



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 590

TAURIANOVA

A cura di:

S. Critelli¹, F. Muto¹, V. Tripodi¹

Con contributi di:

biostratigrafia: **A. Di Stefano², R. Maniscalco²**

petrografia del metamorfico e del magmatico:

R. Cirrincione² G. Ortolano²

stratigrafia: **D. Masetti³, S. Russo³, S. Vincenzi³**

sismicità e strutture sismogeniche: **P. Galli⁴**

Redazione scientifica: **M.L. Putignano⁵**

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 Dipartimento di Fisica e Scienze della Terra - Università di Ferrara

⁴ Dipartimento di Protezione Civile Nazionale - Roma

⁵ Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria - IGAG - CNR - Roma



CNR

Consiglio Nazionale delle Ricerche

Ente realizzatore:

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. | - complesso di Mammola (LMM_a) » | 30 |
| 1.1.2. | - complesso di Stilo - Pazzano (PNZ) » | 31 |
| 1.1.3. | - granodioriti delle Serre (RSS) » | 32 |
| 1.1.4. | - granito di Cittanova (GTV) » | 33 |
| 1.1.5. | - verrucano peloritano (VEP) » | 34 |
| 1.1.6. | - calcari di Monte Mutolo (MUO) » | 34 |
| 1.2. | - UNITÀ TETTONICA DELL'ASPROMONTE » | 38 |
| 1.2.1. | - complesso metamorfico varisico (PMA) » | 40 |
| 1.2.2. | - plutoniti tardo - varisiche (PMP) » | 40 |
| 2. | - SUCCESSIONE TERRIGENA DELL'OLIGOCENE - MIOCENE INFERIORE <i>p.p.</i> » | 40 |
| 2.1. | - FLYSCH DI CAPO D'ORLANDO (COD) » | 40 |
| 2.1.1. | - membro conglomeratico (COD₁) » | 43 |
| 2.1.1.1. | - litofacies di Fiumara Gallizzi (COD_{1a}) » | 44 |
| 2.1.2. | - membro flyschoide (COD₂) » | 45 |
| 2.1.2.1. | - litofacies conglomeratico-arenaceo-pelitica (COD_{2b}) » | 45 |
| 2.1.2.2. | - litofacies pelitico-arenacea (COD_{2a}) » | 46 |
| 3. | - UNITÀ DELLA CATENA APPENNINO - MAGHREBIDE » | 47 |
| 3.1. | - UNITÀ TETTONICA ANTISICILIDE » | 47 |
| 3.1.1. | - Gruppo delle Argille Variegate (AV) » | 47 |
| 3.1.1.1. | - litofacies a black shales (AV_a) » | 52 |
| 4. | - SUCCESSIONE TERRIGENA DEL MIOCENE MEDIO <i>p.p.</i> - SUPERIORE <i>p.p.</i> » | 52 |

| | | | |
|-----------|--|---|----|
| 4.1. | - FORMAZIONE DI S. PIER NICETO (PCT) | » | 52 |
| 4.1.1. | - <i>litofacies conglomeratica</i> (PCT_c) | » | 54 |
| 4.1.2. | - <i>litofacies arenaceo-pelitica</i> (PCT_b) | » | 55 |
| 4.1.3. | - <i>litofacies pelitica</i> (PCT_a) | » | 56 |
| 4.2. | - TRIPOLI (TPL) | » | 57 |
| 5. | - SUCCESIONE CLASTICA ED EVAPORITICA DEL MIOCENE SUPERIORE <i>p.p.</i> | » | 57 |
| 5.1. | - GRUPPO GESSOSO - SOLFIFERA | » | 57 |
| 5.1.1. | - <i>Formazione di Cattolica</i> | » | 58 |
| 5.1.1.1. | - Calcarea di Base (GTL₁) | » | 58 |
| 5.2. | - FORMAZIONE DI MONTECANOLO (NTO) | » | 59 |
| 5.3. | - ARENARIE DI BERNAGALLO (BNG) | » | 61 |
| 6. | - SUCCESIONE DEL PLIOCENE INFERIORE - PLEISTOCENE INFERIORE <i>p.p.</i> | » | 62 |
| 6.1. | - TRUBI (TRB) | » | 62 |
| 6.2. | - CALCARENITI DI VINCO (VNI) | » | 64 |
| 7. | - SUCCESIONE DEL PLEISTOCENE INFERIORE <i>p.p.</i> - OLOCENE | » | 68 |
| 7.1. | - VERSANTE IONICO | » | 68 |
| 7.1.1. | - <i>deposito marino terrazzato</i> (g_{n1-3}) | » | 68 |
| 7.1.2. | - <i>sintema di Siderno Superiore</i> (DNO) | » | 69 |
| 7.1.3. | - <i>deposito alluvionale terrazzato</i> (b_{n1-10}) | » | 74 |
| 7.2. | - VERSANTE TIRRENICO | » | 75 |
| 7.2.1. | - <i>sintema di Molochio</i> (MLH) | » | 75 |
| 7.2.2. | - <i>sintema di Taurianova</i> (TNV) | » | 78 |
| 7.2.3. | - <i>sintema di Vacale</i> (SVC) | » | 79 |
| 8. | - DEPOSITI CONTINENTALI E TRANSIZIONALI OLOCENICI | » | 79 |
| 8.1. | - DEPOSITO ALLUVIONALE RECENTE E DI PIANA INONDABILE (b_p) | » | 79 |
| 8.2. | - DEPOSITO DI FRANA (a₁) | » | 80 |
| 8.3. | - DEPOSITO COLLUVIALE (b₇) | » | 81 |
| 8.4. | - DEPOSITO DI VERSANTE (a) | » | 81 |
| 8.5. | - DEPOSITO EOLICO (d) | » | 81 |
| 8.6. | - DEPOSITO DI SPIAGGIA (g₂) | » | 81 |
| 8.7. | - DEPOSITO ALLUVIONALE ATTUALE (b_a) | » | 82 |
| VI | - TETTONICA | » | 85 |
| 1. | - FASI TETTONICHE DEL MIOCENE MEDIO - SUPERIORE | » | 88 |
| 2. | - FASI TETTONICHE DEL PLIO - PLEISTOCENE | » | 91 |

| | | | |
|-------------|---|----------|------------|
| 3. | - STRUTTURE NEOTETTONICHE. | » | 92 |
| VII | - ELEMENTI DI SISMICITÀ STORICA E TETTONICA ATTIVA | » | 95 |
| VIII | - ELEMENTI GEOMORFOLOGICI | » | 99 |
| 1. | - GENERALITÀ | » | 99 |
| 2. | - IDROGRAFIA | » | 100 |
| 3. | - LITORALI | » | 100 |
| 4. | - MORFOLOGIA COSTIERA | » | 101 |
| IX | - GEOLOGIA APPLICATA | » | 103 |
| 1. | - FRANE E DEPOSITI DI VERSANTE | » | 103 |
| 2. | - IDROGEOLOGIA | » | 105 |
| 3. | - CAVE E MINIERE | » | 106 |
| | BIBLIOGRAFIA. | » | 107 |

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG

I - INTRODUZIONE

Il Foglio 590 “Taurianova”, alla scala 1:50.000, ricade all’interno del settore centro-meridionale della Calabria (Fig. 1). Dal punto di vista geologico, risulta particolarmente complesso: al suo interno ricadono infatti parte del bacino dell’arco esterno ionico, i terreni metamorfici del Massiccio delle Serre e dell’Aspromonte ed una porzione del bacino tirrenico appartenente al bacino del Mesima-Gioia Tauro.

Il Foglio 590 “Taurianova” comprende le quattro sezioni, in scala 1:25.000, di “Gioiosa Ionica”, “Platì”, “Locri” e “Taurianova”; si estende, nel settore settentrionale, dagli abitati di Taurianova a ovest fino a Gioiosa Ionica ad est, nel settore meridionale, dall’abitato di Platì ad ovest al Mar Ionio a sud-est. Comprende a nord la porzione meridionale del Massiccio delle Serre e ad ovest i versanti settentrionali del Massiccio dell’Aspromonte.

L’area del Foglio è caratterizzata da versanti estremamente acclivi in prossimità dei rilievi appartenenti al Massiccio dell’Aspromonte ed al Massiccio delle Serre. I versanti tendono ad addolcirsi in corrispondenza della successione di riempimento bacinale. La morfologia cambia notevolmente, soprattutto in corrispondenza dei depositi più argillosi, dando luogo a morfologie di tipo collinare con versanti poco acclivi.

L’area è attraversata da una serie di corsi d’acqua a regime torrentizio, le classiche “fiumare” calabresi, con percorso diretto all’incirca nord ovest-sud-est, normalmente perpendicolari alla linea di costa. Le “fiumare” creano, a partire dal substrato, incisioni profonde e formano sullo stesso e sui depositi più litificati dei veri e propri *canyon*. I corsi d’acqua principali del settore ionico, sono, da nord, Fiumara Torbido, la Fiumara Novito, la Fiumara di Gerace, la Fiumara di Portigliola, la Fiumara Condojanni e parte della Fiumara di Platì. In particolare quella più estesa è la Fiumara Torbido che scorre nell’area nota in letteratura come la Stretta di Siderno. La stessa ha origine lungo il crinale Serre

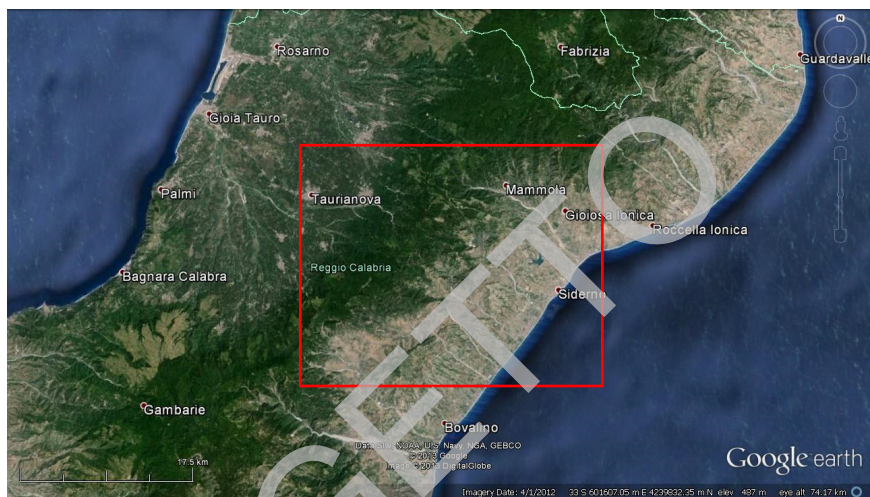


Fig. 1 - Inquadramento geografico, in rosso, del Foglio n. 590 "Taurianova" in scala 1:50.000 (da Google earth)

- Aspromonte, denominato "Piani della Limina", scorre con andamento NO-SE e sfocia poi nel Mare Ionio all'altezza dell'abitato di Gioiosa Ionica. La maggior parte degli affluenti che hanno origine nel versante meridionale delle Serre si collocano in sinistra idrografica. In generale tutte le fiumare presenti nel Foglio hanno caratteristiche analoghe a quelle della Fiumara Torbido.

Nella parte ovest del Foglio sono presenti le porzioni medio-alte dei corsi d'acqua che sfociano nel Mar Tirreno; i principali sono rappresentati dai torrenti Calderaro, Vacale, Razza e Marro che hanno direzione SE-NO.

Il corso d'acqua principale è il Torrente Marro, che scorre a sud dell'abitato di Taurianova e trae origine dal crinale Serre-Aspromonte a circa 1000 m di quota. A nord dell'abitato di Cittanova scorre l'altro corso d'acqua presente all'interno del settore tirrenico del Foglio, il Torrente Vacale, che nasce sul crinale Serre-Aspromonte in località Passo del Mercante.

Il Foglio si colloca all'interno del settore meridionale dell'Arco Calabro Peloritano (ACP) che è un segmento orogenico fortemente arcuato, costituito da un basamento cristallino composto per lo più da rocce metamorfiche di grado variabile e da corpi plutonici di varie dimensioni, di età tardo-Paleozoica, ricoperto da successioni sedimentarie di varia natura, strutturate secondo un sistema di sovrascorrimenti originatosi a seguito della collisione Africa-Europa. All'interno dell'area del Foglio sono presenti due "Massicci" a contatto tra loro, quello delle Serre a nord e quello dell'Aspromonte nella porzione sud del Foglio. Il basamento cristallino è caratterizzato dalla sovrapposizione di due unità tettono

- metamorfiche: l'Unità di Stilo (*Auct.*), localmente ricoperta da successioni sedimentarie meso-cenozoiche al tetto e l'Unità dell'Aspromonte (*Auct.*) alla base, entrambe ricoperte, in rapporto di discordanza basale, dalla successione sedimentaria oligocenico-attuale.

Le unità del substrato sono intruse da corpi plutonici di importanza regionale, di dimensioni variabili, di età tardo-Paleozoica: le *plutoniti tardo - varisiche* dell'Unità dell'Aspromonte e le *granodioriti delle Serre* a nord ed il *granito di Cittanova* a sud dell'Unità di Stilo; tali unità si trovano a contatto tra loro nell'area che da San Giorgio Morgeto arriva fino ai Piani della Limina e alla Valle della Fiumara Torbido. L'area del Foglio 590 "Taurianova" è caratterizzata anche dalla presenza di due bacini sedimentari, uno ionico posto nei quadranti orientali, il Bacino di Siderno, l'altro tirrenico, il Bacino di Gioia Tauro, posto nei quadranti occidentali. Questi due bacini sono caratterizzati da un'architettura ed una storia evolutiva completamente differenti: il Bacino di Siderno si colloca infatti all'interno di un sistema di bacini di avan-arco, il Bacino di Gioia Tauro sta all'interno di un sistema di bacini appartenenti alla "*rift zone siculo-calabra*". Anche l'età di strutturazione dei suddetti bacini sedimentari è notevolmente differente in quanto il Bacino di Gioia Tauro si struttura nel Plio-Pleistocene mentre il bacino di Siderno comincia la sua strutturazione a partire dal Miocene superiore. Le successioni stratigrafiche sono est-vergenti per quanto riguarda il versante ionico ed ovest-vergenti per il versante tirrenico.

Tutta l'area risulta interessata da strutture tettoniche a grande scala che possono essere raggruppate 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, ed a questa famiglia si associano, attualmente, cinematismi estensionali con componenti di trascorrenza.

Il Foglio 590 "Taurianova" 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 il seguente organigramma.

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 R. Cirrincione, D. Fiorenza, F. Muto, G. Ortolano, R. Russo, V. Tripodi e S. Vincenzi; i terreni meso-cenozoici sono stati rilevati da D. Fiorenza, F. Muto, R. Russo, V. Tripodi e S. Vincenzi. Il rilevamento è stato eseguito, negli anni compresi tra il 1994 ed il 2013, alla scala 1:10.000, utilizzando le basi topografiche I.G.M e di dettaglio in scala 1:5.000 la Cartografia Tecnica Regionale. 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 e con i contributi di: A. Di Stefano e R. Maniscalco (biostratigrafia); R. Cirrincione e G. Ortolano (petrografia del metamorfico e del magmatico); S. Russo e S. Vincenzi (stratigrafia), D. Masetti, (stratigrafia dei *calcari di Monte Mutolo*); P. Galli (sismicità e strutture sismogeniche).

La revisione scientifica è stata eseguita e coordinata da M.L. Putignano dell'Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria (IGAG - CNR) 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 della loro 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.

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

L'Arco Calabro Peloritano (ACP) è costituito da un elemento di derivazione alpina, sovrascorso, nel Miocene superiore, sui carbonati mesozoici appenninici (Fig. 2). ACP è suddiviso in due settori, quello settentrionale e quello meridionale, separati da un allineamento che da Capo Vaticano si prolunga fino a Soverato, comprendendo quindi le Serre *p.p.*, l'Aspromonte ed i Monti Peloritani.

Il Foglio si colloca nella parte meridionale dell'Arco Calabro Peloritano ed è caratterizzato da una serie di unità cristalline 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 dall'Unità di Longi-Taormina che affiora anche in posizione frontale lungo il margine meridionale dei Peloritani. Tale Unità è caratterizzata da una serie di scaglie o sub-unità costituite da un basamento di prevalenti scisti sericitici e cloritici (ATZORI & VEZZANI, 1974) con intercalazioni di quarziti, metapeliti e metacalcari contenenti associazioni fossilifere devoniane (TRUILLET, 1968) con associati livelli di metavulcaniti "porfiroidi" (ATZORI *et alii*, 1978) e metabasiti (CIRRINCIONE *et alii*, 1999). Il metamorfismo è principalmente riconducibile all'orogenesi ercinica che ha generato nel basamento una paragenesi tipica di anchizona (ATZORI & FERLA, 1979; ATZORI *et alii*, 1974). 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 & VEZZANI, 1975; BONARDI *et alii*, 1976; CIRRINCIONE & PEZZINO 1991, 1994).

Verso l'alto si passa all'Unità di *Mandanici* che affiora nella porzione centrale

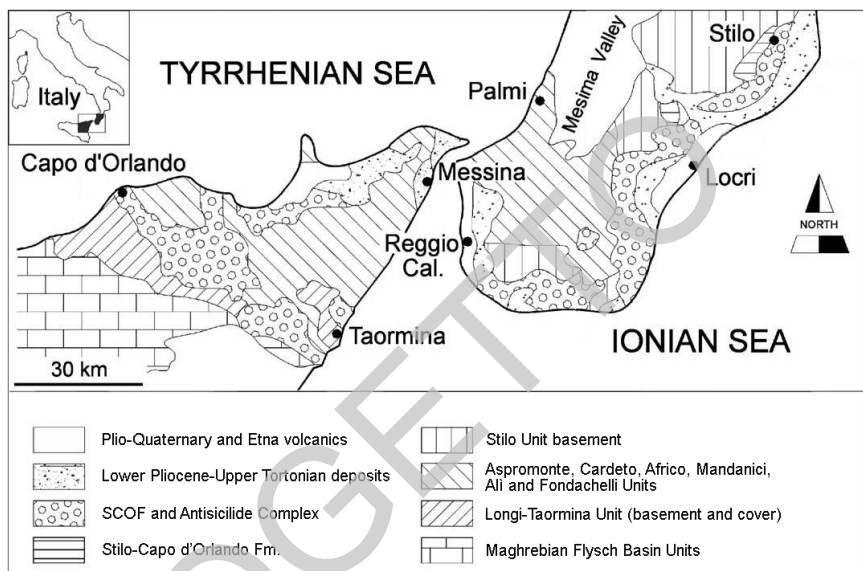


Fig. 2 - Schema geologico strutturale del settore meridionale dell'Arco Calabro Peloritano (da BONARDI et alii, 2002, modificato).

dei Peloritani ed è costituita da una successione di prevalenti filladi, talora granatifere, con frequenti intercalazioni di quarziti, calcari cristallini, calcescisti e rare metabasiti ed 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, da una sovrimpronta alpina meglio evidente al contatto con la sovrastante *Unità dell'Aspromonte* (CIRRINCIONE *et alii*, 2012).

Nel settore meridionale dell'Aspromonte, nelle zone di Africo e di Cardeto, sono presenti affioramenti ritenuti appartenenti a questa unità, sia per analogie litologiche che per posizione strutturale (BONARDI *et alii*, 1979). Tali affioramenti sono interpretati da ORTOLANO *et alii* (2005) e FAZIO *et alii* (2007) come facenti parte di un unico complesso metamorfico, 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). Essa è costituita prevalentemente da paragneiss biotitici e micascisti granatiferi; la sua estensione è stata parzialmente ridimensionata da PEZZINO *et alii* (2008) ed è stata classificata come un'unità caratterizzata da un metamorfismo ercinotipo in facies anfibolitica di relativa bassa pressione, localmente interessata da una sovraimpronta da debole a fortemente pervasiva

di tipo alpino che ha essenzialmente prodotto un metamorfismo retrogrado di tipo milonitico che in parte ha interessato anche 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).

L'unità più elevata è costituita dall'*Unità di Stilo* che affiora prevalentemente nelle Serre meridionali e lungo il versante meridionale dell'Aspromonte dove

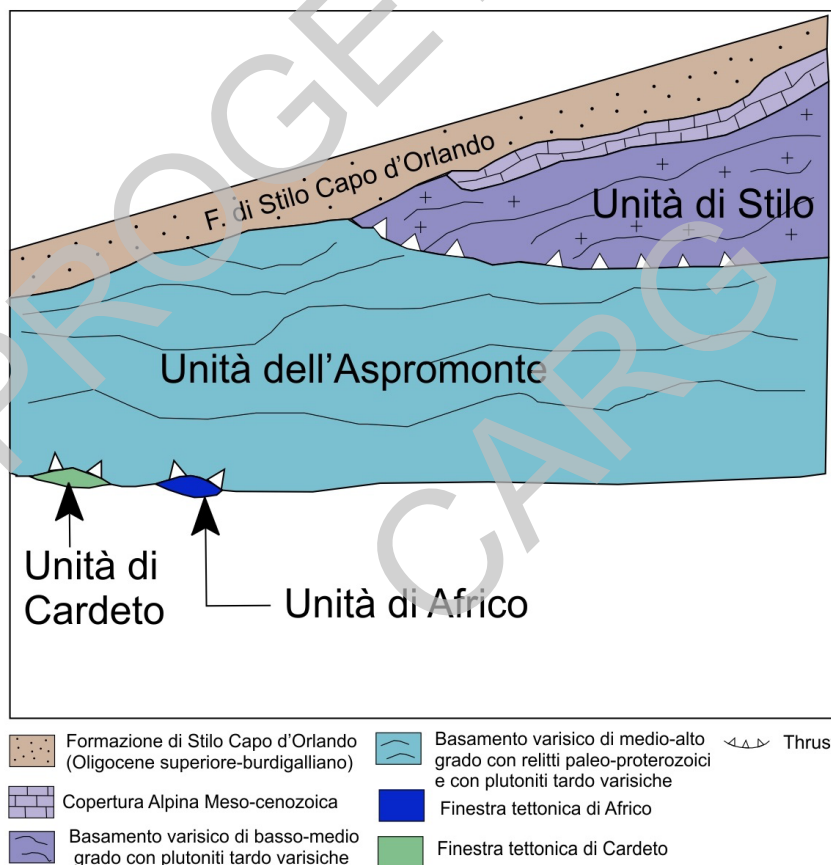


Fig. 3 - Schema tettonico del settore meridionale dell'Arco Calabro Peloritano (da MESSINA *et alii*, 2004, modificato).

è stata segnalata come “l’unità superiore” dell’Aspromonte (BONARDI *et alii*, 1979). Tale unità presenta solo metamorfismo ercinico e, in Aspromonte, è caratterizzata 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) a partire da condizioni tardo-orogene ancora interessate da stadi evolutivi sin-tettonici, passanti successivamente a stadi evolutivi post-orogeni caratterizzati dalla messa in posto di veri e propri corpi batolitici, quali il batolite granodioritico delle Serre. A queste intrusioni potrebbero essere ascritte anche le tonaliti di Cardinale (CRISCI *et alii*, 1982) attribuite alle unità nord calabresi da AMODIO MORELLI *et alii* (1976) e CRISCI *et alii* (1982), viste le similitudini con quelle associate ai graniti dell’*Unità di Stilo*.

Questa attribuzione faciliterebbe l’identificazione del limite di separazione tra un dominio settentrionale ed uno meridionale dell’ACP, domini in parte caratterizzati da evoluzioni tettono-metamorfiche diversificate. Sulle unità tettoniche descritte poggia la successione di riempimento bacinale oligocenico-attuale.

Partendo dal basso, tale successione è costituita dalle formazioni oligoceniche di Palizzi e Pignolo che affiorano sporadicamente sul basamento come livelli residui di una più estesa successione continentale-marina. Verso l’alto si passa alla 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 fin 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 Variegate d’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. In Figura 3 è riportato uno schema tettonico della porzione meridionale dell’Arco Calabro Peloritano dove sono illustrati i rapporti tra le differenti unità tettoniche presenti.

Le rocce del basamento cristallino alloctono dell’ACP (Complesso Calabride *Auct.*, MESSINA *et alii*, 1991) si originano dal margine europeo (OGNIBEN, 1969; DEWEY *et alii*, 1989; KNOTT, 1987; BOUILLIN, 1984; BOUILLIN *et alii*, 1986; DIETRICH, 1988) o dal margine africano (AMODIO MORELLI *et alii*, 1976; HACCARD

et alii, 1972; DOGLIONI *et alii*, 1998) migrando verso SE per un continuo processo di subduzione della litosfera oceanica neotetideica tra il Cretaceo ed il Neogene.

Nell'Oligocene cessano i processi collisionali a cui seguono locali sforzi distensivi per la continua deformazione verso l'esterno che, a partire dal Miocene inferiore fino al Miocene medio, interessa la piattaforma interna su cui si sovrappongono le unità cristalline della catena eo-alpina.

La prima fase cessa, durante il Burdigaliano (MONTIGNY *et alii*, 1981), insieme alla subduzione pre-miocenica che determina l'apertura del bacino ligure provenzale, la conseguente formazione del cuneo di accrezione ligure (KNOTT, 1987) e la rotazione del blocco sardo-corso. Da questo momento il Blocco Sardo Corso-Arco Calabro Peloritano si separa dalla catena alpina e, in seguito all'apertura del bacino balearico, viene traslato in senso antiorario; segue poi 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'Arco 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'ACP raggiunge una 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. L'ACP è stato interessato da un'intensa fase tettonica estensionale, a partire dal Gelasiano ed ancora in atto, a cui si associa un sollevamento isostatico dell'arco legato al distacco della placca ionica subdotta (WORTEL & SPAKMAN, 1992; DE JONGE *et alii*, 1994; TORTORICI *et alii*, 1995).

I nuclei metamorfici della Sila, delle Serre e dell'Aspromonte costituivano già all'inizio dello Zancleano delle zone emerse, come testimonia in Sila l'assenza dei depositi pliocenici. Il fronte della catena, a partire dal Calabriano si divide in due archi: 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 un'importante differenza tra i due archi. Alcuni Autori (MONACO *et alii*, 1998; BONCIO & LAVECCHIA, 2000), escludono un raccorciamento attivo al fronte della catena appenninica che invece ritengono avvenga nei settori più esterni dell'ACP.

Le strutture dell'Appennino meridionale non sembrano infatti allineate con

il fronte della catena né mostrano continuità laterale lungo questa direttrice, mentre l'ultima fase di costruzione dell'ACP, 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 e delle isole Eolie e dei vulcani sottomarini di Palinuro e Marsili con il conseguente centro d'espansione del Tirreno che si sposta dall'area centrale all'area sud-orientale (SCANDONE, 1979).

La "linea di Palinuro" si sostituisce alla "linea del Pollino" quale svincolo settentrionale della microplacca calabra, mentre la direzione di trasporto tettonico passa da NO-SE a O-E generando la chiusura di buona parte dei bacini mio -

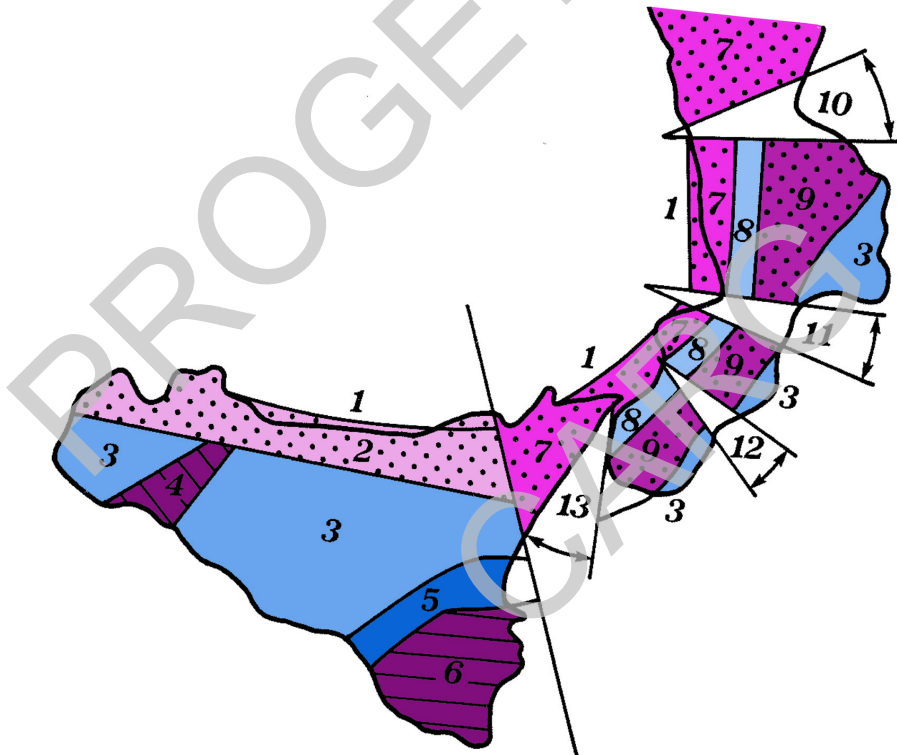


Fig. 4 - Segmentazione a blocchi dell'ACP (da GHISETTI & VEZZANI, 1979). 1) bacini peri-tirrenici di Paola, Gioia e Cefalù; 2) monti Nebrodi, Madonie e M. di Palermo; 3) bacini di Crotona-Capo Spartivento (peri-ionici) e di Caltanissetta - Castelvetro; 4) monti Sicani; 5) fossa Catania - Gela; 6) monti 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.

pliocenici. E' in questa fase che si sviluppano nuovi sistemi strutturali orientati circa N-S, tra i quali 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 cambiano 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 che trova riscontro nella distribuzione degli epicentri macrosismici e strumentali (GUERRA, 1986).

La strutturazione dell'Arco Calabro Peloritano è caratterizzata, a nord dalla "linea Sanginetto" e a sud dalla "linea di Taormina" che rappresenta un'antica cicatrice non più rimobilizzata durante le fasi tettoniche plio - pleistoceniche (ATZORI *et alii*, 1978; GHISSETTI & VEZZANI, 1979). Per la "linea di Sanginetto" è stato riconosciuto o ipotizzato, da gran parte degli Autori (CAIRE, 1970; 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'ACP è ulteriormente segmentato per la presenza di due gruppi principali di faglie; il primo è legato a sistemi longitudinali paralleli alle direttrici strutturali della catena che seguono la curvatura dell'arco, 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 1:50.000 ed 1:100.000 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 esiste invece per altre aree del territorio nazionale.

Uno studio geologico di maggior dettaglio fu realizzato negli anni '70 e portò alla pubblicazione della Carta geologica della Calabria alla scala 1:25.000 (CASSA PER IL MEZZOGIORNO, 1971-1973). Molti altri lavori si sono poi succeduti nel tempo e interessano il Massiccio delle Serre e dell'Aspromonte ed i bacini ionici dell'arco esterno (*fore-arc*) i cui terreni affiorano solo in parte nel Foglio 590 "Taurianova". Questi lavori, relativi alle Unità tettono-metamorfiche presenti in Aspromonte, hanno messo in evidenza l'esistenza di numerose falde metamorfiche formatesi durante l'orogenesi varisica e localmente riprese dall'orogenesi alpina (CIRRINCIONE *et alii*, 2012).

Il Massiccio dell'Aspromonte è caratterizzato da una struttura a falde di ricoprimento (Fig. 5) costituita dall'alto verso il basso dall'Unità di Stilo, dall'Unità dell'Aspromonte e dal Gruppo metapelitico inferiore che affiora in tre finestre tettoniche, l'Unità Madonna di Polsi (PEZZINO *et alii*, 1990, 2008), il Complesso di Cardeto (FAZIO *et alii*, 2007) ed il Complesso di Samo-Africo (ORTOLANO *et alii*, 2005).

Nel Foglio 590 "Taurianova" affiorano le prime due unità, delimitate tra loro da un contatto "alpino" primario di natura cataclastica e da contatti secondari

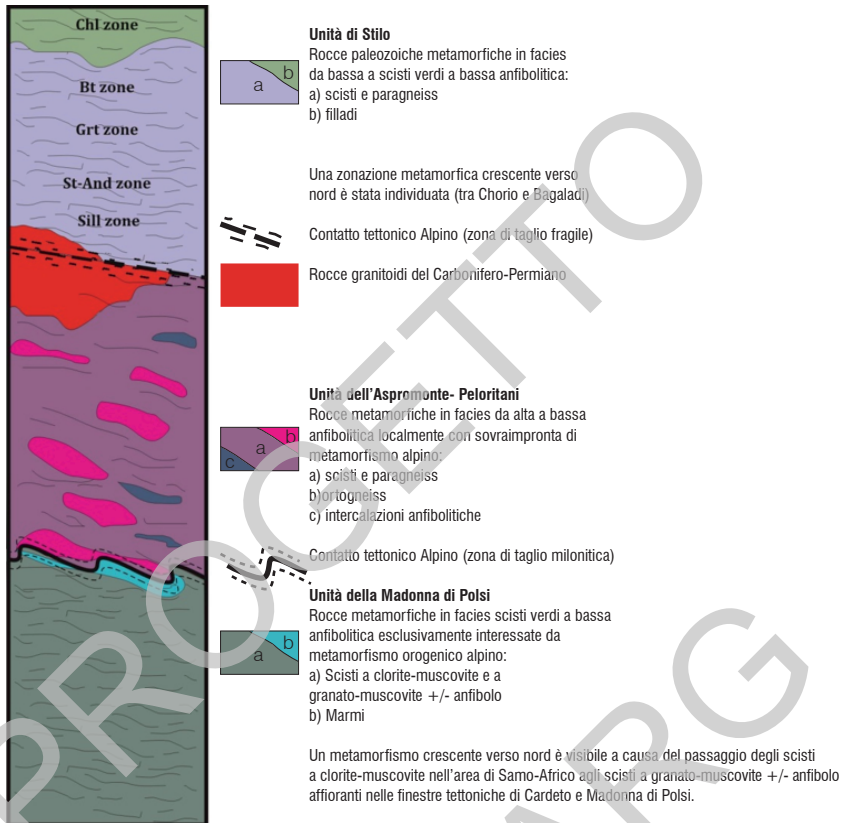


Fig. 5 - Rapporti schematici tra le unità costituenti la struttura dell'edificio dell'Aspromonte (CIRRINCIONE et alii, 2012).

dovuti all'attivazione di faglie neogenico-quadernarie di natura estensionale.

L'Unità di Stilo è l'unica in cui sono presenti rocce con fossili devoniani, una copertura meso-cenozoica e numerose mineralizzazioni, oggetto di limitate coltivazioni alla fine del secolo scorso. 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 i calcari neritici delle Serre e della Sila Piccola in un unico elemento tettonico alloctono insieme a quelli presenti sia in Aspromonte che 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 aveva importanti implicazioni riguardo 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* venne considerata come l'elemento alloctono geometricamente più alto della catena, si affiancarono ipotesi "autoctoniste" (GÖRLER, 1978; GÖRLER & GIESE, 1978), riproponendo in sostanza le controversie già esistenti nei primi decenni del XX secolo. Negli ultimi anni l'intensificarsi delle ricerche in Aspromonte ha portato al prevalere delle tesi "alloctoniste" ed alla generale affermazione dell'estendersi dell'*Unità di Stilo* a sud delle Serre, geometricamente sovrapposta alle varie unità metamorfiche che costituiscono gli edifici tettonici dell'ACP.

Le magmatiti sono rappresentate da numerosi litotipi appartenenti tutti al ciclo ercinico, intruse in un intervallo di tempo piuttosto breve (da 279 a 261 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 piccolo termico tardo-post-orogeno legato all'intrusione di corpi granitoidi. Un'impronta metamorfica neo-alpina, che va dalla facies a scisti verdi a quella anfibolitica, si concentra preferenzialmente lungo zone di taglio a scala crostale, con sviluppo di rocce milonitiche che coinvolgono il basamento cristallino, anche se risulta più evidente negli orizzonti a prevalente composizione quarzo-feldspatica rappresentati dai protoliti granitoidi. Migmatiti pre-erciniche hanno dimensioni fino a chilometriche, spesso in associazione con gneiss occhiadini e metagranitoidi (BONARDI *et alii*, 2004).

Le metamorfite erciniche (314 Ma, età Rb-Sr nelle miche, BONARDI *et alii*, 1987) sono composte da gneiss occhiadini e metagraniti associati a paragneiss, micascisti e subordinate anfiboliti e metaultrafemiti, marmi, e fels Ca-silicati. Le plutoniti tardo erciniche (292 Ma, ROTTURA *et alii*, 1993) hanno una composizione calco-alcalina e sono state messe in posto durante fasi sin- e post-tettoniche (MESSINA *et alii*, 1996).

La sovrainpronta alpina (28-22 Ma, BONARDI *et alii*, 1987), che avviene preferenzialmente lungo zone di taglio, dà origine a miloniti che risultano localizzate nelle porzioni più profonde dell'*Unità di Stilo*, al contatto con il sottostante complesso metapelitico inferiore.

Sul basamento paleozoico poggiano, in trasgressione, successioni sedimentarie meso-cenozoiche, che si rinvergono in lembi più o meno estesi. I termini più antichi sono costituiti da depositi elastici quarziticci di tipo "Verrucano", dello

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 tettonogenesi appenninica, in "Unità orogene" di età oligo - miocenica e "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 principalmente legata alle fasi tettoniche oligo - mioceniche; queste sono caratterizzate da un'attività estensionale alternata a retro-sovrascorrimenti obliqui ed a fasi tettoniche inverse collegate a transpressioni destre lungo i sistemi di faglia orientati N-S e 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 andamenti NO-SE (MOUSSAT, 1983; BOCCALETTI *et alii*, 1984; VAN DIJK & OKKES, 1988, 1990, 1991). Sul margine esterno i bacini sono rappresentati da *piggy back basin* e da *harmonica basin* 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 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 verifica 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), con riferimento alla teoria della

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 al rifornimento dell'apporto detritico caratterizzato 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 deposto la "Formazione 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) (Fig. 6). I bacini oligo - miocenici sono successivamente stati trasportati al tetto dell'unità del basamento calabro durante i fenomeni di migrazione.

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 all'evoluzione di questi ultimi, sono associati 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. Nel Serravalliano - Tortoniano si manifestano fenomeni estensionali 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

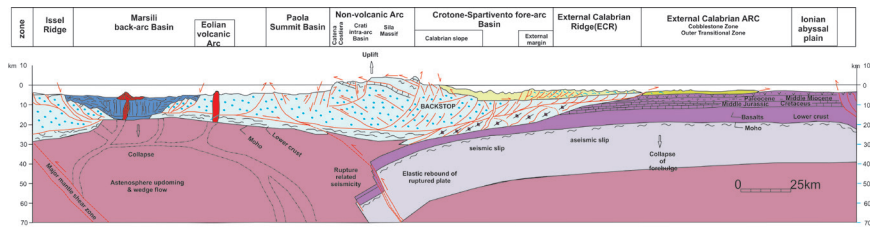


Fig. 6 - Sezione geologica dell'Arco Calabro meridionale (VAN DIJK *et alii*, 2000).

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), l'essiccazione regionale causò il riequilibrio isostatico della litosfera ionica con la catena che rispose con sovrascorrimenti, erosione diffusa che generò grossi spessori di sedimenti conglomeratici. Nel tardo Messiniano - Pliocene si esce dalla crisi di salinità e si ristabiliscono le normali condizioni 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 dell'*uplift* pleistocenico indotto dal distacco dello *slab* ionico (WORTEL & SPAKMAN, 1992); le evidenze di tale fase si hanno maggiormente nella fascia tirrenica. (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 secondo il criterio stratigrafico 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.

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 inferiore, rappresentata dall'*Unità dell'Aspromonte*. L'*Unità tettonica Antisicilide* è inserita seguendo l'ordine di interposizione geometrica all'interno delle successioni sedimentarie.

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, inizialmente ad opera del Comitato Geologico d'Italia (CARIMATI *et alii* 1980) e, successivamente, della 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).

Nell'area di studio affiorano le porzioni prossimali del bacino di arco esterno ionico e del bacino tirrenico (Fig. 7), visibile grazie all'intenso sollevamento dell'Arco Calabro Peloritano, verificatosi a partire dal Pleistocene medio

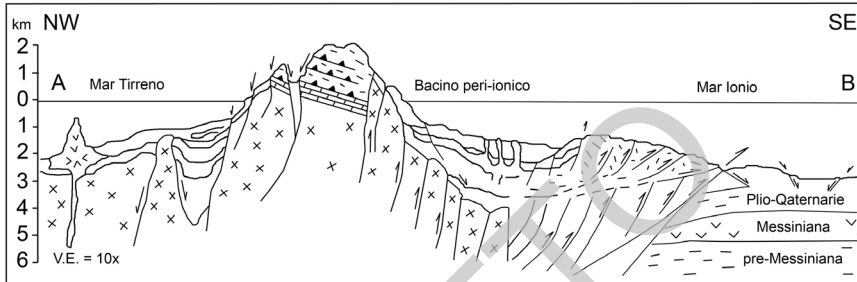


Fig. 7 - Sezione geologica schematica dell'Arco Calabro Meridionale (CAVAZZA & DE CELLES, 1998).

(TORTORICI *et alii*, 1995), che costituiscono le 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.

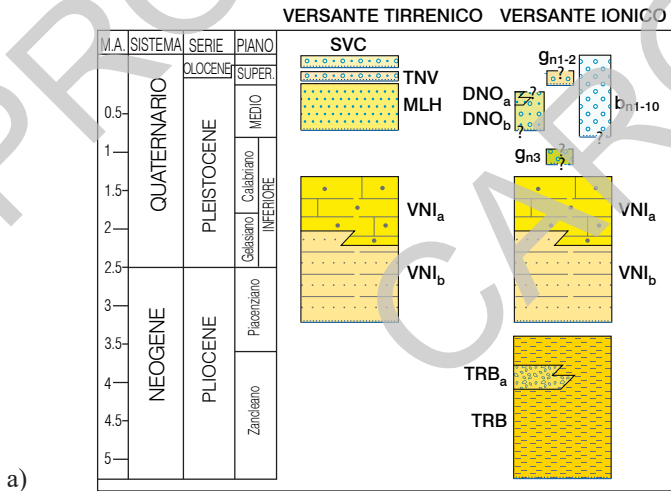
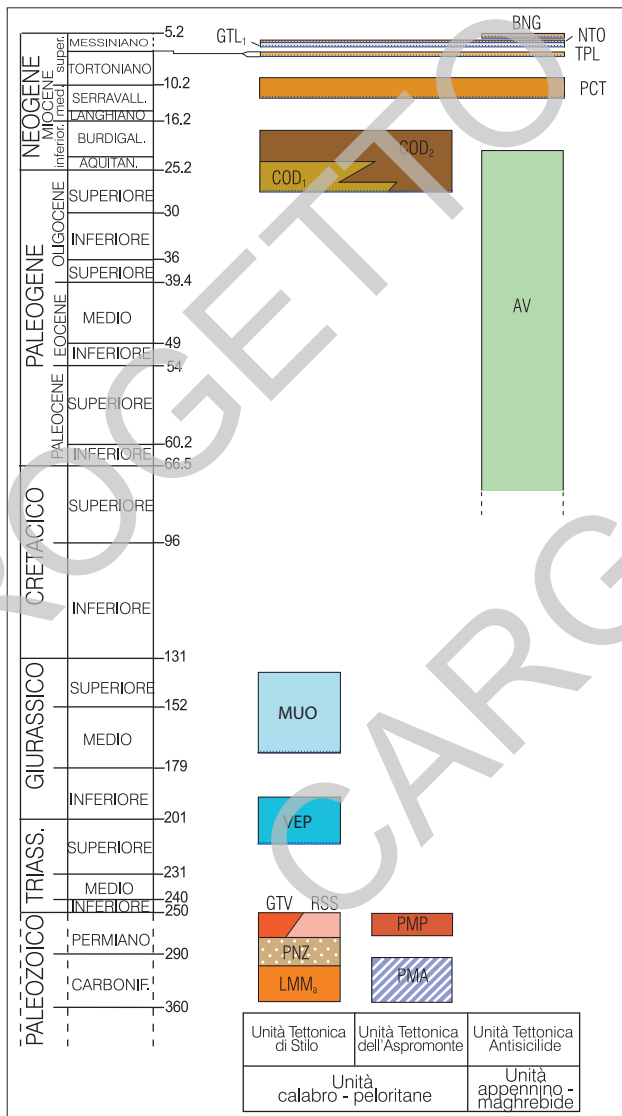


Fig. 8 - Schema cronostratigrafico del Foglio n. 590 "Taurianova"; a) delle unità plio - quaternarie; b) unità del substrato metamorfico e delle successioni mesozoico - terziarie; .



b)

1. - UNITÀ TETTONICHE DELL'OROGENE CALABRO - PELORITANO

1.1. - UNITÀ TETTONICA DI STILO

Affiora estesamente in tutta la porzione settentrionale dell'area del Foglio ed al suo interno sono state cartografate sei unità distinte sulla base delle significative differenze litologiche. L'*Unità di Stilo* è costituita prevalentemente da metapeliti paleozoiche passanti dalla facies a scisti verdi a quella anfibolitica, per lo più ascrivibili al ciclo metamorfico varisco (BONARDI *et alii*, 1984; GRAESSNER & SCHENK, 1999; ANGI *et alii*, 2010).

Più in particolare è possibile riscontare, in corrispondenza degli affioramenti più estesi, la presenza di metamorfiti di grado variabile, passanti gradualmente dalla sub facies a scisti verdi, in cui sono stati rinvenuti anche fossili devoniani, alla facies anfibolitica incipiente; il complesso metamorfico è successivamente intruso da plutoniti tardo-varisiche responsabili della formazione di un metamorfismo di contatto sviluppato lungo una fascia ampia fino ad alcune centinaia di metri, caratterizzata da blastesi statiche.

Nel suo insieme l'*Unità di Stilo* è stata suddivisa, dagli Autori precedenti, in due sub-unità (AMODIO MORELLI *et alii*, 1976; COLONNA *et alii*, 1973), costituite, la prima, da paragneiss biotitici, micascisti granatiferi ed anfiboliti in facies da scisti verdi ad anfibolitica (**LMM_a**) nota come *complesso di Mammola* (ANGI *et alii*, 2010) e la seconda, da filladi caratterizzate da grado metamorfico molto basso con intercalazioni di metareniti e metacalcari a faune devoniane (**PNZ**), nota come *complesso di Stilo-Pazzano* (AFCHAIN, 1969; DE CAPOA & BONARDI, 1970; GÖRLER & IBBEKEN, 1970; GELMINI *et alii*, 1978).

Le unità del substrato sono intruse da due corpi plutonici di importanza regionale, di dimensioni variabili, di età tardo-Paleozoica: le *granodioriti delle Serre* (**RSS**) a nord ed il *granito di Cittanova* (**GTV**). Nell'*Unità di Stilo* (*Auct.*), localmente si rinvengono lembi della copertura sedimentaria rappresentati alla base da depositi di paleosuolo (**VEP**) che passano a successioni calcaree giurassiche (**MUO**).

PALEOZOICO p.p.

1.1.1. - *complesso di Mammola* (**LMM_a**)

Affiora estesamente lungo il versante meridionale delle Serre, tra la successione di riempimento bacinale e il batolite delle Serre, lungo una fascia continua orientata all'incirca est ovest. E' il complesso strutturalmente ubicato in posizione inferiore ed è stato distinto in due associazioni di cui, nell'area del

Foglio affiora quella costituita da metamorfiti di grado variabile da facies scisti verdi ad anfibolitica rappresentata da paragneiss, gneiss leucocratici ed anfiboliti. In accordo con BONARDI *et alii* (1984), le metamorfiti del *complesso di Mammola* presentano una storia deformativa molto simile a quella delle metamorfiti costituenti il *complesso di Stilo-Pazzano*, intruse poi, in età tardo - varisica da corpi plutonici di **RSS** e **GTV**, responsabili della formazione di un metamorfismo di contatto sviluppato lungo una fascia, ampia fino ad alcune centinaia di metri, caratterizzata da blastesi statiche.

Il primo evento deformativo individuato (D1), è un piegamento isoclinalico di cui rimangono relitti di cerniera di piega nei litotipi più micacei. Tale evento è responsabile della formazione della principale superficie di scistosità (S1) che rappresenta l'anisotropia facilmente individuabile sul terreno. Tale superficie è stata interessata da un successivo evento deformativo (D2) che ha prodotto micropieghe, anche queste visibili nei litotipi prevalentemente micacei. Talora, a questa fase deformativa, è associato lo sviluppo locale di un clivaggio (S2). L'evento successivo (D3), produce una foliazione milonitica pervasiva (S3) che coinvolge alcuni dicchi aplitico-pegmatitici tardivi, a loro volta intersecati da una seconda generazione di dicchi indeformati.

CARBONIFERO - PERMIANO

1.1.2. - *complesso di Stilo - Pazzano (PNZ)*

Affiora estesamente all'interno del Foglio 590 "Taurianova", nella sua porzione centrale, ed in particolare tra il crinale Serre-Aspromonte e gli abitati di Canolo ed Agnana.

E' costituito da filladi caratterizzate da grado metamorfico molto basso da *sub-greenschist* a scisti verdi con intercalazioni di metareniti e metacalcari con fossili devoniani (AFCHAIN, 1969; DE CAPOA & BONARDI, 1970; GOERLER & IBBEKEN, 1970; GELMINI *et alii*, 1978). Il complesso di Stilo-Pazzano (**PNZ**) nell'area del Foglio stato suddiviso in tre associazioni litologiche: scisti a muscovite e biotite (**PNZ_c**), filladi (**PNZ_a**) e livelli di lenti di metavulcaniti basiche (**PNZ_b**).

Le paragenesi prevalenti delle filladi di Stilo-Pazzano sono le seguenti:

- a) quarzo + clorite + muscovite;
- b) quarzo + muscovite + epidoto + plagioclasio.

Entrambe le facies passano localmente a micascisti a quarzo + biotite + muscovite + epidoto + plagioclasio + granato ± staurolite ± andalusite.

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 (CRISCI *et alii*, 1982; BONARDI *et alii*, 1984; FAZIO, 2004), seguita da un micropieghettamento a scala sub-millemetrica

(D2) cui è associata la formazione di una lineazione data dalla culminazione di micropieghe. Il micropiegheamento è altresì associato alla formazione di un clivaggio di crenulazione (S2) per lo più caratterizzato dalla ri-orientazione meccanica dei letti scistogeni pre-esistenti lungo i quali talora si osserva una blastesi di clorite, quarzo e muscovite. La sequenza delle fasi deformazionali termina con un evento non-coassiale (D3) che porta allo sviluppo localizzato di una foliazione milonitica (Sm) meglio preservata nei litotipi più competenti, quali paragneiss albitici a grana fine e quarziti-filladiche spesso intercalate all'interno delle più abbondanti filladi.

CARBONIFERO - PERMIANO

1.1.3. - granodioriti delle Serre (RSS)

Le *granodioriti delle Serre* sono costituite da una serie di rocce plutoniche rappresentate, nel Foglio 590 "Taurianova", soprattutto da granodioriti chiare a grana da media a fine, costituite essenzialmente da quarzo, feldspati e biotite. Chimicamente sono graniti da metaluminosi a debolmente peraluminosi appartenenti quindi ad una successione calcalcalina originata in ambiente di arco magmatico.

Secondo ROTTURA *et alii* (1990) e CAGGIANELLI *et alii* (2007), si sono messi in posto durante fasi da tardo a post-tettoniche, probabilmente lungo zone di taglio duttile, in un regime estensionale. In particolare, i granitoidi calcalcalini fortemente fogliati intrudevano un livello strutturale profondo, mentre quelli non foliati o debolmente foliati intrudevano domini alto cristallini (ANGI *et alii*, 2010).

A causa delle intense sollecitazioni tettoniche che hanno interessato a più riprese il Massiccio delle Serre i fenomeni di contrazione da raffreddamento, tipici delle masse plutoniche, presentano tutta una serie di discontinuità rappresentate da numerosissime fessure, fratture e diaclasi, accompagnate da manifesti fenomeni di dinamometamorfismo (clastesi) con tipiche filloniti e cataclasiti.

In relazione alla facile penetrazione delle acque meteoriche in profondità, consentita dalla presenza di dette discontinuità, nella zona in esame si ha la massima diffusione di tutti quei fenomeni di alterazione che sono tipici delle rocce granitoidi. Il più diffuso è certamente quello dovuto alle acque meteoriche che hanno innescato i processi di ossidazione dei minerali micacei (biotite) e di idratazione dei feldspati trasformati in siricite, caolino ed illite. Nello stadio di alterazione più avanzato, la roccia risulta decomposta in un sabbione scarsamente coerente, color ruggine, costituito in gran parte da granuli di quarzo.

In superficie gli effetti dei fenomeni descritti si manifestano anzitutto nella presenza di un'estesa coltre di terreno detritico eluviale, limoso-sabbioso, in genere pedogenizzato e color marrone, che copre le cime e i fianchi di tutti i rilievi

scoprendo solo a tratti la roccia sottostante.

Le *granodioriti delle Serre* affiorano estesamente nella parte settentrionale del Foglio fino all'abitato di San Giorgio Morgeto dove viene a contatto con il *granito di Cittanova*. Il contatto tra i due graniti si segue fino a Piano Mortelle, sul crinale Serre-Aspromonte; affiora ancora estesamente nella porzione alta della Valle della Fiumara Torbido e in tutta la parte nord-occidentale del Foglio dove è in contatto con il *complesso di Mammola (LMM_a)*.

CARBONIFERO - PERMIANO

1.1.4. - *granito di Cittanova (GTV)*

Le rocce granitoidi, affioranti nel settore meridionale, sono separate dalle analoghe plutoniti dell'*Unità dell'Aspromonte* dalla "faglia del Cortaglia", importante lineamento tettonico ad andamento NO-SE. In precedenza le plutoniti appartenenti sia all'*Unità di Stilo* sia all'*Unità dell'Aspromonte* erano indicate indistintamente come "Granito di Cittanova" (ATZORI *et alii*, 1978; MORESI & PAGLIONICO, 1976). In questa sede si è ritenuto opportuno separare le plutoniti, attribuendole alle due diverse unità, in quanto intruse in litotipi di differente grado metamorfico: infatti, le plutoniti attribuite all'*Unità di Stilo (GTV)* sono intruse in rocce metamorfiche in facies a scisti verdi composte in prevalenza da filladi e da quarziti filladiche che sviluppano evidenti blastesi statiche; le plutoniti attribuite all'*Unità dell'Aspromonte* intrudono invece metamorfiti in facies anfibolitica, in prevalenza paragneiss e gneiss occhiadini.

Dal punto di vista litologico le rocce plutoniche attribuite al *granito di Cittanova* sono prevalentemente graniti biotitico-muscovitici di colore chiaro, massivi e a grana fina, composizionalmente variabili da monzograniti a leucogranodioriti. Talora si rinvencono facies a grossi cristalli di K-feldspato; tutte le varietà litologiche sono interessate da filoni aplitico-pegmatitici non cartografabili.

Le plutoniti intrudono rocce metamorfiche di entrambi i complessi **PNZ** e **LMM_a**. Il contatto con le *granodioriti delle Serre (RSS)*, affioranti poco a sud dell'abitato di San Giorgio Morgeto, è ritenuto primario (HEIKE MERLIN & LORENZONI, 1972; ATZORI *et alii*, 1976) anche in considerazione del fatto che, in prossimità del contatto, si rinvencono vistose interazioni tra le due masse magmatiche; a sud, il contatto con le plutoniti dell'*Unità dell'Aspromonte*, del tutto analoghe in composizione e struttura, è invece marcato dalla faglia lungo il torrente Cortaglia.

CARBONIFERO - PERMIANO

1.1.5. - verrucano peloritano (VEP)

Nell'area centrale del Foglio ad est dell'abitato di Canolo nuova sono presenti, alla base del calcare mesozoico, residui lembi di una copertura sedimentaria dell'*Unità di Stilo*.

I depositi sono caratterizzati da resti esigui di paleosuolo con mineralizzazione ad idrossidi e solfuri metallici, da intervalli clastici costituiti da breccie e da conglomerati e sabbie rossastre con presenza di livelli pelitico-argillosi ed elementi di quarzo (Fig. 9a). Tale deposito è attribuibile al "Verrucano" (BONARDI



Fig. 9 - a) Conglomerati e breccie a matrice sabbiosa del verrucano peloritano (VEP); b) Contatto tra le filladi del basamento e la successione arenaceo-conglomeratica del verrucano peloritano (VEP) in località di Monte Petroso

et alii, 1984). Lo spessore massimo di questo deposito è di 25 m.

Il limite inferiore è erosivo con discordanza angolare con i diversi termini del basamento (Fig. 9b).

TRIAS SUPERIORE? - GIURASSICO INFERIORE p.p.

1.1.6. - calcari di Monte Mutolo (MUO)

Questa unità carbonatica rappresenta la copertura sedimentaria dell'*Unità tettonica di Stilo Auct.*, che affiora in diverse zone della Calabria meridionale e prende il nome dalla località di Monte Mutolo presente nel Foglio (Fig. 10).

L'area chiave è ubicata fuori dal Foglio, nella zona di Stilo, presso Badolato (Foglio n. 584 "Badolato"); cospicui affioramenti sono presenti nella zona di Canolo Vecchio-Monte Mutolo nel Foglio in oggetto; altri, più a sud, si rinvengono nella zona di Palizzi Superiore-Pietrapennata (Foglio n. 615 "Mèlito di Porto Salvo") e limitati affioramenti nel settore meridionale del Foglio n. 603



Fig. 10 - *Calcari e dolomie giurassiche presso Monte Mutolo.*

Bovalino nell'area di Staiti.

In questa successione sono state analizzate in dettaglio 4 sezioni stratigrafiche (Fig.11); gli spessori misurati sono variabili da un minimo di circa 60 m nell'area del Foglio Melito di Porto Salvo (sezione di Pietrapennata) ad un massimo di 180 m nell'area di Stilo. La porzione misurata dell'unità nel Foglio ha uno spessore di circa 150 m, che si ottiene dalla ricostruzione della parte bassa dell'unità affiorante a Monte Petroso/Canolo Nuovo e della parte alta affiorante a Monte Mutolo. Nel complesso lo spessore dell'unità è stato valutato in circa 350 m.

L'unità è suddividibile in due porzioni: quella inferiore, prevalentemente costituita da calcari dolomitici e dolomie osservabile nelle sezioni di Monte Stella (Foglio n. 584) e di Monte Petroso/Canolo Nuovo (Foglio n. 590 "Taurianova") ed una porzione superiore carbonatica osservabile in tutte le sezioni esaminate.

Il contatto basale di tipo erosionale con l'unità del basamento metamorfico è ben osservabile nel Foglio; talora è marcato dall'interposizione di una successione arenaceo-conglomeratica riferibile all'unità *verrucano peloritano (VEP)*; i *calcari di Monte Mutolo* sono ricoperti in *unconformity* dalla successione terrigena dell'Oligocene-Miocene inferiore riferibile al *flysch di Capo d'Orlando (COD)*. A Monte Stella (Foglio n. 584) **MUO** è ricoperto in *unconformity* da una successione terziaria a Melobesie.

In tutta l'area la successione che ha preservato l'originaria composizione calcarea è generalmente granulare con larga prevalenza di *grainstone* e *packstone* a grani rivestiti e bioclasti. Le calcareniti sono caratterizzate da associazioni ad Alghe e Foraminiferi di piattaforma carbonatica, riconosciute in collaborazione con F. Barattolo (comunicazione personale, 1998). Le microfaccies affioranti a Stilo e Pietrapennata (Fig. 11), sono caratterizzate dalla presenza di

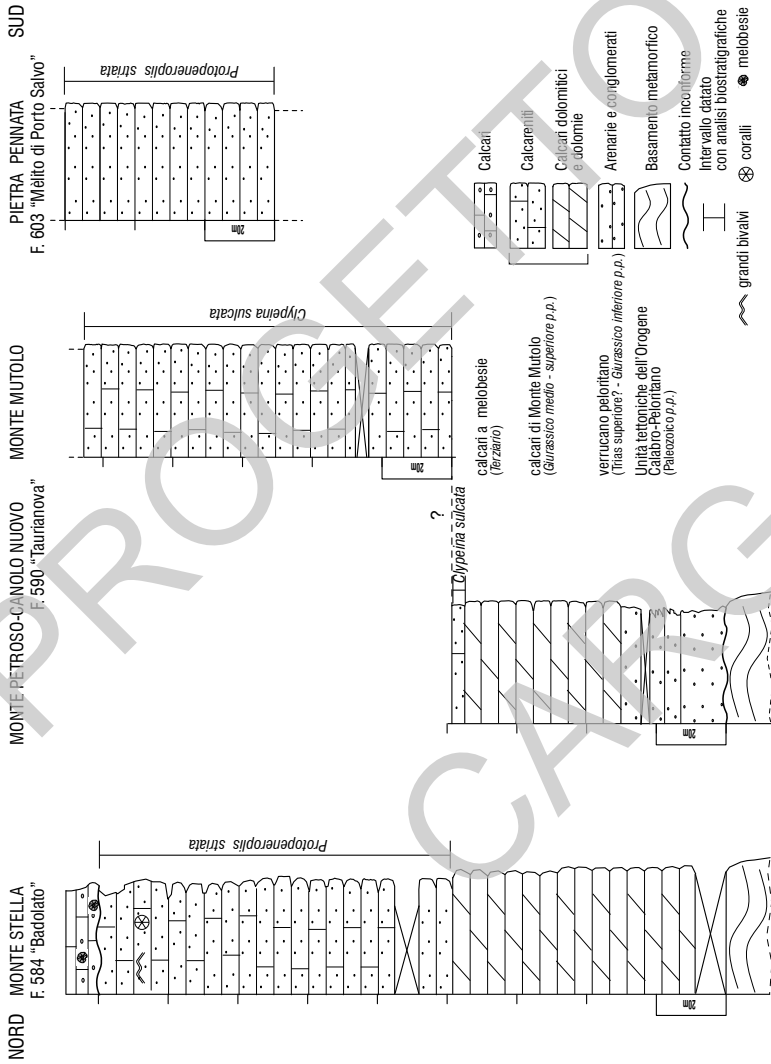


Fig. 11 - Sezioni misurate nelle principali aree di affioramento dei Calcarei di Monte Mutolo. Monte Stella (Foglio n. 584); Monte Perroso-Canolo Vecchio e Monte Mutolo (Foglio n. 590 "Taurianova"), Palizzi Superiore-Pietrapennata (Foglio n. 615 "Mélito di Porto Salvo").



Fig. 12 - calcari di Monte Mutolo affioranti nello stratotipo, presso Canolo.

Protopenneroplis striata WEYNSCHENK riferibili ad un generico Giurassico medio-superiore in facies di margine/rampa esterna. Le altre due sezioni di Monte Mutolo e Monte Petroso/Canolo Nuovo presenti nel Foglio, pur avendo caratteristiche litostratigrafiche simili, presentano associazioni ad alghe dasicladacee e foraminiferi più tipicamente di laguna di piattaforma, con la presenza di *Clypeina sulcata* (= *Clypeina jurassica* in accordo con GRANIER & BRUN, 1991), la cui distribuzione stratigrafica suggerisce un'età riferibile al Giurassico superiore (Kimmerigiano sup. - Titoniano). In nessuna delle sezioni stratigrafiche studiate è stata mai osservata la sovrapposizione della associazioni a *Clypeina sulcata* alla associazione a *Protopenneroplis striata*. Sembra possibile che l'attecchimento della sedimentazione carbonatica possa essere avvenuta in fasi diverse, distribuite nell'intervallo Giurassico medio - superiore, verosimilmente sotto il controllo di una articolata topografia del substrato.

In particolare nel Foglio n. 590 "Taurianova" i calcari di Monte Mutolo affiorano estesamente al tetto dell'Unità di Stilo, tra gli abitati di Agnana Calabria e Canolo nuova (Fig. 12). Questa successione corrisponde ai "Calcari a Dasycladacee" riferibili al Portlandiano di RODA (1965).

L'unità è rappresentata da una porzione inferiore dolomitica, potente circa 45 metri ed affiorante nella sezione di Monte Petroso, dove si sovrappone ad una successione arenaceo-conglomeratica di circa 30 m di spessore, a sua volta poggiate con contatto stratigrafico inconforme sul sottostante basamento. L'unità, stratificata in banchi metrici, è costituita da dolomia saccaroide con caratteristica presenza nei metri basali di relitti di originari grani rivestiti e cavità di dissoluzione. Verso l'alto l'unità dolomitica passa alla classica facies granulare. Si tratta di circa 105 metri di banchi metrici di prevalenti *grainstone*, e subordinati *packstone*, a grani rivestiti e bioclasti contenenti foraminiferi, gasteropodi ed alghe dasicladacee. La microfacies è caratterizzata da *grainstone*

ad ooidi di dimensioni da 0,3 ad 1 mm accresciuti a partire da nuclei costituiti da bioclasti, frequentemente rappresentati da frammenti di Echinodermi. In tutta la sua estensione il contenuto fossilifero è caratterizzato dalla presenza di *Clypeina Jurassica*. Al pari della successione carbonatica rappresentata dalle sezioni di Monte Stella e Pietrapennata, la microfacies presenta una prima generazione di cemento fibroso marino la cui formazione suggerisce un ambiente diagenetico precoce sub-tidale seguita da cementi sparitici tardivi. Talora gli ooidi mostrano diverse generazioni di involucri. Sono presenti anche *lumps* botroidali dati dall'involuppo di più granuli. Subordinatamente sono presenti *packstone* a peloidi ed ooidi, foraminiferi ed alghe, talvolta deformati da microfratture riempite di ematite; talora sono presenti livelli di breccie con stratificazioni in banchi fino a due metri di spessore. Si intercalano livelli di sabbie con lamine piano-parallele.

Dal punto di vista ambientale la successione di piattaforma osservabile nel Foglio n. 590 "Taurianova" mostra significative differenze rispetto a quella osservabile nei fogli limitrofi: la successione a *Protopenneroplis striata*, caratterizzata anche dalla presenza di Ellipsactinie e da bivalvi coloniali (Dicerias) osservabile fuori dal Foglio, sembra indicare condizioni più aperte e profonde, mentre i *calcarei di Monte Mutolo* affioranti nel Foglio Taurianova, potrebbero rappresentare una successiva generazione del Giurassico superiore a *Clypeina jurassica* interpretabile come più francamente lagunare e quindi più ristretta e superficiale. Per considerazioni stratigrafiche si ritiene che l'intera successione possa essere riconducibile all'intervallo più ampio comprendente anche la parte del Giurassico medio *p.p.* affiorante nel foglio limitrofo n. 603 "Bovalino".

GIURASSICO MEDIO - SUPERIORE p.p.

1.2. - UNITÀ TETTONICA DELL'ASPROMONTE

Tale unità affiora lungo il margine sud-occidentale e nella porzione centrale del Foglio e in limitati affioramenti nel settore settentrionale in località S. Giovanni di Gerace. E' costituita da un complesso metamorfico varisico (PMA) in facies anfibolitica intruso da corpi plutonici: *plutoniti tardo varisiche* (PMP). L'evoluzione tettono-metamorfica è comune ai diversi litotipi essendo questa caratterizzata da un metamorfismo barroviano con percorso PT orario riferibile all'età varisica. All'evento metamorfico varisico fanno seguito intrusioni di granitoidi peralluminosi. Nell'insieme il complesso risulta localmente rielaborato durante l'orogenesi alpina da effetti milonitici, evolventi a cataclastici, connessi alle fasi di esumazione oligo-miocenica della catena (BONARDI *et alii*, 1984; PEZZINO *et alii*, 1990, 2008).

Più nello specifico, i litotipi dell'unità dell'Aspromonte esibiscono una complessa storia evolutiva caratterizzata da più eventi metamorfici e plutonici,

mentre risulta del tutto assente una 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 hanno portato alla formazione delle rocce in facies anfibolitica, successivamente intruse da plutoniti tardo varisiche. Infine, 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 da bassa ad alta, in condizioni di media-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, benché si rinvengano spesso relitti di un'evoluzione petrogenetica ascrivibile ad effetti pan-africani (MICHELETTI *et alii*, 2007; FIANNACCA *et alii*, 2008); gli effetti milonitici più o meno intensi, connessi all'esumazione della catena in epoca alpina, sono per lo più localizzati nel settore meridionale dell'Unità, non affiorante però nel Foglio 590 "Taurianova".

L'associazione paragenetica prevalente dei paragneiss, ben riconoscibile alla mesoscala, è data da quarzo, oligoclasio, feldspato potassico, biotite \pm sillimanite e muscovite, quest'ultima interpretabile come effetto di un metamorfismo retrogrado collegato agli effetti localizzati, di natura milonitica, più o meno pervasivi, legati alle fasi dell'esumazione alpina della catena. La paragenesi prevalente degli gneiss occhiatini è invece caratterizzata da quarzo, K-feldspato, plagioclasio organizzato in occhi policristallini e polimineralici, avvolti in 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 biotitico-muscovitici a grana minuta. Le metamorfiti e le plutoniti varisiche mostrano spesso una sovrinpronta alpina, eterogenea per intensità di deformazione e ricristallizzazione.

Il metamorfismo in facies anfibolitica predominante, riequilibra la più antica facies granulitica, mentre la locale sovrinpronta alpina, che interessa le metamorfiti e le plutoniti paleozoiche con un retrometamorfismo in facies da scisti verdi a bassa anfibolitica, sviluppa estesi orizzonti di tipo milonitico; questi sono dovuti alle intense deformazioni non coassiali ed ai relativi alti *strain-rate* in regime plastico sviluppatasi durante le fasi precoci dell'esumazione del basamento cristallino varisico, lungo binari profondi, che hanno successivamente facilitato le

fasi di costruzione dell'edificio a falde del Massiccio dell'Aspromonte (ORTOLANO *et alii*, 2005; PEZZINO *et alii*, 2008).

PALEOZOICO p.p.

1.2.1. - *Complesso metamorfico varisico (PMA)*

Complesso metamorfico suddiviso in differenti associazioni litologiche, tre delle quali affiorano nell'area del Foglio. I litotipi prevalenti sono rappresentati da **PMA_a** costituita da paragneiss con subordinati scisti muscovitico-biotitici e gneiss occhiadini a grana medio grossa; **PMA_b** paragneiss migmatitici con produzione di leucosomi da centimetrici a decimetrici e subordinati corpi di ortogneiss anche di vari chilometri di estensione, dove prevalgono gli gneiss occhiadini; sono presenti intercalazioni di corpi lentiformi di spessore metrico di anfiboliti, gneiss anfibolici, marmi a Ca-silicati **PMA_c** a Serra della Guardia; in altre località gli stessi non sono cartografabili a causa delle dimensioni ridotte. Piccole masse di quarziti si rinvengono in corpi lentiformi di spessore metrico all'interno di **PMA_a** e **PMA_b**, non cartografabili alla scala del Foglio. Le associazioni descritte affiorano nel settore sud-occidentale del Foglio; piccoli affioramenti sono visibili nel settore nord-orientale in prossimità dell'abitato di S. Giovanni di Gerace.

CARBONIFERO - PERMIANO

1.2.2. - *Plutoniti tardo - varisiche (PMP)*

Plutoniti tardo varisiche sono rappresentate da corpi magmatici da sin- a post-tettonici che, composizionalmente, variano da monzograniti a leucogranodioriti a grana minuta; si rinvengono come intrusioni all'interno di metamorfiti in facies anfibolitica, in prevalenza nei paragneiss (**PMA_a**). **PMP** affiora nel settore sud-ovest del Foglio tra gli abitati di Molochio e Plati.

CARBONIFERO - PERMIANO

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

2.1. - FLYSCH DI CAPO D'ORLANDO (*cfr. formazione di Stilo-Capo d'Orlando Auct.*) (COD)

Il *flysch di Capo d'Orlando* affiora esclusivamente all'interno della porzione

ionica nel Foglio “Taurianova”, lungo una fascia orientata all’incirca NE-SO. Ricopre direttamente, in forte discordanza, il basamento cristallino e in discordanza angolare i depositi più antichi. 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). Nelle note illustrative dei fogli geologici della Carta Geologica d’Italia alla Scala 1:50.000, “Messina-Reggio Calabria” e “Randazzo”, è stato utilizzato, da CARBONE *et alii* (2008, 2011), il termine “flysch di Capo d’Orlando”. Numerosi studi si sono occupati della datazione di questa formazione ottenendo risultati discordanti. Secondo BONARDI *et alii* (1980), il *flysch di Capo d’Orlando* ha un’età aquitaniano-langhiana. Questa datazione non trova conferma dagli studi di MEULENKAMP *et alii* (1986) e 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.

Le differenti datazioni inerenti il *flysch di Capo d’Orlando* potrebbero essere dovute, come viene affermato da CAVAZZA *et alii* (1997), al fatto che gli Autori non avevano ancora definito chiaramente quale fosse il limite inferiore della formazione. Probabilmente le età oligoceniche più antiche delle datazioni derivano dal fatto di considerare le formazioni di Palizzi e di Pignolo come membri basali del corpo principale della “Formazione di Stilo - 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 ca. 28-26 Ma e per il corpo principale del *flysch di Stilo - Capo d’Orlando* un’età di 25-17 Ma.

Le datazioni effettuate per il Foglio indicano associazioni a nannofossili calcarei riferibili alla biozona MNP25a e MNP25b di FORNACIARI & RIO (1996) dell’Oligocene superiore (Chattiano) per la presenza di *Coccolithus eopelagicus* (BRAMLETTE & RIEDEL), BRAMLETTE & SULLIVAN; *C. pelagicus* (WALLICH) SCHILLER; *Cyclicargolithus abisectus* (MULLER) WISE; *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH & HAY IN HAY, MOHLER, ROTH, SCHMIDT & BOUDREAU) BUKRY; *Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHLER & WADE) BUKRY & PERCIVAL; *Discoaster deflandrei* BRAMLETTE & RIEDEL; *Helicosphaera compacta* BRAMLETTE & WILCOXON; *H. euphratis*, HAQ; *Pontophaera* spp.; *Sphenolithus ciperoensis* BRAMLETTE & WILCOXON; *S. moriformis* (BRÖNNIMANN & STRADNER) BRAMLETTE & WILCOXON; *Umbilicosphaera* spp., la parte alta dell’età della formazione è riferibile alla biozona MNN2a di FORNACIARI & RIO (1996), di età Burdigaliano inferiore in base ai dati bibliografici con particolare riferimento al Foglio 601.

Secondo SONNINO (1997), in tutta la Calabria il *flysch di Capo d’Orlando* è nettamente divisibile in un membro inferiore ed un membro superiore. Il membro

inferiore è costituito da depositi continentali (conoide 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) ed il membro superiore (marino) è pressoché istantaneo, ovvero le facies di transizione sono di spessore ridottissimo (uno o pochi metri) ed il passaggio è sottolineato da sottili strati (da decimetrici a pochi metri) di breccie o di frana sottomarina (*slumps*). Secondo CAVAZZA & INGERSOLL (2005), dal punto di vista volumetrico questa formazione è la più importante unità di riempimento del bacino dell'arco esterno ionico. Le facies appartenenti a tale formazione, già studiate in dettaglio da CAVAZZA & DE CELLES (1993), sono ben rappresentate nell'area di studio e sono costituite da conglomerati prodotti dall'azione di flusso di detriti o masse (*debris flow* o *mass flow*) lungo *paleocanyon* sottomarini, di argille con intercalazioni silteose, frequentemente incise da conglomerati canalizzati, corrispondenti a depositi di scarpata e da spessi strati arenacei torbiditici. Il *flysch di Capo d'Orlando* costituisce una sequenza deposizionale trasgressiva (BONARDI *et alii*, 2003) che si ispessisce verso l'alto (*thickening and fining upward type*). Secondo CAVAZZA (1989), l'orientazione delle paleocorrenti e la composizione petrografica dei livelli arenitici e conglomeratici indicano una provenienza dal basamento metamorfico della catena calabra. Alla base di questa formazione è presente una piccola quantità di clasti vulcanici. Questi si riscontrano nelle arenarie (1-2% ca. sul totale dello scheletro) e nei conglomerati (8-9% dei clasti) e sono costituiti da vulcaniti porfiriche ipoabissali (daciti ed andesiti) a chimismo principalmente calcocalcino. 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; questa interpretazione è supportata dal fatto che il detrito vulcanico è posto alla base della formazione (CAVAZZA, 1989), nonché dai caratteri sedimentologici di prossimalità di tale unità (CAVAZZA & DE CELLES, 1993). Il *flysch di Capo d'Orlando*, all'interno dell'area del Foglio, si posiziona direttamente sul basamento cristallino e sulla successione sedimentaria più antica. Essa presenta variazioni estreme sia di spessore che di facies soprattutto tra depositi continentali, di transizione e marini. Il *flysch di Capo d'Orlando* può essere suddiviso in due membri: dal basso verso l'alto è rappresentato da un *membro conglomeratico* (COD₁) di ambiente continentale e un *membro flyschoide* (COD₂) di ambiente marino.

2.1.1. - *membro conglomeratico (COD₁)*

Caratterizza la porzione basale della formazione ed è costituita da un conglomerato che mostra notevoli variazioni di spessore, maggiori nella porzione meridionale ionica del Foglio. Il conglomerato è poligenico e contiene 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. I conglomerati sono essenzialmente di ambiente continentale, caratteristico di conoidi alluvionali, sistemi fluvio-torrentizi e talora di transizione. **COD₁** non è omogenea né verticalmente né lateralmente; al suo interno possono essere distinte alcune facies, differenziabili per dimensione dei clasti, organizzazione (stratificazione, embriatura, ecc.), frequenza di intervalli arenacei, ecc (Fig. 13). Il rapporto arenaria/conglomerato aumenta verso l'alto e il contatto tra i livelli conglomeratici e arenacei è netto o irregolare. All'interno di **COD₁** è distinta la *litofacies di Fiumara Gallizzi (COD_{1a})*. Affioramenti di notevole importanza si trovano lungo tutta una fascia orientata NE-SO, a ridosso del basamento cristallino.

Il contatto tra **COD₁** e il *membro flyschoide COD₂* è netto, talora sottolineato da intervalli di breccie come si riscontra presso Piano Crasto e Monte Scifa (Fig. 14). Le breccie, lateralmente discontinue e clastosostenute, hanno una potenza di pochi metri, con clasti di dimensioni centimetriche costituiti prevalentemente da elementi di natura metamorfica; risultano in genere massivi e lentiformi. CAVAZZA & INGERSOLL (2005) interpretano queste breccie come depositi in ambiente marino di scarpata costituenti il riempimento di *canyon*.

COD₁ è in contatto erosivo con il sottostante basamento. La potenza totale è notevolmente irregolare e varia fino a raggiungere più di 400 metri a nord dell'abitato di Plati.

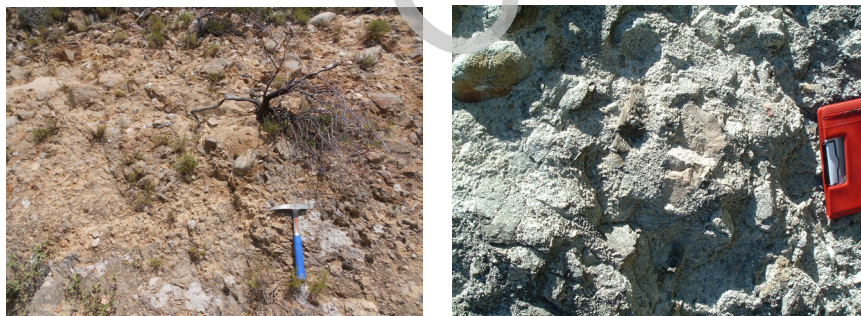


Fig. 13 - Particolari della litofacies conglomeratica (**COD₁**) del flysch di Capo d'Orlando.



Fig. 14 - Particolare dei livelli di breccie al passaggio con il membro flyschoides (COD_f).

2.1.1.1. - litofacies di Fiumara Gallizzi (COD_{1a})

Nella porzione nord del Foglio sono presenti dei conglomerati rossastri alla base della successione del *flysch di Capo d'Orlando*. Tali conglomerati sono costituiti da ciottoli poligenici (prevalentemente metamorfici, subordinatamente granitici), eterometrici (da pochi centimetri fino a blocchi), generalmente subarrotondati, a luoghi subangolari, con matrice sabbioso grossolana ghiaiosa fine, dal colore tipicamente rossastro (Fig. 15). Il contatto con la restante parte del *membro conglomeratico* è di tipo erosivo (Fig. 16). Il contatto basale è erosivo con discordanza angolare con il basamento cristallino.

Lo spessore massimo in affioramento è di circa 75-100 m.



Fig. 15 - Particolare dei ciottoli e della matrice arrossata che caratterizzano i conglomerati della litofacies di Fiumara Gallizzi (COD_{1a}).



Fig. 16 - Passaggio tra la litofacies di Fiumara Gallizzi (COD_{1a}) e la porzione superiore del membro conglomeratico (COD_f), in sinistra orografica della Fiumara Gallizzi.

2.1.2. - *membro flyschoide* (COD₂)

Torbiditi conglomeratico-arenacee evolventi verso l'alto e lateralmente a torbiditi arenacee o arenaceo-pelitiche e pelitico-arenacee. COD₂ è suddiviso in differenti associazioni litologiche; dal basso verso l'alto: *litofacies conglomeratica-arenaceo-pelitica* (COD_{2b}), all'interno della quale sono presenti livelli conglomeratici (COD_{2c}) e *litofacies pelitico-arenacea* (COD_{2a}). Lo spessore raggiunge una potenza massima di 150 m.

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

Questa litofacies è costituita da torbiditi conglomeratiche in strati e banchi di spessore variabile fino a qualche metro con alla base estesi fenomeni di erosione e canalizzazione; si rinvengono clasti di dimensioni variabili da pochi centimetri a metrici, di natura metamorfica, granitoide e granuli arrotondati di quarzo. I livelli conglomeratici talora individuano lenti di spessori decametrici, cartografabili separatamente (COD_{2c}). Verso l'alto i conglomerati evolvono gradualmente, per diminuzione dei clasti e dello spessore degli strati, ad arenarie grossolane di colore grigio-giallastro e bruno, con scarsa componente argillosa con intercalazioni meno frequenti di conglomerati e biocalcarenti; nelle porzioni apicali talora questi depositi passano a sottili livelli pelitico sabbiosi. Lo spessore della stratificazione è estremamente variabile, da pochi centimetri a più di 1 m in corrispondenza dei livelli più grossolani. La granulometria dei livelli arenacei è variabile, da molto grossolana a molto fine; si presentano sia granoclassati normalmente sia con granulometria uniforme, con laminazione piano-parallela (Fig. 17), convoluta e bioturbata.

Tali depositi costituiscono il prodotto della messa in posto di *debris flow* e *mass flow* depositi in *paleo-canyon* in cui si depositano lateralmente facies arenacee o arenaceo-pelitiche, più raramente facies pelitiche, incise frequentemente da



Fig. 17 - Bancate arenacee presenti nella litofacies conglomeratico-arenaceo-pelitica (COD_{2b}).

conglomerati canalizzati. I conglomerati si rinvengono associati ad argille con intercalazioni di siltiti; i livelli pelitici sono fortemente incisi dai conglomerati canalizzati; le peliti indicano depositi emipelagici di scarpata. Le torbiditi arenacee e arenaceo-pelitiche ad alta densità si rinvengono in strati con base netta, talora con amalgamazioni; lo spessore degli strati varia da alcuni centimetri fino a più di un metro.

La litofacies affiora a nord dell'abitato di Gioiosa Ionica, in sinistra idrografica della Fiumara Torbido.

Il contatto basale è erosivo, con discordanza angolare sui diversi termini del basamento metamorfico; netto con il sottostante membro COD_1 .

2.1.2.2. - litofacies pelitico-arenacea (COD_{2a})

Alternanze pelitico-arenacee in cui i livelli arenacei hanno spessori da qualche centimetro a circa 30 cm mentre pelitici vanno da qualche millimetro a circa 20 cm (Fig. 18, 19). I limiti tra le arenarie e le peliti sono solitamente netti; in alcuni casi l'amalgamazione dovuta a bioturbazione rende difficile il riconoscimento.



Fig. 18 - Particolare della litofacies pelitico-arenacea (COD_{2a}).



Fig. 19 - Aspetto tipico della litofacies pelitico-arenacea (COD_{2a}).

Le peliti si presentano con colori variabili da grigio a marrone scuro e talvolta sono caratterizzate da fratturazione a “saponetta”. Tale associazione è riferibile a depositi emipelagici di scarpata.

COD_{2a} costituisce la parte sommitale del membro flyschide ed il passaggio latero-verticale con COD_{2b} è netto, talora poggia direttamente sulle unità del substrato con contatto erosivo e discordante.

Questa litofacies presenta uno spessore massimo di circa 100 metri osservabile in località Monte Scifa.

3. - UNITÀ DELLA CATENA APPENNINO - MAGHREBIDE

3.1. - UNITÀ TETTONICA ANTISICILIDE

3.1.1. - Gruppo delle Argille Variegate (AV)

Il Gruppo delle Argille Variegate poggia, in contatto ritenuto tettonico da alcuni autori, sul *flysch di Capo d'Orlando* e sul basamento cristallino. Questo Gruppo è stato riconosciuto, nel catalogo delle formazioni, come unità tradizionale (CITA *et alii*, 2007) nel quale sono stati distinti tre formazioni: dal basso, “Argille Varicolori Inferiori”, “Formazione di Monte Sant’Arcangelo”

e “Argille Varicolori Superiori”, con età variabile dal Turoniano all’Eocene. Il gruppo è stato considerato l’equivalente delle “argille scagliose dei Monti Peloritani” che appartengono all’*Unità Tettonica Antisicilide* (OGNIBEN, 1969), riportati nei fogli in scala 1:50.000 Milazzo - Barcellona P.G. (CARBONE *et alii*, 2011) e Messina - Reggio Calabria (CARBONE *et alii*, 2008).

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 Burdigaliano superiore, con la deposizione delle calcareniti di Floresta.

La provenienza e la modalità di messa in posto di AV sono ampiamente dibattute 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”, si sono accavallati durante il Miocene inferiore sul dominio calabro-peloritano per poi essere ulteriormente 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 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 e 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 dall’interposizione del *Gruppo delle Argille Variegate* tra il *flysch di Capo d’Orlando* e la successione terrigena medio - miocenica superiore che, nell’area, è costituita dalla *formazione di S. Pier Niceto (PCT)*, di età serravalliano - Tortoniano *p.p.*

Il *Gruppo delle Argille Variegate* è costituito da litologie variabili che possono essere raggruppate in: peliti di colore verdastro - rossastro 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. 20). Nell’intera massa sono dispersi frammenti centimetrico-decimetrici di micriti bianche e siltiti carbonatiche grigie. Litologie tra le più estese nel Foglio e, che nella zona dell’abitato di Platì, raggiungono spessori apparenti, in affioramento, che superano i mille metri sono rappresentate da alternanze ritmiche di marne e peliti rosse, violacee e verdastre con strati decimetrici tabulari di micriti a peloidi bianche o verdognole e di biocalcareniti

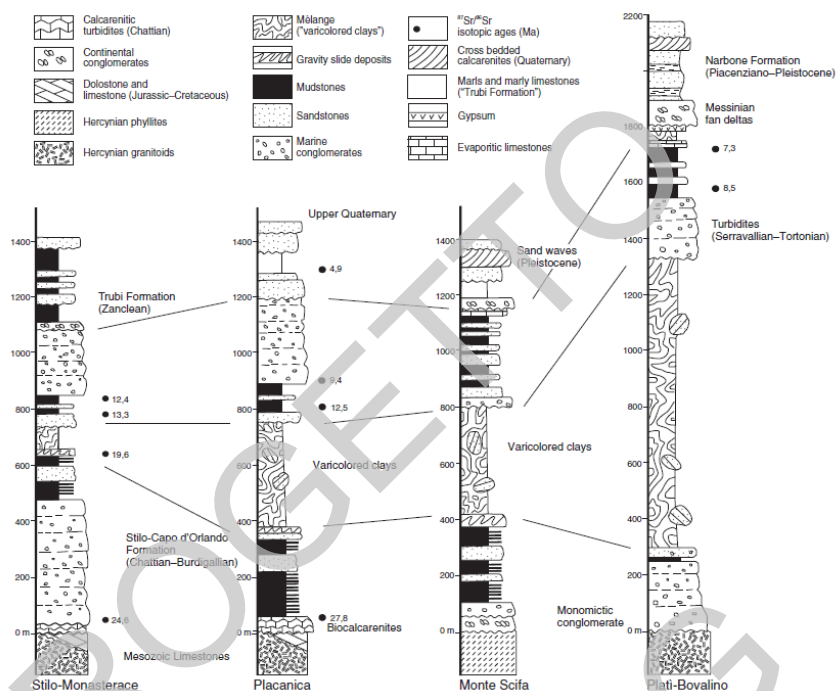


Fig. 20 - Variazioni dello spessore del Gruppo delle Argille Variegate nel Foglio, tra la località Monte Scifa a nord e l'abitato di Plati a sud, da CAVAZZA & BARONE (2010).

fini di colore giallastro a laminazione incrociata a basso angolo (strutture tipo *hummocky cross stratification*), localmente convoluta. Si rinvencono inoltre calcareniti e calciruditi alternate a marne e peliti rosse e verdastre in strati decimetrici tabulari, con livelli di arenarie a nummuliti non cartografabili separatamente. Tali depositi risultano estremamente frammentati senza continuità apprezzabile. La maggiore estensione è quella ad est dell'abitato di Gioiosa Ionica dove raggiunge uno spessore di 40 m circa. La presenza di *Nummulites fabianii* (PREVER); ed altre associazioni bentoniche, consente di attribuire tale unità all'Eocene Inf. (MINZONI,1993).

Nel complesso l'ambiente deposizionale è di bacino marino profondo.

All'interno di AV è presente una *litofacies a black shales* (AV_a). Si rinvencono *olistoliti quarzarenitici* (qa) costituiti da blocchi di quarzareniti gialle e giallo rossastre a composizione simile alle arenarie del "flysch numidico", distribuiti in modo irregolare all'interno di AV. La dimensione dei blocchi è estremamente variabile e raggiunge la massima potenza (diverse centinaia di metri) nell'area



Fig. 21 - Olistolite di quarzareniti (*qa*) a composizione simile a quelle del “fysch numidico”.



Fig. 22 - Gruppo delle Argille Variegate (*AV*) affioranti nei pressi di Monte Scifa.

dell'abitato di Ciminà che è stato costruito su uno di questi blocchi (Fig. 21). I livelli sommitali sono stati attribuiti al Burdigaliano alto - Langhiano.

Una vera e propria sezione rappresentativa per tale formazione non esiste, in quanto trattasi di un'unità prevalentemente caotica; nel Foglio il *Gruppo delle Argille Variegatae* (Fig. 22) affiora estesamente lungo tutta la fascia posta tra gli abitati di Gioiosa Ionica a nord e Platì a sud.

Il contatto basale per sovrascorimento oltre che su **COD** è visibile ad est di Monte Scifa, nella porzione nord del Foglio, a sud-est dello stesso abitato dove le **AV** poggiano direttamente sul basamento cristallino; lo stesso contatto si incontra a nord dell'abitato di Cirella, a nord-ovest dell'abitato di Gerace ed a sud dell'abitato di Agnana. Sui vari affioramenti di **AV** poggiano direttamente le successioni serravalliano - tortoniane, o anche più recenti, con contatto discordante ed erosivo.

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, in stampa). Per CAMPISI (1977), l'età della matrice argillosa delle Argille Variegatae, 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. All'interno del Foglio 590 "Taurianova", nei pressi dell'abitato di Platì, sono segnalate anche faune ad ostreidi del Cenomaniano, meglio noti come affioramenti di "Cenomaniano in facies africana" già descritti in letteratura fin dal secolo scorso (SEGUENZA, 1882; PARONA, 1924), si tratta di lembi costituiti prevalentemente da alternanze di marne argillose grigie e marne calcaree con calcari marnosi bruno-giallastri a grossi bivalvi in posizione di vita. Tra essi si riconoscono *Exogyra* sp. (SAY), ostreidi a guscio aberrante, grifeidi e lamellibranchi. mentre i litotipi predominanti sono radiolariti, calcari neri e noduli ferro-magnesiaci (BARRIER, 1987).

C'è da precisare che l'assetto caotico, la presenza di litologie afferenti ad altre unità del gruppo quali blocchi di calcareniti a nummuliti, 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 di **AV** e quindi che la sua età si possa estendere fino al Miocene inferiore *p.p.*. Ciò è confermato anche sulla base di alcune campionature effettuate in località che indicano associazioni a nannofossili riferibili al Miocene inferiore *p.p.* per la presenza di *Dictyococcites* spp. "medium"; *Reticulofenestra* spp. "medium"; *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER; *Calcidiscus leptoporus* (MURRAY & BLACKMAN) LOEBLICH & TAPPAN; *Geminolithella rotula* (KAMPTNER) BACKMAN, *Discoaster variabilis* MARTINI & BRAMLETTE.

Lo spessore è stato spesso sovrastimato in passato, a causa della vastità e continuità di alcuni affioramenti; la potenza stratigrafica non è valutabile per

l'intensa tettonizzazione; quella geometrica è variabile. Il minimo spessore si attesta intorno a qualche centinaio di metri, questo aumenta notevolmente verso sud dove si hanno affioramenti di notevoli dimensioni anche con spessori apparenti di un migliaio di metri (nei pressi dell'abitato di Plati).

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. Il loro 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 un'età Cenomaniano sommitale (CAMPISI, 1977; SCOPELLITI *et alii*, 2008).

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 costituita 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.

I depositi afferenti a PCT, sono in parte assimilabili alle "arenarie a Clipeastri" di CORTESE (1895) e sono caratterizzati principalmente da una litofacies silicoclastica costituita da bancate omogenee di sabbie grossolane fossilifere a *Clipeaster* sp., grossi pectinidi, livelli bioclastici a *Heterostegina* sp. e resti di carapace di rettili marini. L'affioramento "tipo", descritto da BARRIER *et alii* (1987), ubicato presso Motta S. Giovanni in Calabria, è caratterizzato alla base da arenarie grossolane ben classate, argilliti siltose e arenarie fini passanti verso l'alto ad argilliti siltose e da un'alternanza di arenarie fini ed arenarie grossolane con intercalazioni siltoso-argillose.

Le arenarie sono di tipo arcossico, grigio-giallastre, in strati di spessore che



Fig. 23 - Panoramica della litofacies PCT_c in sinistra idrografica della Fiumara Condojanni.

varia da pochi centimetri fino a qualche metro.

Analisi biostratigrafiche, realizzate per il Foglio 601 “Messina-Reggio Calabria” e per il Foglio 603 “Bovalino indicano un’età compresa tra il Serravalliano *p.p.* - Tortoniano *p.p.*

Nell’area del Foglio la successione è costituita da conglomerati, sabbie grossolane ben classate, sabbie fini passanti verso l’alto ad argille siltose e da un’alternanza di arenarie fini ed arenarie grossolane con intercalazioni siltoso-argillose. Le arenarie contengono localmente conglomerati e presentano strutture sedimentarie di tipo torbiditico. Sono presenti, all’interno della porzione sabbiosa, delle facies più calcarenitiche, a stratificazione incrociata, affioranti principalmente lungo il versante meridionale delle Serre (Fig. 23). Nell’area della valle della Fiumara Torbido sono presenti delle arenarie amalgamate prive di stratificazione alternate a livelli conglomeratici (Fig. 24). Nelle diverse aree



Fig. 24 - Particolare della litofacies PCT_c che, in questo affioramento, si presenta con abbondante matrice sabbiosa.

di affioramento, questi depositi mostrano, in termini di litofacies, successioni diverse e spessori e geometrie variabili.

In generale **PCT** può essere interpretata come il risultato di deposizione da correnti di densità in un ambiente prossimale marino (soprattutto pendio e base di pendio). La composizione arcocosa delle arenarie indica una provenienza del materiale clastico dalle plutoniti tardo erciniche del blocco calabrese, provenienza confermata dagli indicatori di paleocorrenti (CAVAZZA *et alii*, 1997). Rari sono i clasti derivati dalle metamorfite di basso-medio grado e dai carbonati mesozoici e oligocenici (biocalcareni ibride). 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). La successione è stata suddivisa in differenti litofacies; nel Foglio, in funzione delle litologie prevalenti, ne sono state riconosciute tre: alla base è presente la *litofacies conglomeratica (PCT)*; verso l'alto si passa ad una *litofacies arenaceo-pelitica (PCT_b)* e/o ad una *litofacies pelitica (PCT_a)*.

La formazione poggia, in discordanza angolare, sul *Gruppo delle Argille Variegata* e sul *flysch di Capo d'Orlando* e anche direttamente sul basamento come nell'area della valle della Fiumara Torbido.

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. Lo spessore complessivo è superiore ai 350 m.

SERRAVALLIANO p.p. - TORTONIANO p.p.

4.1.1. - *litofacies conglomeratica (PCT)*

La *litofacies conglomeratica* caratterizza generalmente la porzione inferiore della formazione, si può ritrovare intercalata in misura ridotta anche a diverse altezze stratigrafiche. La *litofacies* è costituita da conglomerati con clasti poligenici ed eterometrici prevalentemente granitici, in secondo luogo metamorfici di medio e alto grado e subordinatamente calcarei o quarzarenitici, immersi in un'abbondante matrice sabbioso-limosa di color bruno scuro. I clasti, che spesso sono appiattiti, hanno dimensioni variabili da pochi cm fino a metrici e mostrano un buon indice di arrotondamento. I depositi conglomeratici sono presenti nella parte bassa e talora.

I conglomerati affiorano lungo tutta la fascia orientata NE-SO che, dall'abitato di Platì, arrivano fino all'abitato di Gerace. I conglomerati non affiorano nella restante porzione del Foglio se non ad ovest dell'abitato di Mammola. Ad ovest dell'abitato di Sant'Ilario dello Ionio, lo spessore di **PCT_c** supera i 200 m.

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

La porzione arenacea, che costituisce generalmente la parte medio-bassa dell'unità, affiora principalmente all'interno dell'area della valle della Fiumara Torbido dove non è visibile una chiara stratificazione ma sono presenti strati



Fig. 25 - *Litofacies arenaceo-pelitica* (PCT_b) affiorante nei pressi dell'abitato di Mammoia, in sinistra idrografica della Fiumara Torbido.

amalgamati e ben cementati (Fig. 25). Tale litofacies è costituita da arenarie arcose medio-grossolane, in strati tra 10 e 40 cm talora a stratificazione incrociata (Fig. 26) e banchi fino a 3 m alternati a silt-argillosi ed argille marnose; si intercalano lenti conglomeratico-sabbiose e sottili livelli pelitici che passano ad intervalli conglomeratici. A ridosso del versante meridionale delle Serre sono



Fig. 26 - *Stratificazione incrociata* all'interno di PCT_b affiorante a nord dell'abitato di Grotteria.



Fig. 27 - Particolare della litofacies **PCT**, in cui localmente si rinvergono nelle arenarie *Clypeaster* sp. (località Gerace).

presenti arenarie scarsamente cementate, con livelli fossiliferi nella porzione sommitale, che in parte corrispondono alle “arenarie a Clipeastri” di CORTESE (1895) (Fig. 27). Lo spessore è maggiore di 100 m.

4.1.3. - litofacies pelitica (**PCT_a**)

Nella successione talora al tetto sono presenti livelli pelitici (**PCT_a**) costituiti da argilliti siltose e da alternanze di arenarie fini e grossolane con intercalazioni siltoso-argillose. **PCT_a** si rinviene al di sopra della facies arenacea con passaggio netto; tali livelli raggiungono spessori variabili, da pochi metri fino a circa 70 m, anche se gli spessori non sono facilmente definibili in quanto i termini pelitici sono spesso mal affioranti e nelle porzioni alte della successione passano in alcuni casi al *Tripoli* e sono difficilmente distinguibili in affioramento (Fig. 28).



Fig. 28 - Particolare della porzione stratigrafica alta di **PCT**, caratterizzata dalla presenza della litofacies **PCT_a**.

4.2 - TRIPOLI (TPL)

Alternanza di diatomiti varvate di colore bianco, laminiti calcaree di colore grigio-ocra e marne tripolacee a grana siltitica in strati sottili. Gli affioramenti non sono di facile individuazione in quanto, essendo la litologia facilmente erodibile, sono spesso nascosti dal detrito di versante. Gli affioramenti più evidenti si trovano nei pressi dell'abitato di Mammola (Fig. 29) e di Gioiosa Ionica e sui piani della Limina. Al tetto sono coperti dalla successione messiniana.



Fig. 29 - Tripoli affiorante a sud dell'abitato di Mammola.

Il limite inferiore è netto, paraconcordante su **PCT**; lo spessore massimo individuato in affioramento è di circa 10 m.

MESSINIANO INFERIORE

5. - SUCCESSIONE 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. Tale gruppo è stato

recentemente introdotto (CITA *et alii*, 2007), durante le attività legate al progetto CARG, per sostituire la più nota Formazione Gessoso-Solfifera definita da SELLI (1960), per includere e risolvere la complessa nomenclatura adottata in letteratura. Nel Foglio, il *Gruppo Gessoso - Solfifera* è rappresentato dal membro inferiore della Formazione di Cattolica, conosciuto come *Calcarea di Base* (GTL₁) e dalla *formazione di Montecanolo*.

5.1.1. - *Formazione di Cattolica* (GTL)

La formazione è costituita da tre membri; nell'area del Foglio affiora il membro basale (GTL₁).

MESSINIANO

5.1.1.1. - *Calcarea di Base* (GTL₁)

Nell'area del Foglio l'unità è costituita essenzialmente da calcari microcristallini vacuolari bianco-giallastri-grigiastri e da bancate di calcare marnoso stratificato, di spessore metrico, con intercalazioni pelitiche di spessore centimetrico (Fig. 30). Talora si riscontrano intercalazioni di gessareniti e gessosiltiti a laminazione centimetrica. La tessitura varia da massiva a laminare; si può presentare brecciato e pulverulento, tipicamente vacuolare per processi di dissoluzione, di colore generalmente marrone-avana. Le breccie potrebbero essere dovute a fenomeni di "autobrecciazione", originata, durante la diagenesi, da dissoluzione di porzioni più solubili, probabilmente solfato di calcio. I calcari



Fig. 30 - *Calcarea di Base* (GTL₁) affiorante nei pressi dell'abitato di Mammola.

si mostrano organizzati in bancate massicce, debolmente lenticolari, di spessore plurimetrico, con intercalazioni di marne argillose, talora laminati di spessore centimetrico. Alla base si rinvencono a volte calcari arenacei a giacitura indistinta, da addensati a moderatamente cementati, con strutture algali (Fig. 31).

Frequenti apporti terrigeni di materiale ruditico proveniente dal basamento



Fig. 31 - Particolare dei calcari arenacei con strutture algali presenti alla base di GTL_r

(DE CELLES & CAVAZZA, 1995) sono intercalati o letteralmente immersi in una matrice calcarea bianchissima.

A diverse altezze, talora al tetto, si hanno livelli calcarenitici a granulometria siltosa, a volte siltoso-sabbiosa, in strati medi e sottili, spesso morfologicamente individuabili in quanto danno vita a superfici poco inclinate, delimitate da rotture di pendio delle facies competenti. Gli affioramenti principali si trovano in sinistra e destra idrografica della Fiumara Torbido e nei pressi dell'abitato di Gerace.

All'analisi micropaleontologica questo membro è risultato totalmente sterile.

GTL_r poggia, in contatto erosivo e con discordanza angolare su PCT ; su COD e su AV e sul basamento cristallino. Lo spessore complessivo riconosciuto è di circa 70-80 metri.

5.2. - FORMAZIONE DI MONTECANOLO (NTO)

I conglomerati alluvionali messiniani registrano la fase finale della crisi di salinità del Messiniano 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.

Nell'area del Foglio NTO è composto, partendo dalla base, da livelli sabbiosi, subordinatamente ghiaiosi, da moderatamente addensati a molto addensati, a luoghi poco addensati, di color marrone; gli strati hanno spessori medi, talora con geometrie lenticolari, generalmente a supporto di matrice sabbiosa, talora



Fig. 32 - Passaggio tra i livelli conglomeratici e quelli sabbiosi all'interno della formazione di Montecanolo (NTO).

sabbioso-ghiaiosa, colore da ocra a grigio; tali livelli, in contatto stratigrafico per alternanza, passano repentinamente a conglomerati grossolani (Fig. 32). Sono poligenici, con clasti ad elementi eterogenei, eterometrici (rari blocchi), da subangolari ad angolari, in subordine subarrotondati, da poco a moderatamente cementati; i clasti arrotondati sono costituiti da graniti e gneiss mentre i clasti più spigolosi derivano da micascisti e filladi (Fig. 33). Si ritrovano anche ciottoli di arenarie e di tutte le litologie presenti nel *Gruppo delle Argille Variegate*, mentre rari sono i clasti del *Calccare di Base*. I conglomerati sono scarsamente classati



Fig. 33 - Particolare dei conglomerati messiniani della formazione di Montecanolo (NTO).

con stratificazione piano parallela e massiva; a luoghi si presentano clinostatificati in strati di spessore metrico. La tessitura talvolta è clasto-sostenuta, in matrice sabbioso-ghiaiosa di colore marrone o marrone rossastro. La successione termina, verso l'alto con livelli di sabbie sciolte con spessori massimi di circa 20 m visibili ad est ed a sud di Monte Scifa.

La porzione più arenacea, basale, affiora in particolare in sinistra idrografica della Fiumara



Fig. 34 - Contatto erosivo e discordante tra NTO ed AV.

Torbido dove raggiunge anche un centinaio di metri di spessore; la porzione più conglomeratica affiora estesamente all'interno del bacino della Fiumara Torbido, sui Piani della Limina ed a sud di Platì, nell'area di Montecarolo.

L'età Messiniano superiore è stata attribuita per posizione stratigrafica interposta tra le evaporiti tardo messiniane (nei Fogli limitrofi 587, 600 e 601) ed i *Trubi* (Zancleano basale) e per l'età attribuita da *CITA et alii* (2007). Lo spessore è variabile da pochi metri fino a 150 m.

Il limite inferiore è erosivo con discordanza angolare con **GTL**, **PCT**, **COD**, **AV** e sul basamento cristallino. In affioramento è ben esposto il contatto basale con le successioni più antiche (**AV**) (Fig. 34).

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

MESSINIANO SUPERIORE

5.3. - ARENARIE DI BERNAGALLO (**BNG**)

Arenarie medio-grossolane, in genere massive, addensate, a luoghi moderatamente addensate. Sono presenti livelli caratterizzati da laminazioni piano-parallele e incrociate a basso angolo; intercalati si rinvencono livelli bioclastici a Pecten e calciruditi ad elementi centimetrici poco elaborati. Affiorano prevalentemente nel settore nord-orientale del Foglio, nell'area di Bernagallo nei pressi di Giosa Ionica; un esiguo affioramento attribuito a tale unità è presente anche nel settore meridionale a sud-ovest di M. Canolo. Il limite inferiore è

erosivo con discordanza angolare con **AV** e **NTO**; il limite superiore è erosivo con discordanza angolare con **TRB**. Lo spessore massimo è di circa 30 m.

MESSINIANO SUPERIORE

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

La successione è costituita dai depositi calcareo-marnosi dello Zancleano e da quelli sabbioso-calcarenitico-argillosi di età compresa tra il Piacenziano ed il Pleistocene inferiore, 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 determinano una stratificazione ritmica molto caratteristica. La maggiore variabilità si riscontra 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. In merito a tale intervallo è stata prodotta fino ad oggi molta letteratura (SEGUENZA, 1873; CORTESE, 1895; GIGNOUX, 1909, 1913; OGNIBEN, 1973; BONFIGLIO, 1970 a,b, 1974; SELLI, 1978; LOMBARDO, 1980; GHISSETTI, 1981; ATZORI *et alii*, 1983; BARRIER, 1984, 1987).

La successione 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 a partire dalla fine dell'800 (BALDACCI, 1886) che è stato formalizzato dalla Commissione Italiana di Stratigrafia (CITA *et alii*, 2007). Questa formazione è utilizzata per definire il limite tra il Miocene ed il Pliocene tradizionalmente considerata la superficie di trasgressione che marca la fine della crisi di salinità messiniana (e.g., CITA, 1982).

I *Trubi* sono costituiti da un'alternanza ritmica di marne e di calcari marnosi ricchi in plancton calcareo con un'età attribuita allo Zancleano ed al Piacenziano *p.p.*; ricoprono, in discordanza (*onlap*), sia i depositi messiniani che le altre unità litostratigrafiche più antiche.

In realtà, i caratteri sedimentologici della parte alta della successione messiniana indicano, secondo CAVAZZA & DE CELLES (1998), che il ristabilimento delle condizioni marine nel bacino Mediterraneo ha predatato la sedimentazione dei *Trubi* che rappresentano invece un ulteriore aumento di livello marino. Secondo

CAVAZZA & INGERSOLL (2005), la formazione definisce un cambio improvviso nella sedimentazione all'interno del bacino ionico che, da silicoclastica-extrabacinala, passa a carbonatica-intrabacinala.

Alla base della formazione sono generalmente presenti ritmi calcareo-marnose; questa ritmicità è riferibile ai cicli di MILANKOVITCH che conferiscono alla formazione, in affioramento, una caratteristica stratificazione con alternanza di livelli grigi e biancastri. Verso l'alto tale 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 meridionale e della Sicilia meridionale e il sincronismo della trasgressione marina su quest'area (HILGEN & LANGERAIS, 1988, 1993).

I *Trubi* affiorano, in modo prevalente, nel settore ionico del Foglio ma si incontrano anche sul crinale aspromontano, nella porzione nord, nell'area dei Piani della Limina. Gli affioramenti presenti sui Piani della Limina presentano caratteristiche tali da essere cartografati separatamente come *litofacies conglomeratica* (TRB_a). Questa è 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 evidenziare che la deposizione dei *Trubi* nell'area avveniva 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 da est ad ovest, nei pressi della costa ionica, soprattutto nelle località a nord ovest di Piano Crasto e Monte Scifa (Fig. 35), dove poggia direttamente sul basamento cristallino. 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 calcarei e sono riferibili a tutto l'intervallo Zancleano, biozone MNN12-13 di



Fig. 35 - Aspetto tipico dell'alternanza ritmica di marne e di calcari marnosi presenti nei *Trubi* (in prossimità di Monte Scifa).

RIO *et alii* (1990) per la presenza di: *Amaurolithus delicatus* GARTNER & BUKRY; *Calcidiscus leptoropus* (MURRAY & BLACKMAN) LOEBLICH & TAPPAN; *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER; *Dictyococites* spp. “medium”; *D.* spp. “small”; *Discoaster surculus* MARTINI & BRAMLETTE; *Geminilithella rotula* (KAMPTNER) BACKMAN; *Gephyrocapsa* spp. “small”; *Helicosphaera carteri* (WALLICH) KAMPTNER; *H. sellii* BUKRY & BRAMLETTE; *Pontosphaera* spp.; *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (GARTNER) GARTNER; *R.* spp. “medium”; *R.* spp. “small”; *R. zancleana* DI STEFANO & STURIALE. Associazioni a foraminiferi palnctonici indicano le biozone comprese tra MPI2 e MPI5a (CITA, 1975) riferibili allo stesso intervallo cronostratigrafico per la presenza di *Globigerinita glutinata* (EGGER); *Globigerinoides elongatus* (D’ORBIGNY); *Globigerinoides obliquus extremus* BOLLI & BERMUDEZ; *Globigerinoides sacculifer* (BRADY); *Globorotalia margaritae* BOLLI & BERMUDEZ; *Globorotalia puncticulata* DESHAYES; *Neogloboquadrina* sp.; *Orbulina universa* (D’ORBIGNY); *O. bilobata* D’ORBIGNY; *Turborotalita quinqueloba* (NAILAND). In base ai dati di letteratura e a quelli provenienti dal Foglio limitrofo 603 “Bovalino” la formazione nel complesso è riferibile all’intervallo Zancleano - Piacenziano *p.p.*

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 sequenza 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, secondo ZUIDERVELD *et alii* (1991) e PATTERSON *et alii* (1995) è Piacenziano - Calabriano.

L’assetto giaciturale di questa formazione è generalmente concordante con quella dei *Trubi*; il contatto fra le due unità stratigrafiche tuttavia, è disconforme ed erosivo. In corrispondenza di questo contatto è stato documentato uno *hiatus* di 1 Ma (ZUIDERVELD *et alii*, 1986).

La successione è stata distinta in due litofacies; alla base è presente una *litofacies arenacea* (VNI_b) costituita da sabbie da moderatamente addensate a molto addensate, a granulometria da fine a grossolana, ben classate, in strati da decimetrici a metrici, a gradazione normale; sono talvolta presenti laminazioni piano-parallele e incrociate a basso angolo (Fig. 36). Nella facies sabbiosa della successione, a diverse altezze, si intercalano livelli biocalcarenitici (abbondanti gusci di bivalvi e valve disarticolate di lamellibranchi), in strati di spessore decimetrico, da moderatamente cementati a cementati. Alla base degli strati



Fig. 36 - Calcareniti di Vinco in località Piano Crasto.

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 o, più raramente, sono amalgamati fra loro. Alle arenarie possono essere associati corpi lenticolari a varia scala, composti da conglomerati ad intraclasti pelitici e matrice sabbiosa.

Verso l'alto stratigrafico si passa alla *litofacies calcarenitica* (VNI_a) costituita da calcareniti e calciruditi bioclastiche, con stratificazione incrociata e abbondanti resti fossili. All'interno della porzione più biocalcarenitica della successione si nota la presenza di concentrazioni disorganizzate di valve di fossili marini probabilmente indicativi di depositi di tipo tempestiti. Queste calcareniti sono a composizione mista silicoclastica e carbonato-clastica; la componente carbonatica è costituita per lo più da frammenti di gusci di bivalvi, brachiopodi, echinodermi e gusci di foraminiferi (Fig. 37). Sono presenti intervalli a stratificazione incrociata, di spessore pluridecimetrico, che costituiscono probabilmente il risultato di una migrazione di onde sabbiose a cresta rettilinea o leggermente sinuosa (COLELLA & D'ALESSANDRO, 1988). Verso l'alto la successione passa a calcareniti debolmente cementate con abbondante presenza di fossili, in particolare ostree e pecten. Tale intervallo si trova in affioramento nell'area del crinale Serre-Aspromonte, nella



Fig. 37 - Calcareniti di Vinco con abbondante presenza di fossili rimaneggiati nei pressi dell'abitato di Molochio.

porzione nord del Foglio e nel versante tirrenico dove rappresentano la quasi totalità degli affioramenti.

All'estremità superiore della successione si riscontra una facies regressiva caratterizzata dalla presenza di depositi transizionali e marini di mare poco profondo. Questa successione è costituita, dal basso, da livelli sabbiosi intervallati a sporadici livelli conglomeratici. Verso l'alto è costituita per lo più da calcareniti scarsamente cementate, talora a stratificazione incrociata con clinostratificazioni presenti, da frammenti di conchiglie, piccoli coralli e briozoi che formano depositi bioclastici, calcarenitici e calcari biohermali. Tale successione risulta meglio esposta nei pressi dell'abitato di Piminoro dove raggiunge, in affioramento, lo spessore massimo che si attesta intorno ai 65-70 m (Fig. 38).

In alcuni sondaggi sono stati ritrovati dei livelli di pomice di spessore fino a 20 metri circa (sondaggio nell'abitato di Taurianova, DE ROSA *et alii*, 2008). In affioramento sono stati individuati livelli cineritici di spessore centimetrico.

Nel complesso i caratteri sedimentologico-stratigrafici di questa unità indicano un ambiente deposizionale marino sotto il livello di base delle onde di tempesta, ad opera di flussi gravitativi ad alta densità.

Le calcareniti di Vinco affiorano sia nella porzione tirrenica che in quella ionica del Foglio; gli affioramenti di maggiore entità si trovano lungo il margine ionico, a ridosso della fascia costiera. In tale area manca però tutta la porzione che si colloca al di sopra delle biocalcareniti a laminazioni a "festoni". Affioramenti della porzione alta della successione si trovano sul crinale Serre-Aspromonte,

dove domina la facies sabbiosa sciolta con macrofossili, mentre nell'area che va da Monte Scifa e Piano Crasto e prosegue lungo tutta la fascia costiera ionica è presente la facies biocalcarenitica a stratificazione incrociata e la facies sabbiosa.

Nell'area tirrenica del Foglio domina la facies sabbioso-calcarenitica con sporadici livelli di sabbie limose presenti generalmente a ridosso del contatto tettonico tra basamento cristallino e successione bacinale. La facies più marcatamente limosa affiora, in piccoli lembi, nei pressi degli abitati di Molochio e di San Giorgio Morgeto. Le calcareniti di Vinco risultano essere molto estese, nella parte sud dell'abitato di Taurianova; esse tendono a scomparire nella porzione nord tirrenica in cui sono presenti solo sporadici affioramenti all'interno delle incisioni vallive.

Lo spessore della formazione, in affioramento, varia da pochi metri fino a 100 m circa.

I campioni prelevati in questa formazione hanno confermato l'età Piacenziano - Calabriano *p.p.* Associazioni di nannofossili calcarei indicano le biozone comprese tra MNN16a del Piacenziano *p.p.* e la parte alta in un *range* compreso tra le biozona MNN19b e MNN19d (Rio *et alii*, 1990) del Calabriano per la



Fig. 38 - Arenarie scarsamente cementate, affioranti nei pressi dell'abitato di Piminoro, poste stratigraficamente nella porzione sommitale delle calcareniti di Vinco.

presenza di *Calcidiscus leptoporus* (MURRAY & BLACKMAN) LOEBLICH & TAPPAN; *C. macintyreii* (BUKRY & BRAMLETTE) LOEBLICH & TAPPAN; *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER; *Dictyococites* spp. “small”; *Discoaster asymmetricus* GARTNER; *D. pentaradiatus* TAN EMEND. BRAMLETTE & RIEDEL; *D. surculus* MARTINI & BRAMLETTE; *D. tamalis* KAMPTNER; *Geminolithella rotula* (KAMPTNER) BACKMAN; *Gephyrocapsa oceanica* s.l. KAMPTNER; *Gephyrocapsa* spp. “large”; *G.* spp. “small”; *Helicosphaera carteri* (WALLICH) KAMPTNER; *H. sellii* BUKRY & BRAMLETTE; *Pontosphaera* spp.; *Pseudoemiliania lacunosa* (KAMPTNER) GARTNER; *Reticulofenestra* spp. “medium”; *Rhabdosphaera* spp.

Il limite inferiore è erosivo con **TRB**; la successione viene troncata a tetto dalle sabbie e dai conglomerati appartenenti al *sintema di Molochio* (**MLH**).

Lo spessore massimo è di circa 100 m.

PIACENZIANO - CALABRIANO p.p.

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

7.1. - VERSANTE IONICO

7.1.1 - *deposito marino terrazzato* (g_{n1-3})

All'interno di tale settore sono state riconosciute varie superfici di erosione marina, ricoperte da depositi alluvionali (*cfr.* Par. 7.1.3.). Si rinvennero esclusivamente tre ordini di terrazzi marini con i relativi depositi associati posti tra le quote di circa 1000 e 50 m s.l.m. . Il più antico è posto sul crinale Serre-Aspromonte a circa 1000 m di quota (g_{n3}); gli altri due sono posti rispettivamente tra le quote di 100-75 m s.l.m (g_{n2}); il più basso (g_{n1}) si colloca fino alla quota minima di circa 50 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, nei lavori di MIYAUCHI *et alii* (1994), all'interno dell'intervallo temporale del Pleistocene inferiore. In accordo con tale autore g_{n3} si colloca per posizione stratigrafica nel Calabriano *p.p.* in quanto ricopre i depositi afferenti alle *calcareniti di Vinco*. Il secondo terrazzo (g_{n2}), in base ai dati di bibliografia (DUMAS *et alii*, 1995; BORDONI & VALENSISE, 1998), è riferibile al Tirreniano; ne consegue che g_{n1} , posto a quote più basse, risulta essere più giovane del Tirreniano.



Fig. 39 - Depositi marini affioranti sul terrazzo g_{n2} . Ghiaie e sabbie di colore bruno marrone per alterazione. Si nota una stratificazione incrociata a basso angolo.

Una caratterizzazione stratigrafico sedimentologica dei terrazzi risulta difficoltosa in quanto i depositi non si preservano in affioramenti di notevole entità. Sporadicamente sui terrazzi sono presenti depositi conglomeratici relitti, caratterizzati da ciottoli arrotondati e subsferici di dimensioni dal centimetrico al decimetrico per lo più di natura granitica e metamorfica. Tali depositi sono arrossati e talora sono intervallati a livelli sabbiosi di spessore decimetrico di colore avana bruno. I depositi conglomeratici presentano in alcuni casi una matrice sabbiosa ed argillosa rossastra, che passano a sabbie ciottolose con matrice argilloso-terrosa. Presentano struttura massiva o leggermente stratoide talora con intercalati limi argillosi rossastri a stratificazione poco evidente (Fig. 39).

7.1.2. - *sintema di Siderno Superiore (DNO)*

Il *sintema di Siderno Superiore* affiora lungo la fascia costiera del settore ionico tra le quote 100 e 175 m circa; intorno all'abitato di Siderno Superiore affiora con tutte le sue caratteristiche principali (Fig. 40). Nel complesso il sintema è costituito, alla base, da livelli conglomeratici-ghiaiosi che, verso l'alto, evolvono a livelli sabbioso fini - siltosi; lateralmente, da ovest verso est, in eteropia, sono presenti facies indicative di un ambiente che da costiero evolve verso facies più distali, di mare basso (lower shoreface). **DNO** è delimitato da superfici di erosioni: alla base la superficie di erosione è intagliata nelle unità plio-pleistoceniche mentre al tetto è troncato dai terrazzi continentali.

Più nel dettaglio la successione è composta da due litofacies, dal basso



Fig. 40 - Panoramica del sistema di Siderno Superiore in località Timpa Pantaleo in sinistra idrografica del Torrente Lordo.

verso l'alto: *litofacies conglomeratico-ghiaioso-sabbiosa* (DNO_a) costituita 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, grano-sostenuti, con clasti microconglomeratici e a cementazione calcarea. I conglomerati presentano una stratificazione evidente, soprattutto nella porzione sommitale della successione conglomeratica, mentre alla base il deposito risulta meno cementato ed anche la stratificazione risulta meno evidente in affioramento. All'interno dei conglomerati è stata riscontrata la presenza di una fauna disarticolata immersa in una matrice indicativa di "rielaborazioni". Lo spessore dei conglomerati è estremamente variabile; i maggiori affioramenti si trovano in sinistra idrografica del Torrente Lordo, nei pressi della diga, dove raggiungono circa 25 m.

Verso l'alto si passa ad alternanze di ghiaie grossolane e fini, in strati da decimetrici a metrici, ad elementi eterogenei (prevalentemente di natura intrusiva, subordinatamente metamorfica), ben selezionati, poco cementati e senza matrice; si intercalano livelli sabbioso-siltosi, ben visibili in particolare lungo la parte centro-orientale dell'abitato di Siderno Superiore. Il passaggio verso l'alto, agli strati di arenaria, è abbastanza rapido ma per alternanza (Fig. 41). A luoghi si hanno livelli centimetrici argilloso-siltosi e *clay chips*. La stratificazione risulta essere debolmente immergente verso valle; sono presenti rare geometrie lenticolari, laminazioni piano-parallele e, talora, nei livelli sabbiosi, laminazioni oblique a basso angolo, separate da discordanze poco pronunciate (Figg. 42 e 43). Questa facies presenta delle strutture che indicano un ambiente deposizionale di transizione, precisamente di spiaggia esterna.



Fig. 41 - *Porzione basale conglomeratica e intermedia sabbiosa (DNO₂) del sistema di Siderno Superiore in località Timpa di Pantaleo.*

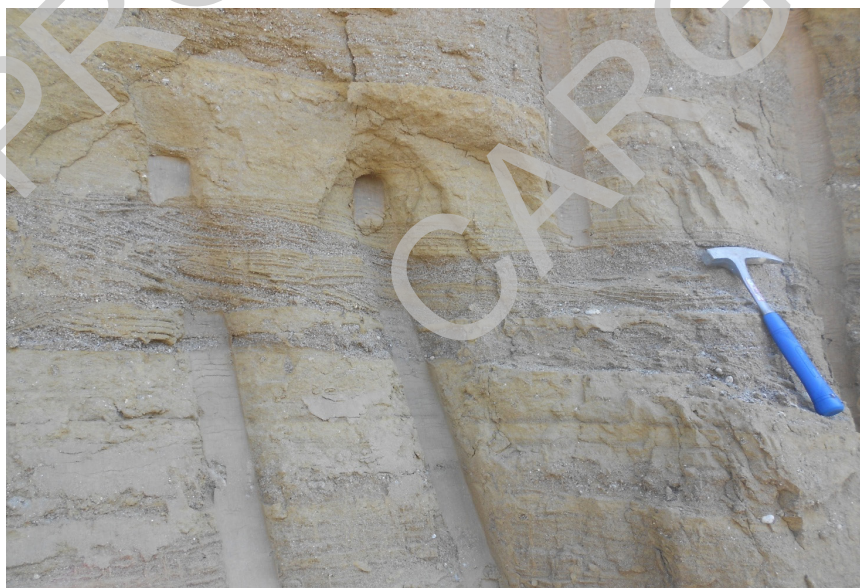


Fig. 42 - *Particolare della stratificazione incrociata all'interno dei livelli sabbiosi del sistema di Siderno Superiore.*



Fig. 43 - Panoramica dell'affioramento in prossimità della località "Casa Monteleone" in cui risulta visibile la stratificazione incrociata a basso angolo (sintema di Siderno Superiore).

Verso l'alto si verifica il passaggio ad una *litofacies sabbiosa* (DNO₆) costituita da sedimenti con granulometria sabbiosa e fine con laminazioni piano-parallele, molto probabilmente dovute ad una riduzione dell'energia all'interno dello stesso ambiente. Nei depositi sabbiosi a piccola scala (ordine del centimetro) si hanno livelli a "festoni" ricoperti da lamine costituite da alternanze di livelli sabbioso-grossolani e ghiaiosi. Gli spessori massimi in affioramento sono di circa 25-30 m.

Le facies conglomeratiche si rinvengono, in generale, nelle porzioni poste alle quote più elevate, lungo il contatto con le *calcareniti di Vinco*. Spostandosi verso est si osserva il passaggio a sedimenti ghiaiosi e sabbiosi di ambienti di mare basso, come si osserva in località Trigoni.

Le datazioni effettuate per il Foglio indicano associazioni a nannofossili calcarei riferibili alla biozona MNN19d di (RIO *et alii*, 1990) del Calabriano *p.p.* per la presenza di *Dictyococites* spp. "small"; *Gephyrocapsa oceanica* s.l. Kamptner; *G.* spp. "large"; *G.* spp. "small"; *Helicosphaera carteri* (WALLICH) KAMPTNER; *H. sellii* BUKRY & BRAMLETTE; *Pontosphaera* spp. Le associazioni a foraminiferi planctonici sono riferibili alla zona a *Globigerina cariacensis* del Pleistocene inferiore (Calabriano - Emiliano) di CITA, 1975 per la presenza di *Globigerinoides ruber* (D'ORBIGNY); *Globorotalia inflata* (D'ORBIGNY); *Neogloboquadrina pachyderma* (ERHENBERG); *Planulina ariminensis* D'ORBIGNY; *Quinqueloculina* sp.; *Trifarina angulosa* (WILLIAMSON).



Fig. 44 - Contatto erosivo e discordante tra *VNI*₆ e *DNO*.

Nel suo complesso la successione affiora in maniera continua lungo un fronte orientato NNE-SSO che va da Marcinà Superiore, in destra idrografica della Fiumara Torbido, al margine inferiore del Foglio. Tale successione poggia sulle *calcareniti di Vinco*; il contatto è di tipo erosivo e discordante. Gli spessori massimi in affioramento sono di circa 50-60 m.

Alla base la successione risulta trasgressiva sia sulle *calcareniti di Vinco* che, più a valle, sui *Trubi*, attraverso una superficie erosiva suborizzontale e/o leggermente inclinata, con contatti sia paraconcordanti che in discordanza (Figg. 44 e 45).



Fig. 45 - Contatto basale discordante tra il sistema di Molochio e le calcareniti di Vinco in destra orografica del T. Cerasia.

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 è riferibile al Pleistocene medio *p.p.*

PLEISTOCENE MEDIO p.p.

7.1.3. - deposito alluvionale terrazzato (\mathbf{b}_{n1-10})

All'interno del settore ionico del Foglio si rinvengono 10 ordini di depositi alluvionali terrazzati, la maggior parte di essi poggiano su superfici di abrasione marina. Tale 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 continentali posti su superfici di abrasione marina. I depositi terrazzati sono caratterizzati da ghiaie poligeniche ed eterometriche, brune o giallastre, a clasti prevalentemente arrotondati, di diametro da 2 a 30 cm, con matrice argilloso-sabbiosa; le ghiaie sono alternate a rari sottili livelli di sabbie argilloso-rossastre, di sabbie ciottolose a supporto di matrice argilloso-terrosa, in assetto massivo o leggermente stratoide e di limi argillosi rossastri a stratificazione poco evidente (Fig. 46). La colorazione bruna o rossastra, più o meno intensa, è determinata dalla presenza di ossidi e idrossidi di ferro, che formano patine sui clasti o si "spalmano" in sottili livelli. Le caratteristiche deposizionali indicano un ambiente di formazione caratterizzato da corsi d'acqua dotati di notevole energia.

I depositi alluvionali terrazzati (\mathbf{b}_{n1-10}) si ritrovano tra le quote di 400 e 15 m circa s.l.m. La disposizione di questi terrazzi si segue con discreta continuità lungo tutto la fascia costiera; costituiscono spianate debolmente inclinate verso valle e sono generalmente delimitati da scarpate disposte parallelamente alla linea di costa attuale.

Il terrazzo più antico (\mathbf{b}_{n10}) raggruppa lembi di terrazzi posti tra le quote circa di 400-280 m s.l.m. ed è presente prevalentemente nel settore meridionale del Foglio; tale deposito è collocato all'interno



Fig. 46 - Particolare dei conglomerati presenti all'interno dei depositi terrazzati.

dell'intervallo temporale del Pleistocene inferiore (Calabriano *p.p.*) per posizione stratigrafica in quanto ricopre i depositi afferenti alle *calcareniti di Vinco*; il contatto è visibile nei pressi della località Bombile. Il secondo terrazzo (\mathbf{b}_{n9}) costituisce lembi residui di terrazzi alluvionali ricadenti nel settore meridionale a circa 275-250 m di quota e si colloca cronologicamente antecedente al Tirreniano. I restanti depositi terrazzati (\mathbf{b}_{n8-1}), affioranti tra le quote di circa 225 m fino a 15-20 m s.l.m., si collocano tutti all'interno di una fascia temporale che dovrebbe partire dal Tirreniano.

Lo spessore di questi depositi è generalmente modesto e raggiunge la potenza massima di 10 m.

PLEISTOCENE MEDIO? - OLOCENE

7.2. - VERSANTE TIRRENICO

7.2.1. - *sintema di Molochio (MLH)*

Il *sintema di Molochio* affiora all'interno del bacino di Gioia Tauro; nell'area del Foglio affiora nella porzione occidentale. **MLH** poggia, in contatto discordante, sulle *calcareniti di Vinco* (Figg. 45 e 47), ed è troncato al tetto dal *sintema di Taurianova (TNV)*. Il contatto erosivo basale è ben osservabile a nord dell'abitato di Molochio, alla confluenza con il Torrente Cerasia e nei pressi dell'abitato di Piminoro. L'assetto giaciturale del sintema di Molochio indica una stratificazione debolmente immergente verso i quadranti orientali.



Fig. 47 - Contatto basale discordante tra il sintema di Molochio e le calcareniti di Vinco nei pressi dell'abitato di Piminoro.

Alla base è caratterizzato dalla presenza di sabbie da fini a grossolane in stratificazione piano-parallela ed in strati amalgamati; tali sabbie risultano essere poco cementate e di colore bruno rossastro (Fig. 48).

Verso l'alto si verifica il passaggio a sabbie a stratificazione piano-parallela con intervalli conglomeratici; all'interno della stratificazione sono presenti laminazioni piano-parallele e talora incrociate (Figg. 49 e 50). Gli strati presentano spessori pluridecimetrici mentre i conglomerati intercalati sono costituiti da clasti arrotondati di rocce cristalline di dimensioni centimetriche, più raramente decimetriche, spesso immersi in una matrice sabbiosa arrossata. Verso l'alto, i livelli conglomeratici tendono ad aumentare rispetto a quelli sabbiosi; i conglomerati sono di dimensioni centimetriche, più raramente decimetriche. L'ambiente deposizionale è marino di acque poco profonde

I campioni prelevati in questo sintema indicano un'associazione a nannofossili riferibile alla biozona MNN19f (Rio *et alii*, 1990) per la presenza di *Pseudoemiliana lacunosa*, *Dictyococcites* spp., *Gephyrocapsa* spp., *G. oceanica* s.l., *Gephyrocapsa* sp. 3, *Helicosphaera carteri*, *Calcidiscus leptoporus*, *Reticulofenestra* spp., *Rhabdosphaera* spp., *Braarudosphaera bigelowi*. Tale associazione comprende il Calabriano *p.p.* - Pleistocene medio *p.p.*; per considerazioni stratigrafiche si ritiene che il sintema ricada nel Pleistocene medio.

Gli spessori massimi di affioramento sono di circa 25-30 m.

PLEISTOCENE MEDIO p.p. - PLEISTOCENE SUPERIORE



Fig. 48 - Sabbie rossastre a stratificazione piano-parallela appartenenti al sintema di Molochio.



Fig. 49 - Sabbie e livelli conglomeratici a stratificazione piano-parallela del sistema di Molochio.



Fig. 50 - Livelli conglomeratici nella parte alta del sistema di Molochio.

7.2.2. - sintema di Taurianova (TNV)

Il *sintema di Taurianova* occupa arealmente la maggior parte del bacino di sedimentazione del versante tirrenico. E' costituito prevalentemente da conglomerati e sabbie bruno-giallastre di conoide alluvionale, i sedimenti sono caratterizzati da significative eteropie di facies latero-verticali.

Le migliori esposizioni in affioramento si hanno nell'areale della cosiddetta "Conoide di Cittanova", lungo le incisioni vallive che la bordano a nord ed a sud. In prossimità del versante montano è presente una facies caratterizzata da clasti bruno-giallastri di dimensioni anche maggiori di un metro; la maggior parte di questi è di natura monogenica, caratterizzata da graniti e, subordinatamente, poligenica. I clasti sono eterometrici, poco arrotondati con diametro che va da pochi centimetri a più di un metro. I depositi sono prevalentemente clasto-sostenuti immersi in una matrice sabbiosa e talora sabbioso-siltosa. Talvolta sono presenti sottili livelli di sabbie argillose rossastre che si alternano a sabbie ciottolose immerse in una matrice argilloso-terrosa.

Verso ovest, allontanandosi dal versante occidentale del Massiccio Cristallino, le facies cambiano e sono caratterizzate, alla base, da conglomerati che evolvono verso l'alto a sabbie grossolane stratificate talora con livelli pelitici. I clasti, di colorazione bruno-giallastra, aumentano il loro grado di arrotondamento e sfericità ed il diametro degli stessi va, nella porzione basale, da pochi centimetri a qualche decimetro (Fig. 51). La presenza di ossidi e idrossidi di ferro che formano patine sui clasti o si "spalmano" in livelli sottili provocano una colorazione bruna o rossastra.

TNV poggia, con contatto stratigrafico erosivo, sulla porzione alta di VNI,



Fig. 51 - . Particolare della facies conglomeratica del sintema di Taurianova (area di raccordo con il versante aspromontano).

e sul *sintema di Molochio (MLH)*; il limite superiore coincide con la superficie topografica. L'età è riferibile al Pleistocene superiore per posizione stratigrafica. Gli spessori sono maggiori di 30-35 m.

PLEISTOCENE SUPERIORE

7.2.3. - *sintema di Vacale (SVC)*

Questo sintema si ritrova all'interno della Fiumara Vacale nel settore tirrenico del Foglio ed è costituito da tre terrazzi fluviali posti tra le quote di 400 e 250 m, di età post-tirreniana (Fig. 52). Dal punto di vista litologico i depositi terrazzati sono composti da sabbie di colore giallo ocra, talora ghiaiose poligeniche ed eterometriche, in abbondante matrice sabbiosa, da limi rossastri e da ghiaie a ciottoli arrotondati ed appiattiti, eterometrici, per lo più cristallini, in matrice sabbiosa. L'assetto è massivo o a stratificazione poco evidente; a luoghi è presente una gradazione inversa. Lo spessore massimo è di circa 20-25 m.

PLEISTOCENE SUPERIORE p.p. - OLOCENE



Fig. 52 - Terrazzi fluviali presenti all'interno della Fiumara Vacale a nord dell'abitato di Cittanova.

8. - DEPOSITI CONTINENTALI E TRANSIZIONALI OLOCENICI

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

I depositi alluvionali recenti sono caratterizzati da diverse litologie in funzione della loro distribuzione areale e del substrato che attraversano; si rinven- gono



Fig. 53 - Depositi alluvionali recenti all'interno dell'alveo della fiumara Torbido.

ghiaie, ghiaie e sabbie, sabbie e peliti costituenti aree di inondazione e depositi di conoidi alluvionali dei principali corsi d'acqua (Fig. 53). Talvolta i clasti dei livelli ghiaiosi hanno struttura embriciata, mentre nei livelli limoso-sabbiosi la stratificazione è poco evidente. Questi depositi, talora terrazzati, sono fissati da vegetazione ad arbusti ed ampiamente coltivati e solo eccezionalmente possono essere rielaborati da piene torrentizie. Sovente si interdigitano ai corpi detritici posti alla base delle pareti rocciose; in altri casi si sovrappongono ai sedimenti alluvionali dei corsi tributari minori, da questi reincise e sospese rispetto all'alveo attuale. Il litotipo prevalente dei depositi di conoidi alluvionali dei principali corsi d'acqua 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.

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. - DEPOSITI DI FRANA (a_1)

L'area del Foglio è interessata da corpi franosi, per lo più di tipo scorrimento e scorrimento-colata nei terreni argilloso-marnoso-arenacei del *Gruppo delle Argille Variegate (AV)*. Molto diffusi sono i fenomeni di crollo nei conglomerati del *flysch di Capo D'Orlando (COD)*, nei calcari sia messiniani che in quelli della copertura mesozoica delle unità metamorfiche dell'Aspromonte.

Sono stati cartografati i 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. Gli accumuli gravitativi sono costituiti da depositi caotici di blocchi in matrice pelitica e/o sabbiosa. 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 (b₇)

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 in funzione del substrato.

OLOCENE - ATTUALE

8.4. - DEPOSITO DI VERSANTE (a)

Tali depositi, costituiti da ghiaie eterometriche e blocchi immersi in matrice sabbiosa, individuano coperture detritiche poste alla base di versanti in evoluzione dove l'accumulo per gravità è prevalente rispetto al trasporto da parte delle acque superficiali. Sono maggiormente rappresentati laddove i versanti sono più acclivi ed in presenza di litologie più fragili che consentono maggior produzione di detrito. In carta sono stati distinti i detriti di versante s.s., dove lo spessore è significativo (> 1 m), ed i detriti a grossi blocchi.

OLOCENE - ATTUALE

8.5. - DEPOSITO EOLICO (d)

Sabbie medie classate di apporto eolico che costituiscono dune costiere.

OLOCENE - ATTUALE

8.6. - DEPOSITO DI SPIAGGIA (g₂)

I depositi di spiaggia sono costituiti da sedimenti ghiaiosi e sabbiosi soggetti sia all'azione delle correnti lungo costa che al trasporto eolico. Si tratta in prevalenza di ghiaie sciolte con ciottoli di quarzo, di metamorfiti di vario grado



Fig. 54 - Alluvioni fluviali all'interno della Fiumara Gerace.

(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 maggiori fiumare che hanno formato ampie piane costiere con lobature e insenature caratterizzate da depositi prevalentemente sabbioso-ghiaiosi verso riva e ciottoloso-sabbiosi verso monte.

OLOCENE - ATTUALE

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

I depositi alluvionali attuali sono costituiti quasi esclusivamente da ghiaie grossolane negli alvei delle fiumare (Fig. 54).

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; la forte energia 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, i limiti esterni dei depositi alluvionali attuali rimangono non chiaramente definibili nei rapporti con le alluvioni recenti immediatamente soprastanti.

OLOCENE - ATTUALE

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG

VI - TETTONICA

L'assetto tettonico strutturale del Foglio presenta delle peculiarità che lo rendono unico nel panorama geologico dell'Arco Calabro Peloritano (Fig. 55, 55a). Sono presenti infatti due bacini sedimentari, quello di Siderno, ricadente nel settore ionico e quello di Gioia Tauro, ricadente nel settore tirrenico, che hanno caratteristiche evolutive, di architettura e strutturali differenti tra loro. All'interno del Foglio, si trovano porzioni di due catene montuose, il Massiccio delle Serre, a nord ed il Massiccio dell'Aspromonte, a sud; queste si trovano a contatto nella porzione sud del Foglio, lungo un allineamento tettonico coincidente con la *Palmi Antonimina Fault zone*. L'area del Foglio si colloca infatti all'interno di una *transfer zone* litosferica (TRIPODI *et alii*, 2013) attiva almeno dal Miocene.

La successione neogenica è stata coinvolta in un regime tettonico trascorrente con cinematismi sia destri che sinistri che ha portato all'attuale strutturazione dell'area. I principali lineamenti tettonici sono orientati sia trasversalmente che parallelamente all'asse della catena. Sono inoltre presenti evidenti rapporti di discordanza e troncature erosive che denotano una tettonica neogenico - quaternaria molto spinta (TRIPODI *et alii*, 2013).

Nell'area sono presenti dei lineamenti tettonici principali attivi, a carattere regionale: la "faglia di Cittanova", ricadente nel settore tirrenico, la "faglia Nicotera-Gioiosa" e la faglia "Molochio-Antonimina", trasversali all'asse della catena, rispettivamente ricadenti nella porzione nord e sud del Foglio. Oltre tali strutture sono presenti faglie orientate parallelamente alla costa (NE-SO) che dislocano in parte i depositi pleistocenici. Tali strutture sono da considerare recenti e potrebbero essere attive; in particolare quella più orientale è riconosciuta all'interno del catalogo delle faglie attive e capaci ITHACA. Quella posta più a monte (Faglia Timpa Pantaleo-C. Principato) è stata in più punti individuata e disloca il *sintema di Siderno Superiore (DNO)*. Tali faglie immergono verso il mar Ionio

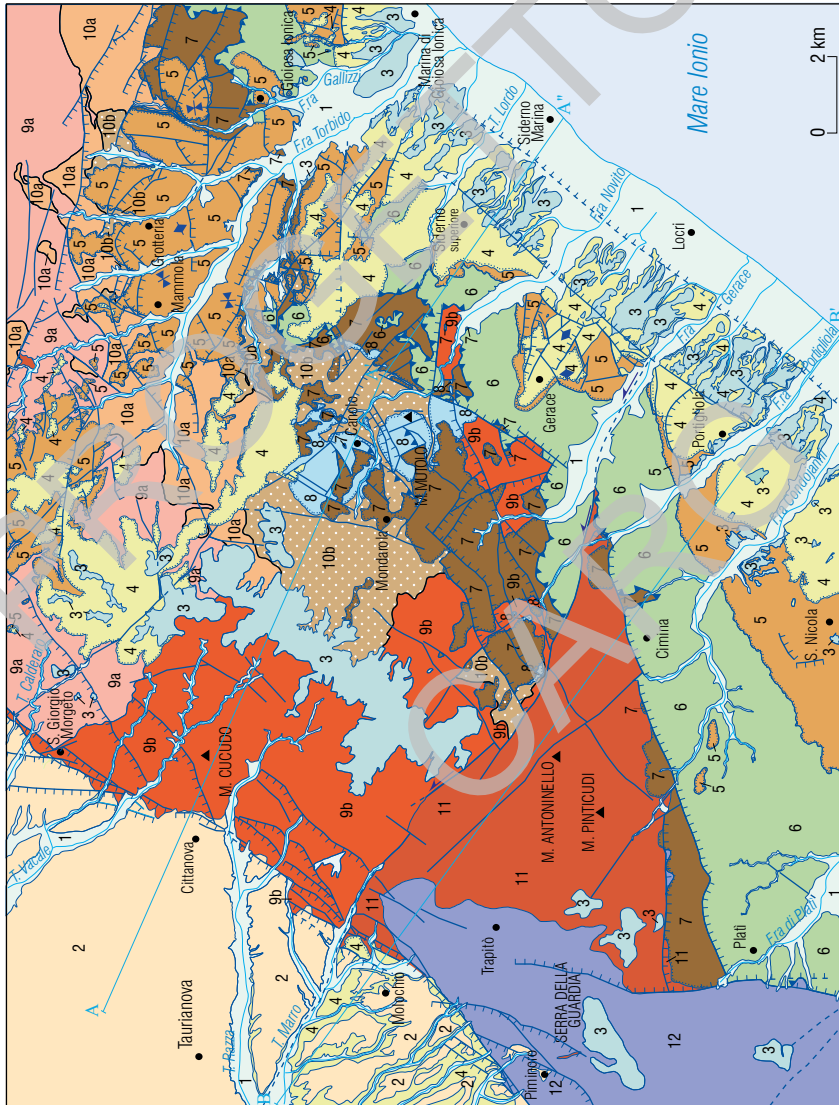


Fig. 55 - Schema tettonico del Foglio 590 "Taurianova".



Fig. 55a - Legenda dello schema tettonico del Foglio.

e presentano cinematica prevalentemente normale e un trend parallelo alle faglie estensionali del versante tirrenico. 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.

Le successioni di riempimento bacinale del settore ionico si trovano direttamente addossate al basamento cristallino e sono orientate con direzioni ed immersioni variabili verso i quadranti orientali, con le inclinazioni degli strati che tendono ad aumentare con l'età dei depositi.

L'area di studio, nel settore ionico, presenta un motivo strutturale principale caratterizzato dalla presenza di una spessa successione sedimentaria oligo - pleistocenica che poggia su un basamento cristallino (Unità dell'Aspromonte e Unità di Stilo), e un *mélange* caotico, noto come *Gruppo delle Argille Variegata (AV)*, interposto tra i depositi oligo - miocenici inferiori ed i depositi medio-alto - miocenici. Tale strutturazione è dovuta ad una fase di antivergenza d'età langhiana, cui si attribuisce la messa in posto delle Unità Antiscilidi. Il contatto è attualmente non di chiara interpretazione in quanto viene ripreso da faglie a cinematica estensionale.

Nel settore tirrenico del Foglio il motivo strutturale di primaria importanza è costituito da una successione di riempimento bacinale plio - pleistocenica affiorante, posta a contatto, per faglia, con il basamento cristallino metamorfico. Tale lineamento è denominato "faglia di Citanova", orientata NNE-SSO ed attiva. Questa faglia, immergente ad alto angolo verso il Mar Tirreno, è caratterizzata da un cinematismo con una leggera componente di trascorrenza sinistra. La "faglia

di Cittanova” è ritenuta la responsabile del terremoto catastrofico del 1783 (*cf.* Cap. VII), che modificò la morfologia dell’intera Piana di Gioia Tauro e i cui effetti furono oggetto di studi scientifici da parte di numerosi studiosi italiani e stranieri dell’epoca. Questa faglia fa parte del sistema di faglie orientate in asse alla catena, aventi cinematisma normale ed ha la sua prosecuzione, a sud, nel sistema di faglie che arrivano fino allo Stretto di Messina, ed a nord, fino alla Valle del Crati, responsabili della formazione dei bacini plio - pleistocenici dello Stretto di Messina, della Valle del Mesima e della Valle del Crati.

Nel settore ionico, a tale sistema orientato NE-SO, sono associate delle fasi compressive ed estensionali che hanno caratterizzato l’area nelle varie fasi deformative miocenico - attuali.

Altre strutture tettoniche, considerate attive, sono quelle orientate NO-SE, aventi attualmente cinematiche normali-trascorrenti, che hanno agito in passato per lo più da faglie trascorrenti ed hanno accompagnato l’evoluzione neogenica dell’area (TRIPODI *et alii*, 2013). Una delle strutture orientate NO-SE è la “faglia Nicotera-Gioiosa Ionica”, caratterizzata dalla coalescenza di rami di faglia aventi diversa estensione ed orientati all’incirca ONO-ESE, immergenti, ad alto angolo, verso i quadranti meridionali. Essa è posta nella porzione nord del Foglio dove delimita la Stretta di Siderno. Tale struttura tettonica ribassa i termini della successione sedimentaria di riempimento bacinale rispetto al basamento cristallino del Massiccio delle Serre.

Nella porzione sud dell’area del Foglio, un’altra struttura, orientata all’incirca come la “faglia Nicotera-Gioiosa Ionica”, è la “faglia Molochio-Antonimina”, avente le stesse caratteristiche cinematiche della precedente e che borda, a sud, il *graben* di Gerace. I dati mesostrutturali ottenuti dal rilevamento confermano, in linea generale, quello che emerge alla macroscala.

1. - FASI TETTONICHE DEL MIOCENE MEDIO - SUPERIORE

Una delle più importanti fasi tettoniche mioceniche è caratterizzata dalla messa in posto delle Argille Variegate, 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 all’interno della quale sono riscontrabili strutture di tipo compressivo, che interessano la Formazione di Stilo-Capo d’Orlando (Figg. 56 e 57).

L’analisi delle facies e della loro distribuzione all’interno delle calcareniti di Floresta (CARBONE *et alii*, 1993; LENTINI *et alii*, 2000), ha permesso di individuare, nell’intervallo Burdigaliano-Langhiano, la paleogeografia con una fase di



Fig. 36 - Indicatori cinematici (gradini di calcite) su piano di faglia che coinvolge il flysch di Capo d'Orlando (CDO).

sollevamento delle aree interne e con la conseguente erosione delle calcareniti e calciruditi a briozoi e litotamni, interposte tra le unità antisicilidi ed i depositi del Miocene medio - superiore.

Nell'area del Foglio 590 "Taurianova" tale sollevamento è stato probabilmente più marcato e/o i fenomeni erosivi più attivi, in quanto, all'interno dell'area in oggetto, le calcareniti di Floresta risultano completamente assenti, ed è la successione serravalliano-tortoniana a poggiare direttamente sul *Gruppo delle Argille Variegate*.

I depositi silicoclastici e carbonatici del Miocene medio-superiore all'interno del Foglio presentano una distribuzione, in affioramento, estremamente variabile ed una distribuzione delle facies estremamente irregolare e sicuramente legata ad un'attività tettonica sin-sedimentaria (TRIPODI *et alii*, 2013).

Già dal Serravalliano-Tortoniano si delinea, in tale 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



Fig. 57 - *Faglia inversa ad alto angolo nel flysch di Capo d'Orlando (CDO).*

della successione serravalliano-tortoniana, dalle sostanziali variazioni di spessore, troncature erosive e discordanze angolari che caratterizzano tutta la successione neogenica. Questa zona di trasferimento tettonico si colloca poi tra due settori, quello a nord e quello a sud del Foglio, dove la successione oligo-pleistocenica presenta un ventaglio di crescita relativamente indisturbato e lateralmente correlabile per geometrie e discontinuità (TRIPODI *et alii*, 2013).

Durante la fase tardo-miocenica (Messiniano), si è prodotta una tettonica che

ha dato luogo anche alla formazione di ricoprimenti fuori sequenza (BONARDI *et alii*, 2001), 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, è sfociata con la 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 PLIOCENE - PLEISTOCENE

Dal tardo Pliocene la tettonica trascorrente ha portato alla strutturazione del paleostretto che collegava il Tirreno con lo Ionio allungato all'incirca NO-SE. Nel Pleistocene inferiore - medio un ulteriore evento, a carattere trascorrente, porta 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) (Fig. 58).

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; una seconda modesta fase di compressione, verificatasi alla fine del Pleistocene inferiore, ed infine una terza, distensiva, a partire dal Pleistocene medio in poi.

BARRIER (1986) evidenzia i criteri per cui la pluralità dei sistemi di faglie e la natura e la ripartizione diacrona dei sedimenti indicherebbero che i vari disturbi



Fig. 58 - Faglia inversa all'interno dei Trubi.

tettonici si sono originati in differenti periodi nel corso del Plio-Pleistocene.

A partire dal Gallesiano, si è comunque realizzato uno stadio collisionale, con migrazione del fronte collegata all'attivazione delle faglie destre ad orientazione NO-SE del "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 individuati a partire dal Pleistocene medio-superiore. Ciò è testimoniato sia dalla sovrapposizione di strie sugli stessi piani di faglia, 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, 1992); 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) hanno evidenziato meccanismi deformativi associati a faglie normali, con orientazione N-S e NNE-SSO, seguite da faglie con direzioni E-O e NO-SE. I depositi calcarenitico-sabbiosi medio-pleistocenici giacciono direttamente sul substrato e stanno ad indicare che, durante il Pliocene, la catena peloritana e la dorsale aspromontana dovevano ancora individuarsi. La configurazione attuale in sostanza 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 medio. I principali lineamenti strutturali, all'interno del Foglio, sono rappresentati da sistemi di faglie legati geneticamente all'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 i termini della successione oligo-pleistocenica.

Il settore tirrenico del Foglio risente dei coevi processi di apertura della fossa del Mesima e dello stretto di Messina, in connessione ai processi deformativi indotti dalla zona di taglio profonda. La coesistenza dei meccanismi normali con quelli compressivi viene imputata alla posizione dei settori in distensione al retro di un fronte di compressione che ha migrato verso le aree esterne dell'Arco Calabro Peloritano. Per TORTORICI *et alii* (1995), MONACO & TORTORICI (1995), MONACO *et alii* (2000) infatti, l'Arco Calabro Peloritano sarebbe dominato da un'estensione crostale che origina il Rift calabro-siculo (MONACO *et alii*, 1996),



Fig. 59 - Panoramica di un tratto della faglia di Cittanova.

esteso dalla Calabria al versante ionico siciliano, per una lunghezza totale di 370 km. Il *rift* mostra una sismicità crostale con terremoti fino a $M > 6$, localizzati in corrispondenza dei piani di faglie normali quaternarie. Un'interpretazione alternativa, ancora da verificare (CARBONE *et alii*, 2008), è che il *rift* possa essere il prodotto di fenomeni di estensione del cuneo di accrezione in risposta all'arretramento fessurale delle aree ioniche di avampaese. In questo caso le faglie non sarebbero radicate nella litosfera, ma si ricollegherebbero in profondità al piano di sovrascorrimento della catena. Il sistema orientato NNE-SSO, comunque, è un elemento morfotettonico a cui vengono associati, da MONACO & TORTORICI (2000), tassi di sollevamento di 0.5-1.2 mm/anno, per gli ultimi 700 ka. Tale sistema è caratterizzato da faglie ad alto angolo che immergono prevalentemente verso il Mar Tirreno, aventi cinematica prevalentemente diretta (GALLI & BOSI, 2002). Le strutture tettoniche orientate NE-SO hanno la principale espressione nella faglia di Cittanova (Fig. 59) che si colloca nella porzione tirrenica del Foglio e separa la successione di riempimento bacinale dal basamento cristallino. Anche nel settore ionico sono state rilevate faglie orientate NNE-SSO, poste parallelamente alla costa, le stesse rigettano i depositi pleistocenici e potrebbero avere caratteri di attività tettonica recente.

Alla faglia di Cittanova viene associata un'elevata sismicità, con eventi di notevole magnitudo. Fra tutti spicca l'evento sismico del 1783 che produsse un terremoto parametrizzato con una M_w 7.0 ed un'intensità epicentrale di XI MCS;



Fig. 60 - Panoramica di un tratto della faglia Molochio - Antonimina.

tale evento sismico produsse dei fenomeni indotti, scuotimenti, frane, liquefazioni etc. che portarono alla variazione dei caratteri morfologici di vaste aree nella piana di Gioia Tauro.

L'altro sistema di faglie attive è il sistema di faglie orientato NNO-SSE che trova la sua maggiore espressione morfo-strutturale nelle faglie Nicotera-Gioiosa Ionica e Molochio-Antonimina (TRIPOLI *et alii*, 2013) (Fig. 60). Queste hanno prodotto, ad esempio nel 1715, 1785 e 1997, fenomeni sismici di intensità inferiore rispetto a quelli della faglia di Cittanova.

PROGETTO
CARG

VII - ELEMENTI DI SISMICITÀ STORICA E TETTONICA ATTIVA

Nell'area delimitata dal Foglio Taurianova, il catalogo parametrico dei terremoti in Italia (CPTI, 2011) non contiene epicentri di terremoti significativi, ad eccezione di pochissimi eventi sismici di bassa intensità ($I_0 \leq VII$ MCS), con risentimenti noti solamente per una o due località. Di fatto, a causa sia del secolare isolamento culturale e commerciale della Calabria dal resto del Regno di Napoli, sia della ripetuta distruzione e dispersione dei materiali degli archivi locali a seguito di alcuni terremoti catastrofici (SCIONTI *et alii*, 2006), la breve storia sismica delle località presenti nel Foglio 590 "Taurianova" non è diversa da quella di quasi tutti i centri della Calabria, coprendo a stento gli ultimi tre o quattro secoli dell'ultimo millennio (Fig. 61).

In realtà, molte delle località presenti nell'area, ed in special luogo quelle della sponda tirrenica, hanno subito i danni più devastanti mai ricordati nella storia sismica europea. Il 5 Febbraio del 1783, un terremoto dagli effetti catastrofici, parametrizzato con una Mw 7.0 ed un'intensità epicentrale di XI MCS, sconvolse letteralmente non solo i paesi dell'intera Piana di Gioia Tauro, ma anche la fisiografia del paesaggio dalle falde dell'Aspromonte alla piana costiera. L'epicentro macrosismico di questo evento epocale, responsabile di oltre 30.000 morti, è posto ad ovest del Foglio, ma di fatto la sua struttura sismogenetica ne attraversa interamente le due tavolette occidentali (Plati e Taurianova; Fig. 62). In superficie, questa struttura si palesa nel contatto tettonico tra i depositi quaternari della Piana di Gioia Tauro ed 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 del 1783. Tale ipotesi, già in embrione negli scritti di studiosi contemporanei

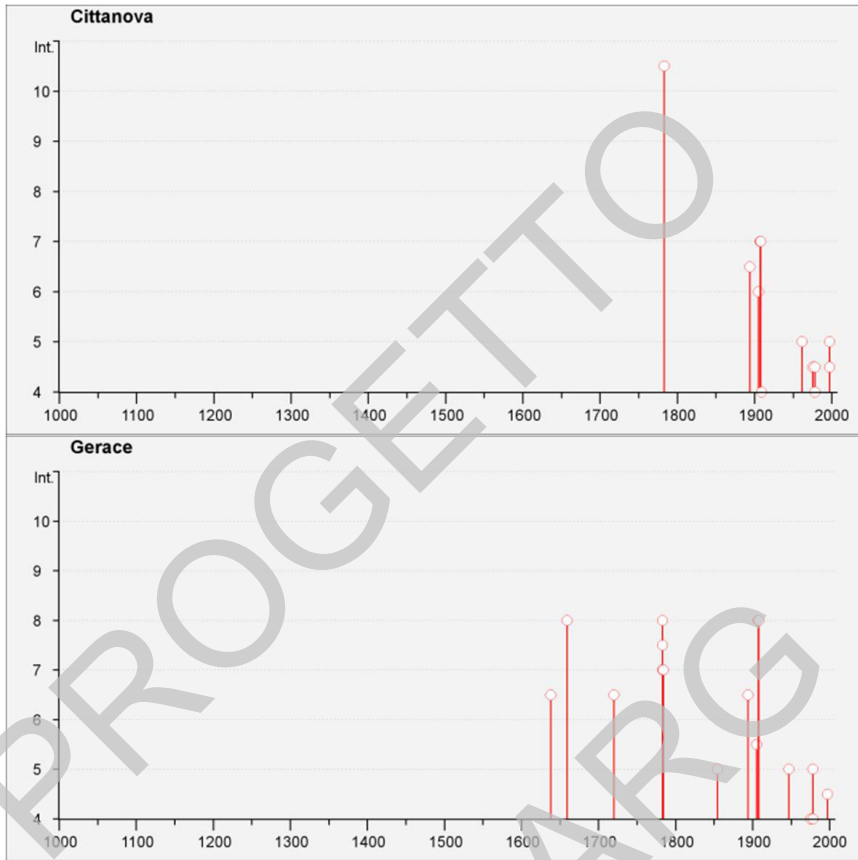


Fig. 61 - Storia sismica di due tra i principali centri nel Foglio 590 "Taurianova" negli ultimi 1000 anni. Sia per Cittanova che per Gerace, poste rispettivamente sulle sponde tirreniche e ioniche dell'Aspromonte, il terremoto più grave è quello del 5 Febbraio 1783, allorquando la prima venne rasa al suolo e la seconda subì gravi distruzioni (grafici tratti da DBMI, 2011).

(p.e., DE DOLOMIEU, 1784), è stata poi definitivamente confermata dagli studi paleosismologici di GALLI & BOSI (2002) e GALLI & PERONACE (2015) 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 i paleoterremoti precedenti all'evento del 1783.

La faglia di Cittanova affiora per circa 30 km da sudovest di Santa Cristina vecchia a nordest di San Giorgio Morgeto (Fig. 62), dislocando e trascinando contro il basamento paleozoico e con cinematica prevalentemente normale non solo tutta la serie marina del Pleistocene inferiore e medio, ma anche la sua

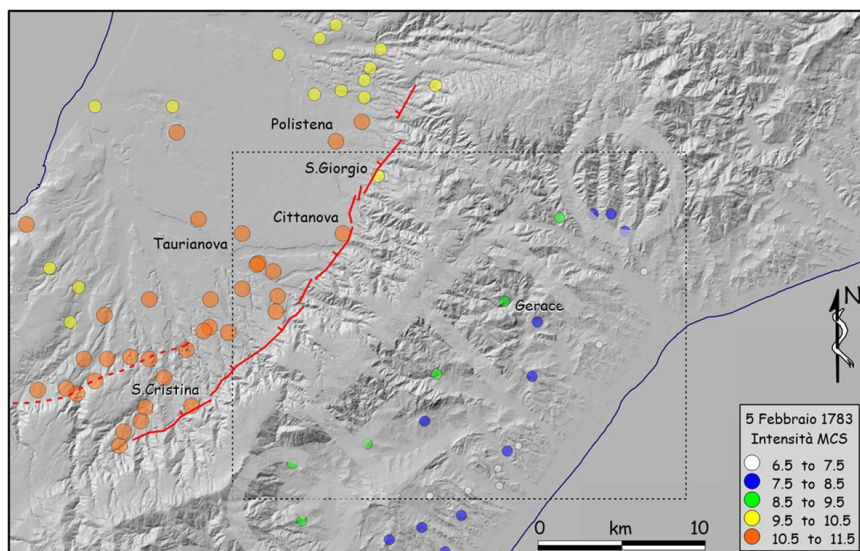


Fig. 62 - Traccia della faglia di Citanova, responsabile del terremoto del 5 Febbraio 1783 (Mw 7.0, Io XI MCS) e piano quotato dello stesso ($I_s \geq VI-VII$ MCS). Il riquadro a tratteggio indica l'area del Foglio n. 590 "Taurianova"

copertura continentale del Pleistocene superiore - Olocene. Quest'ultima è in massima parte costituita da corpi sabbiosi massivi, derivanti del disfacimento della zona cataclastica del substrato granitico, da conoidi alluvionali e, infine, da colluvi e paleosuoli di età sia precedente che posteriore all'Ultimo Massimo Glaciale. In particolare, ai fini della definizione del rateo di attività recente, si è constatato che ovunque la faglia disloca verticalmente di 15-20 metri la superficie sommitale delle ghiaie depostesi nell'ultima grande fase alluvionale della Piana, invero quella antecedente il profondo incassamento delle fumarie nel corso dell'Ultimo Massimo Glaciale, quando il livello base marino scese di oltre 120 m al di sotto dell'attuale. Considerando l'età al radiocarbonio di alcuni paleosuoli sepolti tra le ghiaie sommitali dei conoidi (ca. 28 ka) e l'entità del ribassamento del tetto della faglia, il rateo verticale di scivolamento nella parte terminale del Pleistocene superiore - Attuale stimato da GALLI & PERONACE (2015) è almeno di 0.6 mm/yr. Gli stessi Autori, in una serie di trincee paleosismologiche scavate attraverso differenti segmenti della faglia, hanno individuato diversi eventi di fagliazione di superficie precedenti e analoghi a quello associato al terremoto del 5 Febbraio 1783. Questi sono stati datati rispettivamente al 385 ± 150 AD, al 5785 ± 490 BP, al 10215 ± 300 BP ed al 12880 ± 200 BP., con tempi di ritorno piuttosto irregolari e variabili da 1.4 kyr a 4.4 kyr.

PROGETTO
CARG

VIII - ELEMENTI GEOMORFOLOGICI

1. - GENERALITÀ

L'area del Foglio mostra caratteri morfologici che si inquadrano nel più generale paesaggio del margine meridionale della Calabria. Le forme del rilievo risultano ampiamente condizionate dall'assetto e dall'evoluzione geologico-strutturale regionale. Significative differenze nello stile strutturale definiscono diversi ambiti geotettonici che temporalmente si riflettono sull'assetto morfologico e sui ritmi morfodinamici.

L'analisi dei depositi alluvionali suggerisce un forte controllo della dinamica dei versanti vallivi (frane) sui processi deposizionali; i processi gravitativi infatti sono ampiamente diffusi a causa dell'affioramento di litologie suscettibili a franare e/o dell'elevata energia di rilievo prodottasi per il forte approfondimento del reticolo idrografico.

Essendo i fenomeni franosi diffusi nel territorio, questi processi rivestono notevole importanza per la comprensione dell'evoluzione del paesaggio nelle aree considerate ed in aree attigue. Negli ultimi decenni l'incidenza della franosità nel bilancio erosione/sedimentazione è stata molto elevata (SORRISO VALVO, 1993) ed ha portato come conseguenza al sovralluvionamento di alcuni tratti vallivi che attualmente sono interessati da una fase di dissezione; questa fase di aggradazione non ha influenzato molto la dinamica costiera per effetto delle opere di difesa fluviale che hanno impedito il trasporto verso mare.

I processi gravitativi ed in particolare le varie tipologie di fenomeni franosi presenti nell'area, rappresentano il fattore morfogenetico odierno più efficace nel modellamento dei versanti e, indirettamente, hanno influenza sulla dinamica fluviale.

Dal punto di vista idrografico la dorsale serre-aspromontana è incisa da valli con versanti molto acclivi nel tratto a monte, che conferiscono al paesaggio un aspetto aspro. Esso è dissecato da incisioni fluviali, che nel loro tratto terminale si immettono in piane alluvionali anche ampie. Questo aspetto è in stretto rapporto con l'evoluzione tettonica recente dell'area che nel Plio-Quaternario ha subito un generale sollevamento.

2. - IDROGRAFIA

Il reticolo idrografico presenta caratteristiche tipiche delle aree di recente sollevamento, con presenza di corsi d'acqua a regime torrentizio, denominati "fiumare". Le numerose incisioni torrentizie presentano andamento quasi rettilineo e all'incirca ortogonale alla linea di costa, lunghezza limitata, fondo valle 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. I bacini imbriferi 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 dell'anno, quando 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 e concentrati.

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, si formano valli a fondo piatto e reincise.

3. - LITORALI

La fascia litoranea è caratterizzata da una linea di costa in cui ampie baie si alternano a sporgenze lobate in corrispondenza dello sbocco delle fiumare; in molti tratti i depositi delle conoidi sono 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 40 m, a sud dell'abitato di Locri, a più di 110 m nell'area di Gioiosa Marina. La riduzione del

litorale si presenta in tutta la fascia costiera del Foglio. L'arretramento della linea di costa è imputabile alla notevole riduzione dell'apporto solido delle fiumare ed alla realizzazione di infrastrutture portuali, come evidenziato dalla differenza tra la topografia relativa ai tipi IGMI (le cui edizioni datano al 1954) e quella che è la topografia attuale. Risulta pertanto un'estesa fascia litoranea in cui l'effetto combinato tra antropizzazione e diminuzione dell'apporto solido, ha ridotto sensibilmente, ed in alcuni tratti annullato, la presenza della spiaggia.

4. - MORFOLOGIA COSTIERA

La dinamica e di conseguenza la morfologia costiera sono estremamente attive; variano repentinamente in seguito a diversi fenomeni quali per esempio quelli meteo-climatici e antropici.

Tali fenomeni influenzano la dinamica costiera producendo spostamenti della linea di costa che possono essere sintetizzati in avanzamenti e in arretramenti della stessa (Fig. 63). Lo studio delle variazioni della linea di riva ha consentito di valutare il bilancio apporti/prelievi che risulta positivo o negativo, a seconda che i materiali che costituiscono le spiagge, depositati nelle fasi di sedimentazione, siano superiori o inferiori ai materiali asportati.

Lungo la costa ionica, ricadente nel Foglio, è in atto un processo di arretramento della linea di costa che viene evidenziato in particolare nel Piano Stralcio per l'Assetto idrogeologico. Qui viene quantificata ed evidenziata, attraverso carte tematiche inerenti il rischio di erosione costiera, la forte tendenza all'arretramento in atto lungo le coste della Locride, alle quali viene associato spesso il massimo rischio di erosione. Ciò trova riscontro anche in eventi verificatisi nell'anno 2014 quando le mareggiate hanno distrutto porzioni di lungomare dei comuni costieri.

Questo fenomeno si inquadra nella tendenza generale delle coste italiane che risultano per circa un terzo della loro estensione in erosione, per circa due terzi in equilibrio, grazie soprattutto ad interventi di difesa, e solo per il 5% in avanzamento.

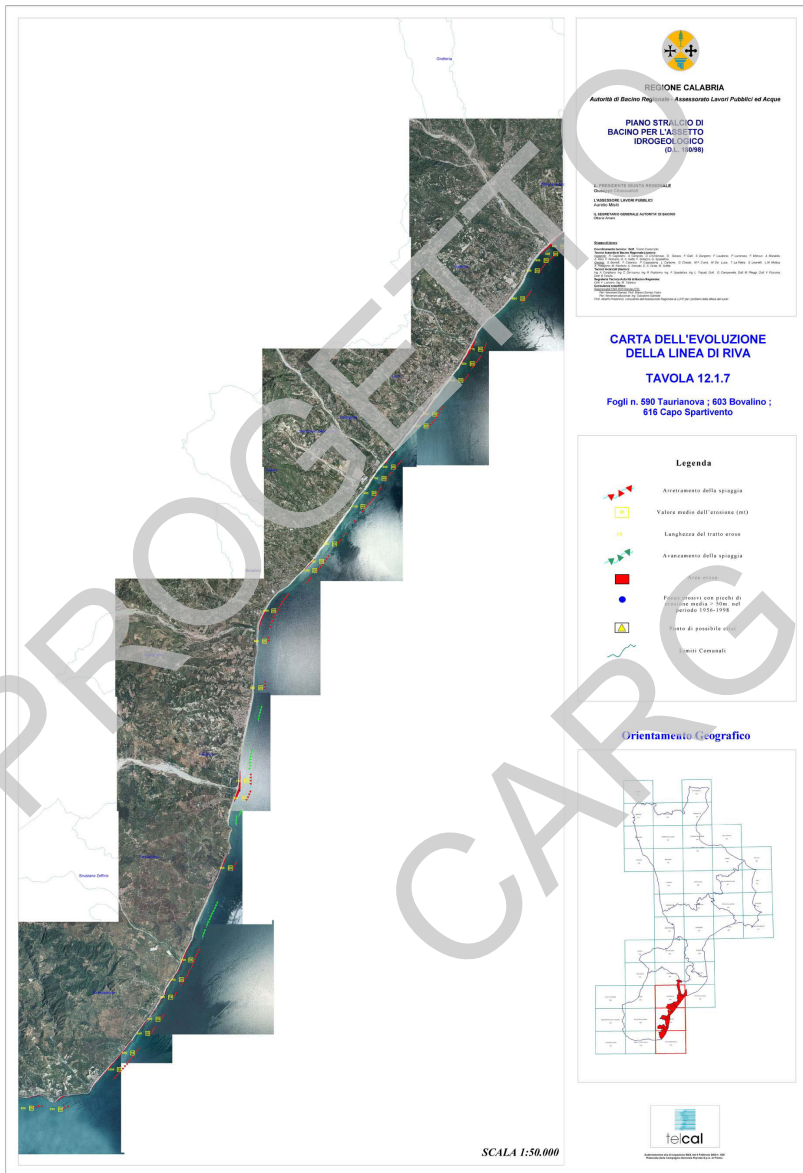


Fig. 63 - Tavola 12.1.7 P.A.I., carta dell'evoluzione della linea di costa, che evidenzia il suo arretramento all'interno dell'area del Foglio n. 590 "Taurianova".

IX - GEOLOGIA APPLICATA

1. - FRANE E DEPOSITI DI VERSANTE

Durante il rilevamento geologico sono stati mappati ed evidenziati numerosi fenomeni franosi classificati, dove possibile, a livello tipologico. L'area del Foglio è interessata principalmente 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 Variegate*. Scorrimenti roto-traslazionali sono presenti, in particolare, nelle porzioni arenacee delle successioni oligo-mioceniche del *flysch di Capo d'Orlando*.

Molto diffusi sono i fenomeni di crollo nei conglomerati del *flysch di Capo d'Orlando*, nei calcari sia messiniani che in quelli appartenenti alla copertura mesozoica (Figg. 64 e 65) dell'*Unità di Stilo* e nel basamento cristallino appartenente sia all'*Unità di Stilo* che all'*Unità dell'Aspromonte*. 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 complesso e di colamento all'interno del *Gruppo delle Argille Variegate*.

In linea generale, la frequenza dei fenomeni dipende dalle caratteristiche morfologiche del territorio, costituito da versanti ad accentuata acclività, dalla litologia delle formazioni affioranti e dalle condizioni strutturali dell'area. Tutti questi fattori contribuiscono alla predisposizione al dissesto, mentre altri fattori, quali in particolare le precipitazioni meteoriche ed i frequenti fenomeni sismici, costituiscono fattori innescanti dei movimenti di massa lungo i versanti.

Nel Foglio sono stati cartografati i corpi di frana (a_1) sia senza indizi di evoluzione e/o stabilizzate, sia con evidenze di movimento negli ultimi cicli



Fig. 64 - Fenomeni di crollo attivi sulla parete di calcare (MUO) di Monte Mutolo.

stagionali o che si riattivano per le stesse cause che le hanno innescate. Le tipologie di movimento presenti nell'area sono state classificate secondo VARNES (1978).

I fenomeni più importanti ed estesi sono legati alla messa in posto, per colata

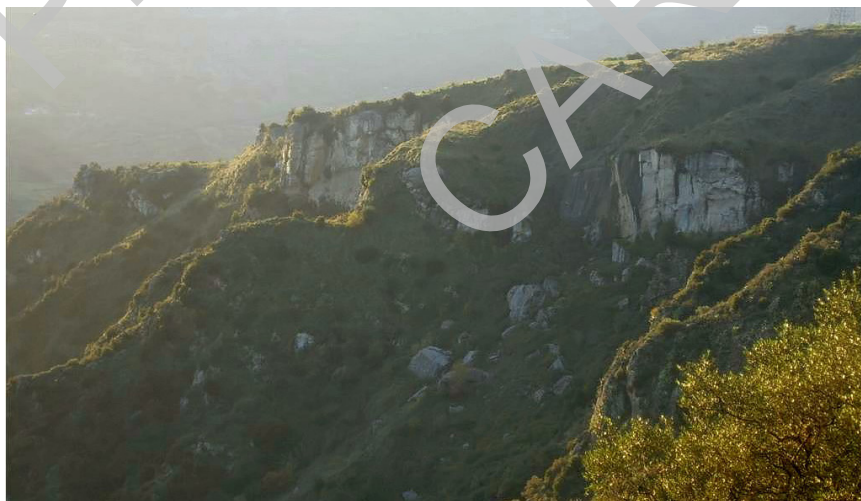


Fig. 65 - Frane di crollo e ribaltamento nei calcari nei pressi di Piano Crasto.

molto lenta, in formazioni prevalentemente argillose, che interessano versanti e superfici molto vaste. Alcune masse rocciose mostrano una forte mobilità, favorita dalla cattiva qualità geomeccanica delle rocce del substrato (è il caso, ad esempio, delle masse carbonatiche giurassiche poggianti su filladi nella zona tra Canolo ed Agnana).

2. - IDROGEOLOGIA

L'area del Foglio risulta caratterizzata da particolari condizioni idrogeologiche che, in relazione alle complesse condizioni stratigrafico-strutturali prima descritte, si traducono in una distribuzione disomogenea delle risorse idriche sotterranee. I terreni affioranti presentano infatti sostanziali differenze di comportamento nei confronti dell'infiltrazione delle acque meteoriche e della circolazione idrica al loro interno, in rapporto alla litologia ed alle caratteristiche strutturali che ne condizionano la permeabilità (COLTRO *et alii*, 1980; FERRARA, 1987; BARBAGALLO *et alii*, 1993).

Nella porzione ionica del Foglio, in prossimità dei rilievi montani e collinari, si ha la presenza di litologie molto variegata, passando repentinamente da litologie argillose e siltose ad arenarie e al basamento cristallino nello spazio a volte di poche centinaia di metri. In tali contesti la permeabilità risulta essere discontinua.

Nelle pianure costiere e lungo i fondovalle, gli acquiferi sono più estesi e consistenti. In corrispondenza dei depositi alluvionali, si riscontrano condizioni di alta permeabilità per porosità che favoriscono l'esistenza di falde estese e di risorse idriche apprezzabili. In generale i terreni a permeabilità elevata per porosità sono rappresentati da depositi alluvionali di fondovalle, dalle pianure costiere e dalle conoidi di deiezione. I terreni a permeabilità medio-alta per porosità sono rappresentati da depositi continentali ghiaioso-sabbiosi post-tirreniani.

I terreni a permeabilità media, prevalentemente per fessurazione, sono rappresentati da alternanze arenaceo-argillose del Miocene medio-superiore e dai depositi oligo-miocenici. I terreni a permeabilità molto bassa sono costituiti da argille marnose e da argille siltose plio-pleistoceniche.

Gli acquiferi di maggiore interesse sono contenuti nei depositi alluvionali di fondovalle delle fiumare, sotto forma di corpi idrici indipendenti che 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 costituiti per la maggior parte da rocce con permeabilità localizzata e discontinua, gli spartiacque idrografici assumono il significato di limiti di idrostrutture indipendenti.

Nella zona collinare, dove affiorano terreni sedimentari a diversa litologia e permeabilità, questi limiti sono talora determinati da elementi strutturali che

hanno condizionato anche le modalità di deposizione di tali terreni.

Alla ricarica delle falde di fondovalle contribuiscono, oltre che le precipitazioni dirette, di carattere nevoso alle quote più alte, i deflussi superficiali lungo gli alvei e le acque delle manifestazioni sorgentizie, scaturenti a quote diverse lungo i versanti costituiti da terreni ad elevata permeabilità. In particolare, nel semestre ottobre-marzo la ricarica è collegata principalmente alle precipitazioni meteoriche. Il settore tirrenico è caratterizzato da successioni sabbioso-conglomeratiche pleistocenico-attuali con media e bassa permeabilità. Le falde presenti nelle alluvioni vallive sono in continuità con i depositi pleistocenici, come documentato da interscambi tra la falda e i corsi d'acqua nei tratti vallivi. Spesso sono presenti, ai fianchi delle valli, delle sorgenti che però hanno una portata modesta e variabile in base alle stagioni. Le falde generano spesso un acquifero semi-confinato o libero che defluisce dai quadranti orientali a quelli occidentali. L'idrografia superficiale è caratterizzata essenzialmente dalla presenza di due corsi d'acqua principali, la Fiumara Vacale che scorre a nord dell'abitato di Cittanova e la Fiumara Razzà che scorre a sud dell'abitato di Cittanova, con andamento all'incirca da est verso ovest.

3. - CAVE E MINIERE

Nell'area del Foglio "Taurianova" sono state effettuate in passato e sono presenti anche oggi attività estrattive inerenti sia scavi in sotterraneo che a cielo aperto. Particolare interesse storico rivestono le attività estrattive effettuate in passato all'interno dell'area comunale di Agnana. In tale area la successione oligo - miocenica presenta livelli di lignite che sono stati oggetto di coltivazione dal 1800 fino al 1910 e, in modo ridotto e saltuario, sino alla fine della seconda guerra mondiale (MONTAGNA, 1857; DE STEFANO, 1903; NICOTERA & SIDOTI, 1963).

Attività estrattive attualmente attive e di particolare importanza economica si trovano all'interno del territorio comunale di Canolo dove, da molti anni, si estrae la roccia calcarea giurassica di Monte Mutolo (**MUO**). Tale attività estrattiva è localizzata alla periferia meridionale del centro abitato.

All'interno dell'area della Fiumara Torbido, in destra idrografica, è attiva una cava di sabbia e ghiaia. L'estrazione viene effettuata all'interno dei terrazzi fluviali presenti ed è utilizzata essenzialmente per le opere di costruzione inerenti la nuova statale ionica n. 106. Ulteriori attività estrattive sono state realizzate all'interno dell'alveo fluviale nel corso delle opere di regimazione delle acque e sistemazione degli argini realizzate in destra idrografica della Fiumara Torbido. Sui Piani della Limina sono presenti delle cave di sabbie e ghiaie, attualmente dismesse.

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., IOPOLITO 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 occhiadini 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 Geologica 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)*. Quad. di Tec. di Prot. Amb, **49**, 239-246.
- BARRIER P. (1984) - *Evolution tectono - sédimentaire pliocène et pleistocène du Déroit de Messine*. Thèse Un. Marseille, 270 pp.
- BARRIER P. (1986) - *Evolution paléogéographique du Déroit de Messine au Pliocène et au Pléistocène*. Giorn. Geologia, **48**, 7-24.
- BARRIER P. (1987) - *Stratigraphie des dépôts pliocènes et quaternaires du Déroit 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 Déroit 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 alii (Eds.): *The ocean basins and margins*. Plenum Pub. Corp., New York, vol **4** (b), 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 W., 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 Appennines and adjacent Mediterranean Basins*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht/ Boston/ London, 287-306.
- BONARDI G., CELLO G., PERRONE V., TORTORICI, TURCO E. & ZUPPETTA A. (1982) - *The evolution of the northern sector of the Calabria - Peloritani Arc in a semiquantitative Paluospastic restoration*. Boll. Soc. Geol. It., **101**, 259-274.
- BONARDI G., COMPAGNONI R., DEL MORO A., MESSINA A. & PERRONE V. (1987) - *Riequilibrizioni tettono - 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-MAACLÛS J.E. (2003) - *Oligocene to Early Miocene depositional and structural evolution of the Calabria Peloritani Arc southern terrane (Italy) and geodynamic correlations with the Spain Beltics and Marocco Rif*. Geodinamica Acta, **16**, 149-169.
- BONARDI G., DE CAPOA P., DI STASO A., MARTÍN-MARTÍN M., MARTÍN-ROJAS I., PERRONE V. & TENT-MAACLÛS J.E. (2002) - *New constraints to the geodynamic evolution of the southern sector of the Calabria - Peloritani Arc (Italy)*. Geodynamics, **34**, 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. (1974) - *Stratigrafia del Neogene e del Quaternario nelle regioni Reggio Calabria - Terreti*. Mem. Ist. It. di Paleont. Umana, **2**, 297. 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.
- 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.
- BOUILLIN J.P. (1984) - *Nouvelle interprétation de la liaison Apennin - Maghrébides 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 - Rifian 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.

- BOUILLIN J.P., MAJESTÉ-MENJOUAS C., OLIVIER-PIERRE M.F., TAMBAREAU Y. & VILLATTE J. (1985) - *Transgression de l'Oligocène inférieur (formation de Palizzi) sur un karst à remplissage bauxitique dans les zones internes calabro - peloritaines (Italie)*. C. R. Acad. Sci. Paris, série II, **301**, 415-420.
- 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 Déroit de Messine*. Soc. Géol. France, **3**, 88-91.
- CAGGIANELLI A., LIOTTA D., PROSSER G. & RANALLI G. (2007) - *Pressure - temperature evolution of the late Hercynian Calabrian continental crust: compatibility with postcollisional extensional tectonics*. Terra Nova, **19**, 502-514.
- CAIRE A. (1970) - *Sicily in its Mediterranean setting*. In: ALVAREZ W. & GOHRBANDT K.H.A. (Eds.): *Geology and History of Sicily*. Petroleum Expl. Soc. Libya, 145-170.
- 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 n. 612 "Randazzo"* Servizio Geologico d'Italia, 154 pp. (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 di 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. Foglio n. 587 "Milazzo" - Foglio n. 600 "Barcellona Pozzo di Gotto"*. Servizio Geologico d'Italia, APAT/ISPRA - Regione Siciliana, DSG Università di Catania, S.EL.CA., Firenze, 262 pp.
- CARBONE S., PEDLEY H.M., GRASSO M. & LENTINI F. (1993) - *Origin of the "Calcarenti 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.
- 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 M. (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-quadernaria 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*, v. 298, 223-241.
- CAVAZZA W. & INGERSOLL V.R. (2005) - *Detrital modes of the Ionian forearc 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. (2012) - *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)*. *Memorie della Società Geologica Italiana*, **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., ALDIGHERI 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** (6 b), 318 pp.
- COLELLA A. & D'ALESSANDRO A. (1988) - *Sand waves, Echinocardium traces, and their bathyal depositional setting (Monte Torre Paleostrait, Plio - Pleistocene, S, Italy)*. *Sedimentology*, **35**, 219-237.
- COLONNA V., LORENZONI S. & ZANETTIN-LORENZONI E. (1973) - *Sull'esistenza di due complessi metamorfici lungo il bordo 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 fiumare*. *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**, 310 pp.
- COTECCHIA V., TRAVAGLINI G. & MELIDORO G. (1969) - *I movimenti franosi e gli sconvolgimenti della rete idrografica prodotti in Calabria dal terremoto del 1783*. *Geol. Appl. e Idrogeol.*, **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., DONATI G., MESSINA A., RUSSO S. & PERRONE V. (1982) - *L'Unità superiore dell'Aspromonte. Studio geologico e petrografico*. *Rend. SIMP.*, **38**, 989-1014.

- 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 DOLOMIEU D. (1784) - *Memoria sopra i terremoti della Calabria dell'anno 1783*. Napoli.
- 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.
- 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.
- DE ROSA R., R. DOMINICI R., DONATO P. & BARCA D. (2008) - *Widespread syn-eruptive volcanoclastic deposits in the Pleistocene basins of South-Western Calabria*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, **177**, 155-169.
- DE STEFANO G. (1903) - *Sull'età delle arenarie lignitifere di Agnana in Calabria*. Boll. Soc. Geol. It., **22**, 372-384.
- 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.
- DIETRICH D. (1988) - *Sense of overthrust shear in the Alpine nappes of Calabria (southern Italy)*. J. Struct. Geol., **10**, 373-381.
- DI GRANDE A. (1967) - *Sezione tipo della Molassa di S. Mauro (Calabro) nel Bacino Crotonese*. Riv. Ital. Strat. Paleont. Mem., **13**, 199-258.
- 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-apenninica Cretacé-Eocène et l'ouverture tyrrhénienne neogène: étude pétrographique et structurale de la Calabre centrale*. Thèse, Université de Paris, pp. 567.
- FAZIO E. (2004) - *Rilevamento geologico-strutturale delle unità metapelitiche affioranti nell'area meridionale del Massiccio dell'Aspromonte: Caratterizzazione petrografica ed implicazioni termobariche*. Unpubl. Ph.D. thesis, Università degli Studi di Catania, pp. 137.
- FAZIO E., CIRRIACIONE 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., CIRRIACIONE 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.
- 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**.
- GALLI P. & PERONACE E. (2015) - *Low slip rates and multi-millennial return times for Mw 7 earthquake faults in southern Calabria (Italy)*. *Geophysical Research Letters*, **13**, 5258-5265.
- 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 - Dipartimento Difesa del Suolo - 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 Semin. Sottopr. "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. pubbl., **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.): "Alps, Apennines, Hellenides". I.U.C.G., **38**, 349-354.
- GÖRLER F. & GIESE P. (1978) - *Aspects of the evolution of the Calabrian Arc*. In: CLOSS H., ROEDER D. & SCHMIDT K. (Eds.): "Alps, Apennines, Hellenides". I.U.C.G., **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, 525-536, CNR-Roma.
- GUERRERA F. & WEZEL F.C. (1974) - *Nuovi dati stratigrafici sui flysch oligomiocenici siciliani e considerazioni tettoniche relative*. *Rivista Mineraria Siciliana*, **145-147**, 27-51.
- HACCARD D., LORENZ C. & GRANDJACQUET C. (1972) - *Essai sur l'évolution tectogénétique de la liason Alpes - Apennines (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. F° 254 II SO, Scala 1:25.000*.

- 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.
- KOTSAKIS T. (1986) - *Problemi paleobiogeografici dei mammiferi fossili italiani: le faune oligoceniche*. Geologica Romana, **23**, 141-156.
- 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., CARBONE S., CATALANO S. & GRASSO M. (1995b) - *Principali lineamenti strutturali della Sicilia nord - orientale*. Studi Geol. Camerti (1995/2), 319-329.
- LENTINI F., CATALANO S. & CARBONE S. (2000) - *Note illustrative della carta geologica della provincia di Messina*. Scala 1:50.000. S.E.L.CA srl., 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., RUSSO S. & STAGNO F. (1996) - *The crystalline basements of the Calabrian - Peloritani Arc*. 6° field Meeting IGCP Project n° 276: "The Calabrian - Peloritani Arc and its correlation with Northern Africa and Southern Europe". Messina, 27 sett.-2 ott. 1993. Newsletter, **6**, 91-144.
- 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 gneisses 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.
- MIYAUCHI 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., CATALANO S., DE GUIDI G., GRESTA S., LANGER H. & TORTORICI L. (2000) - *The geological map of the urban area of Catania (eastern Sicily): morphotectonic and seismotectonic implications*. Mem. Soc. Geol. It., **55**, 425-438.
- MONACO C. & TORTORICI L. (1995) - *Tettonica estensionale quaternaria nell'Arco Calabro e in Sicilia orientale*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. **1995/2**, 351-362.
- MONACO C. & TORTORICI L. (2000) - *Active faulting in the Calabrian Arc and eastern Sicily*. Journal of Geodynamics, **29**, 407-424.
- MONACO C., TORTORICI L., CERNOBORI L., NICOLICH R. & COSTA M. (1996) - *From collisional to rifted basins: an example from the southern Calabrian Arc (Italy)*. Tectonophysics, **266**, 233-249.
- MONACO C., TORTORICI L. & PALTRINIERI W. (1998) - *Structural evolution of the Lucanian Apennines, southern Italy*. Journal of Structural Geology, **20**, 617-638.
- MONTAGNA C. (1857) - *Giacitura e condizioni del terreno carbonifero di Agnana e dintorni*. Napoli, pp. 167.
- 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.
- NICOTERA P. & SIDOTI G. (1963) - *Le ligniti di Agnana - Antonimina*. In Gemina: *Ligniti e torbe dell'Italia continentale*. Torino, 39-50.
- 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)*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **85**, 31-56.
- PARONA C.F. (1924) - *Trattato di Geologia con speciale riguardo alla Geologia D'Italia*. Casa Editrice Dott. Francesco Vallardi, Milano
- 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*. Quaderni del Servizio Geologico d'Italia, 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"*. Accademia Nazionale dei Lincei, **80**, 157-176.
- PATTERSON J., BLENSIKOP W. & CAVAZZA (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 KASTENS 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 Belyvedere di Spinello (Prov. Catanzaro, F. 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.
- ROTTURA A., BARGOSSO G.M., CAIRONI V., DEL MORO A., MACCARRONE E., MACERA P., PAGLIONICO A., PETRINI R., PICCARRETA G. & POLI G. (1990) - *Genesis of contrasting Hercynian granitoids from the Calabrian Arc, southern Italy*. Lithos, **24**, 97-119.
- ROTTURA A., CAGGIANELLI A., CAMPANA R. & DEL MORO A. (1993) - *Petrogenesis of Hercynian peraluminous granites from the Calabria Arc, Italy*. Eur. J. Mineral., **5**, 737-754.
- 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.
- SCIONTI, V., GALLI, P. & CHIDO, G. (2006) - *The Calabrian seismicity during the Viceroyalty of Naples: Sources silence or silent sources? The case of the strong 1744 earthquake*. Boll. Geof. Teor. Appl. **47**, 53-72.
- SCOPELLITI G., BELLANCA A., ERBA E., JENKYN H.C., NERI R., TAMAGNINI P., LUCIANI V., MASETTI D. (2008) - *Cenomanian - Turonian carbonate and organic-carbon isotope records, biostratigraphy and provenance of a key section in NE Sicily, Italy: Palaeoceanographic and palaeogeographic implications*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **265**, 59-77.
- SEGUENZA G. (1873) - *Contribuzione alla geologia della Provincia di Messina: breve nota intorno alle formazioni primarie e secondarie*. Bull. R. Com. Geol., pp. 47.
- SEGUENZA G. (1882) - *Studi geologici e paleontologici sul Cretaceo medio dell'Italia meridionale*. Atti Regia Accademia dei Lincei - Memorie Fisiche, Serie 3a, **12**, 65-213.
- SELLI R. (1960) - *Il Messiniano Mayer-Eymar 1867. Proposta di un neostatotipo*. 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. 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 Péloritains orientaux (Sicile)*. Thèse Fac. Sci., Paris, **2**, 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., FRIXA A., GOLFETTO F., MERLINI S., RIVA M., TORRICELLI S., TOSCANO C. & ZERILLI A. (2000) - *A regional structural model for the northern sector of the Calabrian Arc (Southern Italy)*. Tectonophysics, **324**, 267-320.
- VAN DIJK J.P. & OKKES F.W.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 F.W.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, National Academy 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, University 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. (1992) - *The dynamic evolution of the Apenninic-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 areas 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

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG