDABILE (b_b)

I depositi alluvionali recenti sono caratterizzati da diverse litologie in funzione della loro distribuzione areale e del substrato che attraversano; si rinvencono ghiaie, ghiaie e sabbie, sabbie e peliti. I depositi costituiscono aree di inondazione e conoidi alluvionali dei principali corsi d'acqua. Nelle aree di piana esondabile questi depositi sono caratterizzati da ghiaia grossolana, talora anche da blocchi ad elementi poligenici ed eterogenei, da subarrotondati ad arrotondati, subordinatamente subangolari, da classati a moderatamente classati con matrice ghiaioso fine - sabbioso grossolana; il colore va dal marrone al marrone scuro. (Fig. 38). Talvolta i clasti dei livelli ghiaiosi hanno struttura embriicata, mentre nei livelli limoso-sabbiosi la stratificazione è poco evidente. Questi depositi, talora



Fig. 38 - Depositi alluvionali recenti che bordano l'alveo della Fiumara Torbido (**b₁**).

terrazzati, sono fissati da vegetazione ad arbusti ed ampiamente coltivati e solo raramente possono essere rielaborati da piene torrentizie; sovente si interdigitano ai corpi detritici posti alla base delle pareti rocciose.

Costituiscono anche depositi di conoidi alluvionali più o meno estese dei principali corsi d'acqua e sono caratterizzati da differenti litologie in funzione dei litotipi che attraversano. In genere il litotipo prevalente è rappresentato da ghiaie poligeniche ed eterometriche in abbondante matrice sabbiosa, con blocchi angolosi e con intercalazioni sabbioso-ghiaiose, a luoghi è presente una gradazione inversa; si rinvengono inoltre depositi di conoidi alluvionali sabbiose e pelitiche allo sbocco di piccoli rii che attraversano litotipi argillosi di AV.

Nel tratto terminale delle valli questi depositi si collegano direttamente a quelli presenti lungo la costa, che costituiscono le piane costiere attuali, immediatamente alle spalle dei litorali.

OLOCENE

8.2. - DEPOSITO DI FRANA (**a₁**)

Si rinvengono corpi franosi, per lo più di tipo scorrimento e scorrimento-colata nei terreni argilloso-marnoso-arenacei e nei terreni pelitici afferenti al *Gruppo delle Argille Variegata* (AV). Molto diffusi sono i fenomeni di crollo nei conglomerati del *flysch* di *Capo D'Orlando* (COD) e nei calcari sia messiniani che in quelli della copertura mesozoica delle Unità metamorfiche dell'Aspromonte. Gli accumuli gravitativi sono costituiti da depositi caotici di blocchi in matrice pelitica e/o sabbiosa. Sono stati cartografati corpi di frana sia senza indizi di evoluzione e/o stabilizzati, sia con evidenze di movimento negli ultimi cicli stagionali o che si riattivano per le stesse cause che li hanno innescati. Questi accumuli gravitativi sono originati per la concomitanza di più fattori (grado di alterazione e fratturazione, sismicità, sollevamento tettonico, erodibilità) predisponenti e innescanti la loro messa in posto talvolta ancora attiva.

OLOCENE - ATTUALE

8.3. - DEPOSITO COLLUVIALE (b₁)

Falde colluviali sono presenti ai piedi di pendii addolciti dall'erosione nonché sui ripiani erosionali sospesi lungo i versanti. Sono costituite da depositi colluviali argilloso- limoso -sabbiosi contenenti clasti più o meno grossolani la cui litologia è funzione del substrato.

OLOCENE - ATTUALE

8.4. - DEPOSITO DI VERSANTE (a)

Coperture detritiche alla base di versanti in evoluzione costituite da ghiaie eterometriche e blocchi immersi in matrice sabbiosa. Questi depositi superficiali comprendono i cosiddetti "detriti di falda", accumulati al piede dei versanti, variamente rimaneggiati, dove l'accumulo per gravità è prevalente rispetto al trasporto da parte di acque superficiali. Tali depositi sono maggiormente rappresentati laddove i versanti cominciano a diventare più acclivi e dove si è in presenza di litologie più fragili che consentono maggior produzione di detrito. In carta sono stati distinti i detriti di versante *s.s.* e, dove lo spessore è significativo (> 1 m), detriti a grossi blocchi.

OLOCENE - ATTUALE

8.5. - DEPOSITO DI SPIAGGIA (g₂)

Si tratta in prevalenza di ghiaie sciolte, con ciottoli di quarzo, di metamorfiti di vario grado (filladi, micascisti, gneiss) e di graniti distribuiti lungo costa dalle correnti. A tratti sono prevalenti le sabbie grossolane, quarzose; locali fenomeni di cementazione danno origine a crostoni conglomeratici (*beach-rock*). L'ampiezza delle spiagge è variabile e può subire modificazioni nell'arco di una sola stagione.

Gli aspetti tessiturali dei depositi di spiaggia sono disomogenei in funzione soprattutto dei notevoli apporti delle fiumare maggiori che hanno formato ampie piane costiere con lobature e insenature caratterizzate da depositi prevalentemente sabbioso-ghiaiosi verso riva e ciottoloso-sabbiosi verso monte ed anche in relazione all'azione delle correnti lungo costa e del trasporto eolico.

OLOCENE - ATTUALE

8.6. - DEPOSITO ALLUVIONALE ATTUALE (**b_a**)

Ghiaie grossolane negli alvei delle fiumare e delle principali aste fluviali (Fig. 39). Il materiale detritico è prevalentemente rappresentato da rocce cristalline con una netta prevalenza di termini granitici, pegmatitici, gneissici e aplitici. Gli affioramenti sono confinati all'interno degli alvei fluviali; infatti, la forte energia



Fig. 39 - Alluvioni fluviali all'interno della Fiumara Careri (**b_a**).

del rilievo di quest'area non consente il preservarsi di depositi sciolti al piede dei versanti. I depositi sono in continua elaborazione da parte dei corsi d'acqua, in particolare durante gli eventi alluvionali più intensi. In certi tratti delle valli alluvionali, i limiti esterni dei depositi alluvionali attuali non risultano chiaramente definibili nei rapporti con le alluvioni recenti immediatamente soprastanti.

OLOCENE - ATTUALE

PROGETTO
CARG

VI - TETTONICA

L'area del Foglio 603 "Bovalino", dal punto di vista tettonico, ricade tra la porzione esterna ionica del Massiccio dell'Aspromonte e la successione di riempimento bacinale (Fig. 40). Il Massiccio dell'Aspromonte individua un frammento relitto di uno originario basamento varisico proveniente dal margine della catena Hercinica sud-Europea pervasivamente ripresa durante l'ultimo stadio del ciclo orogenico alpino e coinvolto nella tettonica a thrust sud-Appenninica, e successivamente disarticolato da un'intensa attività estensionale tuttora attiva (PEZZINO *et alii*, 2008; ANGÌ *et alii*, 2010; TRIPODI *et alii*, 2013). Nel Foglio, il Massiccio dell'Aspromonte è caratterizzato da una struttura a falde composta da tre unità di basamento cristallino che, dal basso verso l'alto, sono l'*Unità di Madonna di Polsi*, l'*Unità dell'Aspromonte* e l'*Unità di Stilo* (PEZZINO *et alii*, 2008). La ricostruzione tempo-relativa dell'evoluzione tettono-metamorfica delle unità di basamento cristallino affioranti è stata schematizzata in Figura 41. Le due unità più profonde sono poste a contatto lungo una fascia milonitica sviluppatasi durante il passaggio Oligo-Miocenico, in cui gli indicatori cinematici presentano un verso di movimento NE. Relitti di fasi deformative pre-milonitiche sono ancora localmente osservabili negli orizzonti meno deformati o all'interno di *low-strain domains*. Questi sono caratterizzati da relitti di nuclei di pieghe isoclinaliche varisiche debolmente crenulate nell'*Unità dell'Aspromonte* e da un piegamento isoclinalico pervasivamente crenulato, connesso ad un metamorfismo progrado di relativa alta pressione nell'*Unità di Madonna di Polsi* (CIRRINCIONE *et alii*, 2008) (Fig. 41). Le due unità sono inoltre interessate da un piegamento isoclinalico da sin- a tardo-cinematico rispetto all'evento milonitico che evidenzia come le stesse abbiano avuto, a partire dall'evento di taglio milonitico profondo, una storia comune prima di essere esumate e sottoposte a deformazione di tipo fragile (Fig. 41).

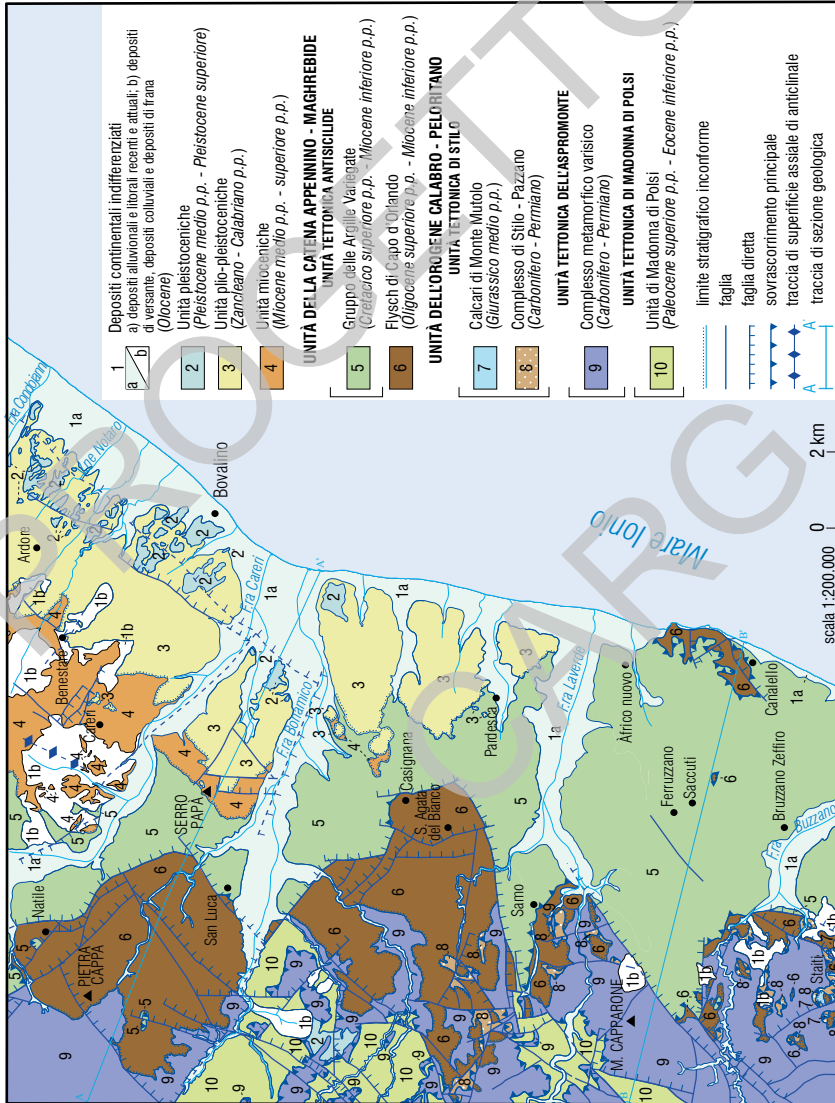


Fig. 40 - Schema tettonico del Foglio 603 "Bovialino".

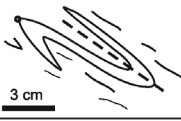
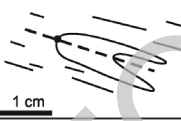

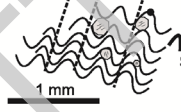

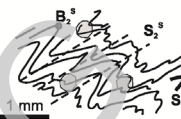
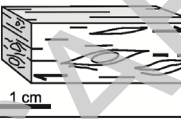
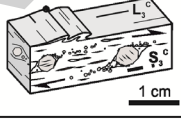
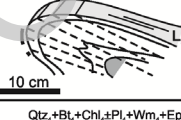




Fasi Orogeniche	UNITA'		UNITA' DELL'ASPROMONTE	UNITA' MADONNA DI POLSI
	Eventi e blastesi	UNITA' DI STILO		
Eo-Varisca	D ₁			
	M ₁	Qtz,+Pl,+Chl,+Wm,+Grt,+Ep,+Ilm,+Amph,+Rt+Tln	Qtz,+Pl,+Chl,+Wm,+Bt,+Grt,+Ep,+Amph,±Ilm+Rt+Tln	
Tardo-Varisca	D ₂			
	M ₂	Qtz,+Pl,+Chl,+Wm,	Qtz,+Pl,+Chl,+Wm,	
Meso-Alpina	D ₃			
	M ₃			Qtz,+Pl,+Chl,+Wm,+Bt,+Grt,+Ep,±Ilm,±Amph,
	D ₄			
Tardo-Alpina	M ₄			Qtz,+Chl,±Wm,±Ilm,
	D ₅			
	M ₄		Qtz,+Wm,+Chl,±Ep,±Bt,±Grt,±Pl,	Qtz,+Grt,+Wm,+Chl,+Bt,+Pl,±Pg,±Ep,±Tour,±Amph,
Appenninica	D ₅			
	M ₄		Qtz,+Bt,+Chl,±Pl,±Wm,±Ep,	Qtz,+Chl,±Pl,±Wm,±Ep,
	D ₄			

Fig. 41 - Rapporti tra la sequenza delle fasi deformazionali e gli eventi metamorfici durante l'evoluzione tetono-metamorfica delle unità di basamento cristallino (abbreviazioni sigle minerali secondo KRETZ, 1983).

L'evoluzione del processo esumativo verso la fase fragile ha inizialmente prodotto pieghe asimmetriche e *thrusting* orientati principalmente SSE-SE e NNW-NW spesso accompagnate da tettonica fragile di tipo *strike slip* in parte anche attraverso la riattivazione di strutture trascorrenti alpine relitte (ORTOLANO *et alii*, 2015). Questa tettonica *strike slip* è rappresentata da strutture tettoniche orientate principalmente NO-SE caratterizzate da movimenti transtensivi con indicatori cinematici sia di tipo destro che sinistro. L'espressione maggiore di tali strutture è la Faglia Bovalino-Bagnara osservabile lungo la Fiumara Buonamico (DEL BEN *et alii*, 2008) che mette a contatto diretto l'unità di basamento più profonda, l'Unità di Madonna di Polsi a sud, con le arenarie del *fysch di Capo d'Orlando* a nord nei pressi dell'abitato di San Luca.

L'unità geometricamente superiore, l'Unità di Stilo, estesamente rappresentata nelle Serre e in minor misura in Aspromonte meridionale, è caratterizzata dalla presenza di diversi *klippe* nei quali affiora per lo più un basamento cristallino con grado metamorfico basso in cui è possibile osservare una foliazione di piano assiale di pieghe isoclinaliche pervasivamente crenulata. Tale sequenza deformazionale è riconducibile ad un metamorfismo varisco di bassa pressione di tipo progrado (BONARDI *et alii*, 1984; GRAESSNER & SCHENK, 1999) (Fig. 41). L'Unità di Stilo, a differenza delle due sottostanti unità di basamento, non presenta alcuna sovraimpronta metamorfica alpina, evidenza altresì confermata dalla presenza di un'esigua copertura sedimentaria mesozoica riscontrabile nella porzione centro-meridionale del Foglio, nei pressi di Staiti.

Il basamento cristallino così formato è stato successivamente suturato dalla successione oligo-miocenica del *fysch di Capo d'Orlando*. Le successioni di riempimento bacinale si trovano direttamente addossate al basamento cristallino e presentano generalmente direzioni variabili ed immersioni verso i quadranti orientali, con le inclinazioni degli strati che tendono ad aumentare con l'età dei depositi. Nell'area di studio il motivo strutturale principale è costituito dalla presenza di una spessa successione sedimentaria oligo-pleistocenica che poggia sul basamento cristallino del Massiccio dell'Aspromonte ed un *mélange* caotico, noto come *Gruppo delle Argille Variegata (AV)*, interposto tra i depositi oligo-miocenici inferiori e i depositi miocenici medio-alti. Tale strutturazione è dovuta ad una fase di antivergenza, di età burdigaliana, cui si attribuisce la messa in posto delle Unità Antisicilidi. Tale contatto non è attualmente di chiara interpretazione in quanto viene ripreso da faglie a cinematica estensionale.

Anche la successione di riempimento bacinale cenozoica è stata coinvolta in un regime tettonico trascorrente con cinematismi sia destri che sinistri. Tale regime tettonico ha portato all'attuale strutturazione dell'area che è caratterizzata dalla presenza di lineamenti tettonici orientati sia trasversalmente che parallelamente all'asse della catena. Sono presenti inoltre, all'interno della successione stratigrafica, evidenti rapporti di discordanza e troncature erosive che denotano



Fig. 42 - Piano di faglia alla mesoscala con strie, sono visibili gli indicatori cinematici che mostrano una sovrapposizione di strie in cui alla cinematica strike slip si sovrappone quella dip slip.

una tettonica neogenico-quadernaria molto spinta (TRIPODI *et alii*, 2013).

All'interno del Foglio sono presenti lineamenti tettonici attivi orientati sia in asse che trasversali alla catena. Le strutture orientate in asse alla catena hanno evidenze morfologiche soprattutto in corrispondenza del basamento cristallino e dei termini oligo-miocenici. A tale sistema di faglie, orientate all'incirca NE-SO, si associano caratteristiche cinematiche per lo più di tipo estensionale che ribassano generalmente la successione cristallino-sedimentaria verso sud-est; allo stesso sistema viene associata una struttura attiva già catalogata all'interno delle faglie attive dell'ISPRa attraverso il progetto ITHACA. Le strutture orientate perpendicolarmente all'asse della catena, all'incirca NO-SE, trovano una notevole espressione morfologica in tutta la successione rappresentata principalmente dalla struttura tettonica nota in letteratura come faglia Bovalino-Bagnara (DEL BEN *et alii*, 2008; TRIPODI *et alii*, 2013). Questa struttura deforma sedimenti recenti come testimoniato dalla sismica *offshore* realizzata proprio nell'area di Bovalino (DEL BEN *et alii*, 2008). Alle strutture tettoniche regionali si associa una serie di lineamenti minori sintetici ed antitetici che hanno caratteristiche giaciture e cinematiche compatibili con quelle di ordine maggiore.

Al sistema di strutture orientato NE-SO sono associate delle fasi compressive ed estensionali che hanno caratterizzato l'area nelle varie fasi deformative miocenico-attuali. Sono presenti delle faglie orientate parallelamente alla costa, le stesse intersecano i depositi pleistocenici, dislocano in particolare il *sintema di Siderno Superiore* (DNO). Tali strutture potrebbero essere entrambe attive, quella

più esterna è riconosciuta all'interno del catalogo delle faglie attive e capaci ITHACA. Tali faglie immergono verso il mar ionio e presentano cinematica estensionale.

Altre strutture tettoniche, considerate probabilmente ancora attive, sono quelle orientate NO-SE aventi attualmente cinematiche normali trascorrenti, le stesse che hanno agito in passato da faglie trascorrenti ed hanno accompagnato l'evoluzione neogenica dell'area (TRIPODI *et alii*, 2013).

L'espressione principale di queste strutture è la faglia Bovalino-Bagnara che in *onshore* è caratterizzata dalla coalescenza di rami di faglia con diversa estensione ed orientati all'incirca ONO-ESE, immergenti ad alto angolo principalmente verso i quadranti settentrionali; la stessa faglia taglia, in diagonale, la porzione centrale del foglio e delimita la successione di riempimento bacinale dal basamento cristallino.

1. - FASI TETTONICHE DEL MIOCENE MEDIO - SUPERIORE

Una delle più importanti fasi tettoniche mioceniche è caratterizzata dalla messa in posto del *Gruppo delle Argille Variegate* (AV) che è datata al Langhiano. Infatti, nel Foglio 615 "Mélito di Porto Salvo" e nei Fogli CARG ricadenti nella porzione orientale della Sicilia, sulle Argille Variegate poggiano le "calcareniti di Floresta" datate al Langhiano *p.p.* L'impronta di tale evento risulta in tutta la successione oligo-miocenica nella quale sono riscontrabili strutture di tipo compressivo che interessano il *flysch di Capo d'Orlando* (Fig. 42) e spesso anche il *Gruppo delle Argille Variegate* (TRIPODI *et alii*, 2013).

L'analisi delle facies e della loro distribuzione, relative alle calcareniti di Floresta (CARBONE *et alii*, 1993; LENTINI *et alii*, 2000), ha permesso di individuare la paleogeografia nell'intervallo Burdigaliano - Langhiano con una fase di sollevamento delle aree interne, con conseguente erosione delle calcareniti e calciruditi a briozoi e litotami interposti tra le unità antisicilidi ed i depositi del Miocene medio - superiore.

Nell'area del Foglio tale sollevamento è stato probabilmente più marcato e/o i fenomeni erosivi più attivi, in quanto le "calcareniti di Floresta" risultano completamente assenti ed è la successione miocenico - pliocenica a poggiare direttamente sul *Gruppo delle Argille Variegate*.

I depositi silicoclastici e carbonatici del Miocene medio-superiore presentano nel Foglio una distribuzione, in affioramento, estremamente variabile e delle facies estremamente irregolari sicuramente legate ad un'attività tettonica sin-sedimentaria (TRIPODI *et alii*, 2013). Già dal Serravalliano - Tortonian si delinea nell'area un bacino trasversale all'asse della catena, collocato all'interno di una *transfer zone* litosferica (TRIPODI *et alii*, 2013). Da questo momento infatti,

quest'area può essere considerata una zona di trasferimento tettonico (*transfer zone*) come mostrato dall'intensa dislocazione della successione serravalliano-tortoniana, dalle sostanziali variazioni di spessore, troncature erosive e discordanze angolari che caratterizzano tutta la successione neogenica (TRIPODI *et alii*, 2013).

Durante il Messiniano, si è verificata la messa in posto dell'*olistostroma di Benestare (ob)* di natura gravitativa, probabilmente associata all'intensa tettonica di questo periodo. Tale olistostroma si ritrova al di sotto del *calcare di base (GTL₁)* ed affiora esclusivamente tra gli abitati di Benestare ad est e di Natile Nuovo ad ovest. In accordo con BONARDI *et alii*, (2001) si evidenzia che durante il Messiniano la fase tettonica ha dato luogo anche alla formazione di ricoprimenti fuori sequenza legati a movimenti trascorrenti lungo i lineamenti NO-SE, associati alle principali strutture tettoniche conosciute in tutto l'Arco Calabro (TRIPODI *et alii*, 2013). Tali fenomeni hanno generato un abbondante apporto silicoclastico che, nella fase finale del Messiniano, ha portato alla deposizione di una spessa successione conglomeratico-sabbiosa che ha troncato le successioni più antiche.

Nel tardo Messiniano-Pliocene l'attività tettonica è stata caratterizzata dalla formazione di *thrust* e pieghe; tali strutture sono visibili anche in *offshore*, dove i profili sismici mostrano un anticlinale di rampa est-vergente la cui attività è proseguita anche nel Pliocene (ARGNANI & POSSENTI, 2005).

2. - FASI TETTONICHE DEL PLIO - PLEISTOCENE

Dal tardo Pliocene la tettonica trascorrente ha portato alla strutturazione del paleostretto che collegava il Mar Tirreno con lo Ionio, allungato all'incirca in direzione NO-SE. Nel Pleistocene inferiore-medio un ulteriore evento, a carattere trascorrente, ha portato al *tilting* ed alla formazione di *thrust* a vergenza orientale all'interno dei depositi pliocenici e al piegamento di quelli pleistocenici (TRIPODI *et alii*, 2013). L'area del Foglio si colloca al margine meridionale del contesto tettonico descritto.

BOUSQUET *et alii* (1980) ritengono che le strutture tettoniche non siano riconducibili ad un unico campo di *stress*, ma siano dovute a distinte fasi tettoniche: una prima, distensiva, riferibile al Pliocene superiore-Pleistocene seguita da una seconda modesta fase di compressione, verificatasi alla fine del Pleistocene inferiore ed una terza, ancora distensiva, a partire dal Pleistocene medio in poi. BARRIER (1986) evidenzia i criteri per cui la pluralità dei sistemi di faglia e la natura e la ripartizione diacrona dei sedimenti sarebbero indicativi di vari disturbi tettonici che si sono originati in differenti periodi nel corso del Plio- Pleistocene.

A partire dal Gelasiano, si è realizzato uno stadio collisionale con la migrazione del fronte collegata all'attivazione delle faglie destre ad orientazione NO-SE del



Fig. 43 - Faglia inversa a basso angolo all'interno nel flysch di Capo d'Orlando (COD).

“Sistema Sud-Tirrenico” (LENTINI *et alii*, 1995b; FINETTI *et alii*, 1996). Tali faglie hanno cumulato rigetti derivanti dalla differente velocità di avanzamento delle unità alloctone tra aree in collisione ed aree ancora libere di migrare su settori di avampaese a crosta sottile come il bacino ionico.

Buona parte di questi piani vengono riattivati come faglie dirette o sono rigettati da piani con la stessa orientazione che si individuano a partire dal Pleistocene medio-superiore. Ciò è testimoniato sia dalla sovrapposizione di strie sugli stessi piani di faglia (Fig. 43), sia da piani di neoformazione.

I terrazzi pleistocenici e l'intensa dislocazione verticale sono il risultato dell'*uplift* pleistocenico indotto dal distacco dello *slab* ionico (WORTEL & SPAKMAN, 1993); le evidenze di tale fase di sollevamento si hanno maggiormente nella fascia tirrenica (GALLI & BOSI, 2002).

3. - STRUTTURE NEOTETTONICHE

Dettagliati studi di GHISSETTI (1979, 1981) effettuati in aree esterne al Foglio hanno evidenziato meccanismi deformativi associati a faglie normali, con orientazione N-S e NNE-SSO, seguite da faglie E-O e NO-SE.

Inoltre, nella porzione settentrionale del limitrofo Foglio 590 “Taurianova” i depositi calcarenitico-sabbiosi plio - pleistocenici giacciono direttamente sul substrato indicando che, durante il Pliocene, la catena peloritana e la dorsale aspromontana dovevano ancora individuarsi. In sostanza, la configurazione

attuale si è raggiunta soltanto nel Pleistocene. Le “ghiaie e sabbie di Messina”, affioranti nella zona dello stretto di Messina, con la loro distribuzione e con la netta clinostratificazione, indicano che tali aree si sono individuate a partire dal Pleistocene inferiore *p.p.*

I principali lineamenti strutturali, all'interno del Foglio, sono rappresentati da sistemi di faglia a cui è legata geneticamente l'evoluzione tettonica quaternaria e recente dell'area. I lineamenti più importanti rigettano di alcune centinaia di metri le unità del riempimento del bacino rispetto al basamento cristallino e dislocano le unità del basamento ed i termini della successione oligo-pleistocenica.

I sistemi di faglia recenti sono rappresentati essenzialmente da faglie NE-SO che interessano l'area in particolare con una struttura attiva già individuata nel progetto ITHACA. Tali strutture tettoniche sono generalmente ad alto angolo, immergenti verso il Mar Ionio e a cinematica diretta. L'altro sistema di faglie probabilmente attivo è quello orientato NNO-ESE che trova la sua maggiore espressione morfostrutturale nella Bovalino-Bagnara *fault zone* (Fig. 44). Quest'ultima è costituita da una serie di rami di faglia coalescenti ad alto angolo

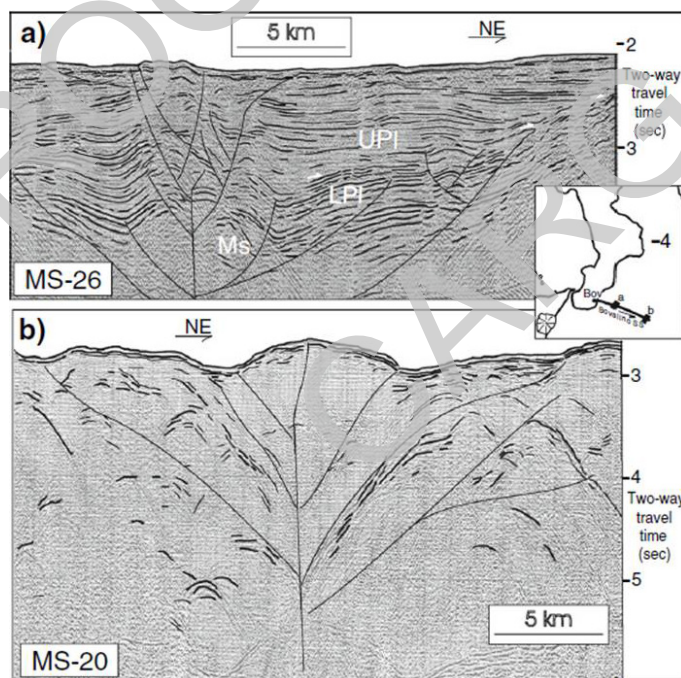


Fig. 44 - Profili sismici realizzati perpendicolarmente alla Bovalino fault zone. Tali profili evidenziano delle strutture a fiore i cui rami di faglia interessano i depositi recenti e deformano il fondo marino, da DEL BEN et alii, (2008).

immergenti soprattutto a NE e in misura minore a SO. La Bovalino-Bagnara *fault zone* può essere associata alle strutture tettoniche Nicotera-Gioiosa Ionica e Molochio-Antonimina a nord (DEL BEN *et alii*, 2008; TRIPODI *et alii*, 2013) ed alla faglia di Spartivento (DEL BEN *et alii*, 2008) a sud dell'area del Foglio.

PROGETTO
CARG

VII - ELEMENTI DI SISMICITÀ STORICA E TETTONICA ATTIVA

Nell'area del Foglio, il catalogo parametrico dei terremoti in Italia non contiene epicentri di terremoti significativi; la storia sismica delle località presenti non è diversa da quella di quasi tutti i centri della Calabria e copre a fatica gli ultimi tre o quattro secoli dell'ultimo millennio (Fig. 45 a, b, c), riportati anche in BOSCHI *et alii* (1995).

Nell'area il terremoto più grave è stato quello del 5 Febbraio 1783, che produsse, nei centri abitati, gravi distruzioni; il terremoto, che ebbe effetti catastrofici ed è stato parametrizzato con una Mw 7.0 ed un'intensità epicentrale di XI MCS, sconvolse letteralmente l'area della Calabria meridionale ed in particolare la porzione tirrenica, modificando la fisiografia del paesaggio dalle falde dell'Aspromonte alla piana costiera. L'epicentro di questo evento epocale, responsabile di oltre 30.000 morti, è stato posto ad ovest del Foglio e si colloca al contatto tettonico tra i depositi quaternari della Piana di Gioia Tauro e il basamento granitico-metamorfico, lungo una fascia a decorso antiappenninico, ai piedi dell'Aspromonte. La geometria di tale contatto e la geologia dei terreni coinvolti sono stati descritti da COTECCHIA *et alii* (1969) che ipotizzarono anche la rottura della faglia come causa del terremoto. Tale ipotesi, già in embrione negli scritti di studiosi del tempo (DE DOLOMIEU, 1784), è stata poi definitivamente confermata dagli studi paleosismologici di GALLI & BOSI (2002) che hanno permesso di delineare in dettaglio i diversi segmenti della faglia denominata di Cittanova, di valutarne il rateo annuale di scivolamento e di individuare possibili paleoterremoti simili a quello del 1783, in termini di energia liberata.

Storia sismica di Ardore [38.191, 16.168]



Numero di eventi: 10

Effetti		In occasione del terremoto del:			
I [MCS]	Data	Ax	Np	Io	Mw
8	1783 02 05 12:00	Calabria	356	11	7.02 ±0.08
6	1894 11 16 17:52	Calabria meridionale	303	9	6.07 ±0.10
NF	1898 08 12	ROMETTA	69	6-7	4.89 ±0.22
6-7	1905 09 08 01:43	Calabria meridionale	895		7.04 ±0.16
7-8	1907 10 23 20:28	Calabria meridionale	274	8-9	5.87 ±0.25
8	1908 12 28 04:20	Calabria meridionale-Messina	800	11	7.10 ±0.15
5	1978 03 11 19:20	Calabria meridionale	126	8	5.24 ±0.09
4	1997 09 03 23:15	Calabria meridionale	83	5-6	4.55 ±0.13
3-4	1997 10 02 04:50	Calabria meridionale	31	5	4.18 ±0.19
NF	2000 03 17 03:52	Calabria	25	5	4.22 ±0.16

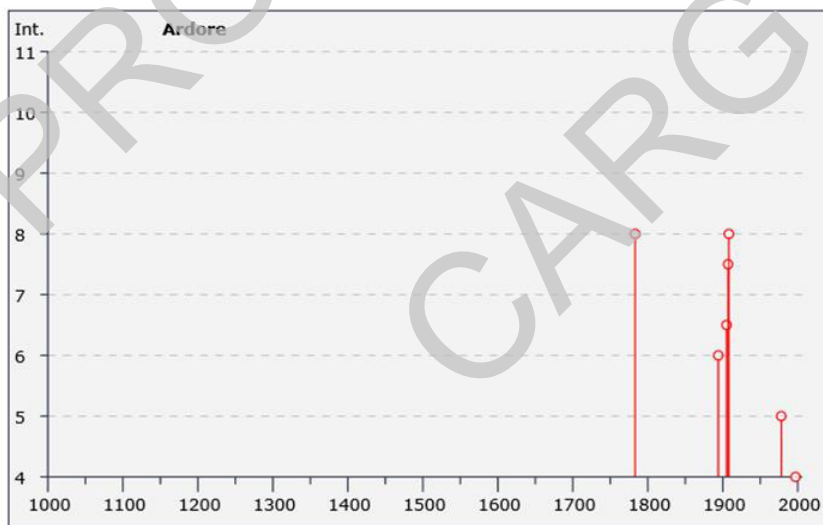


Fig. 45a - Storia sismica negli ultimi 1000 anni di alcuni abitati presenti nel Foglio - Ardore. Grafici tratti da DBMI (2011).

Storia sismica di San Luca [38.146, 16.064]



Numero di eventi: 12

Effetti	In occasione del terremoto del:				
I [MCS]	Data	Ax	Np	Io Mw	
8	1783 02 05 12:00	Calabria	356	11	7.02 ±0.08
6	1894 11 16 17:52	Calabria meridionale	303	9	6.07 ±0.10
6	1905 09 08 01:43	Calabria meridionale	895		7.04 ±0.16
7-8	1907 10 23 20:28	Calabria meridionale	274	8-9	5.87 ±0.25
8-9	1908 12 28 04:20	Calabria meridionale-Messina	800	11	7.10 ±0.15
6-7	1928 03 07 10:55	CAPO VATICANO	30	7-8	5.83 ±0.26
4	1961 03 24 10:36	ASPROMONTE	59	5-6	4.79 ±0.28
4	1975 01 16 00:09	Stretto di Messina	346	7-8	5.20 ±0.09
3-4	1997 09 03 23:15	Calabria meridionale	83	5-6	4.55 ±0.13
NF	1997 10 02 04:50	Calabria meridionale	31	5	4.18 ±0.19
NF	1998 02 08 01:12	ASPROMONTE	39	5	4.13 ±0.17
4-5	2000 03 17 03:52	Calabria	25	5	4.22 ±0.16

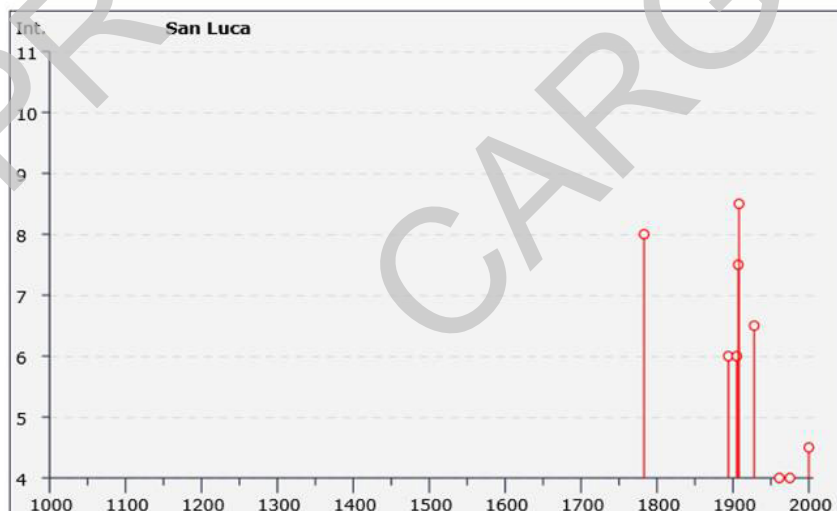


Fig. 45b - Storia sismica negli ultimi 1000 anni di alcuni abitati presenti nel Foglio - San Luca. Grafici tratti da DBMI (2011).

Storia sismica di Bovalino Superiore [38.170, 16.156]



Numero di eventi: 5

Effetti	In occasione del terremoto del:				
I [MCS]	Data	Ax	Np	Io	Mw
8	1783 02 05 12:00	Calabria	356	11	7.02 ±0.08
7	1894 11 16 17:52	Calabria meridionale	303	9	6.07 ±0.10
7-8	1907 10 23 20:28	Calabria meridionale	274	8-9	5.87 ±0.25
7-8	1908 12 28 04:20	Calabria meridionale-Messina	800	11	7.10 ±0.15
3	1978 04 15 23:33	Golfo di Patti	332		6.06 ±0.09

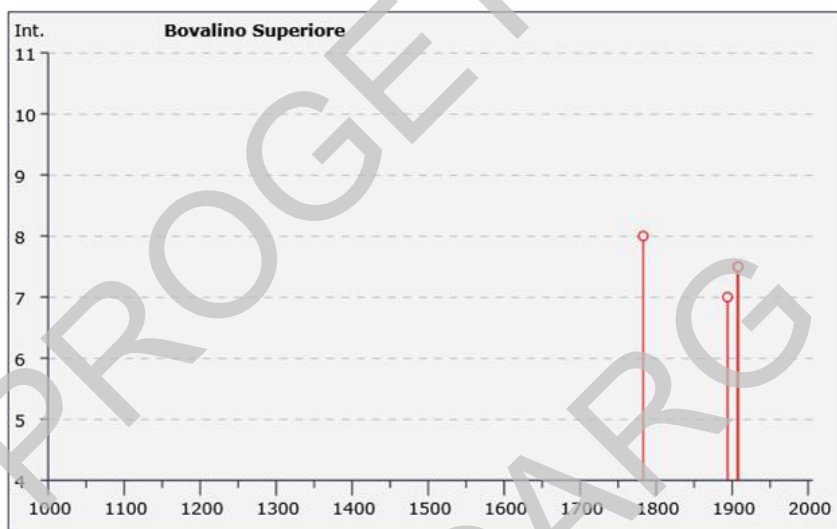


Fig. 45c - Storia sismica negli ultimi 1000 anni di alcuni abitati presenti nel Foglio - Bovalino Superiore. Grafici tratti da DBMI (2011).

VIII - ELEMENTI GEOMORFOLOGICI

1. - GENERALITÀ

L'area del Foglio 603 "Bovalino" presenta le morfologie tipiche del settore ionico meridionale calabro che sono fortemente condizionate dall'assetto e dall'evoluzione geologico-strutturale regionale; inoltre lo stile strutturale dell'area si riflette anche sui diversi ritmi morfodinamici.

La dinamica dei versanti, in particolare i fenomeni gravitativi, condizionano fortemente i processi deposizionali; nell'area sono presenti fenomeni gravitativi tra i più maestosi e significativi dell'intera Calabria. Tali processi sono ampiamente diffusi a causa dell'affioramento di litologie suscettibili alle frane e/o per l'elevata energia di rilievo prodottasi a causa del forte approfondimento del reticolo idrografico.

L'incidenza della franosità nel bilancio erosione/sedimentazione è molto elevata (SORRISO VALVO, 1993) ed ha portato come conseguenza, in particolare con gli eventi estremi del 1954 e 1973, al sovralluvionamento di alcuni tratti vallivi che attualmente sono interessati da una fase di dissezione; tale sovralluvionamento non ha però influenzato la dinamica costiera, in quanto, negli anni, sono state realizzate opere di difesa fluviale che hanno impedito il trasporto dei sedimenti a mare.

Il versante aspromontano ricadente nel Foglio, è inciso, nel tratto a monte, da valli con versanti molto acclivi, mentre nel tratto terminale i corsi d'acqua si immettono in piane alluvionali anche ampie. Ciò si verifica sia in risposta al generale sollevamento in blocco dell'Arco Calabro ma anche per la differente resistenza ai fenomeni erosivi e gravitativi delle litologie attraversate.

L'insieme delle strutture tettoniche e la geometria delle successioni

sedimentarie affioranti nell'area descrivono, nella porzione centro-settentrionale del Foglio, una struttura monoclinale con *strike* prevalentemente NE-SO e immersione verso SE. Le strutture geologiche principali hanno un'espressione morfotettonica importante e sono rappresentate da faglie ad alto angolo, orientate NO-SE, che dislocano la successione sedimentaria ed il substrato prevalentemente verso NE.

Il drenaggio superficiale è fortemente condizionato dalle strutture tettoniche principali; l'idrografia superficiale si imposta infatti in corrispondenza delle principali strutture tettoniche presenti che mettono sovente a contatto litologie con forte contrasto litologico. Il reticolo idrografico principale taglia ortogonalmente la successione di riempimento bacinale presente nell'area.



Fig. 46 - Scarpate di faglia orientate NO-SE; sullo sfondo la faglia mette a contatto l'unità gneissica del substrato con il flysch di Capo d'Orlando. In primo piano la faglia di Masella che mette a contatto il flysch di Capo d'Orlando con il Gruppo delle Argille Variegiate.

Il sollevamento in blocco dell'Arco Calabro ha portato all'approfondimento e all'ampliamento della rete idrografica ed alla produzione di fenomeni di sovrainposizione e/o antecedenza (valli fortemente incise nell'entroterra e alvei ampi nel fondovalle), con formazione di un reticolo susseguente con *pattern* rettilineo e dendritico.

I fondovalle dei sistemi fluviali principali (Fiumare Bonamico, Careri e Laverde), sono generalmente sovralluvionati, mentre si presentano molto incisi nella parte occidentale e meridionale del Foglio, dove si impostano e incidono il substrato cristallino-metamorfico.

I sistemi fluviali assumono il carattere torrentizio dando il tipico aspetto e carattere di fiumara al sistema di drenaggio. I fenomeni erosivi e gravitativi presenti all'interno dei bacini idrografici producono notevoli quantità di detriti che vengono mobilizzati soprattutto durante le piene stagionali per poi essere depositati all'interno delle aree a minor pendenza. Tale sistema deposizionale risulta estremamente instabile, con tassi di accumulo elevati, tipico delle fiumare calabresi.

L'erosione selettiva mette in evidenza i contatti stratigrafici e tettonici. Particolare importanza assumono le scarpate di faglia esumate per contatti ad alto angolo tra le unità prevalentemente metamorfiche e/o conglomeratico-arenacee del substrato e le unità argillose (Argille Variegate) (Fig. 46). I suddetti sistemi di faglie sono orientati sia NE-SO, ad alto angolo ed immergenti verso



Fig. 47 - *Morfologia a calanchi nelle marne dei Trubi (TRB).*

SE, che NO-SE, anch'esse ad alto angolo ma immergenti sia a NE che a SO. I depositi mio-pleistocenici presenti conferiscono una tipica morfologia collinare ondulata dove sono presenti litologie di tipo pelitico e sono comuni versanti e forme tipicamente calanchive (Fig. 47). Avvicinandosi alla costa, sono sempre più frequenti superfici tabulari, a quote diverse, leggermente pendenti verso mare. Queste superfici corrispondono a terrazzi prevalentemente continentali che sono la testimonianza di antiche paleovalle e piane alluvionali.

2. - IDROGRAFIA

Nell'area del Foglio, il reticolo idrografico presenta caratteristiche tipiche delle aree di recente sollevamento. Le incisioni torrentizie, denominate "fiumare", presentano un andamento all'incirca ortogonale alla linea di costa, un fondovalle ad elevata pendenza per la maggior parte del loro percorso, alvei stretti e incassati fra alte pareti rocciose nei tratti montani, che diventano ampi e sovralluvionati nei tratti terminali.

Tali bacini sono generalmente di estensione limitata, con ampiezza maggiore nella parte medio-alta e più ristretti nella parte terminale. I deflussi sono modesti o mancano del tutto per diversi mesi all'anno, mesi nei quali le precipitazioni sono scarse o assenti, mentre sono decisamente consistenti per brevi periodi della stagione piovosa, durante i quali si possono verificare forti piene in coincidenza di eventi meteorici intensi.

La rete idrografica è caratterizzata da sistemi fluviali con sviluppo lineare nei quali si immettono ortogonalmente brevi affluenti, anche questi scarsamente gerarchizzati. I corsi d'acqua, generalmente poco alimentati nel tratto a monte, presentano in molti casi sezioni vallive poco scavate e a fondo piatto; nel tratto intermedio sono caratterizzati da elevata frequenza di affluenti e assumono il caratteristico profilo a V poco svasato, con valli simmetriche bene scavate e con versanti a gradinata. Nei tratti a minore pendenza diminuiscono gli affluenti e si formano valli reincise ed a fondo piatto (Fig. 48).

I corsi d'acqua principali presenti nell'area sono rappresentati, da nord verso



Fig. 48 - Particolare dell'alveo della Fiumara Bonamico nel tratto più pianeggiante della valle.

sud, da un piccolo tratto alla foce della Fiumara Condojanni, dalla Fiumara di Careri, dalla Fiumara Bonamico, dalla Fiumara Laverde e da un piccolo tratto della Fiumara di Bruzzano.

3. - MORFOLOGIA COSTIERA

Per quanto concerne la fascia litoranea, essa è caratterizzata da una linea di costa dominata da ampie spiagge; fa eccezione la porzione meridionale del Foglio nella quale, in corrispondenza della fascia litorale, è presente una scogliera a strapiombo sul mare (Fig. 49).

Lungo la fascia litoranea si assiste anche all'apporto di detrito da parte delle fiumare che producono sporgenze lobate in corrispondenza dello sbocco a mare ed assenza completa di depositi litoranei. I depositi delle conoidi alluvionali vengono inglobati nella stessa piana costiera con passaggi laterali a serie di dune costiere appena accennate e allungate parallelamente alla linea di costa. L'ampiezza della piana litorale-spiaggia varia mediamente da 0 a più di 100 m.

Lungo la costa è in atto un processo di arretramento riscontrabile sia dalla comparazione dei rilievi cartografici storici che dagli effetti negativi sui manufatti.

L'arretramento della linea di costa è imputabile alla notevole riduzione dell'apporto solido delle fiumare ed alla realizzazione di infrastrutture portuali; ciò è evidenziato dalla differenza tra la topografia relativa ai tipi IGMI (le cui

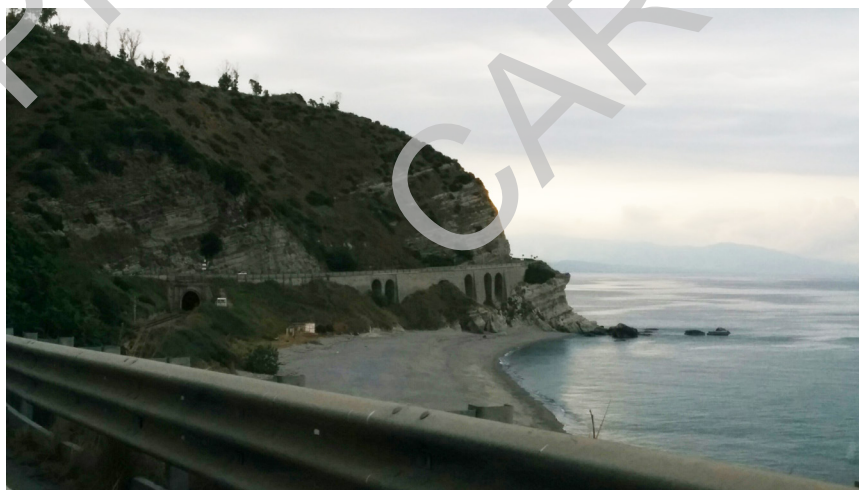


Fig. 49 - Area litorale in località Ferruzzano in cui è presente una scogliera a strapiombo sul mare costituita dal flysch di Capo d'Orlando ed un piccolo tratto di spiaggia retrostante la scogliera.

edizioni datano al 1954) e quella che è la topografia attuale. Risulta pertanto una estesa fascia litoranea in cui l'effetto combinato tra antropizzazione e diminuzione dell'apporto solido ha ridotto sensibilmente e in alcuni tratti annullato la presenza della spiaggia (Fig. 50). Questo fenomeno si inquadra nella tendenza generale delle coste italiane che risultano in erosione per un terzo della loro estensione, in equilibrio per i due terzi, questo grazie soprattutto ad interventi di difesa, e solo per un 5% in avanzamento. Le cause principali di questo fenomeno sono legate sia a processi naturali che, soprattutto, a modificazioni indotte dall'attività antropica.

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG

IX - GEOLOGIA APPLICATA

1. - FRANE E DEPOSITI DI VERSANTE

L'area del Foglio 603 "Bovalino" è sede di alcuni tra i principali fenomeni gravitativi presenti in Calabria tra i quali la frana di San Costantino, nei pressi dell'abitato di San Luca, che ha prodotto un lago da sbarramento e la frana di Careri-Natile Nuovo (Figg. 51 e 52). In generale l'area è interessata da corpi franosi, per lo più di tipo scorrimento e scorrimento-colate nei terreni argilloso-marnoso-arenacei delle argille e arenarie appartenenti soprattutto al *Gruppo delle Argille Variegatae (AV)* (Figg. 53 e 54). Scorrimenti roto-traslazionali sono presenti nelle porzioni arenacee delle successioni oligo-mioceniche e nel basamento cristallino. Molto diffusi sono i fenomeni di crollo e ribaltamento nei conglomerati del *flysch di Capo d'Orlando (COD)* e nel basamento cristallino. Negli scisti filladici appartenenti al basamento cristallino dell'*Unità di Stilo* sono molto diffusi fenomeni sia di tipo lineare che areale che danno luogo talvolta a morfologie pseudocalanchive. Diffusissimi sono i fenomeni franosi di tipo scorrimento complesso e di colamento all'interno del *Gruppo delle Argille Variegatae*, nonché fenomeni di erosione lineare (Fig. 55). La frequenza dei fenomeni dipende sia da fattori predisponenti, quali le caratteristiche morfologiche del territorio, la litologia delle formazioni affioranti e le condizioni strutturali dell'area, che dalle cause innescanti come le precipitazioni meteoriche ed i frequenti fenomeni sismici.

Le tipologie dei fenomeni gravitativi cartografati, presenti nell'area, sono stati classificati secondo VARNES (1978) (vedi CARRARA *et alii*, 1983).

I fenomeni più importanti ed estesi sono legati sia alla presenza delle litologie del tipo "*Argille varicolori*", come nell'area di Careri - Natile Nuovo (Fig.



Fig. 51 - Frana di S. Costantino, in destra idrografica della Fiumara Bonamico, a sud di San Luca, di tipo complesso. In questo caso lo scorrimento, evoluto in debris-flow, impostatosi sugli scisti dell'Unità Madonna di Polsi, ha portato alla formazione di una conoide detritica alla base che ha sbarrato il corso della Fiumara Bonamico.



Fig. 52 - Frana complessa impostata sull'Unità di Madonna di Polsi, in sinistra idrografica della Fiumara Bonamico, a sud dell'abitato di San Luca.



Fig. 53 - Fenomeni di scorrimento-colata all'interno di AV in località Fimmanella.

56), che alla cattiva qualità geomeccanica delle rocce del substrato, come per esempio la frana di San Costantino che si imposta su versanti di natura cristallina metamorfica.



Fig. 54 - Fenomeni di espansione laterale dei blocchi di quarzareniti (qa) sul Gruppo delle Argille Variegata (AV) nei pressi di Ferruzzano.



Fig. 55 - Erosione lineare all'interno di AV in destra idrografica della Fiumara Bonamico.

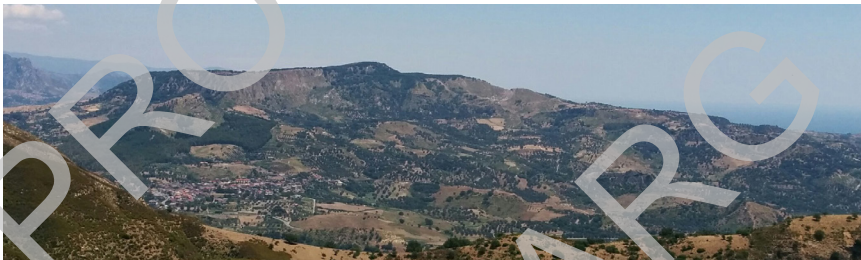


Fig. 56 - Area in frana impostata su depositi miocenici, tra gli abitati di Natile Nuovo e Careri.

2. - IDROGEOLOGIA

L'area del Foglio risulta caratterizzata da particolari condizioni idrogeologiche, sia per la presenza di una forte componente tettonica che di una particolare condizione stratigrafica; l'insieme di queste componenti si traduce in una distribuzione disomogenea delle risorse idriche sotterranee.

La successione stratigrafica presente mette in evidenza come le litologie affioranti possiedano sostanziali differenze di comportamento nei confronti dell'infiltrazione delle acque meteoriche e della circolazione idrica; il tutto viene ulteriormente complicato per le caratteristiche delle strutture tettoniche presenti (COLTRO *et alii*, 1980; FERRARA, 1987; BARBAGALLO *et alii*, 1993).

Gli acquiferi di maggiori dimensioni e più continui si riscontrano nelle pianure

costiere e lungo i fondovalle, in corrispondenza dei depositi alluvionali, dove sono presenti condizioni di alta permeabilità per porosità. Nell'area del Foglio sono presenti altri terreni a permeabilità medio-alta, in particolare quelli appartenenti al Miocene medio-superiore conglomeratico-arenaceo poco cementato. Tali litologie sono sede di buoni acquiferi anche per il fatto che poggiano generalmente sul *Gruppo delle Argille Variegate*, impermeabili, consentendo quindi un buon accumulo delle acque di infiltrazione. Altri terreni a permeabilità molto bassa sono costituiti dalle formazioni pelitico-argillose e marnose del Plio-Pleistocene. Anche il basamento cristallino, essendo caratterizzato da forti discontinuità per scistosità e per fatturazione di natura tettonica e gravitativa, è caratterizzato dalla presenza di buoni acquiferi. Gli acquiferi all'interno del basamento cristallino sono comunque molto vari e discontinui; molto più continui sono quelli presenti nei depositi di fondovalle delle fiumare che, pur costituendo corpi idrici indipendenti, si unificano in corrispondenza delle più estese pianure costiere.

Le aree di alimentazione sono rappresentate dai bacini imbriferi dei vari corsi d'acqua. Essendo questi caratterizzati, per la maggior parte da rocce con permeabilità localizzata e discontinua, gli spartiacque idrografici assumono il significato di limiti di idrostrutture indipendenti. In corrispondenza delle aree in cui affiorano i depositi più antichi, a diversa litologia e permeabilità, questi limiti sono talora determinati da elementi strutturali che hanno condizionato anche le modalità di deposizione di tali terreni.

La ricarica delle falde si verifica principalmente nel semestre ottobre - marzo attraverso le precipitazioni meteoriche sia di tipo diretto che di carattere nevo-so alle quote più alte. Altre fonti di ricarica riguardano i deflussi superficiali lungo gli alvei e le acque delle manifestazioni sorgentizie che scaturiscono a quote diverse lungo i versanti.

3. - GEOSITI DI INTERESSE NATURALISTICO

Da alcuni anni in tutto il mondo, ed in particolare in Europa, si sta sempre più affermando, nell'ambito del vasto concetto di salvaguardia di ambiente e territorio, l'attenzione per il Patrimonio Geologico; numerose sono ormai le località, più o meno vaste, di particolare valore geologico/paesaggistico che interessano la comunità scientifica e la popolazione nazionale ed internazionale. Le località di elevato interesse geologico, definite in generale come geositi e geoparchi, a seconda della loro estensione e delle loro caratteristiche, vengono tutelati per conservare le principali caratteristiche scientifiche della nostra storia geologica, strappandoli al possibile degrado ed alle distruzioni causate dalle attività antropiche, per la fruizione delle loro componenti estetiche e paesaggistiche e per la loro valorizzazione ai fini didattici e turistico-culturali.

La Calabria è sede di emergenze veramente eccezionali, di tipo geologico, ancora ben conservate, in molti casi uniche non solo nel panorama nazionale, ma anche internazionale (lo Stratotipo della base del Calabriano in località Vrica di Crotona; i diapiri salini dell'area di Belvedere di Spinello e Casabona; le sezioni di crosta profonda delle Serre; le ofioliti di alta pressione di Diamante; la Fiumara dell'Amendolea; ecc.), ma purtroppo ancora poco note al grande pubblico. Suggestivo rimane il paesaggio pre-aspromontano dove storici insediamenti sono stati delocalizzati in passato lasciando un carattere unico nel paesaggio geologico.

4. - CAVE E MINIERE

All'interno dell'area del Foglio 603 "Bovalino" sono presenti e sono state effettuate in passato delle attività estrattive inerenti scavi a cielo aperto. Particolare interesse storico rivestono le attività estrattive effettuate in passato all'interno dell'area comunale di Benestare che è stata in particolare sede di estrazione di gesso, materiale molto usato in passato nella costruzione del centro abitato del comune stesso (Fig. 57).



Fig. 57 - *Affioramento di gessi parzialmente sfruttato per la coltivazione.*

Attività estrattive hanno riguardato anche la roccia calcarea giurassica di Monte Mutolo. Tale attività era localizzata alla periferia dell'abitato di Staiti, poco lontano dal centro abitato; il materiale estratto veniva poi utilizzato come materiale per edilizia ed infrastrutture.

BIBLIOGRAFIA

- AFCHAIN C. (1969) - *Présence de Tentaculitidae démontrant l'âge dévonien des niveaux calcaires intercalés dans le "phyllades" du substratum du chaînon calcaire de Stilo - Pazzano (Calabre méridionale, Italie)*. C. R. Soc. Géol. France, **5**, 150-151.
- AMODIO MORELLI L., BONARDI G., COLONNA V., DIETRICH D., GIUNTA G., IPPOLITO F., LIGUORI V., LORENZONI S., PAGLIONICO A., PERRONE V., PICCARRETA G., RUSSO M., SCANDONE P., ZANETTIN -LORENZONI E. & ZUPPETTA A. (1976) - *L'arco calabro-peloritano nell'orogene appenninico-maghrebide*. Mem. Soc. Geol. It., **17**, 1-60.
- ANGI G., CIRRINCIONE R., FAZIO E., FIANNACCA P., ORTOLANO G. & PEZZINO A. (2010) - *Metamorphic evolution of preserved Hercynian crustal section in the Serre Massif (Calabria-Peloritani Orogen, southern Italy)*. Lithos, **115**, 237-262.
- ARGNANI A. & POSSENTI A. (2005) - *Geologia dell' offshore ionico della Calabria Meridionale*. Atti del 21° Convegno Nazionale GNGTS, CNR, Roma.
- ATZORI P. & D'AMICO C. (1972) - *Rapporti tra gneiss occhadini e filladi a Savoca (Peloritani, Sicilia)*. Miner. Petrogr. Acta, **19**, 83-96.
- ATZORI P. & FERLA P. (1979) - *Caratteristiche del metamorfismo ercinico sulle successioni sedimentarie e magmatiche del basamento paleozoico delle unità inferiori dei M. Peloritani*. Mem. Soc. Geol. It., **20**, 447-452.
- ATZORI P., GHISETTI F., PEZZINO A. & VEZZANI L. (1978) - *Strutture ed evoluzione geodinamica recente dell'area peloritana (Sicilia nord-orientale)*. Boll. Soc. Geol. It., **97**, 31-56.
- ATZORI P., GHISETTI F., PEZZINO A. & VEZZANI L. (1983) - *Carta geologica del bordo occidentale dell'Aspromonte. Scala 1:50.000*. S.EL.CA., Firenze.
- ATZORI P., IOPPOLO S., MACCARRONE E., PEZZINO A. & PUGLISI G. (1976) - *Iparagneiss e micascisti della catena peloritana*. Rend. SIMP, **32**, 479-496.
- ATZORI P., MACCARRONE E., MESSINA A. & PUGLISI G. (1974) - *Le muscoviti delle metamorfiti di Milazzo e di alcune plutoniti calabro-peloritane*. Atti Acc. Pel. Per. Sci. F.M.N., **54**, 189-211.
- ATZORI P. & VEZZANI L. (1974) - *Lineamenti petrografico-strutturali della catena peloritana*. Geol. Romana, **13**, 21-27.
- BALDACCI L. (1886) - *Descrizione geologica dell'Isola di Sicilia*. Mem. Descr. Carta Geol. d'Italia, 408 pp.
- BARBAGALLO M., BIVONA C., CUBITO A., FERRARA V., PAPPALARDO S. & PENNISI A. (1993) - *Sintesi delle ricerche e cartografia illustrativa della vulnerabilità degli acquiferi all'inquinamento nel settore orientale dei Monti Peloritani (Sicilia Nord-Orientale)*. Quaderni di Tecniche di Protezione Ambientale, **49**, 239-246.
- BARRIER P. (1984) - *Evolution tectono-sédimentaire pliocène et pleistocène du détroit de Messin*. Thèse Un. Marseille, 270 pp.
- BARRIER P. (1986) - *Evolution paléogéographique du détroit de Messine au Pliocène et au Pléistocène*. Giorn. Geologia, **48**, 7-24.
- BARRIER P. (1987) - *Stratigraphie des dépôts pliocènes et quaternaires du détroit de Messine (Italie)*. Doc. et Trav. IGAL, **11**, 59-81.
- BARRIER P., CRAVATTE J., DECIS R., LANZAFAME G. & OTT D'ESTEVOU P. (1987) - *Mise au point stratigraphique sur les relations entre la "couverture calabride miocène" et les "terrains post-orogéniques" dans la région du détroit de Messine*. Doc. et Trav. IGAL, Paris, **11**, 43-53.
- BOCCALETTI M., CIARANFI N., COSENTINO D., DEIANA G., GELATI R., LENTINI F., MASSARI F., MORATTI G., PESCATORE T., RICCI LUCCHI F. & TORTORICI L. (1990) - *Palinspastic restoration and paleogeographic reconstruction of the peri-Tyrrhenian area during the Neogene*. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., **77**, 41-50.
- BOCCALETTI M. & MANETTI P. (1975) - *The Tyrrhenian sea and adjoining regions*. In: A.E.M. NAIRN et al. (Eds.): *The ocean basins and margins*. Plenum Pub. Corp., New York, vol. **4b**, 149-200.
- 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**, 219-222.
- BONARDI G., CAGGIANELLI A., CRITELLI S., MESSINA A. & PERRONE V. (2004) - *Geotraverse across the Calabria - Peloritani terraine (Southern Italy)*. Post-Congress Fieldtrip P66 of the 32° International Geological Congress, Florence (Italy), august 20-28 2004, APAT, Roma, 60 pp.
- BONARDI G., CAVAZZA V., PERRONE V. & ROSSI S. (2001) - *Calabria - Peloritani terraine and northern Ionian Sea*. In: VAI G.B. & MARTINI I.P. (EDS.): *Anatomy of an orogen: the Apennines and adjacent Mediterranean Basins*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht/ Boston/London, 287-306.
- BONARDI G., CELLO G., PERRONE V., TORTORICI L., TURCO E. & ZUPPETTA A. (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., COMPAGNONI R., DEL MORO A., MESSINA A. & PERRONE V. (1987) - *Riequilibrazioni tetono-metamorfiche alpine nell'Unità dell'Aspromonte, Calabria meridionale*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **42**, 301.
- BONARDI G., DE CAPOA P., DI STASO A., ESTÉVEZ A., MARTÍN-MARTÍN M., MARTÍN-ROJAS I., PERRONE V. & TENT-MANCLÚS J.E. (2003) - *Oligocene to Early Miocene depositional and structural evolution of the Calabria Peloritani Arc southern terraine (Italy) and geodynamic correlations with the Spain Beltics and Marocco Rif*. Com. Rend. Acad. Sci. Paris, **334**, 423-430.
- BONARDI G., DE VIVO B., GIUNTA G. & PERRONE V. (1982) - *I conglomerati rossi dei Monti Peloritani e considerazioni sull'Unità di Novara*. Boll. Soc. Geol. It., **101**, 157-172.
- BONARDI G., GIUNTA G., LIGUORI V., PERRONE V., RUSSO M. & ZUPPETTA A. (1976) - *Schema geologico dei Monti Peloritani*. Boll. Soc. Geol. It., **95**, 1-26
- 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., GURRIERI S., MESSINA A., PERRONE V., RUSSO M. & ZUPPETTA A. (1979) - *Osservazioni geologiche e petrografiche sull'Aspromonte*. Boll. Soc. Geol. It., **98**, 53-73.
- BONARDI G., MESSINA A., PERRONE V., RUSSO S. & ZUPPETTA A. (1984) - *L'unità di Stilo nel settore meridionale dell'arco Calabro-peloritano*. Boll. Soc. Geol. It., **103**, 279-309.
- BONCIO P. & LAVECCHIA G. (2000) - *A structural model for active extension in Central Italy*. Journal of Geodynamics, **29**, 233-244.
- BONFIGLIO L. (1970a) - *Facies biodetritica tardo pliocenica nei Peloritani a 1250 metri d'altitudine*. Boll. Soc. Geol. It., **89**, 499-506.
- BONFIGLIO L. (1970b) - *Stratigrafia del Neogene sul versante settentrionale dei M. Peloritani presso Salice (Messina)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., Sez. A, **76**, 293-311.
- BONFIGLIO L. & VIOLANTI D. (1983) - *Prima segnalazione di Tirreniano ed evoluzione pleistocenica di Capo Peloro (Sicilia nord-orientale)*. Geogr. Fis. Dinam. Quater., **6**, 3-15.
- BORSI S., MERLIN H.O., LORENZONI S., PAGLIONICO A. & LORENZONI-ZANETTIN E. (1976) - *Stilo Unit and "Dioritic-Kinzingitic" Unit in le Serre (Calabria, Italy)*. Geological, petrological, geochronological characters. Boll. Soc. Geol. It., **95**, 219-244.
- BOSCHI E., FERRARI G., GASPERINI P., GUIDOBONI E., SMERIGLIO G. & VALENSISE G. (1995) - *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1980*. Istituto Nazionale di Geofisica, vol. **1**, 746-765.
- BOUILLIN J.P. (1984) - *Nouvelle interprétation de la liaison Apennin-Maghrebides en Calabre: conséquences sur la paléogéographie téthysienne entre Gibraltar et les Alpes*. Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys., **25**, 321-338.
- BOUILLIN J.P., DURAND DELGA M. & OLIVIER P. (1986) - *Betic-Rifjan and Tyrrhenian arcs: distinctive features, genesis and development stages*. In: C.F. WEZEL (ED.): *The origin of the arcs*. Developments in Geotectonics, Elsevier, **21**, 281-304.
- BOUSQUET J.C. (1973) - *La tectonique récente de l'Apennin calabro-lucanien dans son cadre géologique et géophysique*. Geol. Romana, **12**, 1-104.
- BOUSQUET J.C., LANZAFAME G., TORTORICI L., SAURET B. & ABOUBEKR N. (1980) - *Mise en évidence*

- d'un épisode tectonique de distension pendant le Quaternaire ancien sur le bord sud-oriental du détroit de Messine*. Soc. Géol. France, **3**, 88-91.
- CAIRE A. (1973) - *The Calabro - Sicilian Arc*. In: DE JONG K.A. & SCHOLTEN R. (Eds.): *Tectonics*. J. Wiley and Sons Inc., 157-173.
- CAMPISI B. (1977) - *Le Argille Scagliose di Moio e di Floresta (Sicilia Nord-orientale)*. Geol. Romana, **16**, 113-130.
- CARBONE S. (2013) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 612 "Randazzo"*. Servizio Geologico d'Italia, (in stampa).
- CARBONE S., MESSINA A. & LENTINI F. (2008) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 601 "Messina - Reggio Calabria"*. Servizio Geologico d'Italia, APAT-Regione Siciliana, S.EL.CA., Firenze, 179 pp.
- CARBONE S., MESSINA A., LENTINI F. & MACAIONE E. (2011) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 dei fogli 587 "Milazzo" e Foglio 600 "Barcellona Pozzo di Gotto"*. Servizio Geologico d'Italia, ISPRA S.EL.CA., Firenze, 262 pp.
- CARBONE S., PEDLEY H.M., GRASSO M. & LENTINI F. (1993) - *Origin of the "Calcareni di Floresta" of NE Sicily: late orogenic sedimentation associated with a middle Miocene sea-level high stand*. Giorn. Geologia, **55**, 105-116.
- CARIMATI R., GOSSEMBERG P., MARINI A. & POTENZA R. (1980) - *Catalogo delle unità formazionali italiane*. Boll. Serv. Geol. d'Italia, **101**, 43-542.
- CARRARA A., D'ELIA B. & SEMENZA E. (1983) - *Classificazione e nomenclatura dei fenomeni franosi*. Geol. Appl. Idrog., **20**, 223-243.
- CASSA PER IL MEZZOGIORNO (1971-73) - *Carta geologica della Calabria alla scala 1:25.000*.
- CATALANO S. & DI STEFANO A. (1996) - *Nuovi dati geologici e stratigrafici sul flysch di Capo d'Orlando nei Peloritani orientali (Sicilia nord orientale)*. Mem. Soc. Geol. It., **51**, 149-164.
- CATALANO S., DI STEFANO A. & VINCI G. (1996) - *Tettonica e sedimentazione nell'Oligo-Miocene lungo l'allineamento Rocca Novara di Sicilia-Capo S. Alessio nei Monti Peloritani (Sicilia nord orientale)*. Mem. Soc. Geol. It., **51**, 165-177.
- CAVAZZA W. (1989) - *Detrital modes and provenance of the Stilo-Capo d'Orlando Formation (Miocene), southern Italy*. Sedimentology, **36**, 1077-1090.
- CAVAZZA W. & BARONE C. (2010) - *Large-scale sedimentary recycling of tectonic mélange in a forearc setting: The Ionian basin (Oligocene - Quaternary, southern Italy)*. Geological Society of America Bulletin, doi: 10.1130/B30177.1.
- CAVAZZA W., BLENKINSOP J., DE CELLES P.G., PATTERSON R.T. & REINHARDT E.G. (1997) - *Stratigrafia e sedimentologia della sequenza sedimentaria oligocenico - quaternaria del bacino calabro - ionico*. Boll. Soc. Geol. It., **116**, 51-77.
- CAVAZZA W. & DE CELLES P.G. (1993) - *Geometry of a Miocene submarine canyon and associated sedimentary facies in southeastern Calabria, southern Italy*. Geol. Soc. Am. Bull., **105**, 1297-1309.
- CAVAZZA W. & DE CELLES P.G. (1998) - *Upper Messinian siliciclastics rocks in southern eastern Calabria (southern Italy): palaeotectonic and eustatic implications for the evolution of the central Mediterranean region*. Tectonophysics, **298**, 223-241.
- CAVAZZA W. & INGERSOLL V.R. (2005) - *Detrital modes of the Ionian fore-arc basin fill (Oligocene Quaternary) reflect the tectonic evolution of the Calabria -Peloritani terraine (Southern Italy)*. Journal of Sedimentary Research, **75**, 268-279.
- CIRRINCIONE R., ATZORI P. & PEZZINO A. (1999) - *Sub-greenschist facies assemblages of metabasites in south-eastern Peloritani range (NE-Sicily)*. Mineralogy and Petrology, **67**, 193-212.
- CIRRINCIONE R., FAZIO E., FIANNACCA P., ORTOLANO G., PEZZINO A. & PUNTURO R. (2008) - *Petrological and microstructural constraints for orogenetic exhumation modelling of HP rocks: The example of southern Calabria Peloritani Orogen (western Mediterranean)*. Boll. Geof. Teor. e Appl., **49**, 141-146.
- CIRRINCIONE R., FAZIO E., ORTOLANO G., PEZZINO A. & PUNTURO R. (2011) - *Fault-related rocks:*

- deciphering the structural-metamorphic evolution of an accretionary wedge in a collisional belt, NE Sicily*. International Geology Review, **54**, 940-956.
- CIRRINCIONE R., FAZIO E., FIANNACCA P., ORTOLANO G., PEZZINO A., PUNTURO R., ROMANO V. & SACCO V. (2012) - *The Alpine evolution of the Aspromonte Massif: constraints for geodynamic reconstruction of the Calabria-Peloritani orogen*. 86° Congresso Nazionale della Società Geologica Italiana. "Il Mediterraneo: un archivio geologico tra passato e presente". Arcavacata di Rende (CS), 18-20 Settembre 2012.
- CIRRINCIONE R., ORTOLANO G., PEZZINO A. & PUNTURO R. (2008) - *Poly-orogenic multi-stage metamorphic evolution inferred via P-T pseudosections: an example from Aspromonte Massif basement rocks (southern Calabria, Italy)*. Lithos, **103**, 466-502.
- CIRRINCIONE R. & PEZZINO A. (1991) - *Caratteri strutturali dell'evento alpino nella serie mesozoica di Ali e nell'unità metamorfica di Mandanaci (Peloritani Orientali)*. Mem. Soc. Geol. It., **47**, 263-272.
- CIRRINCIONE R. & PEZZINO A. (1994) - *Nuovi dati sulle successioni Mesozoiche metamorfiche dei M.ti Peloritani Orientali*. Boll. Soc. Geol. It., **113**, 195-203.
- CITA M.B. (1975) - *The Miocene/Pliocene boundary: history and definition*; Micropaleontology Press. spec.pubb., **1**, 1-30.
- CITA M.B. (1982) - *The Messinian salinity crisis in the Mediterranean: a Review*. In: BERCHEMER H. & HSÜ K. (EDS.): *Alpine-Mediterranean Geodynamics*. Geodyn. Ser., vol. **7**, 113-140, AGU, Washington, D.C.
- CITA M.B., ABBATE E., ALDIGHIERI B., BALINI M., CONTI M.A., FALORNI P., GERMANI D., GROPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M. (EDS.) (2007): *Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali*. Quaderni del Servizio Geologico d'Italia, Serie III, **7**, 318 pp.
- COLONNA V., LORENZONI S. & ZANETTIN-LORENZONI E. (1973) - *Sull'esistenza di due complessi metamorfici lungo il bordo sud-orientale del massiccio granitico delle Serre (Calabria)*. Boll. Soc. Geol. It., **92**, 801-830.
- COLTRO R., FERRARA V. & RODA C. (1980) - *Relazione tra acque superficiali e falde subalvee nelle fumarie*. Atti 4° Conv. Int. sulle Acque Sotterranee, Acireale 17-21 febbraio 1980, **3**, 211-237.
- CORTESE E. (1895) - *Descrizione geologica della Calabria*. Mem. Descr. Carta Geol. d'Italia, **9**, pp. 310.
- COTECCHIA V., TRAVAGLINI G. & MELIDORO G. (1969) - *I movimenti franosi e gli sconvolgimenti della rete idrografica prodotti in Calabria dal terremoto del 1783*. Geologia applicata e Idrogeologia, **4**.
- COURME M.D. & MASCLE G. (1988) - *Nouvelles données stratigraphiques sur les séries oligo-miocènes des unités siciliennes: conséquences paléogéographiques*. Bull. Soc. Géol. France, **8**, 105-118.
- CRISCI G. M., MACCARRONE E. & ROTTURA A. (1979) - *Cittanova peraluminous granites (Calabria, southern Italy)*. Mineralogica et Petrographica Acta, **23**, 279-302.
- DE CAPOA P. & BONARDI G. (1970) - *Segnalazione di una fauna a Conodonti del Devonico superiore nei calcari intercalati alle filladi di Stilo Pazzano (Calabria Meridionale)*. Rend. Accad. Sc. Fis. Mat., Napoli, **37**, 127-128.
- DE CELLES P.G. & CAVAZZA W. (1995) - *Upper Messinian fanglomerates in Calabria, southern Italy: response to orogenic wedge adjustment following Mediterranean sea-level changes*. Geology, **23**, 775-778.
- DE JONGE M.R., WORTEL M.J.R. & SPAKMAN W. (1994) - *Regional scale tectonic evolution and the seismic velocity structure of the lithosphere and upper mantle: the Mediterranean region*. J. Geoph. Res., **99**, 12091-12108.
- DEL BEN A., BARNABA C. & TABOGA A. (2008) - *Strike-slip systems as the main tectonic features in the Plio-Quaternary kinematics of the Calabrian Arc*. Mar. Geophys. Res., **29**, 1-12.
- DE LORENZO G. (1896) - *Studi di geologia nell'Appennino meridionale*. Atti R. Acc. Sc. Fis. Mat. e Nat., Napoli, s. II, **8** vol. 7, pp.128.
- DEWEY J.F., HELMAN M.L., TURCO E., HUTTON D.H.W. & KNOTT S.D. (1989) - *Kinematics of the*

- western Mediterranean. In: COWARD M.P., DIETRICH D. & PARK R.G. (Eds.): *Alpine Tectonics*. Geological Society of London, Special Publication, **45**, 265-283.
- DE DOLOMIEU D. (1784) - *Memoria sopra i terremoti della Calabria dell'anno 1783*. Napoli.
- DI GRANDE A. (1967) - *Sezione tipo della Molassa di S. Mauro (Calabriano) nel Bacino Crotonese*. Riv. Ital. Strat. Paleont. Mem., **13**, 199-258.
- DIETRICH D. (1988) - *Sense of overthrust shear in the Alpine nappes of Calabria (southern Italy)*. J. Struct. Geol., **10**, 373-381.
- DOGLIONI C., MERLINI S. & CANTARELLA G. (1998) - *Foredeep geometries at the front of the Apennines in the Ionian Sea (central Mediterranean)*. Earth and Planetary Science Letters, **168**, 243-254.
- DUBOIS R. (1976) - *La suture calabro-apenninique Cretacé-Eocène et l'ouverture tyrrhénienne neogene: étude pétrographique et structural de la Calabre central*. Thèse, Université de Paris, pp. 567.
- FAZIO E., CIRRINCIONE R. & PEZZINO A. (2007) - *Estimating P-T conditions of Alpine-type metamorphism using multistage garnet in the tectonic windows of the Cardeto area (southern Aspromonte Massif, Calabria)*. Mineral. Petrol., **93**, 111-142.
- FERLA P. (1972) - *Serie metamorfiche dei Monti Peloritani occidentali (Messina)*. Rend. SIMP., **28**, 125-151.
- FERLA P. & ALAIMO R. (1976) - *I graniti e le rocce porfiriche calc-alcaline e K-andesitiche nel conglomerato trasgressivo del Miocene inferiore dei Monti Peloritani (Sicilia)*. Mem. Soc. Geol. It., **17**, 123-133.
- FERRARA V. (1987) - *Aspetti connessi alla vulnerabilità degli acquiferi alluvionali nei bacini dei corsi d'acqua minori della Sicilia nord-orientale*. Atti del Convegno "I corsi d'acqua minori dell'Italia Appenninica. Aspetti ecologici e gestionali", Boll. Mus. St. Nat. Lunigiana, **6-7**, 427-430.
- FIANNACCA P., WILLIAMS I.S., CIRRINCIONE R. & PEZZINO A. (2008) - *Crustal contributions to Late-Hercynian peraluminous magmatism in the Southern Calabria-Peloritani Orogen, southern Italy: petrogenetic inferences and the Gondwana connection*. Journal of Petrology, **48**, 1497-1514.
- FIANNACCA P., WILLIAMS I.S., CIRRINCIONE R. & PEZZINO A. (2013) - *The augen gneiss of the Peloritani Mountains (NE Sicily): granitoid magma production during rapid evolution of the northern Godyana margin at the end of the Precambrian*. Gondwana Res., **23**(2), 782-796.
- FINETTI I.R., LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S. & DEL BEN A. (1996) - *Il Sistema Appennino Meridionale-Arco Calabro-Sicilia nel Mediterraneo centrale: studio geologico-geofisico*. Boll. Soc. Geol. It., **115**, 529-559.
- FORNACIARI E. & RIO D. (1996) - *Latest Oligocene to Early-Middle-Miocene: quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the mediterranean region*. Micropaleontology, **42**, 1-36.
- GALLI P. & BOSI V. (2002) - *Paleoseismology along the Cittanova fault: implications for seismotectonics and earthquake recurrence in Calabria (southern Italy)*. Journal of Geophysical Research, **107**.
- GALLUZZO F., CACCIUNI A., CHIARINI E., D'OREFICE M., FALCETTI S., GRACIOTTI R., LA POSTA E., PAPANODARO F., RICCI V. & VITA L. (2009) - *Aggiornamento ed integrazioni delle linee guida della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000*. ISPRA - Servizio Geologico d'Italia. Quaderni del Servizio Geologico d'Italia, serie III, **12** (3), pp. 54.
- GELMINI R., LORENZONI S., MASTRANDREA A., ORSI G., SERPAGLI E., VAI G.B. & ZANETTIN - LORENZONI E. (1978) - *Rinvenimento di fossili devoniani nel cristallino dell'Aspromonte (Calabria)*. Rend. Soc. Geol. It., **1**, 45-47.
- GHISETTI F. (1979) - *Relazioni tra strutture e fasi trascorrenti e distensive lungo i sistemi Messina-Fiumefreddo, Tindari-Letojanni e Alia-Malvagna (Sicilia nord-orientale): uno studio microtettonico*. Geol. Romana, **18**, 23-58.
- GHISETTI F. (1981) - *L'evoluzione strutturale del bacino plio-pleistocenico di Reggio Calabria nel quadro geodinamico dell'arco calabro*. Boll. Soc. Geol. It., **100**, 433-466.
- GHISETTI F. & VEZZANI L. (1979) - *Strutture crostali della Calabria e della Sicilia: loro evoluzione geodinamica*. Atti Seminario del Sottoprogetto "Sorveglianza dei vulcani attivi e rischio vulcanico". CNR, P.F. Geodinamica, 3-4 Maggio 1979, Catania, 2-28.
- GIBBS A. (1987) - *Development of extension and mixed-mode sedimentary basin*. In: COWARD M.P.,

- DEWEY J.F. & HANCOCK P.L. (EDS.): *Continental Extensional Tectonics*. Geological Society of London Spec. Publ., **28**, 19-23.
- GIGNOUX M. (1909) - *La Calabre*. Ann. Geol., **18**, 141-160.
- GIGNOUX M. (1913) - *Les formations marines pliocènes et quaternaires de l'Italie du Sud et de la Sicilie*. Ann. Univ. Lyon, **36**, 693.
- GÖRLER F. (1978) - *Critical review of postulated nappe structures in Southern Calabria*. In: CLOSS H., ROEDER D. & SCHMIDT K. (EDS.): *Hellenides: geodynamic investigation along geotraverses by an International group of geoscientists*. I.U.C.G. Sci. Rep., **38**, 349-354.
- GÖRLER F. & GIESE P. (1978) - *Aspects of the evolution of the Calabrian Arc*. In: CLOSS H., ROEDER D. & SCHMIDT K. (EDS.): *Hellenides: geodynamic investigation along geotraverses by an International group of geoscientists*. I.U.C.G. Sci. Rep., **38**, 374-388.
- GÖRLER F. & IBBEKEN H. (1970) - *Erste Fossilfunde in der Metamorphiten des Kalabrischen Massivs (Süd Italien)*. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **7**, 424-426.
- GRAESSNER T. & SCHENK V. (1999) - *Low-pressure metamorphism of palaeozoic pelites in the Aspromonte, southern Calabria: constraints for the thermal evolution in the calabrian crustal cross-section during the hercynian orogeny*. Journal of Metamorphic Geology, **17**, 157-172.
- GUERRA I. (1986) - *Osservazioni strumentali della sismicità della Calabria. Risultati preliminari*. 5° Conv. Ann. GNDTS, CNR-Roma, 525-536.
- GUERRERA F. & WEZEL F.C. (1974) - *Nuovi dati stratigrafici sui flysch oligomiocenici siciliani e considerazioni tettoniche relative*. Rivista Mineraria Siciliana, **145-147**, 27-51.
- GUZZETTA G. (1964) - *Condizioni di giacitura dei terreni sedimentari affioranti nel circondario di Palizzi (Reggio Calabria)*. Bollettino della Società dei Naturalisti in Napoli, **73**, 203-210.
- HACCARD D., LORENZ C., & GRANDJACQUET C. (1972) - *Essai sur l'évolution tectogénétique de la liason Alpes-Appennines (de la Ligurie à la Calabre)*. Mem. Soc. Geol. It., **11**, 309-341.
- HEIKE MERLIN O. & LORENZONI S. (1972) - *Il massiccio granitico delle Serre (Calabria). Stato attuale delle conoscenze petrografiche*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **29**, 1-29.
- HILGEN F.J. & LANGEREIS C.G. (1988) - *The age of the Miocene-Pliocene boundary in the Capo Rossello Area (Sicily)*. Earth and Planetary Science Letters, **91**, 214-222.
- HILGEN F.J. & LANGEREIS C.G. (1993) - *A critical re-evaluation of the Miocene/Pleistocene boundary as defined in the Mediterranean*. Earth and Planetary Science Letters, **118**, 167-179.
- HUGHES D.O. (1968) - *Carta geologica della Calabria, Motta S. Giovanni, Foglio n. 254 II SO*, scala 1:25.000.
- IACCARINO S. & PREMOLI SILVA I. (2007) - *Practical manual of Neogene planktonic Foraminifera*. International School on Planktonic Foraminifera, VI Course: Neogene, Perugia (Italy) February 19-23.
- KASTENS K.A., MASCLE J., AUROUX C., BONATTI E., BROGLIA C., CHANNELL J., CURZI P., EMEIS K., GLACON G., HASEGAWA S., HIEKE W., MASCLE G., MCCOY F., MCKENZIE J., MENDELSON J., MULLER C., REHAULT J.P., ROBERTSON A., SARTORI R., SPROVIERI R. & TORI M. (1988) - *ODP Leg 107 in the Tyrrhenian Sea: insights into passive margin and back-arc basin evolution*. Geological Society of American Bulletin, **100**, 1140-1156.
- KNOTT S.D. (1987) - *The Liguride Complex of southern Italy: a Cretaceous to Paleogene accretionary wedges*. Tectonophysics, **142**, 217-226.
- KRETZ R. (1983) - *Symbols for rock-forming minerals*. Am. Mineral., **68**, 277 - 279.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S. & GRASSO M. (1995b) - *Principali lineamenti strutturali della Sicilia nord-orientale*. Studi Geol. Camerti, **1995/2**, 319-329.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S., DI STEFANO A., GARGANO C., ROMEO M., STRAZZULLA S. & VINCI G. (1995a) - *Sedimentary evolution of basins in mobile belts: examples from tertiary terrigenous sequences of the Peloritani Mts, (NE Sicily)*. Terra Nova, **7(2)**, 161-170.
- LENTINI F., CATALANO S. & CARBONE S. (2000) - *Note illustrative della carta geologica della provincia di Messina*. Scala 1:50.000, S.EL.CA, Firenze.
- LENTINI F., GRASSO M. & CARBONE S. (1987) - *Introduzione alla geologia della Sicilia e guida*

- all'escursione*. Conv. Società Geologica, Italiana "Sistemi Avanfossa-Avampaese lungo la Catena Appenninico-Maghrebide", Naxos-Pergusa, 22-25 aprile 1987.
- LENTINI F. & VEZZANI L. (1975) - *Le unità meso-cenozoiche della copertura sedimentaria del basamento cristallino peloritano (Sicilia nord-orientale)*. Boll. Soc. Geol. It., **94**, 537-554.
- LENTINI F. & VEZZANI L. (1978) - *Tentativo di elaborazione di uno schema strutturale della Sicilia orientale*. Mem. Soc. Geol. It., **19**, 495-500.
- LEONARDI A. (1965) - *L'ittiofauna cenomaniana di Floresta, Messina*. Palaeontografica Italica, **60**, 33-67.
- LOMBARDO G. (1980) - *Stratigrafia del Plio-Pleistocene nella zona di Reggio Calabria*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, **12**, 233-298.
- MAZZOLENI P. (1991) - *Le rocce porfiriche nel conglomerato basale della Formazione di Stilo-Capo d'Orlando*. Mem. Soc. Geol. It., **47**, 557-565.
- MESSINA A., COMPAGNONI R., DE VIVO B., PERRONE V., RUSSO S., BARBIERI M. & SCOTT B.A. (1991) - *Geological and petrochemical study of the Sila Massif plutonic rocks (northern Calabria, Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., **110**, 165-206.
- MESSINA A., SOMMA R., MACAIONE E., CARBONE G. & CARERI G. (2004) - *Peloritani Continental Crust Composition (southern Italy): geological and petrochemical evidence*. Boll. Soc. Geol. It., **123**, 405-441.
- MEULENKAMP J.E., HILGEN X. & VOOGT E. (1986) - *Late Cenozoic sedimentary-tectonic history of the Calabrian Arc*. Giorn. Geol., **48**, 345-359.
- MICHELETTI F., BARBEY P., FORNELLI A., PICCARRETA G. & DELOULE E. (2007) - *Latest Precambrian to early Cambrian U-Pb zircon ages of augen gneiss from Calabria (Italy), with inference to the Alboran microplate in the evolution of the peri-Gondwana terranes*. International Journal of Earth Sciences, **96**, 843-860.
- MINZONI N. (1993) - *Le catene alpina e appenninica nella Calabria centro-meridionale: possibili rapporti con la Calabria settentrionale e con i Monti Peloritani (Sicilia)*. Boll. Soc. Geol. It., **112**, 15-30.
- MINZONI N., GARAVELLO A., LUCIANI V., NEGRI A. & UNGARO S. (1992) - *La Calabria Ercinica negli Orogeni Alpino e Appenninico - Maghrebide*. Boll. Soc. Geol. It., **111**, 131-145.
- MIDAUCHI T., DAI PRA G. & SYLOS LABINI S. (1994) - *Geochronology of Pleistocene marine terraces and regional tectonics in the Tyrrhenian coast of South Calabria, Italy*. Il Quaternario, **7**, 17-34.
- MONACO C., TORTORICI L. & PALTRINIERI W. (1998) - *Structural evolution of the Lucanian Apennines, southern Italy*. Journal of Structural Geology, **20**, 617-638.
- MONTIGNY R., EDEL J.B. & THUIZAT R. (1981) - *Oligo-Miocene rotation of Sardinia: K/Ar ages and paleomagnetic data on Tertiary volcanics*. Earth and Planetary Sciences Letters, **54**, 261-271.
- MORESI M. & PAGLIONICO A. (1976) - *Osservazioni geologiche, petrografiche e geochemiche sulle rocce granitoidi delle Serre orientali (Calabria)*. Boll. Soc. Geol. It., **95**, 1855-1882.
- MORETTI A., COREA I. & GUERRA I. (1990) - *Sismicità attuale e sistemi di fratture superficiali in Calabria*. Atti del 9° Con. G.N.G.T.S., Roma, vol. 1, pp. 89-101.
- MOUSSAT E. (1983) - *Evolution de la Mer Tyrrhénienne Centrale et de ses Marges Septentrionales en relation avec la Néotectonique dans l'Arc Calabrais*. Thèse 3° cycle., Univ. P. et M. Curie, Paris, 1983, pp. 125.
- OGNIBEN L. (1960) - *Nota illustrativa dello Schema geologico della Sicilia nord-orientale*. Rivista Mineraria Siciliana, **64-65**, 183-212.
- 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.
- ORI G.G. & FRIEND P.F. (1984) - *Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets*. Geology, **12**, 475-478.
- ORTOLANO G., CIRRINCIONE R. & PEZZINO A. (2005) - *P-T evolution of Alpine metamorphism in the*

- southern Aspromonte Massif (Calabria, Italy)*. Schew. Mineral. Petrogr. Mitt., **85**, 31-56.
- ORTOLANO G., CIRRINCIONE R., PEZZINO A. & PULIATTI G. (2013) - *Geo-petro-structural study of the Palmi shear zone: Kinematic and rheological implications*. Rendiconti della Società Geologica Italiana, **29**, 126-129.
- ORTOLANO G., CIRRINCIONE R., PEZZINO A., TRIPODI V. & ZAPPALÀ L. (2015) - *Petro-structural geology of the eastern Aspromonte Massif crystalline basement (southern Italy-Calabria): an example of interoperable geo-data management from thin section - to field scale*. Journal of maps, vol. **11**, 181-200, ISSN: 1744-5647, doi: 10.1080/17445647.2014.948939.
- PASQUARÉ G., ABBATE E., BOSI C., CASIGLIONI G.B., MERENDA L., MUTTI E., OROBELLI G., ORTOLANI F., PAROTTO M., PIGNONE R., POLINO R., PREMOLI SILVA I. & SASSI F. P. (1992) - *Carta geologica d'Italia 1:50.000. Guida al rilevamento*. Servizio Geologico d'Italia, Quaderni serie III, **1**, pp. 203.
- PATA O. (1955) - *Le argille scagliose del versante sud-orientale della Calabria Ulteriore. Giacitura - litologia - genesi - cronologia - tettonica*. Boll. Serv. Geol. d'Italia, **77**, 59-112.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (1989) - *Post - Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relic lithospheric slab*. In: BORIANI A., BONAFEDE M., PICCARDO G.B. & VAI G.B. (Eds.): *The Lithosphere in Italy*. Atti Accademia Nazionale dei Lincei, **80**, 157-176.
- PATTERSON J., BLENSKOP W. & CAVAZZA W. (1995) - *Planktic foraminiferal biostratigraphy and ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr isotopic stratigraphy of the Oligocene-to-Pleistocene sedimentary sequence in the southeastern Calabrian microplate, southern Italy*. J. Paleontol., **69**, 7-20.
- PEZZINO A., ANGI G., FAZIO E., FIANNACCA P., LO GIUDICE A., ORTOLANO G., PUNTURO R., CIRRINCIONE R. & DE VUONO E. (2008) - *Alpine metamorphism in the Aspromonte Massif: implications for a new framework for the southern sector of the Calabria-Peloritani Orogen (Italy)*. International Geology Review, **50**, 423-441.
- PEZZINO A., PANNUCCI S., PUGLIESI G., ATZORI P., IOPPOLO S. & LO GIUDICE A. (1990) - *Geometry and metamorphic environment of the contact between the Aspromonte-Peloritani unit (upper unit) and Madonna di Polsi unit (lower unit) in the central Aspromonte area (Calabria)*. Boll. Soc. Geol. It., **109**, 455-469.
- REHAULT J.P., BOILLOT G. & MAUFFRET A. (1984) - *The Western Mediterranean Basin geological evolution*. Marine Geol., **55**, 447-477.
- REHAULT J.P., BOILLOT G. & MAUFFRET A. (1985) - *The Western Mediterranean Basin*. In: STANLEY D.J. & WEZEL F.C. (Eds.): *Geological Evolution of the Mediterranean Basin*. Springer-Verlag, New York 101-129.
- RICCI LUCCHI F. (1986) - *The Oligocene to recent foreland basins of the northern Apennines*. International Association of Sedimentologist, Special Publication, **8**, 105-139.
- RIO D., RAFFI I. & VILLA G. (1990) - *Pliocene-Pleistocene distribution patterns In The Western Mediterranean*. In KASTEN K.A. & MASCLE J. *et alii*, 1990. Proceeding of ODP, Scientific Results, **107**, 513-533.
- RODA C. (1965) - *Il Calcare Portlandiano a Dasycladaceae di M. Mutolo (Reggio Calabria)*. Geol. Rom., **32**, 259-290.
- RODA C. (1965a) - *Geologia della Tavoleta Belvedere di Spinello (Prov. Catanzaro, Foglio n. 237, I-SE)*. Boll. Soc. Geol. It., **84**, 159-285.
- RODA C. (1965b) - *La sezione pliocenica di Barretta (Bacino Crotonese, Calabria)*. Riv. Ital. Strat. Paleont., **71**, 605-660.
- SARTORI R. (1990) - *The main results of ODP Leg 107 in the frame of Neogene to recent geology of peri-Tyrrhenian areas*. In: KASTENS K.A.M.J. (Ed.), Proc. ODP, Sci. Results, **107** College Station, TX, 715-730.
- SCANDONE P. (1979) - *Origin of the Tyrrhenian Sea and Calabrian Arc*. Boll. Soc. Geol. It., **98**, 27-34.
- SEGUENZA G. (1873) - *Contribuzione alla geologia della Provincia di Messina: breve nota intorno alle formazioni primarie e secondarie*. Bull. R. Com. Geol., pp. 47.
- SELLI R. (1960) - *Il Messiniano Mayer-Eymar 1867. Proposta di un neostratotipo*. Giornale di

- Geologia, **28**, Bologna.
- SELLI R. (1978) - *Geologia e sismotettonica dello Stretto di Messina*. In: "L'attraversamento dello Stretto di Messina e la sua fattibilità", Convegno 4-6 Luglio 1978. Atti Acc. Naz. Lincei, **43**, 119-154.
- SONNINO M. (1997) - *La Formazione di Stilo - Capo d'Orlando in Calabria meridionale*. In: FERRINI G., MORETTI A. & SONNINO M. (EDS.): *Guida alle escursioni*. Gruppo di sedimentologia del CNR, Riunione Scientifica Annuale, Rende (CS), 53-81.
- SORRISO VALVO M. (1993) - *The Geomorphology of Calabria. A sketch*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **16**, 75-80.
- SORRISO VALVO M. & TANSI C. (1996) - *Grandi frane e deformazioni gravitative profonde di versante della Calabria. Note illustrative della carta al 250.000*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **19**, 395-408.
- TORTORICI L. (1982) - *Lineamenti geologico-strutturali dell'Arco Calabro-Peloritano*. Rend. della Soc. It. di Mineralogia e Petrologia, **38**, 927-940.
- TORTORICI L., MONACO C., TANSI C. & COCINA O. (1995) - *Recent and active tectonics in the Calabrian Arc (southern Italy)*. Tectonophysics, **243**, 37-55.
- TRIPODI V., MUTO F. & CRITELLI S. (2013) - *Structural style and tectono-stratigraphic evolution of the Neogene-Quaternary Siderno Basin, southern Calabrian Arc, Italy*. International Geology Review, **55**, 468-481.
- TRUILLET R. (1968) - *Etude géologique des Peloritains orientaux (Sicile)*. Thèse Fac. Sci., Paris, pp. 547.
- VAI G.B. (1992) - *Il segmento Calabro - Peloritano dell'orogene ercinico. Disaggregazione palinspastica*. Boll. Soc. Geol. It., **111**, 109-129.
- VAN DIJK J.P. (1990) - *Sequence stratigraphy, kinematics and dynamic geohistory of the Crotone Basin (Calabrian Arc, central Mediterranean): an integrated approach*. Mem. Soc. Geol. It., **44**, 259-285.
- VAN DIJK J.P. (1991) - *Basin dynamics and sequence stratigraphy in the Calabrian Arc (central Mediterranean); records and pathway of the Crotone Basin*. Geol. Mijnb., **70**, 187-201.
- VAN DIJK J.P. (1994) - *Late Neogene kinematics of intra-arc oblique shear zone (Calabrian Arc, central Mediterranean)*. Tectonics, **13**, 1201-1230.
- VAN DIJK J.P., BELLO M., BRANCALEONI G.P., CANTARELLA G., COSTA V., FRICA A., GOLFETTO F., MERLINI S., RIVA M., TORRICELLI S., TOSCANO C. & ZERILLI A. (2000) - *A regional structural model for the northern sector of the Calabrian Arc (Southern Italy)*. Tectonophysics, **324**, 267-320.
- VAN DIJK J.P. & OKKES M. (1988) - *The analysis of shear zones in Calabria; implications for the geodynamics of the central Mediterranean*. Ric. Sci., Suppl., **68**, 24-27.
- VAN DIJK J.P. & OKKES M. (1990) - *The analysis of shear zones in Calabria; implications for the geodynamics of the central Mediterranean*. Riv. Ital. Strat. Paleont., **96**, 241-270.
- VAN DIJK J.P. & OKKES M. (1991) - *Neogene tectonostratigraphy and kinematics of Calabrian basins: implications for the geodynamic of the central Mediterranean*. Tectonophysics, **196**, 23-60.
- VARNES D.J. (1978) - *Slope movements types and processes*. In: SCHUTER R.L. & KRIZET R.J. (EDS.): *Landslides, analysis and control*. Special Report 176, Nat. Acad. of Sciences, Washington, n. **33**.
- WELTJE G. (1988) - *De Stilo-Capo d'Orlando Formatie in het zuidoostelijk deel van het Aspromonte massief (Zuid-Calabrië, Italië)*. Internal report, Institute of Earth Science, Univ. of Utrecht, pp. 80-113.
- WELTJE G. (1992) - *Oligocene to early miocene sedimentation and tectonics in the southern part of the Calabrian-Peloritan Arc (Aspromonte, southern Italy): a record of mixed-mode piggy-back basin evolution*. Basin Research, **4**, 37-68.
- WORTEL M.J.R. & SPAKMAN W. (1993) - *The dynamic evolution of the Appenninic-Calabrian, Hellenic and Carpathian Arcs: a unifying approach*. Terra Nova (Abstract Supplement), s. **5**, **1**, 97.
- ZIJDERVELD J.D.A., HILGEN F.J., LANGEREIS C.G., VERHALLEN P.J.J.M. & ZACHARIASSE W.J. (1991) - *Integrated magnetostratigraphy and biostratigraphy of the upper Pliocene-lower Pleistocene from the Monte Singa and Crotone area in Calabria, Italy*. Earth and Planet. Sci. Letters, **107**,

697-714.

ZIJDERVELD J.D.A., ZACHARIASSE W.J., VERHALLEN P.J.J.M. & HILGEN F.J. (1986) - *The age of the Miocene-Pliocene boundary*. Strat. News., **16**, 169-181.

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG