

## BACINO IDROGEOLOGICO DEI MONTI PELORITANI

### **Inquadramento geografico e geomorfologico**

I Monti Peloritani si sviluppano lungo un allineamento NE-SO da Capo Peloro fino al bacino dell'Alcantara. Sono costituiti da un gruppo di rilievi di oltre 1000 metri d'altezza che degradano verso le coste ionica e tirrenica fino a raggiungere quote di 400-500 metri. Di questi, i principali sono Monte Dinnammare (1127 m s.l.m.), Pizzo della Moda (1016 m s.l.m.), Pizzo Bottino (1076 m s.l.m.), Pizzo Cavallo (1040 m s.l.m.), Monte Poverello (1279 m s.l.m.), Colle del Re (1180 m s.l.m.), Pizzo Batteddu (1226 m s.l.m.), Monte Fossazza (1242 m s.l.m.), Monte Cavallo (1216 m s.l.m.), Pizzo Polo (1260 m s.l.m.), Montagna Grande (1374 m s.l.m.), Pizzo Acqua Bianca (1209 m s.l.m.), Rocca Timogna (1227 m s.l.m.), Pizzo di Sughero (1073 m s.l.m.), Monte Scuderi (1253 m s.l.m.), Pizzo Riposto (1082 m s.l.m.), Pizzo Cassanita (1205 m s.l.m.), Monte Tre Fontane (1140 m s.l.m.).

I principali corsi d'acqua a regime torrentizio sono il Torrente Patri-Fiumara Fondachelli, il Torrente Mela, la Fiumara Niceto ed il Torrente Saponara nel versante tirrenico, e la Fiumara S. Filippo, la Fiumara Larderia, la Fiumara Briga, il Torrente Fiumedinisi, il Torrente Pagliara, il Torrente Savoca, la Fiumara d'Agrò, il Torrente Letojanni e il Fiume Alcantara nel versante ionico.

Le unità tettoniche riconoscibili nei Peloritani occupano all'interno dell'edificio montuoso siciliano le posizioni tra quelle geometricamente più elevate.

Le unità peloritane sono rappresentate dalle Unità Longi-Taormina, Fondachelli, Mandanici, Mela ed Aspromonte.

I rapporti geometrici delle unità tettoniche costituenti l'ossatura dell'edificio tettonico peloritano sono di seguito descritti (Figg. 1, 2 e 3).

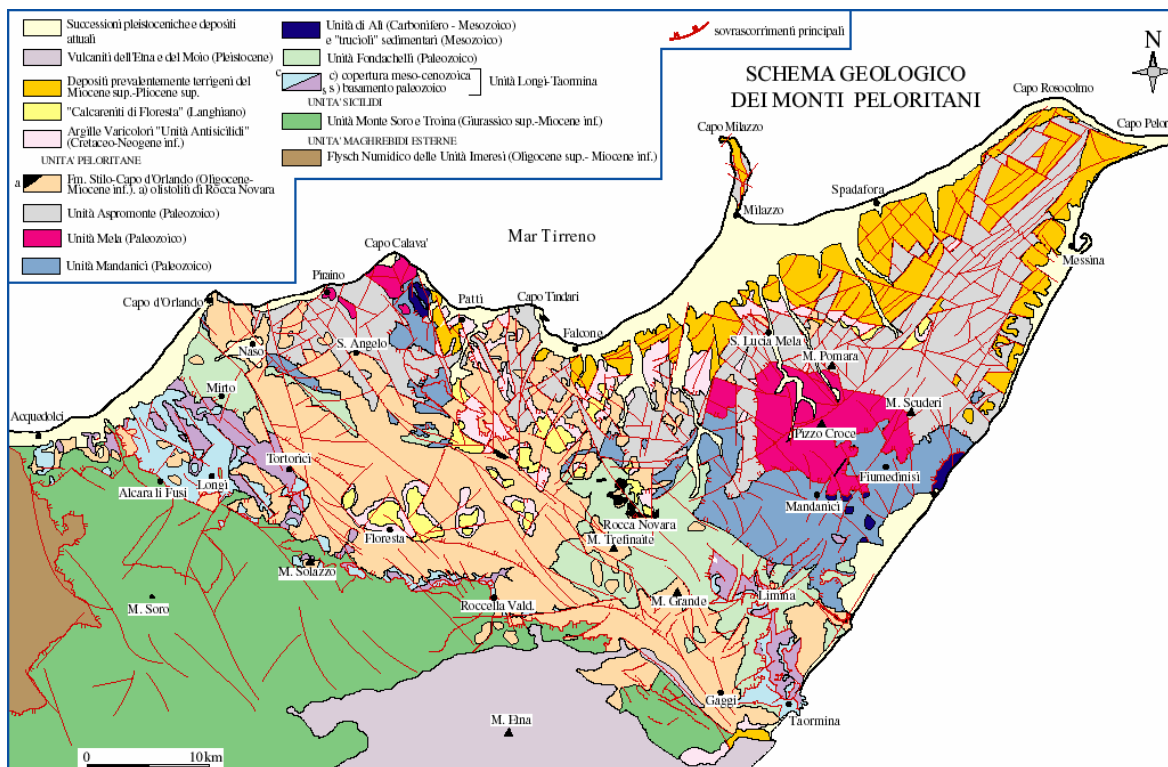
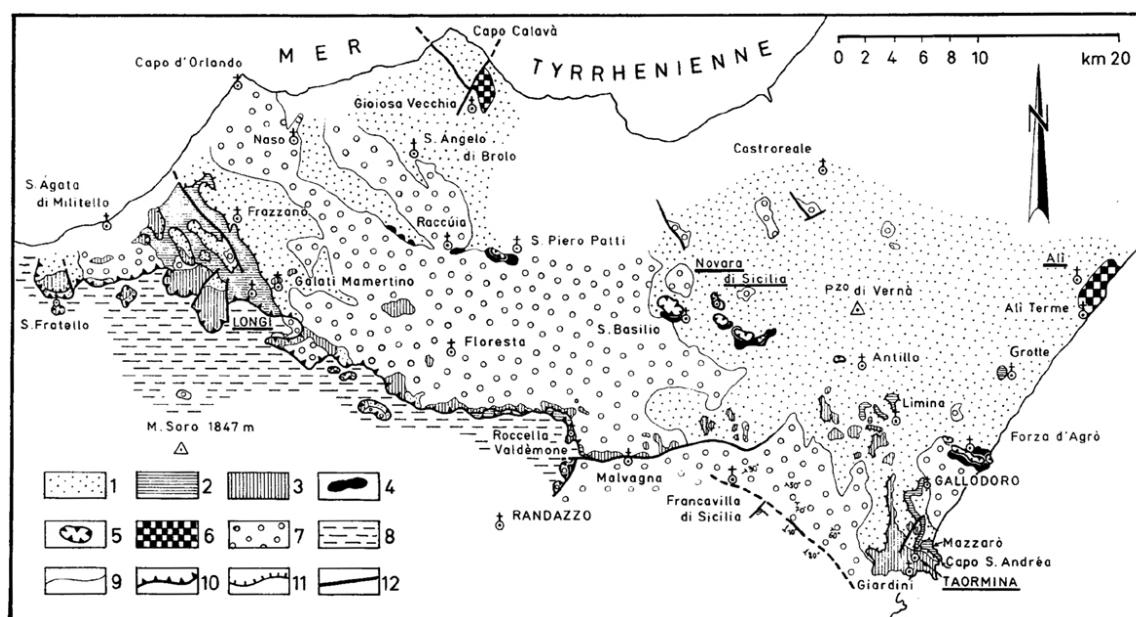


Fig. 1 - Schema geologico dei Monti Peloritani.

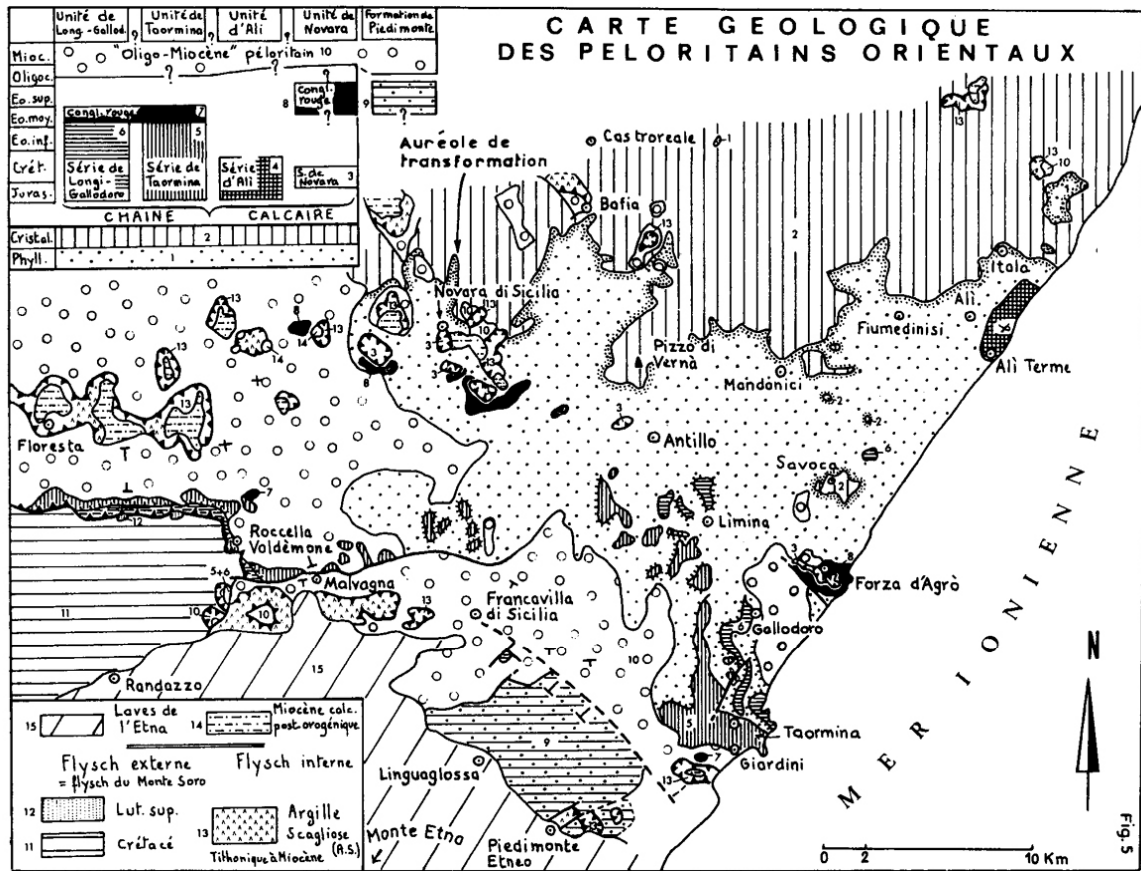


Esquisse géologique de la chaîne calcaire des monts Péloritains.

1 : soie metamorphique indifferencié, formé uniquement de phyllades au voisinage des affleurements de la chaîne calcaire ; 2 : unité de Longi-Gallodoro ; 3 : unité de Taormina (les unités 2 et 3 constituant la chaîne bordière ; pour plus de clarté, on n'a pas représenté, dans les limites de ces unités, les semelles de phyllades sur lesquelles reposent les séries mésozoïques-écènes) ; 4 : conglomérat rouge d'âge écène supportant 5 : l'unité de Novara di Sicilia (calcaires et calcaires dolomitiques d'âge lithonique et crétaico inférieure) ; 6 : unité d'Ali (l'ensemble 2, 3, 5, 6 constitue la chaîne calcaire, couverture sédimentaire paléogéographiquement liée aux monts Péloritains, déposée antérieurement à la phase orogénique yprésé-lutétienne) ; 7 : molasse oligo-miocène (sur cette carte, il a été fait abstraction des « argille scagliose » et de la molasse calcaire qui les surmonte) ; 8 : flysch du Monte Soro ; 9 : contours géologiques ; 10 : ligne de chevauchement de la chaîne bordière sur le flysch du Monte Soro (à l'intérieur du domaine péloritain, ce même figuré est employé pour le charriage de l'unité de Novara sur le conglomérat rouge ou sur les phyllades) ; 11 : autres chevauchements ; 12 : failles.

On notera que le charriage de la chaîne bordière sur le flysch du Monte Soro, que l'on supposait limité vers l'Est dans la région de Roccella Valdèmona [Truillet, 1962], se prolonge vers Randazzo, où il disparaît sous les laves de l'Etna.

Fig. 2 - Schema geologico semplificato dell'edificio peloritano meridionale. (da Caire et al., 1965)



Carte géologique au 1/200 000 de la région étudiée.

Dans le socle, l'ensemble phylladique (Phyll.) et l'ensemble granitico-cristallophyllien (Cristal.) sont distingués. A leur contact, l'auréole de transformation, développée aux dépens des phyllades est figurée par des petits points; son épaisseur est exagérée. Des barbelures épaisses figurent les contacts anormaux majeurs (charriage du domaine péloritain sur le flysch externe, charriage du flysch interne). Des barbelures fines figurent les contacts anormaux secondaires. Les limites des colonnes stratigraphiques interrompues par un point d'interrogation n'ont pu être datées avec précision.

Nous appelons *chaîne calcaire* l'ensemble des terrains sédimentaires paléogéographiquement liés au socle péloritain et déposés antérieurement à la phase yprésé-lutétienne. La suite de chaînons formés par la juxtaposition de l'unité de Taormina sur l'unité de Longi-Gallodoro est appelée *chaîne bordière*, car elle est située à la bordure méridionale des Péloritains. Pour plus de clarté, nous n'avons pas représenté dans les limites des unités de la chaîne bordière, les semelles de phyllades sur lesquelles reposent ces séries mésozoïques-écènes. La formation de Piedimonte (caisson n° 9), considérée comme un équivalent externe des conglomérats rouges (caissons n°s 7 et 8), est la formation la plus externe du domaine péloritain dont elle est restée solidaire pendant la phase tectonique tangentielle d'âge miocène.

Postérieurement à la phase yprésé-lutétienne qui a profondément affecté le socle péloritain et la chaîne calcaire, il y a lieu de distinguer deux formations détritiques tertiaires. Les conglomérats d'âge lutétien supérieur (caisson n° 7) et le conglomérat rouge, d'âge éocène supérieur (?) sont séparés de l'Oligo-Miocène péloritain (caisson n° 10) par une discontinuité correspondant à une phase d'érosion. Il est fort possible que l'Oligo-Miocène péloritain ne débute qu'à l'Oligocène tout à fait terminal. On notera que le charriage de la chaîne bordière sur le flysch du Monte Soro, se prolonge vers Randazzo où il disparaît sous les laves de l'Etna. La fig. 6 montre deux coupes schématiques N-S de cette carte.

Fig. 3 - Schema geologico semplificato dell'edificio peloritano orientale (Truillet, 1969b)

I rapporti geometrici tra le unità tettoniche sono visibili in Fig. 4, mentre in Fig. 5 è visibile lo schema di evoluzione dell'avanfossa oligo-miocenica peloritana.

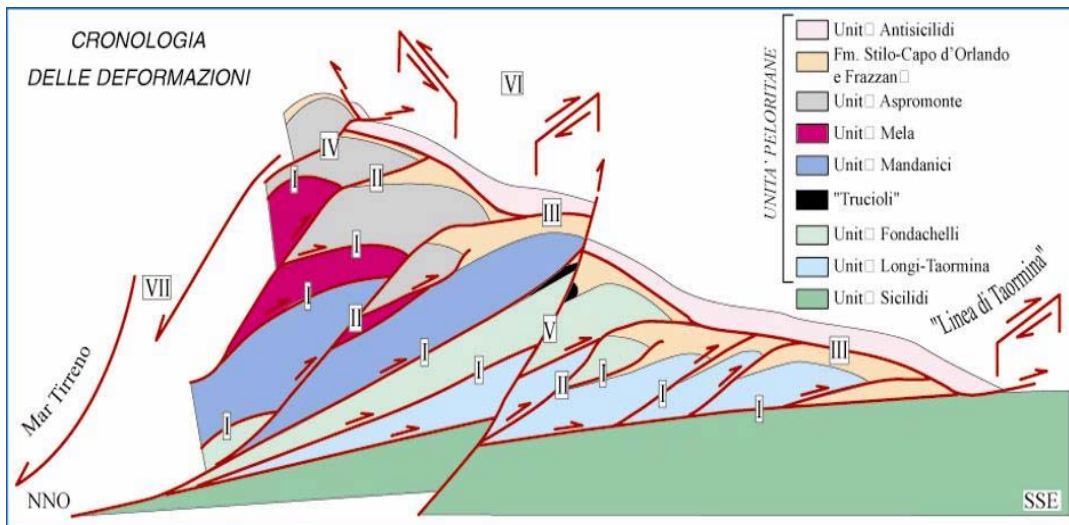


Fig. 4 - Schema dei rapporti geometrici tra le unità tettoniche peloritane.

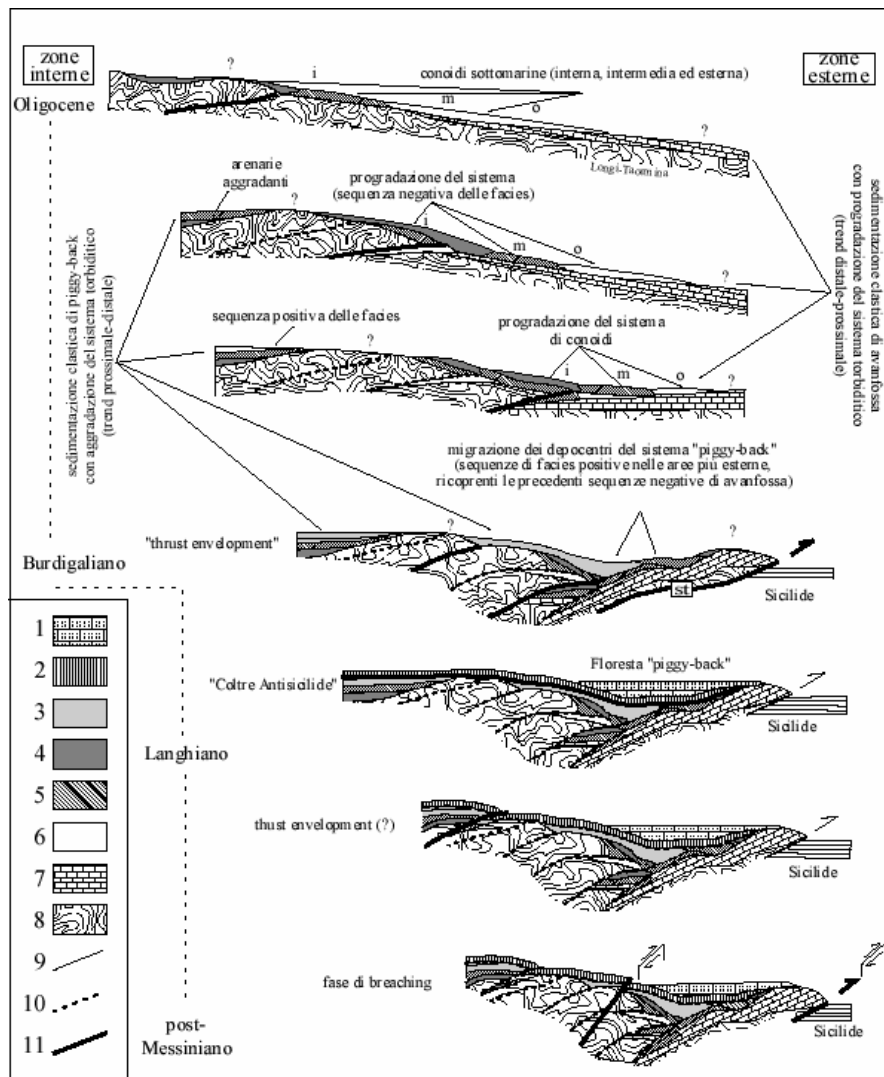


Fig. 5 - Schema di evoluzione dell'avanfossa peloritana a partire dal Miocene inf.

La stratigrafia sintetica è visibile nell Figg. 6, 7 e 8.

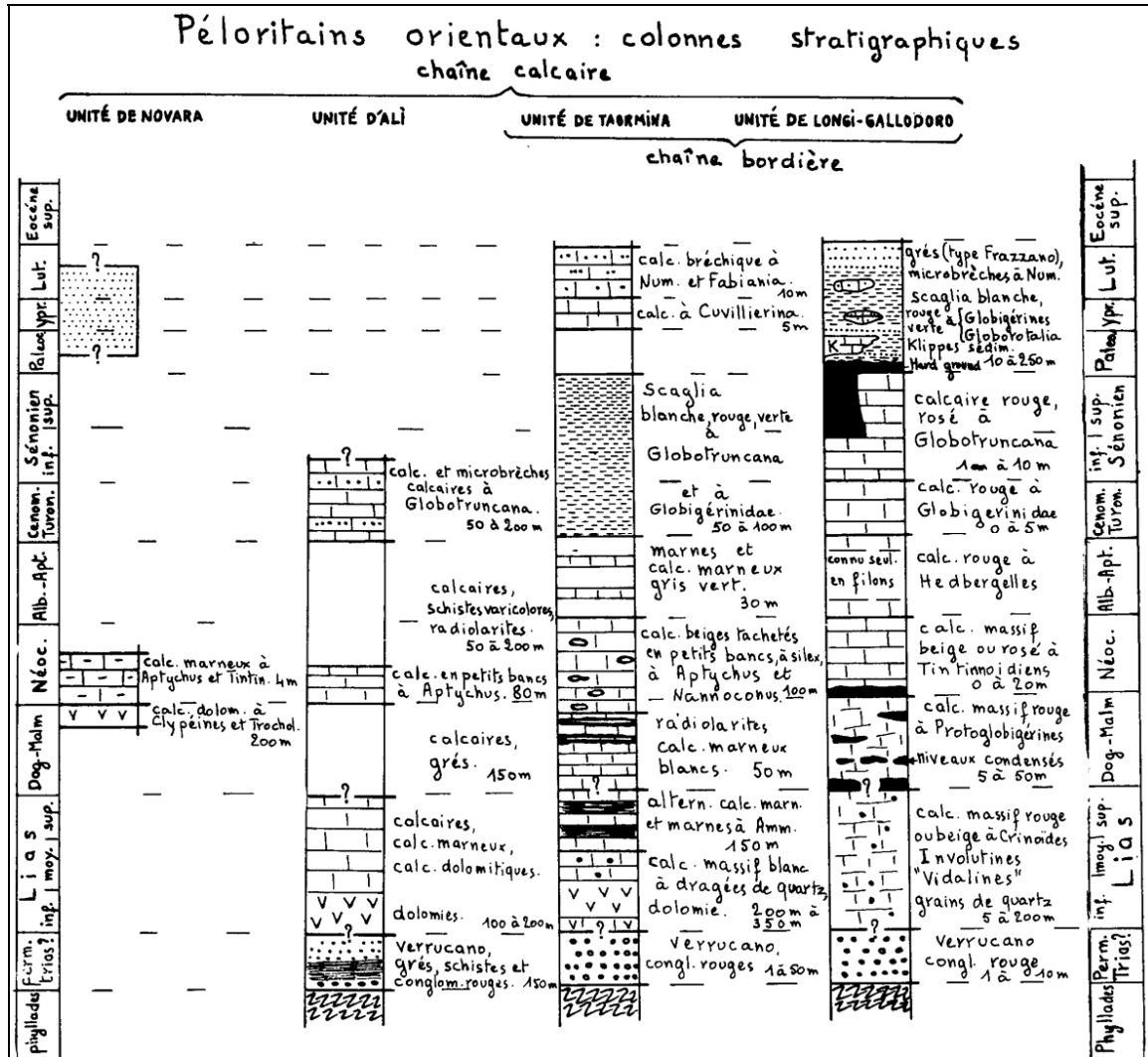


Fig. 6 - Stratigrafie delle successioni affioranti nei Monti Peloritani sud-orientali, da Truillet (1969)

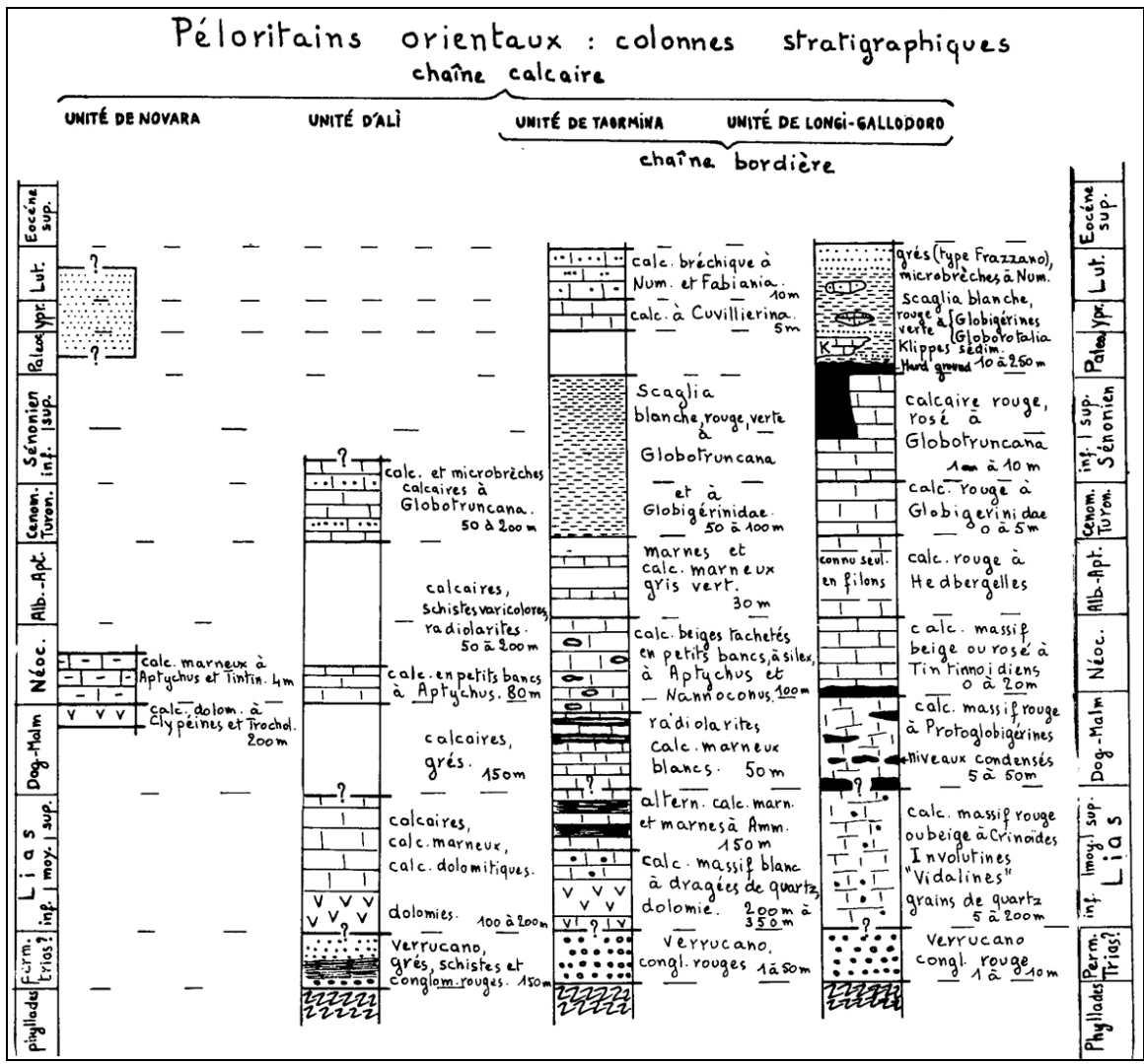
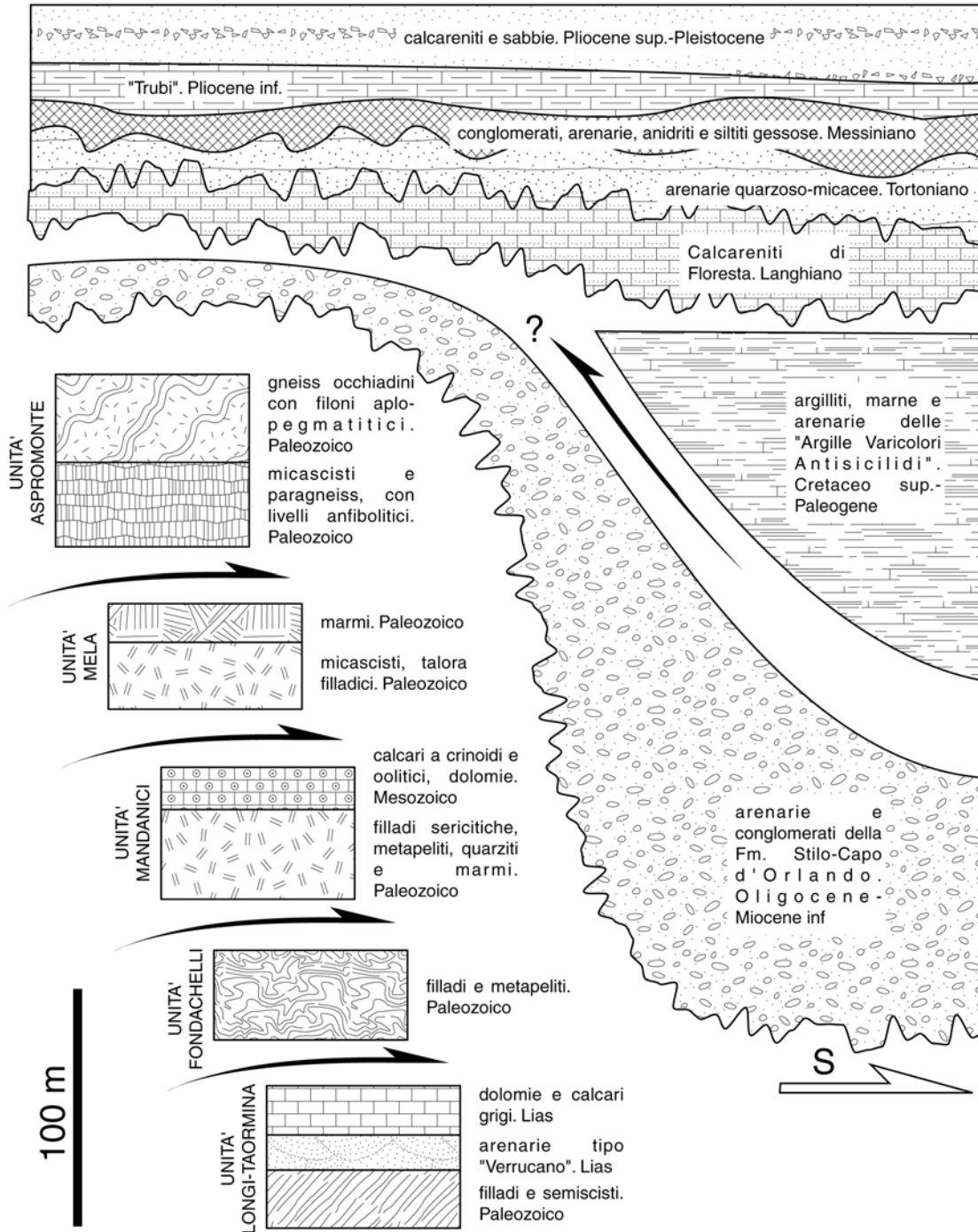


Fig. 7- Correlazioni stratigrafiche tra le successioni carbonatiche nei Peloritani orientali, da Truillet (1967).

## SCHEMA STRATIGRAFICO DEI CORPI ROCCIOSI COMPONENTI L'EDIFICIO TETTONICO DEI MONTI PELORITANI



*Fig. 8 - Schema stratigrafico dei Monti Peloritani.*

#### COPERTURE TARDOROGENE POST-COLLISIONALI

- ✓ *successioni del margine tirrenico (Serravalliano-Pleistocene medio)*

#### COPERTURE TARDOROGENE PRE-COLLISIONALI DEL MIOCENE INF.-MEDIO

- ✓ *Flysch di Reitano (Oligocene sup.?-Langhiano)*
- ✓ *Calcareniti di Floresta (Burdigaliano sup.-Langhiano) ed argille grigie (Langhiano sup.-Serravalliano inf.)*

#### **Unità Antisicilidi**

- ✓ *Unità delle Argille Variegate Antisicilidi*

#### COPERTURE TARDOROGENE PRE-COLLISIONALI DELL'OLIGOCENE-MIOCENE INF.

- ✓ *Formazione Stilo-Capo d'Orlando (OLigocene sup.-Miocene inf.)*

#### **Unità Peloritane**

- ✓ *Unità Aspromonte*
- ✓ *Unità Mela*
- ✓ *Unità Mandanici*
- ✓ *Unità Fondachelli*
- ✓ *Unità Longi-Taormina*

La progressione delle deformazioni delle unità peloritane è visibile in Fig. 9.

#### COPERTURE TARDOROGENE POST-COLLISIONALI

Sono depositi che affiorano in prevalenza nei settori costieri e pedemontani dei versanti ionico e tirrenico della catena montuosa nebrodico-peloritana. Di età Tortoniano-Messiniana, essi ricoprono, tramite una superficie di erosione, il substrato metamorfico. La successione è costituita da sabbie, limi e conglomerati a vario grado di cementazione. La porzione inferiore della successione è marcatamente contraddistinta da orizzonti conglomeratici alternati a livelli sabbiosi di spessore metrico, mentre verso l'alto stratigrafico è sempre più dominante la facies pelitico-sabbiosa. Il corpo sedimentario è espressione di antichi sistemi di conoide deltizia (Barrier, 1984; Lentini *et al.*, 1995), è caratterizzato da una notevole variabilità latero-verticale delle facies e possiede delle geometrie di tipo *downlap* rispetto al sottostante basamento cristallino.

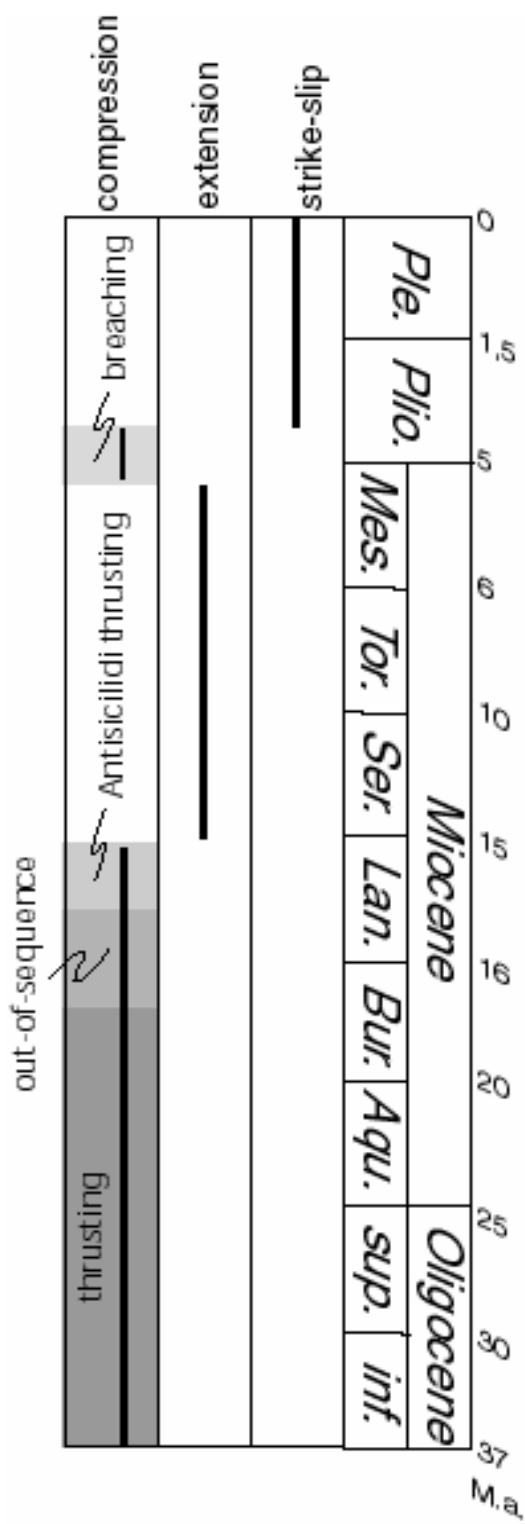


Fig. 9 - Progressione delle deformazioni che hanno coinvolto l'edificio peloritano.

L'area di affioramento più significativa è quella di S. Pier Niceto, dove affiora una successione completa rappresentata da argille siltose con strati arenacei, poggianti in discordanza sulle Calcareniti di Floresta o sulle Argille Variegata Antisicilidi. Segue un intervallo conglomeratico o un'alternanza argilloso-arenacea che evolve verso l'alto stratigrafico ad argille siltose di mare basso, generalmente discordanti sui terreni sottostanti e che si estendono arealmente a ricoprire il substrato pre-serravalliano. Lo spessore è di alcune centinaia di metri.

La facies pelitico-sabbiosa mostra alla base marne argillose grigie, cui si intercalano livelli centimetrici di arenarie a grana medio-fine. Questi depositi hanno uno spessore massimo di circa 60 metri e datano un'età Serravalliano inferiore.

Facies francamente argillose sono distribuite a diversi orizzonti stratigrafici. Nell'area di Patti, in discordanza sulle Argille Varicolori Antisicilidi e/o sulle Calcareniti di Floresta poggia una successione costituita da una decina di metri di argille marnose alternate a livelli arenitici. Segue un intervallo pelitico-arenaceo spesso circa 20 metri e un uguale spessore di argille marnose brune con rare intercalazioni arenitiche e livelli a macrofossili del Serravalliano medio.

Orizzonti argilloso-siltosi o esclusivamente sabbiosi, di modesto spessore, sono presenti nella parte apicale della successione.

La facies conglomeratica è costituita da conglomerati ad elementi prevalentemente metamorfici di medio ed alto grado e subordinatamente calcarei o quarzarenitici, immersi in un'abbondante matrice sabbioso-limosa color bruno. I clasti sono eterometrici, con dimensioni variabili da pochi centimetri fino a circa 70-80 centimetri, mostrano un buon indice di arrotondamento e sono a luoghi appiattiti. Sono a tratti organizzati in *foresets* attualmente inclinati fino a 50° - 60° verso i quadranti settentrionali, di spessore variabile dal metro fino ad una decina di metri.

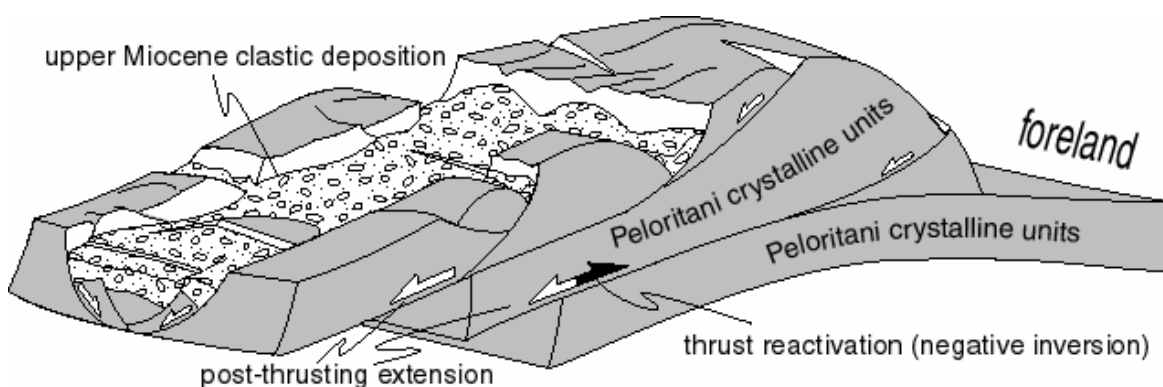
Nell'area di S. Pier Niceto sono organizzati a costituire una geometria lenticolare, con spessore massimo di 200 metri ed estensione fino a 5 km, poggiate sulle marne argillose basali o su vari termini del substrato pre-serravalliano.

Lenti conglomeratiche o microconglomeratiche molto sabbiose, costituite da ciottoli metamorfici ben arrotondati, di spessore fino a 60-70 metri, si intercalano nella porzione sommitale dell'alternanza arenaceo-pelitica (es. area di Calvaruso). L'età dei conglomerati

può essere riferita al Serravalliano medio.

La facies arenaceo-pelitica è generalmente rappresentata da un'alternanza di arenarie medio-grossolane, in banchi di spessore fino a 2-3 metri di silt argillosi o argille marnose. Nell'area di S. Pier Niceto questa facies poggia sull'intervallo conglomeratico e si estende lateralmente su altri termini litologici costituenti il substrato pre-serravalliano. Localmente, nella parte mediana dell'alternanza arenaceo-pelitica, che mostra spessori massimi di circa 200 metri, si rinvengono corpi lenticolari di calcari a rodoliti e *Porites*. Nella parte alta dell'alternanza si rinvengono sovente lenti di conglomerato caotico, di spessore non superiore al metro, a ciottoli metamorfici di diametro massimo di 20 cm.

I livelli argillosi intercalati alle arenarie contengono una microfauna riferibile al Serravalliano medio-Tortoniano inf. Lo schema di deposizione di queste successioni è visibile in Fig. 10.



**Fig. 10** - Schema dei meccanismi di deposizione sin-tettonica durante il Miocene sup..

Nell'area di Capo Milazzo e nei Monti Nebrodi tra Santo Stefano di Camastra e Caronia affiorano lembi discontinui di biocostruzioni a *Porites* ed alghe *Melobesie*, discordanti o sul basamento cristallino o sulle successioni di avanfossa del bacino numidico.

L'intervallo basale è generalmente rappresentato da breccie carbonatiche a clasti centimetrico-decimetrici di biolititi coralgali e a litici cristallini o da biocalcareni in strati

decimetrici. La loro età è Tortoniano sup.-Messinano inf.

Al di sopra, sono localmente presenti lembi sottili e discontinui di evaporiti. La successione inizia con un intervallo sottile e molto discontinuo tripolaceo, cui seguono calcari, gessi, argille gessose e argille brecciate, con associazioni verticali di facies variabili.

Il Tripoli è rappresentato da diatomiti e marne di qualche metro, mentre il calcare evaporitico è costituito da breccie calcaree di colore bianco, in banchi metrici o in blocchi fratturati, che presentano spesso dei vacuoli da dissoluzione di varia grandezza; talora si riconoscono, all'interno dei blocchi brecciati di più grande dimensione, dei livelli siltosi e marnosi spessi pochi centimetri, che comunque non presentano una importante continuità né laterale né verticale. Stratigraficamente sovrastanti ai calcari evaporitici sono presenti argille gessose e gessi. Si tratta di gesso selenitico in banchi massivi o di argille brune contenenti frammenti di gesso selenitico.

Seguono marne e calcari marnosi, talora sabbiosi (*Trubi Auct.*), argille marnose, calcareniti a stratificazione incrociata o piano-parallela e sabbie organogene di colore giallo ocra, plio-pleistocenici.

Le successioni che seguono i Trubi hanno un'età compresa tra il Pliocene inf. ed il Pleistocene medio e sono discordanti su tutti i termini sedimentari sottostanti e sul basamento cristallino.

Si tratta di areniti calcaree, di colore giallo-rossastro, in strati che hanno uno spessore variabile da luogo a luogo, con un minimo di 10 cm ad un massimo di 1,5 m, con interstrati argillosi di colore grigio-scuro e di spessore centimetrico. All'interno degli strati arenacei si riconoscono scheletri interi e bioclasti, briozoi, coralli, immersi in una matrice quarzoso-micacea, più o meno cementata da sostanza calcarea. Superiormente le areniti passano a sabbie bianco-giallastre ricche in frammenti di lamellibranchi, gasteropodi, briozoi e coralli; tale litologia non presenta una stratificazione evidente ma spesso assume un aspetto massivo. Talora nella parte sommitale sabbiosa si nota la presenza di cavità da dissoluzione, mentre all'interno della porzione arenitica sottostante, si rinvengono delle sacche calcaree formatesi per precipitazione di carbonati, in seguito alla percolazione delle acque dalle porzioni soprastanti.

I terrazzi marini, spesso in assenza di depositi (superfici di abrasione) o con depositi

sabbioso-ghiaiosi distinguibili solo morfologicamente quando il substrato è plio-pleistocenico, sono abbastanza diffusi e mettono in evidenza gli intensi sollevamenti cui è stata soggetta la zona in tempi geologici recenti e forse ancora in atto.

Lungo le fasce costiere ioniche e tirreniche si riscontrano depositi alluvionali, attuali e recenti, e depositi litoranei, prevalentemente sabbiosi, di origine fluvio-marina. Si tratta, infatti, degli apporti solidi fluviali, movimentati dal moto ondoso e dalle correnti marine, rielaborati e rideposti.

I depositi fluviali e interdeltizi dei torrenti e delle fiumare principali (tratti di costa piana drenata) appaiono l'espressione dello sviluppo di sistemi di tipo "spiaggia-barriera-piana di marea", dove gli ambienti macrotidali risultano in subordine rispetto ai processi dominanti di accrezione litorale. Le piane sabbiose dei settori costieri compresi tra S. Agata e Capo d'Orlando, Patti, Barcellona-Milazzo, Messina e Ali Terme - S. Alessio Siculo, sono parzialmente dominati dalle onde, si interdigitano con i sistemi di piana deltizia dei torrenti principali, nel cui fronte deltizio progradante arcuato "distruttivo" predomina la presenza di facies di dune e cordoni alternati a facies indicative di antiche e modeste depressioni "paludose". Le litofacies di questi ambienti sono espresse da depositi ghiaiosi e sabbiosi a morfometria sub-arrotondata che rappresentano i canali fluviali distributori, mentre le lenti pelitico-sabbiose irregolarmente intercalate, a forma falcata, di modesta continuità laterale e spessore, e a tratti ricche in sostanza organica, esprimono l'effetto di aree di tracimazione da argini sub-aerei (sabbie di barra di foce). Queste litologie sono a tratti sostituite da depositi di baia retrostante ed argini e canali attivi (aree retrostanti e barre distali), i cui caratteri sedimentologici sono dati nel complesso da una sabbia a stratificazione incrociata concava, dove a tratti possono essere riconosciuti *ripples* da corrente e da onda, e letti ghiaiosi di tipo *lag*.

I depositi litoralici, o comunque quelli distribuiti dalle onde, si organizzano secondo cordoni pre-duna e duna, in alternanze di fasi trasgressive (erosive) e regressive (deposizionali), con tendenza di fondo regressiva. Litologicamente sono espresse da orizzonti ghiaiosi e sabbiosi a morfometria più appiattita rispetto a quelli fluvio-deltizi, e ad essi si alternano saltuariamente sabbie mal classate con geometrie a "ventaglio di *wash over*". Anche in questo caso la progradazione di queste vecchie barriere forma una mini-sequenza verticale di sedimenti a granulometria complessivamente crescente verso l'alto

(negativa). La complessiva coltre continua di sabbia (*sand sheet*), i cui incrementi di sedimentazione sono dati da successivi cordoni laterali in regressione, indica così l'accrezione di una piana di sabbia dominata da processi marini, con deposizione sub-aerea nei periodi di massima intensità e subacquea nei periodi normali.

Queste litofacies sono di gran lunga più frequenti nei settori laterali "esterni" a quello di delta dei torrenti principali, mentre al suo interno, nei luoghi di controversia, la tipologia dominante delle litofacies è espressa dalle barre fluviali e loro aree retrostanti.

La granulometria è eterogenea ma complessivamente di tipo ghiaioso-sabbiosa, mentre la composizione è mista, riflettendo la complessa situazione strutturale del bacino di alimentazione, dove affiorano sia le metamorfite di medio-alto grado paleozoiche che le successioni sedimentarie terrigene terziarie. Sono assenti bioaccumuli, a testimonianza della predominanza dei processi di progradazione e di corrente piuttosto che di quelli biocenotici.

COPERTURE TARDOROGENE PRE-COLLISIONALI DEL MIOCENE INF.-MEDIO (Figg. 11 e 12)  
*Calcareniti di Floresta (Burdigaliano sup.-Langhiano) ed argille grigie (Langhiano sup.-Serravalliano inf.)*

Le Calcareniti di Floresta sono costituite da arenarie arkosiche, con abbondanti bioclasti a cemento carbonatico. Le arenarie sono costituite da granuli di quarzo a spigoli vivi, miche, feldspati e litici di derivazione metamorfica. La successione inizia con un intervallo di alcuni metri di argille marnose laminate di colore dal bruno chiaro al grigio-azzurro e microconglomerati in strati metrici grossolanamente gradati, di colore bruno, caratterizzati da ciottoli arrotondati di diametro centimetrico. Segue un'alternanza di intervalli metrici o decametrici di arenarie a differente grado di cementazione che aumenta complessivamente verso l'alto stratigrafico dove la composizione litologica è rappresentata da arenarie grigio-biancastre con glauconite ed abbondanti resti organogeni. La loro età è Langhiano.

Le facies calcarenitiche sono ricoperte stratigraficamente da un orizzonte argilloso-sabbioso potente 50-70 metri del Langhiano sup., rappresentato da un'alternanza di strati argillosi alternati a livelletti arenacei. Seguono sabbie grossolane ed argille di colore grigio o bruno, contenenti *slumps*. La porzione medio-alta di questo corpo è costituita da un'alternanza di arenarie giallo brune in strati decimetrici ed argille sabbiose grigie

evolvente nei livelli apicali ad un'alternanza di strati centimetrici di arenarie ed argille.  
L'età del corpo argilloso-sabbioso è Langhiano sup.-Serravalliano inf.

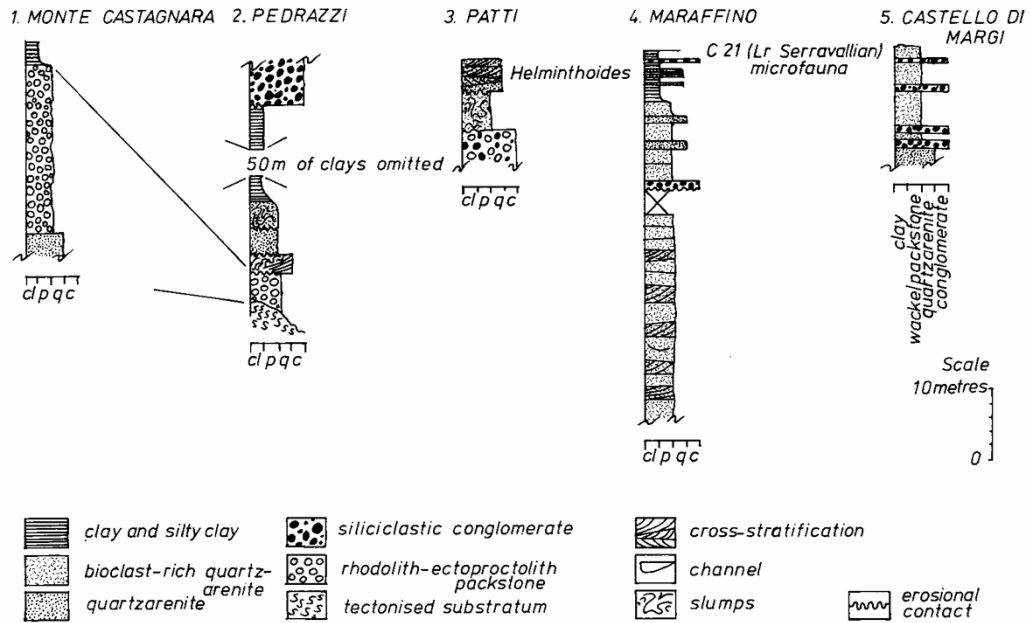


Fig. 11 - Stratigrafie delle successioni clastiche mioceniche peloritane. (Carbone et al., 1993)

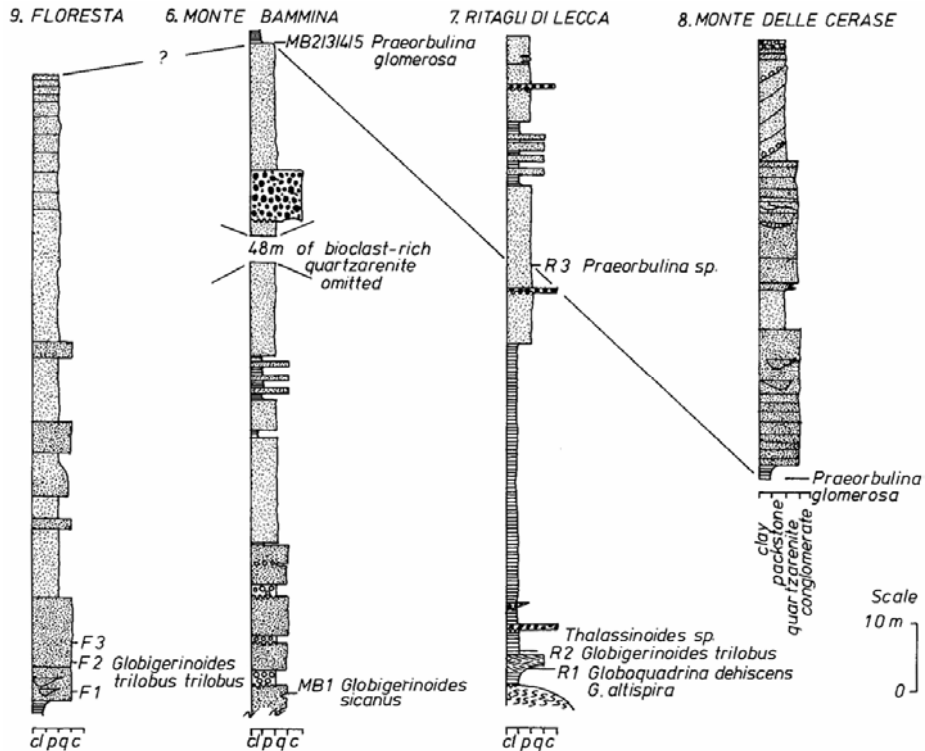


Fig. 12 - Stratigrafie delle successioni clastiche mioceniche peloritane (Carbone et a., 1993)

## ***Unità Antisicilidi***

### *Unità delle Argille Variegate Antisicilidi*

Le Argille Variegate Antisicilidi ricoprono tettonicamente le unità peloritane ed i relativi depositi di avanfossa oligo-miocenica.

Hanno l'aspetto di argille policrome a tessitura scagliosa, sovente in giacitura caotica, cui si intercalano argilloscisti bituminosi alternati a radiolariti variegate, e straterelli argilloso-arenacei ed inglobanti quarzareniti giallastre identiche a quelle del Flysch Numidico. Gli inclusi di quarzareniti variano nelle loro dimensioni da pochi centimetri fino a diverse decine di metri.

Gli argilloscisti bituminosi presentano una stratificazione ritmica in lamine fissili e si alternano a radiolariti in straterelli centimetrici di colore bruno, grigio chiaro fino al bianco.

L'età è compresa tra il Cretaceo sup. ed il Terziario basale, mentre il loro spessore è variabile da pochi metri fino a diverse centinaia di metri.

### COPERTURE TARDOROGENE PRE-COLLISIONALI DELL'OLIGOCENE-MIOCENE INF.

#### *Formazione Stilo-Capo d'Orlando (Ligocene sup.-Miocene inf.)*

La Formazione Stilo-Capo d'Orlando è costituita da arenarie arcosiche e/o feldspatiche giallo-brune con conglomerati canalizzati, ad elementi prevalentemente granitico-gneissici (FERLA E ALAIMO, 1976) e con intervalli caratterizzati da alternanze decimetriche di arenarie arcosiche marroni ed argille sabbiose brune (CARMISCIANO E PUGLISI, 1982; CAVAZZA, 1989). Questi depositi sono interessati al loro interno da profonde superfici di erosione. Lo spessore varia da 30 ad oltre 200 metri. L'età di questi depositi è compresa tra l'Oligocene (o essenzialmente miocenico per COURME E MASCLE, 1988) e il Burdigaliano (BONARDI *et al.*, 1980).

Le arenarie arkosico-litiche, si presentano in strati continui di 20-30 cm o in banchi di 1-2 m di spessore, con interstrati siltitici, argillitici e talora marnosi, spessi 1-10 cm; la deposizione dei granuli è in certi livelli gradata, per cui dentro alcuni strati si notano variazioni laterali e verticali della composizione granulometrica. Talora, nella parte inferiore della formazione oppure in più livelli lentiformi entro i banconi arenacei, si

rinviene un conglomerato poligenico, a ciottoli di dimensioni comprese tra i 2 mm ed i 30 cm, immersi in una matrice arkosico-litica, poco abbondante e di colore giallo-ocra; gli elementi costituenti lo scheletro di tale conglomerato derivano dal disfacimento di rocce metamorfiche (gneiss, micascisti e filladi) e magmatiche (pegmatiti, porfiroidi), che in origine costituivano una parte delle unità sottostanti a tali sedimenti.

In particolare, esso è costituito da arenarie arkosiche rosso-giallastre, gradate, con intercalazioni di peliti e marne verdi. Sono presenti anche sparse canalizzazioni di conglomerati e livelli di *slumps*. Conglomerati poligenici in banchi plurimetrici di colore rosso bruno ad elementi eterometrici arrotondati. Verso l'alto sono frequenti le canalizzazioni conglomeratiche ad elementi prevalentemente carbonatici. Lo spessore è variabile da pochi metri a più di 200 metri e l'età è compresa tra il Burdigaliano inf. ed il Langhiano.

A luoghi, le successioni clastiche iniziano con torbiditi organizzate secondo *trend* ciclici con stratificazione parallela alla scala dell'affioramento, di spessore crescente verso l'alto stratigrafico e con rapporto sabbia/argilla molto alto (parte sabbiosa degli strati spessa da 50 a 70 cm e parte pelitica spessa da 5 a 10 cm). La parte sabbiosa mostra inoltre una gradazione diretta, eterogeneità granulometrica e la presenza degli intervalli T<sub>a-c</sub> di Bouma; sono inoltre presenti fenomeni di amalgamazione, mentre la composizione mineralogica della componente sabbiosa è arkosico-litica. Questa parte della successione torbiditica appare il risultato di correnti di torbida sabbiose ad alta densità, e può essere interpretata come l'espressione di lobi arenitici aggradanti.

Si tratta di torbiditi che possono essere riferite alla classe F9 di Mutti. In particolare le areniti, che hanno uno spessore relativamente ridotto rispetto alle peliti, soprattutto nelle porzioni più basse, possono essere riferite alla classe F9b, con flusso di tipo LDTC, benché spesso in assenza dei meccanismi di deposizione di tipo *traction-plus-fallout*. A luoghi si osservano *ripples* nelle porzioni più alte degli strati arenacei, mentre la tessitura fine è associata ad una gradazione dello strato stesso. Queste successioni sembrano riferibili alle sequenze 2, 3 ed in parte 4 (CU) di Walker.

Nei settori di affioramento dell'Unità Longi-Taormina, tramite una profonda superficie di discordanza, alle successioni del Flysch di Frazzanó si sostituisce la Formazione Stilo-Capo d'Orlando, costituita da arenarie molto micacee non classate (grovacche), all'interno

delle quali si impostano numerosi canali riempiti da conglomerati poligenici clasto-sostenuti e ben arrotondati. Le dimensioni dei canali sono variabili ma comunque dell'ordine di svariati metri di larghezza e di 2-3 metri di altezza. Questi canali sono presenti a più altezze stratigrafiche, tanto da sovrapporsi spesso tra loro. La geometria dei canali è di tipo piano-concava o convessa verso l'alto. La composizione media dei clasti ruditici subisce una lieve diversificazione verticale, passando da termini esclusivamente ignei nelle parti inferiori a termini più diversificati nei livelli stratigrafici più elevati. Le dimensioni medie dei clasti ruditici sono mediamente di circa 5 centimetri, benché si trovino di frequente clasti di dimensioni di 10-15 centimetri. I conglomerati possono essere riferiti alla classe F3 di Mutti e possono essere identificati con la porzione inferiore della sequenza 7 (FU, *upper fan channel fill*) di Walker.

Le facies più comuni, caratterizzanti la successione torbiditica che ricopre il basamento cristallino sono rappresentate dalle facies grossolane F5-F9 di MUTTI (1992). Le facies F5-F7 mostrano vari gradi di differenziazione tessiturale in senso verticale, da strati arenacei omogenei ad una gradazione diretta di transizione. Il rapporto sabbia/argilla diviene progressivamente minore di 1. In alcuni casi sono stati osservati alla base degli strati dei clasti arrotondati argillosi allineati parallelamente ai piani di stratificazione; i ciottoli di natura argillosa includono clasti intraformazionali.

La porzione stratigraficamente più elevata della sequenza terrigena mostra ancora una composizione arkosica; icnofacies sono inoltre molto comuni.

I caratteri sedimentologici degli affioramenti più alti della successione torbiditica evidenziano la presenza di torbiditi di *overbank* (facies F9 di MUTTI, 1992), con pacchi di arenarie di spessore da molto sottile a sottile, con strutture interne scarsamente sviluppate ed alternate ad argilliti gradate sottilmente stratificate (flussi di correnti di torbida a bassa densità). Localmente sono presenti facies F9 di piana bacinale caratterizzate da tessitura molto fine, buon selezionamento e divisioni argillitiche moderatamente spesse. Nei depositi di *overbank* sono comuni *slumps* e clasti ruditici caotici e "galleggianti" del tipo "Argille Varicolori Antisicilidi" con dimensioni fino a 1 m.

### ***Unità Peloritane***

#### *Unità Aspromonte*

Formata da metamorfiti di medio-alto grado, prive di una propria copertura sedimentaria meso-cenozoica. In Calabria l'unità è tettonicamente interposta tra la sovrastante unità meso-epimetamorfica di Stilo (CRISCI *et al.*, 1982; BONARDI *et al.*, 1984b) e le sottostanti Unità di Cardeto e di Africo affioranti in finestre tettoniche.

In Sicilia l'Unità Aspromonte occupa tutta la porzione nord-orientale dei Monti Peloritani. Giace generalmente sull'Unità Mandanici o sull'Unità Mela (MESSINA, 1995; MESSINA *et al.*, 1996a); a luoghi quest'ultima è stata rinvenuta sull'Unità Aspromonte.

All'Unità Aspromonte è stata attribuita una potenza di 1000 m circa (AMODIO MORELLI *et al.*, 1976); il riconoscimento dell'Unità Mela ha però portato alla ridefinizione del suo spessore.

Priva di copertura meso-cenozoica, l'Unità Aspromonte è costituita da un basamento polimetamorfico intruso da plutoniti tardo-Varisiche.

Il complesso metamorfico Ercinico è costituito da paragneiss passanti a micascisti intercalati da gneiss occhiadini con associati metagranitoidi. Localmente sono presenti in quantità subordinata anfiboliti metaultramafiti e marmi a silicati.

Nonostante la riconosciuta sovrimpronta Alpina, si evidenzia una zoneografia metamorfica Ercino-tipo, variabile da metamorfiti di crosta medio-profonda, costituenti la porzione geometricamente più elevata dell'unità, a metamorfiti di crosta medio-alta, affioranti alla base dell'unità stessa; inoltre, sono preservati relitti di un evento granulitico realizzatosi a  $T=700^{\circ}\text{C}$  e  $P=9-10$  Kbar (MESSINA, 1996; MESSINA *et al.*, 1996 b, c).

Il complesso intrusivo è costituito da plutoniti calcocaline sin- e post-tettoniche e da una fitta rete di filoni acidi tardivi che attraversa tutto il basamento e le stesse masse plutoniche.

La sovrimpronta Alpina (BONARDI *et al.*, 1984 a-1991; MESSINA *et al.*, 1990;-1992 b; MESSINA, 1996-1997; PLATT E COMPAGNONI, 1990), si sviluppa originando almeno quattro porzioni a diversa intensità di riequilibrio.

Le rocce non interessate dalla riequilibrio Alpina presentano una sola foliazione presumibilmente legata al piano assiale di pieghe isoclinali. Il metamorfismo sin- e postcinematico che l'accompagna è stato datato come Ercinico (314 Ma, metodo Rb-Sr; BONARDI *et al.*, 1991) e si è realizzato a  $T$  compresa tra  $680^{\circ}\text{C}$  e  $550^{\circ}\text{C}$  e a  $P$  tra 4 e 2 Kbar (MESSINA, 1996). Nei paraderivati che mostrano, in funzione della zoneografia, un largo

intervallo di grana e tessitura, quarzo, plagioclasio, biotite, sillimanite e localmente muscovite, presentano cristallizzazione da sin- a postcinematica, mentre sono solo postcinematici staurolite, granato, cordierite e andalusite (Fig. 13).

Lungo piani di *shear* Alpini, sistemi di pieghe molto strette sino a isoclinali, hanno indotto, quando coassiali e in funzione della deformazione, stiramenti della precedente geometria fino a formazioni di nuove scistosità. Nelle aree maggiormente interessate dalla sovrimpronta Alpina (28-22 Ma, metodo Rb-Sr; BONARDI *et al.*, 1991), la riequilibrio si articola in quattro fasi deformative (D2-D5), tre di esse accompagnate da metamorfismo (MESSINA *et al.*, 1992 b).

ASPROMONTE UNIT										
Event	pre-V.	Varisican			Alpine					
		L-P		M-P		L-P				
Deform. phase		D1	D2	D3	D4	D5	D6			
structure		s1 (m)	s2	s3 (m)	s4	sz	sz			
metamorphic episode	rl	syn st	syn st	syn st	syn st	rt	rt			
<i>MINERAL</i>										
Quartz	---									---
Plagioclase	---	And	Oli	Ab	Oli	Oli	Ab			---
k-feldspar	---									---
Biotite	---									
White mica										
Garnet		I	II							
Sillimanite										
Staurolite										
Cordierite										
Andalusite										
Kyanite										
Chloritoid										
Bg-Amphibole										
Chlorite										
Tourmaline										
Rutile										
Zircon										
Monazite	---									
Apatite										
Magnetite	---									
Titanite										
Graphite										
Ilmenite										
Epidote										
Carbonate										
Margarite										
Prehnite										
Pumpellyite										
retrogressive effects, induced by late-Varisican intrusive magmatism, are not reported in the table										
D1 - S1 = axial plane foliation connected to F1 isoclinal folds D2 - S2 = transposition foliation D3 - S3 (m) = axial plane foliation of F asymmetrical folds D4 - S4 = transposition conjugate cleavage D5 - Sz = shear zones and kink-bands (ax. dir. 100°-120°) D6 - Sz = shear zones m = main foliation										

Fig. 13 - Schema tettonometamorfo dell'Unità Aspromonte

Nella prima fase (D2), sviluppatasi a T comprese tra 520°C e 400°C e a P tra 8 e 4 Kbar, cristallizzano granato, cianite, anfibolo verde-azzurro, albite, cloritoide e mica bianca fengitica, cioè minerali di più alta pressione rispetto a quelli della seconda (D3), e terza fase (D4), sviluppatasi a T comprese tra 570°C e 440°C e P tra 7 e 3 Kbar, cioè a più alta temperatura, durante la quale cristallizzano oligoclasio e biotite. La quarta fase deformativa (D5) origina solo piani di taglio. La Fig. 14 mostra l'orientazione delle mesopieghie alpine nei Peloritani occidentali.

Le litologie riferibili all'unità Aspromonte sono micascisti e paragneiss biotitici, in facies "Anfiboliti", aventi un'elevata cristallinità delle miche (il contenuto in biotite è elevato) ed una scistosità principale molto evidente e di età ercinica, la quale è interessata da più sistemi di clivaggio di frattura alpini e neotettonici. Frequentissimi sono i filoni aplo-pegmatitici ercinici, a partire dai filoni di 10 cm<sup>-1</sup> m e paralleli alla scistosità principale, fino ai grossi corpi pegmatitici a Quarzo + Feldspati + Muscovite + Tormalina, che spesso tagliano la giacitura principale dei micascisti.

I gneiss occhiadini, possiedono occhi di feldspati grossi fino a 2 cm e sono disposti secondo la scistosità principale, definita dai letti micacei (il contenuto in biotite varia da un minimo del 20% , fino a costituire il totale dei componenti micacei). I porfiroblasti di feldspato generalmente determinano sulla superficie di scistosità principale una o due lineazioni, secondo le loro direzioni di appiattimento. Quando gli gneiss hanno un contenuto micaceo elevato si presentano fortemente scistosi (gneiss listati), mentre assumono un aspetto massivo e sono interessati da un clivaggio di fratturazione neotettonico che li riduce in blocchi squadrati, quando il contenuto micaceo si riduce. Anche gli gneiss occhiadini presentano gli stessi filoni aplo-pegmatitici che si ritrovano nei micascisti.

#### *Unità Mela*

Recentemente, in un'area dei Monti Peloritani orientali ascritta all'Unità Aspromonte, una revisione geologica e petrologica ha contribuito al riconoscimento di una nuova unità tettonica alpina (MESSINA *et al.*, 1992a-1995-1997; MESSINA, 1995-1996). Essa è costituita da un complesso di rocce di medio grado metamorfico mostrante caratteristiche petrologiche peculiari. L'Unità Mela affiora lungo una fascia con direzione E-O, da Giampileri Marina sulla costa ionica fino a Capo Calavà in quella tirrenica,

geometricamente interposta tra la sovrastante Unità Aspromonte e la sottostante Unità Mandanici. A luoghi affiora in contatto tettonico sulla prima.

L'Unità Mela è formata da un basamento metamorfico costituito da prevalenti paragneiss passanti a micascisti, con subordinate lenti metriche di metabasiti e potenti livelli di marmi a silicati.

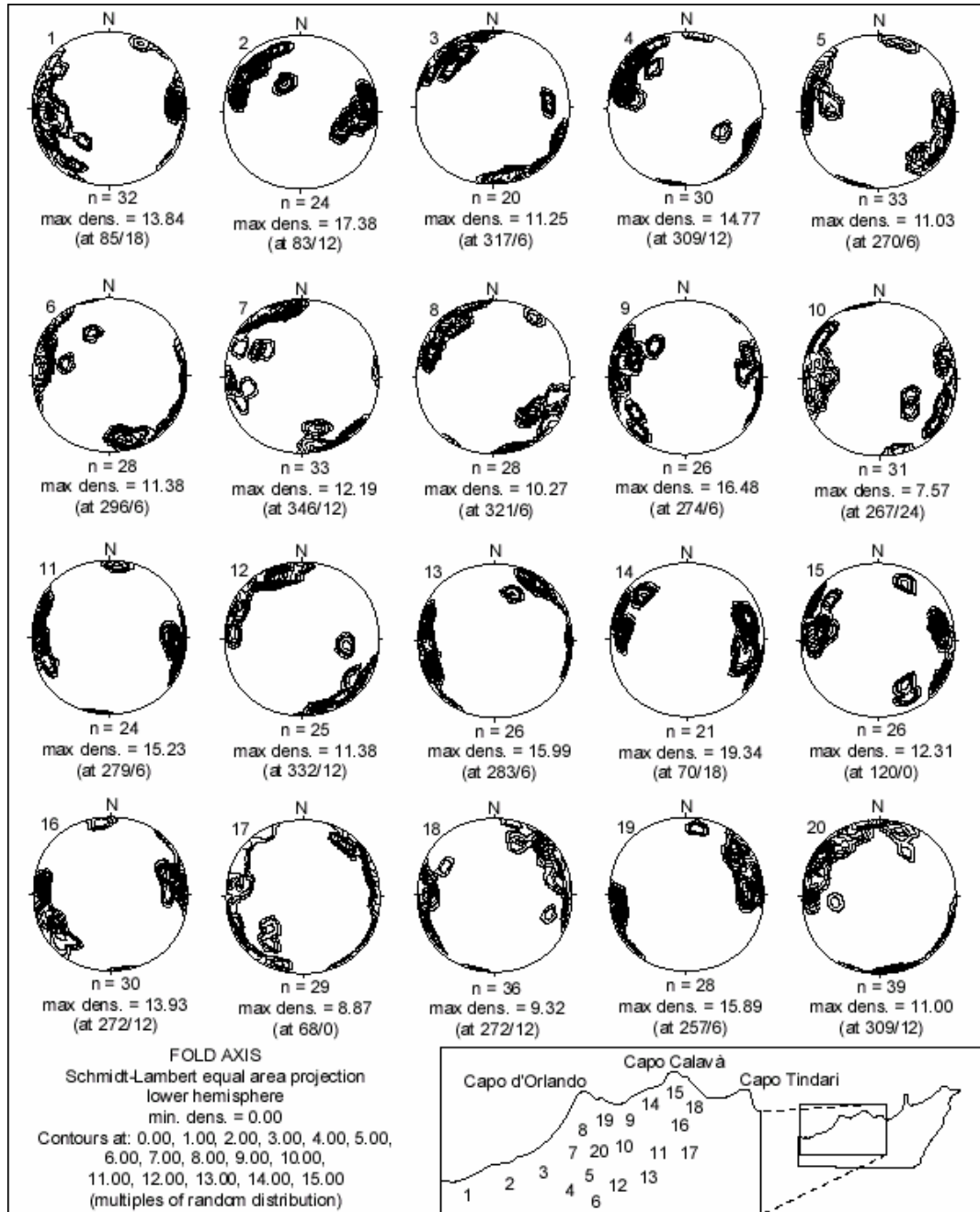


Fig. 14 - Orientazione degli assi delle pieghe nelle unità peloritane occidentali

Relitti di un primo evento metamorfico eclogitico sono grossi granati destabilizzati presenti in tutti i tipi litologici (MESSINA *et al.*, 1996 a); inoltre, nelle rocce basiche è anche presente un'associazione derivante dalla destabilizzazione dell'omfacite (BORGHI *et al.*, 1995). Detto evento realizzatosi a  $T=580^{\circ}\text{C}$  e  $P=15-16$  Kbar, di probabile età pre-Varisica, nell'Arco Calabro-Peloritano è stato riconosciuto solo nell'Unità Mela.

Il secondo evento è Ercino-tipo e si è sviluppato attraverso tre fasi deformative. La S1, visibile solo al microscopio, è quasi sempre obliterata perché trasposta su S2; quando è presente risulta inclinata di circa  $45^{\circ}$  rispetto a quest'ultima.

La foliazione regionale è relativa alla terza fase deformativa, ed è legata a pieghe isoclinali stirate e trasposte da successive pieghe isoclinali che inducono clivaggio di crenulazione lungo le cerniere delle prime. Tale foliazione regionale sarebbe quindi il risultato di due scistosità sovrapposte (S2 + S3).

Le tre fasi deformative sono accompagnate da blastesi sincinematische e statiche di quarzo, mica bianca, oligoclasio e biotite, a cui si aggiungono nella fase statica post-S3 cianite, staurolite, nuovo granato, sillimanite, cordierite, andalusite ed albite (Fig. 15), cioè minerali corrispondenti ad un metamorfismo di tipo Barroviano in facies anfibolitica ( $T > 550^{\circ}\text{C}$  e  $P > 4$  Kbar) che termina in condizioni termobariche tipiche dell'inizio della facies a scisti verdi ( $T < 550^{\circ}\text{C}$  e  $P < 3$  Kbar).

La foliazione principale è inoltre interessata da uno *stretching* (S4) e da mesostrutture abbastanza penetrative, date da pieghe discretamente aperte (F4) che inducono crenulazione e a luoghi clivaggio di frattura piuttosto spaziate. Tale crenulazione evolve, a luoghi, a bande di *kinking* e a zone di *shear*. Queste ultime mesostrutture si accompagnano a retrocessioni metamorfiche e possono essere ascritte a eventi Alpini.

L'Unità Mela è costituita da scisti muscovitici a cristallinità elevata e con un contenuto in biotite variabile (da assente a circa l'80% del totale); presentano una tessitura scistosa, con le superfici della scistosità principale parallele all'andamento delle lenti di quarzo allungate. Queste lenti di quarzo hanno spessori compresi tra 1 e 10 cm, e quelli di dimensioni maggiori rappresentano il nucleo di pieghe isoclinali formatesi durante le fasi plicative erciniche. Successivamente alla formazione della scistosità principale, tali rocce hanno subito più fasi deformative di tipo duttile, che si sono evolute in varie superfici di taglio ed ulteriori piegamenti, tra cui un'intensa crenulazione della scistosità principale.

Talora, tali litologie assumono un aspetto filladico e contengono porfiroblasti di granato sincinemato di colore biancastro, ormai trasformato del tutto in quarzo e feldspati a causa di fenomeni di retrocessione metamorfica. A questi granati di prima generazione spesso se ne associano altri di colore rosso-marrone, aventi dimensioni di pochi millimetri, distribuiti in modo uniforme e talora in quantità rilevanti sulle superfici di scistosità principale; quest'ultimo tipo di granato è quindi legato ad una blastesi statica successiva alle complicate fasi deformative erciniche ed alpine, che hanno interessato tali rocce. Nelle rocce in cui il contenuto in muscovite è più elevato ed il grado di cristallinità maggiore si riconoscono spesso delle blastesi a granato e sillimanite.

MELA UNIT								
Event	pre-V. H-P		Variscan M-P			Alpine		
Deform. phase	D1		D2	D3		D4	D5	D6
structure	s1		s2	s3 (m)		s4 sh	s5	sz
metamorphic episode	rl	syn st	syn st	syn st		rt	rt	rt
<i>MINERAL</i>								
Quartz	---							
Plagioclase	Labr	Olig	Olig	Olig	Ab			
White mica	---							
Biotite	---							
Garnet	I				II			
Kyanite								
Staurolite								
Sillimanite								
Cordierite								
Andalusite								
Tourmaline								
Rutile								
Zircon	---							
Monazite	---							
Apatite	---							
Graphite								
Ilmenite								
Titanite								
Chlorite								
Margarite								
Sericite								
Epidote								
Pumpellyite								
Carbonate								
D1 - S1	= schistosity							
D2 - S2	= axial plane foliation connected to F isoclinal folds							
D3 - S3 (m)	= axial plane foliation, with S2 crenulation cleavage, of isoclinal and tight folds (ax. dir. dispersed in the SE quadrant)							
D4 - S4	= stretching of S3 foliation							
D5 - S5	= fracture or crenulation cleavage parallel connected to F tight folds (ax. dir. 120°)							
D6 - S6	= shear zones and kink-bands (ax. dir. 120°)							

**Fig. 15** - Schema tettonometamorfico dell'Unità Mela

La Fig. 16 mostra l'orientazione dei sovrascorrimenti alpini nei Peloritani occidentali.

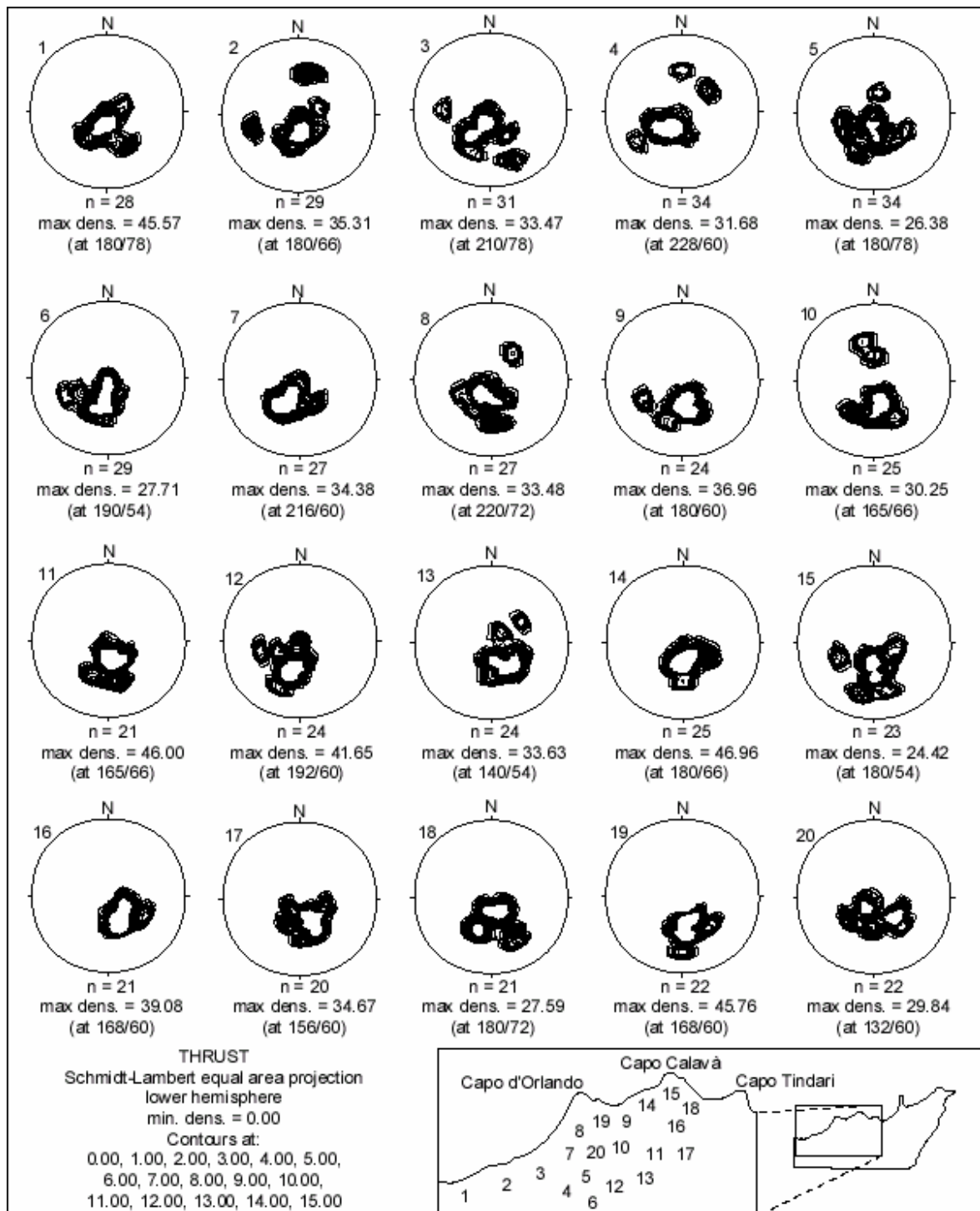


Fig. 16 - Orientazione delle superfici di sovrascorrimento nelle unità peloritane occidentali

### *Unità Mandanici*

Rappresentata quasi esclusivamente da un basamento pre-alpino composto da filladi (spesso con granato tardo-post cinematico, biotite e clorite), quarziti, metabasiti e marmi. L'Unità Mandanici affiora dalla Fiumara omonima sul versante ionico, fino alla Fiumara di Naso, sul versante tirrenico (OGNIBEN, 1969; ATZORI *et al.*, 1974; ATZORI E VEZZANI, 1974; BONARDI *et al.*, 1976) limitata a letto dall'Unità Fondachelli e a tetto dall'Unità Mela o dall'Unità Aspromonte.

Autori come FERLA (1968, 1972) e TRUILLET (1968) vedono nei litotipi dell'Unità Mandanici una continuità stratigrafica con quelli dell'Unità Aspromonte e, a parte i contatti tettonici alpini, considerano l'insieme come un unico complesso metamorfico; mentre GHEZZO (1967), ATZORI *et al.* (1974), BONARDI *et al.* (1976) riconoscono l'esistenza dei contatti tettonici alpini a tetto e a letto di questa unità marcati da fasce cataclastico-milonitiche, ed un brusco salto di grado metamorfico tra le filladi dell'Unità Mandanici e gli gneiss dell'Unità Aspromonte.

L'Unità Mandanici (GHEZZO, 1967; OGNIBEN, 1969; ATZORI, 1970-1972; ATZORI E D'AMICO, 1972; FERLA, 1972-1974-1982; ATZORI E SASSI, 1973; ATZORI E VEZZANI, 1974; BONARDI *et al.*, 1976-1982 a; PEZZINO, 1982; CENSI E FERLA, 1982-1983; CIRRINCIONE E PEZZINO, 1991-1994) risulta costituita da un basamento epimetamorfico di origine pelitico o pelitico-arenacea con intercalazioni carbonatiche e vulcanoclastiche, e probabilmente da lembi di copertura meso-cenozoica poco metamorfica.

Il basamento è costituito da prevalenti metapeliti e metareniti, con subordinati livelli di quarziti, calcari cristallini, metabasiti e porfiroidi.

Il metamorfismo è polifasico ed Ercino-tipo ed è responsabile di una zoneografia metamorfica prograd, non sempre evidente, dalla zona a clorite della facies a scisti verdi ( $T < 420^{\circ}\text{C}$  con  $P > 2$  Kbar) alla zona a staurolite + oligoclasio dell'inizio della facies anfibolitica ( $T=550^{\circ}\text{C}$  e  $P < 3$  Kbar; MESSINA, 1995; MESSINA *et al.*, 1996 c-1997).

MANDANICI UNIT					
Event	Variscan			Alpine	
	L-P		M-P	L-P	
Deform. phase	D1	D2	D3	D4	D5
structure	s1	s2 (m)	s3	s4	sz
metamorphic episode	syn st	syn st	syn	rt	rt
<i>MINERAL</i>					
Quartz			-----	-----	-----
Plagioclase			-----	-----	-----
White mica			-----	-----	-----
Chlorite			-----	-----	-----
Biotite			-----	-----	-----
Garnet	-----	-----			
Chloritoid	-----	-----			
Staurolite		-----			
Epidote	-----			-----	-----
Carbonate	-----			-----	-----
Tourmaline	-----	-----			
Apatite	-----				
Graphite	-----				
Ilmenite	-----				
Magnetite	-----				
Rutile	-----				
Zircon	-----				
Monazite	-----				
Titanite		-----	-----		
Margarite			-----		
Pumpellyite					-----
D1 - S1	= axial plane foliation of isoclinal F1 folds				
D2 - S2 (m)	= axial plane foliation, with S1 crenulation, of F2 tight to isoclinal folds (ax. dir. dispersed in the SE quadrant)				
D3 - S3	= stretching of F2 foliation (ext. dir. = NE)				
D4 - S4	= crenulation cleavage connected to F asymmetrical folds				
D5 - Sz	= shear zones and kink-bands (ax. dir. dispersed in the SE quadrant)				
m	= main foliation				

*Fig. 17 - Schema tettonometamorfoico dell'Unità Mandanici*

Tutti i litotipi di questa unità presentano una foliazione regionale (S2) sottolineata da mica bianca, quarzo, clorite e localmente anche da biotite e oligoclasio. E' stata riconosciuta inoltre, una scistosità (S1), connessa a pieghe isoclinali (F1) e orientata circa a 90° rispetto alla (S2) nelle cerniere di pieghe (F2), anch'esse isoclinali. Lungo i fianchi di queste ultime, la foliazione regionale assume un significato (S1+S2) con stiramento della

(S1). Su tali deformazioni è stata riconosciuta blastesi di biotite, granato, cloritoide e staurolite. Il granato ha crescita da sintardocinematica S1 a statica post-S2.

Le deformazioni più recenti, verosimilmente alpine (D3, D4, D5), producono un ulteriore stiramento della scistosità principale con crenulazione, bande di *kinking* sino a zone di *shear* con effetti di retrocessione. Localmente si riconosce una blanda sovrimpronta alpina in bassa facies a scisti verdi (Messina, 1997).

In talune località sono stati ascritti all'Unità Mandanici litotipi epi-mesometamorfici con una storia tettono-metamorfica diversa da quella descritta per la presenza di un clivaggio (S3), definito da piccole miche, connesso a pieghe (F3); granato, staurolite e cloritoide sono statici su tale crenulazione, ed il primo ha crescita da sin-S2 a post-S3. La scistosità S1 è quasi sempre obliterata.

Le “metapeliti” sono metamorfiti di bassissimo grado o anche peliti che hanno subito diagenesi profonda; in affioramento si presentano di colore grigio-verde con superfici di foliazione lucenti per l'elevato contenuto di sericite.

Le “filladi sericitiche” sono metamorfiti di basso grado, di colore grigio scuro-marrone, a causa delle patine sericitiche che ricoprono le superfici alterate, e di colore grigio argenteo, per l'elevato contenuto micaceo, sulle superfici fresche; esse contengono inoltre frequenti noduli e vene di quarzo bianco, con dimensioni comprese tra 2 mm e 30 cm. La paragenesi più comune è quella a quarzo, muscovite, clorite, albite in facies a “scisti verdi” di Barrow, con ilmenite, carbonati, biotite, tormalina e grafite come accessori (FERLA, 1972, Fig. 17). Hanno una tessitura scistosa, con superfici di scistosità S<sub>2</sub> impostate sui piani assiali di precedenti S<sub>1</sub>; le superfici S<sub>2</sub> si presentano inoltre crenulate e fratturate (si riconoscono almeno due sistemi coniugati di frattura, orientati E-O e NO-SE e probabilmente legate alle ultime fasi deformative alpine). Tali rocce hanno subito un metamorfismo ercinico di bassa pressione che ha dato luogo a pieghe isoclinali e trasposte, le cui cerniere sono materializzate da noduli di quarzo a forma di uncino; questi ultimi si dispongono spesso lungo i fianchi di pieghe maggiori, a scala metrica e di età alpina. Sempre alla deformazione alpina sono riferibili le deformazioni duttile-fragile, quali i sistemi di fratture e le zone di taglio incipiente (*kink-band*).

Le “filladi grafitose” dell'Unità Mandanici sono costituite da scisti pelitici nerastri, per il maggior contenuto di grafite rispetto alle filladi sericitiche della stessa unità. Hanno una

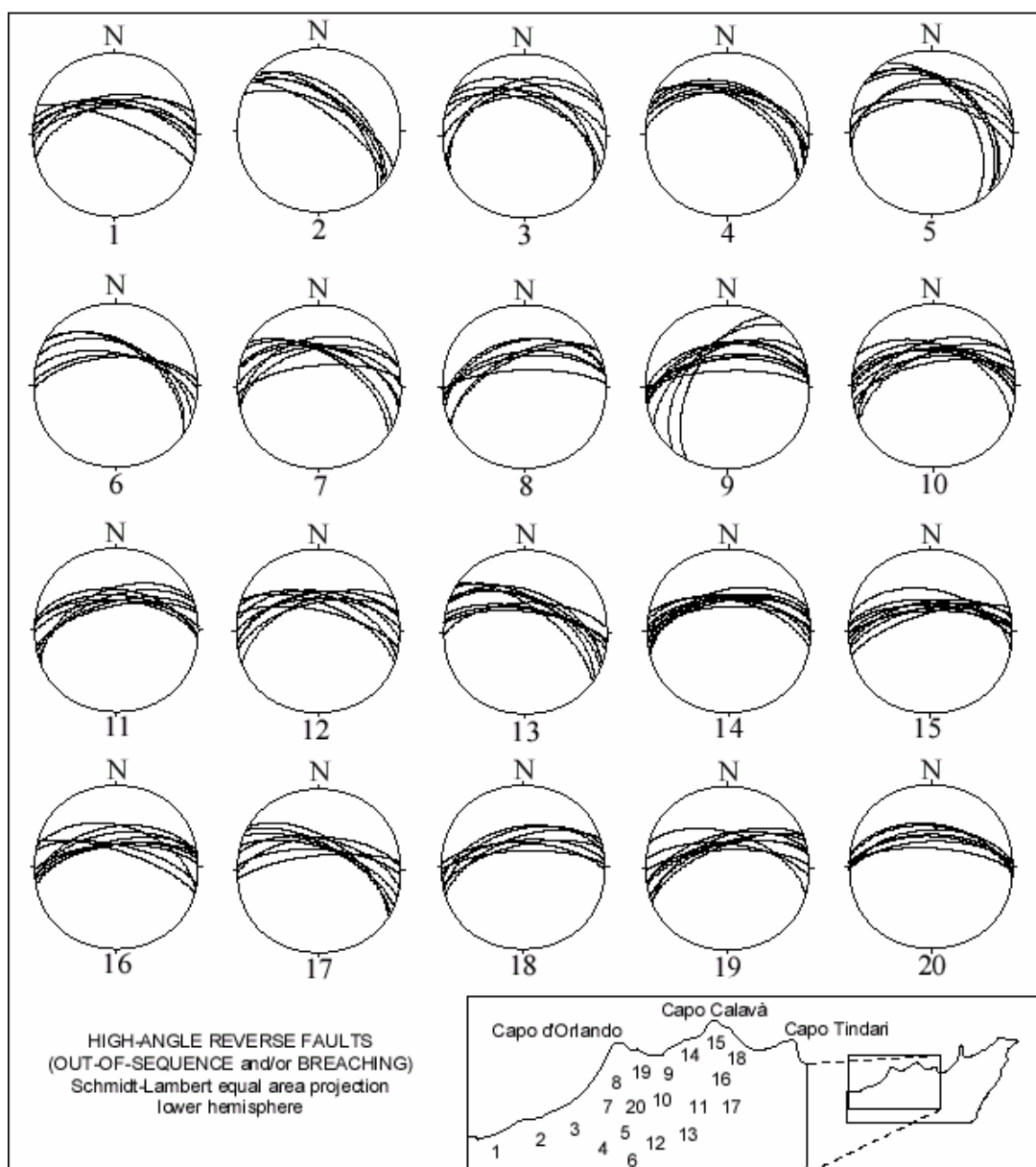
tessitura fortemente scistosa, tanto da rompersi facilmente in lastre sottili, con superfici di scistosità lucenti e fittamente crenulate; anche in queste litologie sono frequentemente presenti noduli di quarzo bianco. Tali rocce potrebbero costituire porzioni di filladi sericitiche della stessa unità più ricche in grafite, visto che il passaggio fra queste due litologie sembra essere continuo.

Le “filladi a granato” sono filladi sericitiche interessate da una blastesi sincinemica alpina a granato rosso. I porfiroblasti di granato hanno dimensioni comprese tra 1 mm ed 1 cm, sono disposti tra le superfici di scistosità principale delle filladi e si presentano ruotati, assumendo la caratteristica forma a “*snow ball*”; talora il contenuto in granato è abbondantissimo, facendo assumere alle superfici di scistosità delle filladi un aspetto mammellonare. Tale granato sintettonico è contemporaneo alla deformazione della  $S_1$ , con la formazione della  $S_2$ , in quanto gli assi di rotazione di tali porfiroblasti sono paralleli alle superfici  $S_2$ , venendo a formare su di esse una evidente lineazione (FERLA, 1970).

Questa litologia potrebbe costituire una porzione dell’Unità Mandanici avente una composizione originaria più alluminifera rispetto alle filladi sericitiche: il limite tra le due litologie potrebbe costituire un originario limite stratigrafico.

Le filladi associate ai marmi, sono filladi sericitiche nerastre, con noduli di quarzo; esse si presentano intercalate a vari livelli all’interno di calcari metamorfici a grana minuta, nerastri o biancastri, in base al contenuto in grafite, ed in strati di 5-10 cm. Nei marmi si riconosce una blastesi a calcite, muscovite, grafite, pirite e granato (quest’ultimo ad habitus cubico); le superfici di scistosità sono definite da letti ricchi in muscovite e sono paralleli alle superfici di scistosità principale delle filladi alle quali sono associati; ma mentre i marmi hanno una giacitura continua e deformazioni di tipo fragile-duttile (fratture, zone di taglio con *tension gashes*, etc.), le filladi invece sono interessate da un intenso piegamento che testimonia una deformazione di tipo duttile. Le due litologie, essendo strettamente associate, costituiscono un’originaria alternanza pelitico-calcareo, che è stata interessata dagli stessi eventi metamorfici (basso-medio grado metamorfico) paleozoici e plicativi neogenici; tali rocce hanno reagito agli stessi tipi di sforzo in modo differente a causa delle loro differenti caratteristiche meccaniche, cioè alla loro differente viscosità.

La Fig. 18 mostra l'orientazione delle faglie inverse ad alto angolo nei Peloritani occidentali.



**Fig. 18** - Orientazione delle faglie inverse ad alto angolo nelle unità peloritane occidentali

### *Unità Fondachelli*

Costituita quasi esclusivamente da un basamento epimetamorfico pre-alpino dato da filladi e metareniti. Essa affiora solo in Sicilia dalla zona di Mirto-Caprileone sulla costa tirrenica, a Monte Galfa-Monte Veneretta presso Taormina, sulla costa ionica,

geometricamente interposta tra la sottostante Unità Longi-Taormina e la sovrastante Unità Mandanici (BONARDI *et al.*, 1976-1996).

L'Unità Fondachelli è costituita da un basamento di epimetamorfiti e probabilmente da lembi di copertura meso-cenozoica.

Il basamento è formato da prevalenti filladi, e metareniti grigio scure, grafitose, con subordinate metabasiti, quarziti e rari calcari cristallini.

Nelle metapeliti sono state distinte due fasi deformative (MESSINA, 1995; MESSINA *et al.*, 1996 c): la prima (D1), che costituisce la foliazione (S1), è probabilmente legata a pieghe isoclinali (F1) di cui talora sono ancora osservabili relitti di cerniere, ed è definita da sericite, clorite e quarzo. Su questa crescono statiche ilmenite, mica bianca e clorite; la seconda (D2), che produce la foliazione regionale (S2), è legata a un clivaggio di crenulazione creato da una successiva fase plicativa (F2) ed è definita da piccoli letti a sericite, clorite e grafite (Fig. 19).

Solo in certi litotipi quarziticci è stata riconosciuta una crenulazione della S2 (m), solo a luoghi con sviluppo di clivaggio di frattura, probabilmente da addebitare a pieghe coniugate di tipo *chevron* (F3).

Quest'ultima fase deformativa potrebbe addebitarsi ad un evento alpino, che prosegue con formazione di zone di *shear* e *kink bands* con effetti di retrocessione.

FONDACHELLI UNIT						
Event	Variscan			Alpine		
	L-P			L-P		
Deform. phase	D1	D2	D3	D4	D5	
structure	s1 (m)	s2	s3	s4	sz	
metamorphic episode	rl	syn st	syn		re	cr
<i>MINERAL</i>						
Quartz	_____	_____	_____		-----	-----
Albite	_____	_____	_____		-----	-----
White mica	_____	-----	_____		-----	-----
Chlorite	-----	_____	_____		-----	-----
Carbonate		_____	_____		-----	-----
Tourmaline		_____	-----		-----	-----
Apatite		_____	_____		-----	-----
Graphite	-----	_____	_____		-----	-----
Ilmenite		_____	_____		-----	-----
Magnetite	_____	-----	-----		-----	-----
D1 - S1 = axial plane foliation of F1 isoclinal folds D2 - S2 (m) = crenulation cleavage connected to the axial plane of F2 tight folds (ax. dir. dispersed in the NE quadrant) D3 - S3 = stretching of S2 cleavage D4 - S4 = fracture cleavage connected to the conjugate F3 chevron folds (ax. dir. 350° and 50°) D5 - Sz = shear zones and kink bands (ax. dir. 120°)						

Fig. 19-Schema tettonometamorfico dell'Unità Fondachelli

### *Unità Longi-Taormina*

Affiora nei settori frontali dell'elemento peloritano (Figg. 20 e 21) secondo un andamento NO-SE da S. Agata di Militello fino a Taormina (AMODIO-MORELLI *et al.*, 1976; BONARDI *et al.*, 1976), lungo il fronte meridionale dei Monti Peloritani, marcando la cosiddetta "linea di Taormina" (GIUNTA *et al.*, 1992). E' altresì nota con la denominazione di "*Chaîne Calcaire*" (CAIRE, 1961; DUÈE, 1961-1968; TRUILLET, 1968), "Falda di Longi" e "Falda di Galati" (OGNIBEN, 1960), Unità di Longi-Gallodoro (TRUILLET, 1968), Unità di Taormina e di Capo Sant'Andrea (LENTINI E VEZZANI, 1975; CAIRE *et al.*, 1960; SCANDONE *et al.*, 1974; AMODIO-MORELLI *et al.*, 1976; BONARDI *et al.*, 1976; BOUILLIN *et al.*, 1992; GIUNTA *et al.*, 1992).

Essa è costituita da un basamento cristallino epimetamorfico, ricoperto da una successione sedimentaria meso-cenozoica, generalmente scollata, che mostra una differente storia paleoambientale e paleotettonica nei settori di affioramento di tale unità. L'Unità Longi-Taormina Essa è limitata al letto dall'Unità Sicilide di M. Soro e al tetto dall'Unità Fondachelli ed è suddivisa in una serie di unità tettoniche alpine SO-vergenti.

I terreni più antichi dell'Unità Longi-Taormina sono costituiti da filladi cloritiche e/o sericitiche, a luoghi grafitose (Fig. 22), con lenti di metacalcari macrocristallini di colore grigio scuro, associate a semiscisti sericitici grigio chiari o verdastri, con numerose lenti o vene di quarzo, l'età è ritenuta dagli A.A. paleozoica (TRUILLET, 1968). Lo spessore varia da pochi metri a più di 150.

Sul basamento cristallino, separati da una superficie regionale di discontinuità meccanica, si rinvengono pochi metri di arenarie e microconglomerati continentali quarzosi, di età hettangiana (LENTINI, 1973, 1975) o con maggiore probabilità pre-liassica (THERY *et al.*, 1985; BAUDELOT *et al.*, 1988). Essi sono granulo-sostenuti (con rari elementi filladici) di colore variabile dal rosso intenso al grigio chiaro, spesso organizzati in banchi con spessori di 1-1,5 metri ed alternati ad argilliti rosso-violacee.

La parte sommitale di questi depositi è limitata da un'altra superficie regionale di discontinuità meccanica, al di sopra della quale si rinvengono delle successioni di piattaforma carbonatica, ben descritte da MAUGERI PATANÉ (1932), costituite da calcareniti bioclastiche con foraminiferi bentonici, biopelmicriti, calcareniti oolitiche e pelmicriti grigie massive (LENTINI, 1973, 1975).

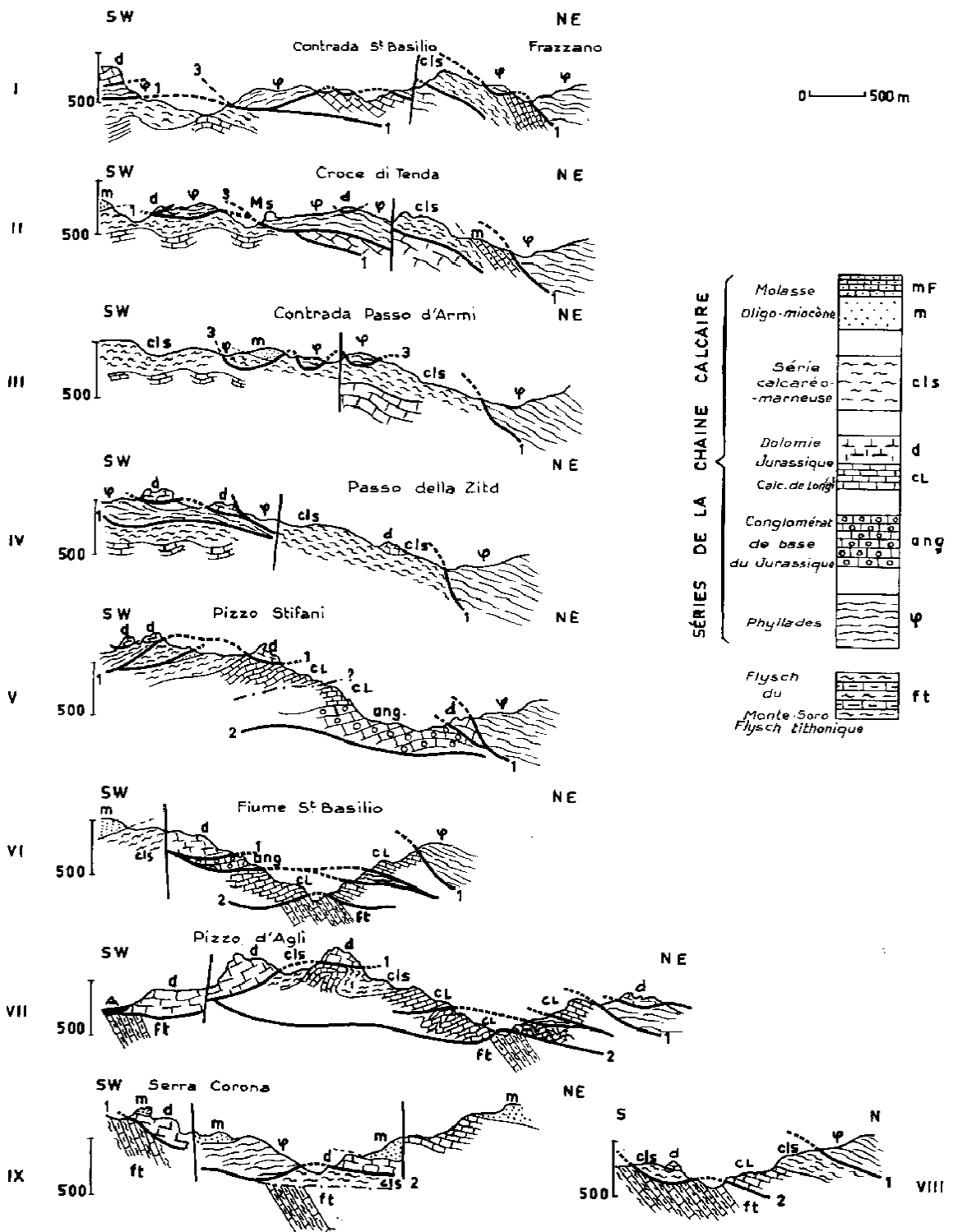
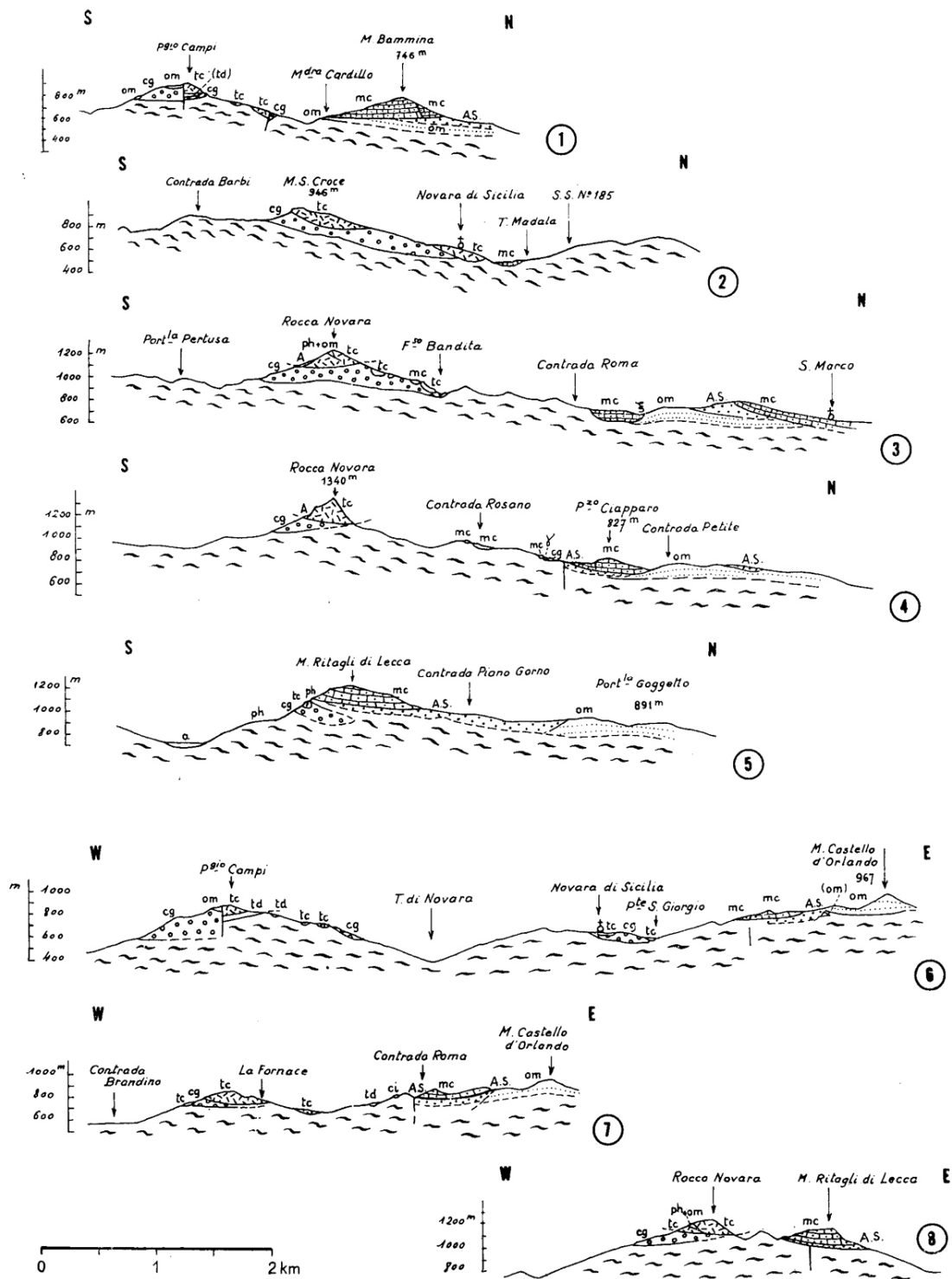


Fig. 20 - Sezioni geologiche attraverso l'Unità Longi-Taormina, da Duée (1961)



Coupes S-N et W-E dans la région de Novara di Sicilia ; les tracés sont indiqués sur la fig. 1.

γ : granite porphyroïde ; ξ : micaschistes ; ph : phyllades ; tc : calcaire tithonique ; td : dolomie tithonique ; ci : Crétacé inf. ; cg : conglomérat rouge ; om : Oligo-Miocène ; A. S. : « argille scagliose » ; mc : molasse calcaire ; a : alluvions ; A : éboulis.

Fig. 21 - Sezioni geologiche schematiche del settore meridionale dell'edificio Peloritano, da Truillet (1961)

LONGI-TAORMINA UNIT					
Event	Varisican L-P			Alpine vL-P	
Deform. phase	D1		D2	D3	D4
structure	s1 (m)		s2sh	s3cc	sz
metamorphic episode	rl	syn	rt		
<i>MINERAL</i>					
Quartz	_____		_____	-----	
Plagioclase	<u>Olig</u>	Ab		-----	
White mica	_____	Ser	Ser		
Biotite	_____				
Chlorite	_____				
Stilpnomelane		_____			
Epidote		_____			
Carbonate		_____			
Tourmaline	_____		_____		
Zircon	_____				
Apatite	_____				
Ilmenite	_____	-----			
Magnetite	_____	-----			
Graphite	_____	_____	_____		
Ematite		_____	_____		
Limonite		_____	_____		
s = schistosity, foliation t = transposition foliation sh = stretching			cc = crenulation cleavage sz = shear-zone m = main foliation		
D1 - S1 (m) = axial plane foliation of isoclinal folds F1 D2 - S2 = stretching of S1 foliation D3 - S3 = crenulation or fracture cleavage connected to F asymmetrical folds D4 - Sz = shear zones and kink-bands					

*Fig. 22 - Schema tettonometamorfico dell'Unità Longi-Taormina*

In questa successione si intercalano talora microconglomerati canalizzati, con clasti a prevalente componente silicea. La base dell'unità mostra una intensa cataclasi e una dolomitizzazione che preserva solo a tratti le strutture originarie. Lo spessore varia da 50 m a circa 250 metri. L'età dei calcari di piattaforma carbonatica appare compresa tra l'Hettangiano ed il Sinemuriano.

E' ancora un contatto meccanico di estensione regionale quello che separa le successioni carbonatiche di piattaforma da quelle stratigraficamente superiori che sono

rappresentate da alternanze decimetriche di biomicriti marnose grigio-bluastre, con liste e noduli di selce nera e noduli di limonite (con radiolari e spicole di spugne), ed argille laminate grigie ("Alternanza calcareo-marnosa in facies di Medolo"). L'unità contiene talora olistoliti calcarei e livelli di breccie. Lo spessore varia da 50 a 150 metri, mentre l'età appare compresa tra il Carixiano e il Domeriano (LENTINI, 1975).

All'alternanza calcareo-marnosa in facies di Medolo seguono, in paraconcordanza, marne grigio chiare, calcilutiti marnose verdi e rosse (di età Toarciano-Aaleniano), calcari nodulari rossi ("Ammonitico Rosso inferiore") e radiolariti rosso vinaccia del Bajociano-Bathoniano (MAUGERI PATANÉ, 1932; COLACICCHI, 1958; SIRNA, 1962). Lo spessore complessivo di questi depositi si aggira mediamente intorno ai 30-50 metri. L'età è compresa tra il Lias superiore ed il Dogger. Queste successioni non affiorano diffusamente in tutto il settore e si presentano inoltre molto discontinue, a causa di frequenti elisioni tettoniche (NIGRO, 1994b).

Il Malm è rappresentato da calcisiltiti rosse laminate di aspetto nodulare ("Ammonitico Rosso superiore" *Auct.*). La macrofauna presente è data da ammoniti, rinchonelle e *Bositra buchi*. Questi depositi si riscontrano sovente, oltre che in strati, in filoni sedimentari all'interno dei carbonati di piattaforma insieme a breccie ad elementi di piattaforma carbonatica, con matrice siltitica rossa contenente *Saccocoma* sp. e *Globochaete* sp.. Lo spessore si aggira intorno ai 30-60 metri.

I depositi del Dogger-Malm sono generalmente delimitati al tetto da una superficie di discontinuità meccanica (superficie di scollamento) evidente a scala regionale al di sopra della quale la successione continua con pelagiti costituite da marne e calcari marnosi rossi, con intervalli di breccie e microbreccie costituite da clasti di carbonati di piattaforma liassica ("Formazione Militello"). Lo spessore varia da 50 a 200 metri. La Formazione Militello ha un'età compresa tra il Cretaceo e l'Eocene sup. (OGNIBEN, 1960; SIRNA, 1962; COLTRO, 1967) ed è nota con il termine informale di "scaglia".

I depositi della Formazione Militello passano gradualmente ai soprastanti depositi terrigeni del Flysch di Frazzanó (OGNIBEN 1960). Il Flysch di Frazzanó è costituito da alternanze di arenarie arcosiche (CARMISCIANO E PUGLISI, 1978) rossastre ed argilliti rosso-verdastre con scarsa microfauna pelagica. Questi depositi hanno caratteri di vere e proprie torbide (LENTINI, 1975).

Verso l'alto la componente micacea di queste torbiditi, che possiedono livelli arenacei inizialmente centimetrici e con ispessimenti graduali e regolari (fino a 80 cm), diventa sempre più abbondante, mentre iniziano i primi depositi microconglomeratici, ad elementi granitici, canalizzati e di modesto spessore. Lo spessore varia da pochi metri a circa 70. L'età di queste successioni torbiditiche è compresa tra l'Eocene superiore ed il Cretaceo (OGNIBEN, 1960) o essenzialmente eocenica per DUÉE (1969).

### ***Considerazioni idrogeologiche***

I Monti Peloritani sono caratterizzati da particolari condizioni idrogeologiche che provocano una distribuzione alquanto disomogenea delle risorse idriche sotterranee.

I terreni affioranti presentano infatti sostanziali differenze di comportamento nei confronti dell'infiltrazione e della circolazione idrica, in dipendenza della litologia e delle caratteristiche strutturali che ne condizionano la permeabilità (Amantia *et al.*, 1993).

I corpi idrici dei Monti Peloritani possiedono diverse caratteristiche idrauliche e di potenziale, in relazione al grado e tipo di permeabilità dei mezzi rocciosi ed alle loro caratteristiche geometriche (idrostrutture). La permeabilità dei terreni affioranti risulta variabile in relazione sia delle caratteristiche primarie (porosità) che secondarie (fessurazione), queste ultime conseguenti al grado di tettonizzazione più o meno spinto raggiunto dai corpi rocciosi.

Sono distinguibili terreni dotati di diversa permeabilità:

- ✓ terreni a permeabilità molto elevata per porosità primaria: depositi alluvionali di fondovalle dei torrenti, delle fiumare e delle pianure costiere, conoidi di deiezione e prismi detritici particolarmente spessi;
- ✓ terreni a permeabilità da media ad elevata per porosità primaria: le sabbie e ghiaie di Messina, le calcareniti e le sabbie pleistoceniche;
- ✓ terreni a permeabilità elevata per fessurazione: a questa categoria appartengono le successioni carbonatiche dell'Unità Longi-Taormina, le facies conglomeratiche delle Formazioni Stilo-Capo d'Orlando e i corpi cristallini di alto grado metamorfico. Laddove sono pervasi dai reticoli di faglie e fratture neotettoniche la permeabilità può divenire molto elevata;
- ✓ terreni a permeabilità medio-alta per porosità e/o fessurazione: le facies arenacee

prossimali delle Formazioni Stilo-Capo d'Orlando, le successioni tardorogene peloritane, i depositi evaporitici;

- ✓ terreni a permeabilità media per fessurazione e/o per porosità: alternanza arenaceo-argillosa del Miocene sup., i Trubi e le metamorfite di medio grado;
- ✓ terreni a permeabilità medio-bassa per porosità e/o fessurazione: depositi fluvio-marini terrazzati, alternanze argilloso-arenacee distali delle Formazioni Stilo - Capo d'Orlando e le metamorfite di basso grado;
- ✓ terreni a permeabilità molto bassa: argille marnose azzurre, diatomiti e marne, argille variegate, le successioni argillose antiscilidi e le metamorfite di basso grado metamorfico.

I torrenti e le fiumare drenano i corpi idrici costituenti i settori collinari-montani dei Monti Peloritani e si innestano nelle pianure costiere dei versanti tirrenico e ionico. Questi corpi idrici rappresentano pertanto le principali idrostrutture, essendo costituiti da depositi spessi e a permeabilità molto elevata.

In base a tali caratteristiche e tenuto conto della giacitura e della geometria dei vari complessi litologici si individuano nel territorio acquiferi a diversa potenzialità.

Gli acquiferi principali sono contenuti nei depositi alluvionali di fondovalle delle fiumare, sotto forma di corpi idrici indipendenti, che si unificano in corrispondenza dell'estesa pianura costiera di Barcellona-Milazzo.

Gli acquiferi alluvionali presenti sul fondo delle valli che incidono i versanti settentrionale ed orientale dei Monti Peloritani sono generalmente assimilabili a sistemi monostrato con falda libera, spesso in connessione idraulica con i corsi d'acqua. Essi sono caratterizzati da elevata permeabilità, variabile in relazione alla granulometria.

Le aree di alimentazione sono rappresentate dai bacini imbriferi dei diversi corpi d'acqua con foce al litorale tirrenico o ionico. La ricarica delle falde è essenzialmente dovuta alle precipitazioni dirette, di carattere nevoso alle quote più alte, ai deflussi superficiali lungo gli alvei ed alla restituzione delle acque infiltrate nei terreni a permeabilità discontinua e che vengono a giorno in corrispondenza delle numerose manifestazioni sorgentizie. Un ulteriore contributo è rappresentato, alle quote più basse, dalla infiltrazione delle acque utilizzate per irrigazione e quelle di rifiuto dei centri abitati.

Allo sbocco dei corsi d'acqua nelle fasce costiere o nella pianura di Barcellona-

Milazzo la presenza nei depositi alluvionali di intercalazioni a bassa permeabilità, di estensione areale talora significativa sebbene non continua, comporta condizioni di semiconfinamento delle falde, configurando un sistema di tipo compartimentato.

Nel caso della pianura di Barcellona-Milazzo si ha inoltre la presenza di falde profonde confinate in acquiferi calcarenitici o calcarei sottostanti a sedimenti pelitici.

Livelli acquiferi di modesto o trascurabile interesse sono contenuti nelle alternanze a carattere fliscioide; essi sono caratterizzati da limitata estensione e potenzialità. Analogo significato idrogeologico presentano i corpi idrici localizzati nelle metamorfici, la cui esistenza dipende strettamente dallo stato di fratturazione e di alterazione superficiale di tali terreni; questi costituiscono quindi acquiferi discontinui sotto forma di livelli a diversa potenzialità che alimentano sorgenti generalmente di modesta portata (FERRARA, 1990).

Negli acquiferi calcarei e nelle alternanze arenacee argillose la circolazione idrica è moto condizionata dal grado di fratturazione, sebbene un ruolo significativo rivesta anche la porosità. Le direzioni di deflusso sono regolate dalla giacitura dei complessi litologici poggianti sulle metamorfite, con frequente immersione di questi verso Nord e Nord-Est in strutture di tipo monoclinale.

Nei terreni cristallini il movimento delle acque sotterranee ha carattere discontinuo e frammentario, sviluppandosi quasi esclusivamente nelle zone superficiali diffusamente fratturate e alterate. Fanno eccezione alcune situazioni, a carattere sempre locale, in cui la roccia è interessata da estese fratture in parte aperte e sono presenti livelli cristallini, anch'essi intensamente fratturati. La permeabilità più elevata consente in questi casi una maggiore capacità di immagazzinamento delle acque di infiltrazione ed una circolazione più attiva.

Nei terreni fliscioidi essendo la permeabilità localizzata nei livelli o banchi arenacei fessurati, che si alternano a strati argillosi praticamente impermeabili, la circolazione idrica è limitata agli orizzonti lapidei. Questi assumono il ruolo di serbatoi naturali in relazione al grado di fessurazione ed alle condizioni di giacitura. Ognuno di questi orizzonti ha spesso un comportamento indipendente rispetto agli altri analoghi corpi arenacei. Tuttavia, in taluni casi si possono anche verificare, per motivi tettonici, interconnessioni fra orizzonti diversi che aumentano il volume del serbatoio e quindi la sua capacità di immagazzinamento.

Altri acquiferi di importanza non trascurabile, anche se la loro presenza è limitata a pochi settori del territorio, sono quelli presenti nei terreni evaporitici e nelle sabbie e calcareniti. Le caratteristiche giaciture comportano l'esistenza di locali connessioni idrauliche fra questi ed i soprastanti acquiferi alluvionali. Essi inoltre possono essere acquiferi sia liberi che confinati, in relazione alla presenza o meno al tetto di terreni impermeabili dotati di sufficiente continuità.

Gli acquiferi presenti nei depositi evaporitici sono costituiti in prevalenza da sedimenti carbonatici (calcare evaporitico) che hanno un certo interesse sul versante tirrenico della catena peloritana in relazione allo spessore ed alla giacitura, oltre all'alta permeabilità per porosità che caratterizza questi depositi. La circolazione idrica è piuttosto attiva, dando origine nelle zone collinari a falde libere di estensione limitata per la discontinuità dei depositi dovuta a motivi deposizionali e/o tettonici. L'estensione in sottosuolo di tali acquiferi determina alle quote più basse condizioni di sconfinamento delle falde, al di sotto di sedimenti scarsamente permeabili ("trubi", argille pleistoceniche). La loro produttività risulta localmente di un certo interesse, anche per interconnessioni con gli acquiferi sabbioso-calcarenitici soprastanti e sottostanti. Dal punto di vista del volume di risorse idriche immagazzinate, questi acquiferi rivestono comunque un ruolo decisamente marginale nelle disponibilità globali del territorio (FERRARA, 1999).

Gli acquiferi dei depositi sabbioso-calcarenitici sono ben rappresentati su ambedue i versanti dei Monti Peloritani, lungo le fasce collinari che bordano i rilievi costituiti da rocce cristalline. Si tratta di acquiferi complessi per la spiccata variabilità litologica che li caratterizza provocando al loro interno l'esistenza di una circolazione discontinua. La struttura è data da livelli permeabili per porosità e/o per fessurazione, parzialmente separati da livelli semipermeabili di limitata estensione. Pertanto, in questi acquiferi la permeabilità verticale è decisamente inferiore alla permeabilità orizzontale e le falde in essi contenute sono in parte libere ed in parte confinate, con potenzialità da discreta a mediocre.

Nei Monti Peloritani affiorano i seguenti corpi idrici:

- PELORITANI NORD-OCCIDENTALI
- PELORITANI OCCIDENTALI
- PELORITANI CENTRALI
- PELORITANI NORD-ORIENTALI

- PELORITANI ORIENTALI
- PELORITANI SUD-ORIENTALI
- PELORITANI MERIDIONALI
- FLORESTA
- MIRTO-TORTORICI
- FONDACHELLI-PIZZO MONACO
- BARCELLONA POZZO DI GOTTO
- ALCANTARA
- S. AGATA DI MILITELLO - CAPO D'ORLANDO
- BROLO
- GIOIOSA MAREA
- TIMETO
- ROCCALUMERA
- MESSINA-CAPO PELORO

I corpi idrici sono costituiti dalle seguenti sub-idrostrutture:

CORPO IDRICO PRINCIPALE	SUB-IDROSTRUTTURA	INTERESSE IDROGEOLOGICO
Peloritani nord-occidentali	Monte S. Fratello	SI
Peloritani nord-occidentali	Monte Scurzi-Militello Rosmarino	SI
Peloritani nord-occidentali	S. Basilio-Vallebruca	SI
Peloritani occidentali	Longi-S. Marco d'Alunzio	SI
Peloritani occidentali	Monte S. Pietro-Pizzo del Moro	SI
Peloritani occidentali	Monte Solazzo	NO
Peloritani centrali	Capo Calavà-S. Angelo di Brolo	SI
Peloritani centrali	S. Venera	NO
Peloritani centrali	Monte S. Paolo	NO
Peloritani centrali	Tindari	SI
Peloritani centrali	S. Piero Patti	NO
Peloritani centrali	Basicò	NO
Peloritani centrali	Monte Bammina	NO
Peloritani centrali	Monte Burello	NO
Peloritani nord-orientali	Arancia	NO
Peloritani nord-orientali	Castroreale	SI
Peloritani nord-orientali	Monforte-Rometta	SI
Peloritani nord-orientali	Rodi	NO
Peloritani nord-orientali	Campogrande	NO
Peloritani nord-orientali	Furnari	NO
Peloritani orientali	Monte Ruca	NO

CORPO IDRICO PRINCIPALE	SUB-IDROSTRUTTURA	INTERESSE IDROGEOLOGICO
Peloritani orientali	Monte Cocuzzo-Monte Pomaro	SI
Peloritani orientali	Gesso	NO
Peloritani orientali	Massa S. Lucia	NO
Peloritani orientali	Monte Croce-Monte Scuderi-Monte Dinnammare	SI
Peloritani orientali	Ali Terme	SI
Peloritani orientali	Castanea	NO
Peloritani orientali	Galati-S. Margherita	NO
Peloritani orientali	Mandanici-Monte Ficherelle	NO
Peloritani sud-orientali	Mongiuffi-Taormina	SI
Peloritani sud-orientali	Gallodoro	NO
Peloritani sud-orientali	Monte Galfa	NO
Peloritani sud-orientali	Monte Pietrebianche	NO
Peloritani sud-orientali	Letojanni	SI
Peloritani sud-orientali	Pizzo Cole	NO
Peloritani meridionali	Ucria-Montalbano-Roccella Valdemone	SI
Peloritani meridionali	Montagna Grande-Pizzo Michele	SI
Peloritani meridionali	Monte delle Cerase	NO
Floresta	Monte Calarvello	NO
Floresta	Monte Polverello	NO
Floresta	Monte Castellazzo	NO
Floresta	Monte Cufali	NO
Floresta	Monte Cuculo	NO
Naso	Naso	SI
Mirto-Tortorici	Mirto-Tortorici	NO
Mirto-Tortorici	Poggio di Morco-Malò	NO
Mirto-Tortorici	Scafa-Serro dei Grilli	NO
Mirto-Tortorici	S. Salvatore-Serro delle Ciappe	NO
Fondachelli-Pizzo Monaco	Fondachelli-Pizzo Monaco	NO
Piana di Barcellona-Milazzo	acquifero fluvio-costiero Barcellona	SI
Piana di Barcellona-Milazzo	Capo Milazzo	NO
Alcantara	Alcantara	SI
Alcantara	Piedimonte Etneo	SI
S. Agata-Capo d'Orlando	acquifero fluvio-costiero S. Agata-Capo d'Orlando	SI
Brolo	acquifero fluvio-costiero Brolo	SI
Gioiosa Marea	acquifero fluvio-costiero Gioiosa Marea	SI
Timeto	acquifero fluvio-costiero Timeto	SI
Roccalumera	acquifero fluvio-costiero Roccalumera	SI
Messina-Capo Peloro	acquifero fluvio-costiero Messina-Capo Peloro	SI

## Caratterizzazione idrogeochimica

I fattori che regolano il contenuto delle specie disciolte nelle acque sotterranee dei Monti Peloritani sono legati essenzialmente all'interazione delle acque di ricarica meteorica con il particolato atmosferico e con le rocce che costituiscono gli acquiferi.

Nel settore nord orientale della Sicilia i corpi idrici più significativi ricadono nella porzione quarzarenitica dei litotipi flyschoidi (Formazione Stilo di Capo D'Orlando), nelle piane alluvionali e nelle metamorfiti. Le piane alluvionali, talvolta, si diramano verso l'interno in corrispondenza delle aste fluviali; mentre le metamorfiti si differenziano significativamente in funzione del grado metamorfico e della loro alterazione.

L'eterogeneità delle rocce che costituiscono gli acquiferi conferiscono alle acque caratteristiche geochimiche molto differenti tra i vari corpi idrici e, talvolta, anche all'interno dello stesso corpo idrico.

I Monti Peloritani, costituiscono una delle aree più piovose dell'intera regione. La morfologia determina, infatti, una barriera orografica alle perturbazioni provenienti dai quadranti nord-occidentali, favorendo la formazione di precipitazioni sia liquide che solide. Inoltre, si osserva una relazione tra temperatura dell'acqua di falda e quota media del bacino di alimentazione.

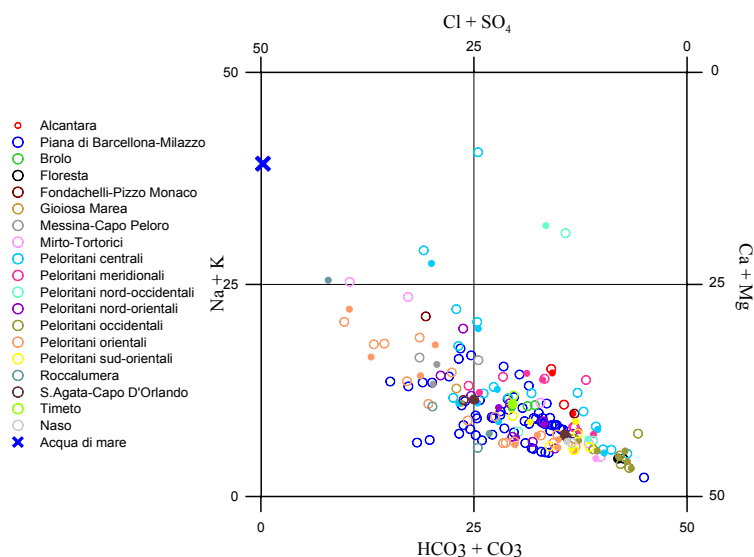
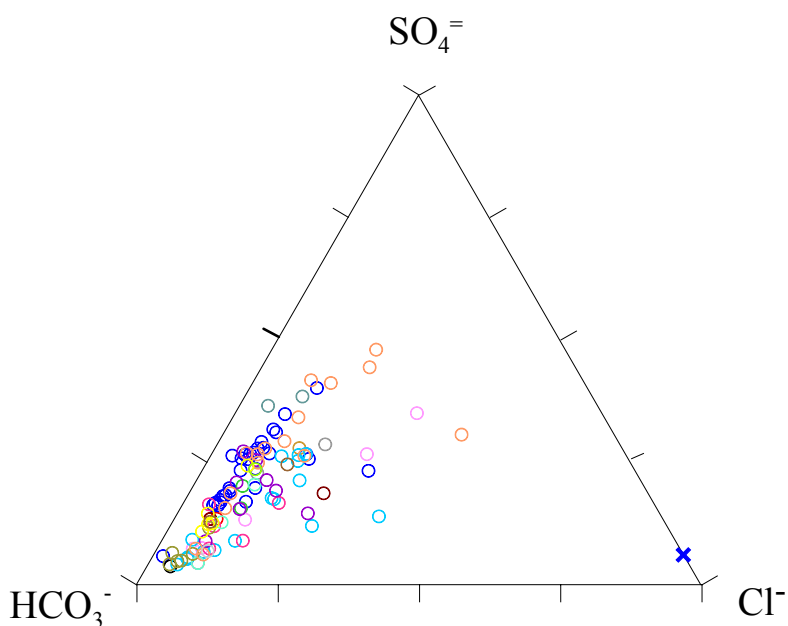


Diagramma classificativo Langelier-Ludwig per il bacino idrogeologico dei Monti Peloritani.

In questo bacino idrogeologico sono stati campionati 142 tra pozzi e sorgenti rappresentativi dei 19 corpi idrici. Per ogni sito sono stati misurati in campagna T, conducibilità e pH. Le altre determinazioni sono state effettuate in laboratorio. La T varia tra 10 e 26°C, la conducibilità tra 150 e 1800  $\mu\text{S}/\text{cm}$  (a 20°C) ed il pH tra 6.2 e 8.5.

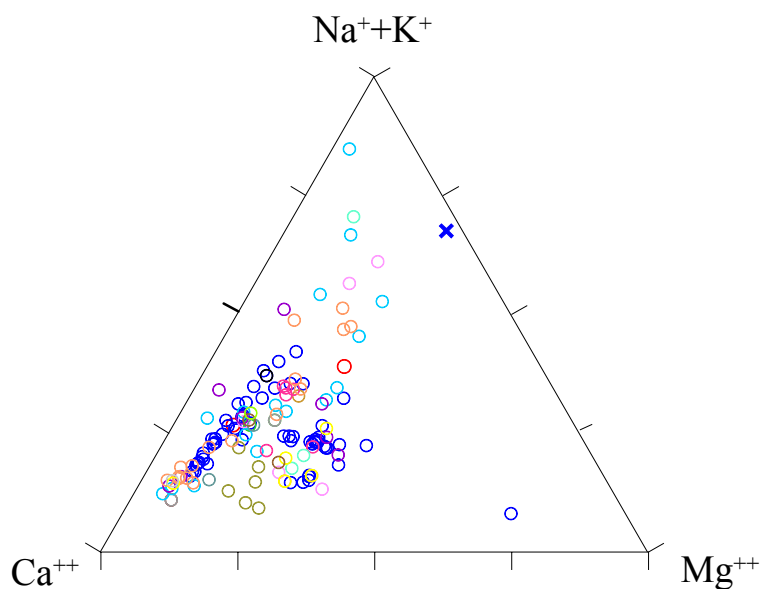
Dal diagramma classificativo di Langelier-Ludwig si evince che i campioni si distribuiscono in maniera quantitativamente variabile in tutti i quadranti facendo ritenere che il loro chimismo è diversificato da diversi processi di interazione acqua-roccia e/o altri contributi come per esempio un apporto di aerosol marino. In particolare la maggior parte dei campioni ricade nel quadrante delle acque bicarbonato-alcalino terrose. Un numero cospicuo di campioni ricade nel quadrante delle acque clorurato-solfato-alcalino terrose e soltanto pochi campioni sono classificabili come bicarbonato-alcalini e clorurato-solfato alcalini.



*Diagramma ternario Cl-SO<sub>4</sub>-HCO<sub>3</sub> per il bacino idrogeologico dei Monti Peloritani. Legenda come in fig. precedente*

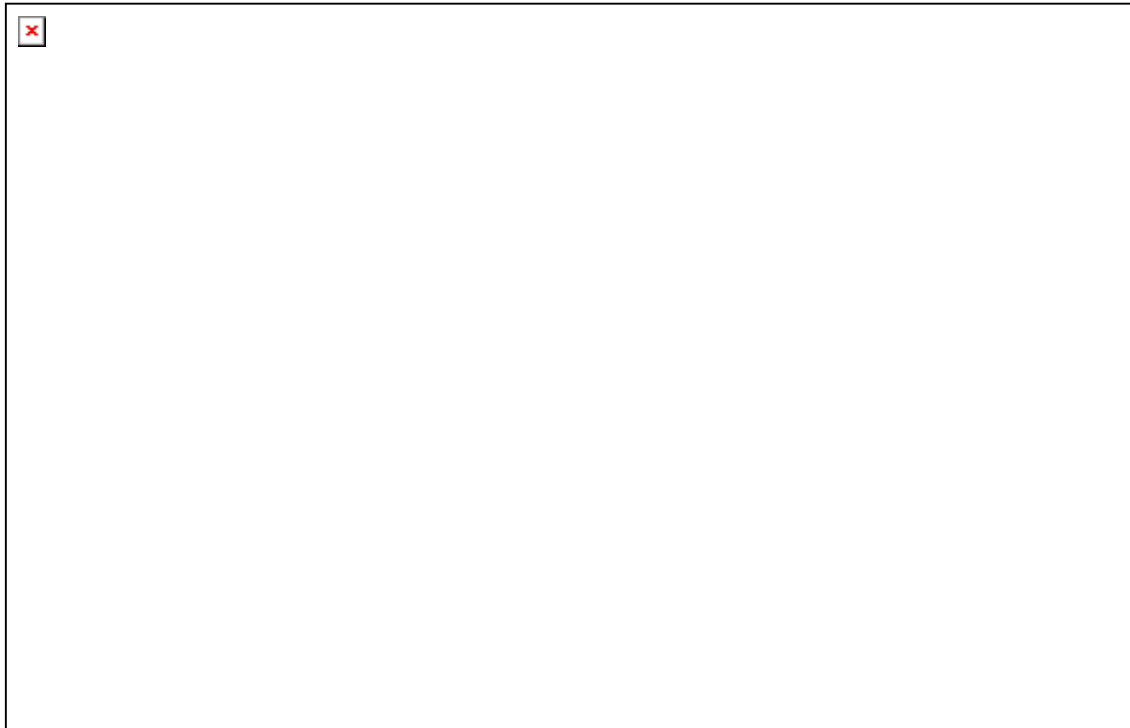
Come si evince dalla distribuzione dei punti nei diagrammi ternari, la componente più abbondante è la carbonato-calcica anche se vi è un trend evolutivo verso gli ioni alcalini e in misura minore, tranne un campione, verso la componente magnesifera. Parte dei campioni, determinante la componente alcalina, porta anche allo spostamento, nel

triangolare anionico, verso il vertice del cloruro, facendo ritenere una forte associazione tra ioni Na e Cl.



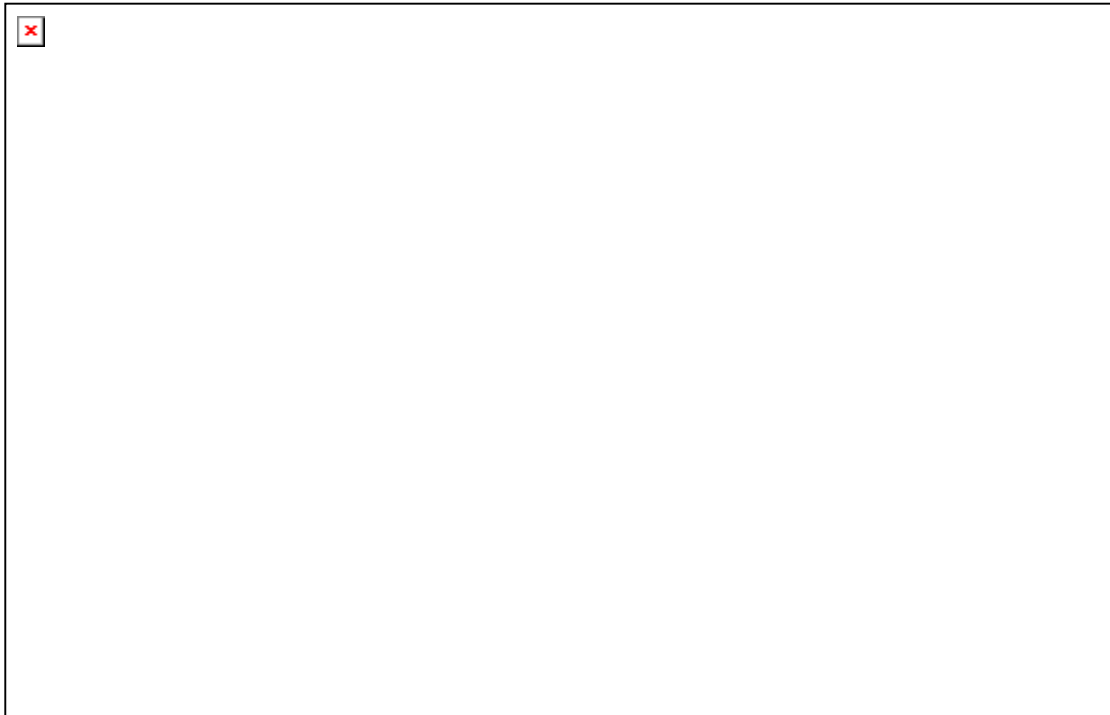
*Diagramma ternario Ca-Mg-Na+K per il bacino idrogeologico dei Monti Peloritani. Legenda come in fig. precedente*

Il contenuto in nitrati è variabile con un valore medio pari a 23 mg/l. L'esame della carta dei nitrati evidenzia che nel bacino idrogeologico dei Monti Peloritani solo i corpi idrici Piana di Barcellona-Milazzo, Peloritani orientali e Peloritani nord-orientali mostrano concentrazioni superiori a 50 µg/l.



*Carta dei Nitrati per il bacino idrogeologico dei Monti Peloritani*

Valori elevati (25-50 mg/l) si riscontrano nei pozzi ricadenti lungo la costa o in aree fortemente antropizzate. Valori mediamente bassi e molto bassi sono caratteristici dei corpi idrici con quote elevate. La presenza di nitrati è imputabile ad un'origine antropica.



*Carta dello ione ammonio per il bacino idrogeologico dei Monti Peloritani*

Lo ione ammonio è presente in concentrazioni elevate soltanto in un campione del corpo idrico dei Peloritani Orientali. Tutti gli altri valori sono al di sotto di 5 mg/l, non dando adito a fenomeni di inquinamento di tipo organico.

### **Caratteristiche isotopiche del bacino idrogeologico**

Le acque prelevate nel bacino idrogeologico dei Monti Peloritani si allineano su una retta con coefficiente angolare più basso delle rette delle acque meteoriche mondiali ( $\delta D = 8\delta^{18}O + 10$ , Craig, 1961) e quella relativa alle acque meteoriche del Mar Mediterraneo ( $\delta D = 8\delta^{18}O + 20$ , Gat & Carmi, 1970).

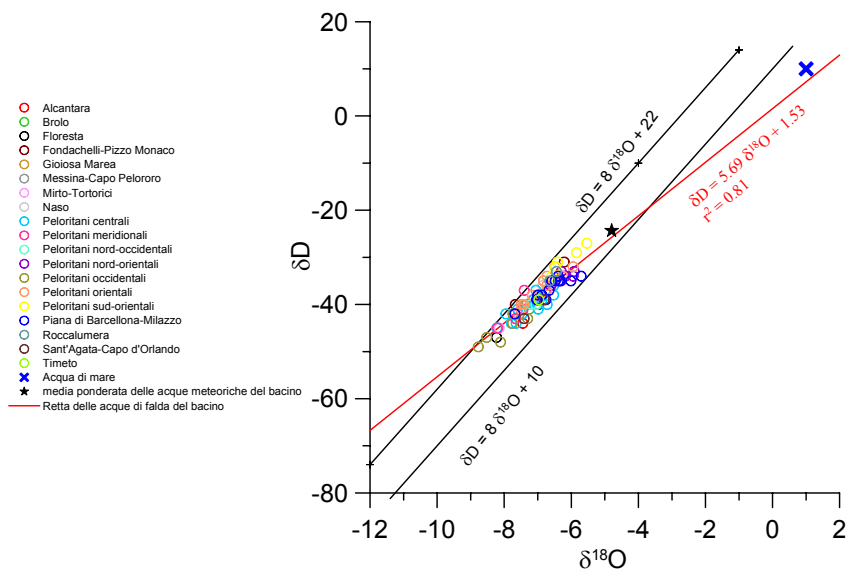


Diagramma  $\delta D - \delta^{18}O$  (in ‰ rispetto a SMOW) delle acque del bacino idrogeologico.

Le falde dei diversi corpi idrici sembrano essere alimentate prevalentemente da acque di più alta quota anche se le acque meteoriche locali e più superficiali danno un loro contributo. Quello che si osserva è in generale una composizione isotopica più negativa per i corpi idrici ubicati nella parte sud-occidentale del bacino, e più positiva nella parte nord-orientale. Da questa differenziazione esiste probabilmente un contributo all'alimentazione proveniente anche dalla parte settentrionale dei monti Nebrodi dove sono presenti quote compatibili con i valori osservati.

## Bibliografia

ACCORDI B. (1958) - *Relazione sui rilevamenti geologici del 1956 nei M. Nebrodi (Sicilia Nord-orientale)*. Boll. Serv. Geol. It., 77(1), 167-174.

ACCORDI B. (1960) - *Segnalazione di un'ittiofauna del Cretaceo medio sull'altipiano di Floresta (Sicilia Nord-orientale)*. Boll. Soc. Geol. It., 79, 1, 53-56.

ADAM J. (1996) - *Kinematik und Dynamic des neogenen Falten- und Deckengurtels in Sizilien. Quantifizierung neotektonischer Deformationsprozesse in der zentralmediterranen Afro-Europaischen Konvergenzzone*. PhD. Thesis, Herausgegeben von geowissenschaftlichen Instituten, Berlin, 171 pp.

AMANTIA A., BARBAGALLO M., BIVONA C., CUBITO A., FERRARA V., PAPPALARDO S., PENNINI A. (1993) - *Sintesi delle ricerche e cartografia illustrativa della vulnerabilità degli acquiferi all'inquinamento nel settore orientale dei Monti Peloritani (Sicilia Nord-Orientale)*. Atti 2° Conv. Int. Di Geoidrologia, Firenze 29 novembre-3 dicembre 1993, in Quaderni di Tecniche di Protezione Ambientale, 49, 239-246, Pitagora Editrice.

AMBROSETTI P., BOSI C., CARRARO F., CIARANFI N., PANIZZA M., PAPANI G., VEZZANI L. E ZANFERRARI A. (1983) – *Carta neotettonica d'Italia (F. 5-6)*. C.N.R. P.F.G., neotettonica, L.A.C., Firenze.

AMODIO MORELLI L., BONARDI G., COLONNA V., DIETRICH D., GIUNTA G., IPPOLITO F., LIGUORI V., LORENZONI F., PAGLIONICO A., PERRONE V., PICARRETTA G., RUSSO M., SCANDONE P., ZANETTIN-LORENZONI E. E ZUPPETTA A. (1976) - *L'Arco Calabro-Peloritano nell'orogene Appenninico - Maghrebide*. Mem. Soc. Geol. It., 17: 1-60.

AMORE T. (1969) – *La sezione stratigrafica di Gagliano nelle marne azzurre mesoautoctone del Miocene inferiore-medio della Sicilia*. Riv. Min. Sic., 20, 118-120.

ANDREIEFF P. E DUEE G. (1966) - *La succession des zones de facies dans la partie occidentale de la Chaîne Bordière des Monts Péloritains (Sicile Nord-Orientale)*. Ann. Soc. Geol. Nord., 86: 35-46.

ANDREIEFF P., BROQUET P., DUEE G. E MASCLE G. (1974) - *Les rapports du flysch du Monte Soro et des series panormides en Sicile*. Bull. Soc. Geol. France, 16 (7): 295-302.

ARNONE G., DE ROSA P. E MASCARI A. (1979) - *Osservazioni geologiche nella zona di Longi (Monti Peloritani Occidentali)*. Boll. Soc. Geol. It., 98: 217-226.

ATZORI P. (1970) - *Contributo alla conoscenza degli scisti epizonali dei Monti Peloritani*

- (*Sicilia*). Riv. Min. Sic., 124-126: 1-21.
- ATZORI P. (1970) - *Caratteri petrografici e petrochimici di un metadiabase dei Peloritani occidentali*. Rend. S.I.M.P., 26: 411-426.
- ATZORI P. E FERLA P. (1979) - *Caratteristiche del metamorfismo ercinico sulle successioni sedimentarie e magmatiche del basamento paleozoico delle Unità inferiori dei Monti Peloritani*. Mem. Soc. Geol. It., 20: 447-452.
- ATZORI P. E VEZZANI L. (1974) - *Lineamenti petrografico-strutturali della catena peloritana*. Geol. Romana, 13: 21-27.
- ATZORI P., D'AMICO C. E PEZZINO A. (1974) - *Relazione geo-petrografica preliminare sul cristallino della catena peloritana (Sicilia)*. Miner. Petrogr. Acta, 18: 83-96.
- ATZORI P., GHISSETTI F., PEZZINO A. E VEZZANI L. (1978) - *Strutture ed evoluzione geodinamica recente dell'area peloritana (Sicilia nord-orientale)*. Boll. Soc. Geol. It., 97: 31-56.
- BALDACCI L. (1886) - *Descrizione geologica dell'Isola di Sicilia*. Mem. Descr. della Carta Geol. d'It., 1 vol., 408 pp.
- BARRIER P. (1984) - *Evolution tectono-sédimentaire pliocène et pléistocène du détroit de Messina*. Giorn. Geol., 3: 7-24.
- BAUDELLOT S., BOULLIN J. P., DURAN DELGA M., GIUNTA G. E OLIVER P. (1988) - *Datazioni palinologiche dell'Hettangiano alla base della trasgressione mesozoica sul <Verrucano> della Sila (Calabria) e dei Monti Peloritani (Sicilia)*. Boll. Soc. Geol. It., 107: 51-61.
- BECCALUVA L., ROSSI P. L. E SERRI G. (1982) - *Neogene to Recent volcanism of the southern Tyrrhenian-Sicilian area: implications for the geodynamic evolution of the Calabrian arc*. Earth Evol. Sci., 3: 222-238.
- BEN-AVRAHAM Z., BOCCALETTI M., CELLO G., GRASSO M., LENTINI F., TORELLI L. E TORTORICI L. (1990) - *Principali domini strutturali originatisi dalla collisione nogenico-quadernaria nel Mediterraneo centrale*. Mem. Soc. Geol. It., 45: 453-462.
- BIANCHI F., CARBONE S., GRASSO M., INVERNIZZI G., LENTINI F., LONGARETTI G., MERLINI S. E MOSTARDINI F. (1987) - *Sicilia orientale: profilo geologico Nebrodi-Iblei*. Mem. Soc. Geol. It., 38: 429-458.
- BIGI G., COSENTINO D., PAROTTO M., SARTORI R. & SCANDONE P. (1991) - *Structural Model of Italy. (1/500.000)*. C.N.R. Progetto Finalizzato Geodinamica, Modello Strutturale

tridimensionale, Firenze.

BOCCALETTI M., TORTORICI L. E FERRINI G. L. (1986) - *The Calabrian Arc in the frame of the evolution of the Tyrrhenian Basin*. In: Boccaletti M., Gelati R. & Ricci Lucchi F. Eds. "Paleogeography and geodynamics of the Perityrrhenian Area", Giorn. Geol., 3a, 48 (1/2): 113-120.

BONARDI G., GIUNTA G., LIGUORI V., PERRONE V., RUSSO M. E ZUPPETTA A. (1976) - *Schema geologico dei Monti Peloritani*. Boll. Soc. Geol. It., 95: 49-74.

BONARDI G., GIUNTA G., PERRONE V., RUSSO M., ZUPPETTA A. E 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., MESSINA A., PERRONE V., RUSSO S. E ZUPPETTA A. (1984b) - *L'Unità di Stilo nel settore meridionale dell'Arco Calabro-Peloritano*. Boll. Soc. Geol. It., 103: 279-309.

BONARDI G., GIUNTA G., MESSINA A., PERRONE V. E RUSSO S. (1996) - *The Calabria-Peloritani Arc and its correlation with Northern Africa and Southern Europe*. 6 th Field Meeting IGCP Project n. 276, Newsletter vol.6. Field Trip Guidebook. Edited by A. Messina & S. Russo.

BONFIGLIO L. (1991) - *Correlazioni tra depositi a mammiferi, depositi marini, linee di costa e terrazzi medio e tardo-pleistocenici nella Sicilia orientale*. Il Quaternario, 4(1b): 205-214.

BROQUET P., DUEE G. E MASCLE G. (1975) - *Style et crhonologie des déformation affectant le Numidien interne de Gangi-Nicosia (Monts Nebrodi, Sicile)*. Bull. Soc. Géol. France, 17(5) : 656-663.

BOULLIN J. P. (1984) - *Nouvelle interprétation de la liason Apennin-Maghrébides en Calabre: conséquences sur la paléogéographie téthysienne entre Gibiltar et les Alpes*. Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys., 25: 321-338.

BOULLIN J. P., DUMONT T & OLIVIER P. (1992) - *Organisation structurale et sédimentair de la paléomarge nord Téthysienne au Jurassique dans les monts Péloritains (Sicile, Italie)*. Boll. Soc. Géol. France, 163 (63): 761-770.

BOULLIN J. P., MAJESTE-MENJOUAS C., BAUDELLOT S., CYGON C. E FOURNIER-VINAS C. H. (1987) - *Les formation paléozoiques de l'arc calabro-péloritain dans leur cadre structural*. Boll. Soc. Geol. It., 106: 683-698.

- BOUSQUET J. C. (1973) - *La tectonique récente de l'Apennin Calabro-Lucanien dans son cadre géologique et géophysique*. Geol. Rom., 12: 1-103.
- BROQUET P., CAIRE A., DUEE G. E TRUILLET R. (1963) - *Essai de roconstitution paléogéographique du Nord-Est sicilien*. C. R. somm. S. G. France, 300-302.
- BROQUET P., DUEE G., CAIRE A. E TRUILLET R. (1963) - *Distinction de deux series a facies flysch dans le Nord-Est sicilien*. C. R. Acad. Sc. Paris, 257: 2856-2858.
- CAIRE A. (1960) - *Les chaînons calcaires du Nord-Est sicilien. Comparaison avec la chaîne calcaire d'Algérie*. C. R. Acad. Sci. Paris, 251: 3013-3015.
- CAIRE A. (1961) - *Note préliminaire sur les argiles varicolores des monts Péloritains et de Calabre méridionale*. C. R. somm. Soc. Géol. France, 233-234.
- CAIRE A. (1961) - *Remarques sur l'évolution tectonique de la Sicile*. B. S. G. F., 7 (3): 545-558.
- CAIRE A. (1962) - *Les Arcs Calabro-Sicilien et les relations entre Afrique dun Nord et Appennin*. Bull. Soc. Géol. France, ser. 7: 774-784.
- CAIRE A. (1970) - *Sicily in its mediterranean setting*. In: *Geology and History of Sicily*. Petroleum Exploration Society of Libya, 145-170.
- CAIRE A. (1970) - *Tectonique de la Mediterranee centrale*. Ann. Soc. Geol. Nord, 90 (4): 307-346.
- CAIRE A. (1971) - *Chaines alpines de la Mediterranee centrale (Algerie et Tunisie septentrionales, Sicile, Calabre et Appennin)*. Tectonique de l 'Afrique (Science de la Terre, 6), UNESCO.
- CAIRE A. (1973) - *The Calabro-Sicilian Arc*. In: De Jong K.A. & Scholten R. Eds., *Gravity and Tectonics*. J. Wiley and Sons Inc., 157-173.
- CAIRE A. (1975) - *L'Arc Calabro- Sicilien, le promontoire african et les coulissements des chaîne alpines mediterraneennes*. Rapp. Comm. Mer Medit., Paris, 23 (4): 121-123.
- CAIRE A. (1979) - *Géotectonique giratoire*. In: Van der Linden W. Ed. "Fixism, Mobilism or Relativism: Van Bemmelen's Search for Harmony", Geol. Mijnb., 58: 241-252.
- CAIRE A. E MATTAUER M. (1960) - *Comparisons entre la Berbérie et le territoire siculo-calabrais*. C. R. Acad. Sci. Paris, 251: 1804-1806.
- CAIRE A. E TRUILLET R. (1963) - *A propos de la phase tectonique tertiaire antérieure au dépôt de l'Oligo-Miocene dans les monts Péloritains (Sicile)*. C. R. Acad. Sci. Paris, 256:

2446-2447.

CAIRE A., DUEE G. E TRUILLET R. (1965) - *La Chaîne Calcaire des Monts Péloritains (Sicile)*. Bull. Soc. Géol. France, 7 (7): 881-888.

CAIRE A., GLANGEAUD L. E GRANDJACQUET C. (1960) - *Les grands traits structuraux et l'évolution du territoire Calabro-Sicilien (Italie méridionale)*. Bull. Soc. Géol. France, ser. 7 (2): 915-938.

CAMPISI B. (1958) - *Lineamenti geologici della regione di S. Agata di Militello, floresta e zone contermini (Sicilia Settentrionale)*. Boll. Soc. Geol. It., 80 (4-5): 565-610.

CAMPISI B. (1977) - *Le Argille Scagliose di Moio e di Floresta (Sicilia Nord-orientale)*. Geol. Romana, 16: 113-130.

CARBONE S., CATALANO S., GRASSO M., LENTINI F. E MONACO C. (1990) - *Carta geologica della Sicilia centro-orientale*. Scala 1:50.000. S.El.Ca., Firenze.

CARBONE S., CATALANO S., LENTINI F. & VINCI G. (1994) - *Carta geologica dei Monti di Taormina (Monti Peloritani, Sicilia nord-orientale)*. scala 1:25.000, S.El.Ca., Firenze.

CARBONE S., PEDLEY H. M., GRASSO M. E LENTINI F. (1993) - *Origin of the "Calcareniti di Floresta" of NE Sicily: late orogenic sedimentation associated with a Middle Miocene sea-level high stand*. Giornale di Geol., ser. 3<sup>a</sup>, 55 (2): 105-116.

CARMISCIANO R. E PUGLISI D. (1979) - *Caratteri petrografici delle arenarie del Flysch di Capo d'Orlando (Monti Peloritani, Sicilia nord-orientale)*. Rend. Soc. It. Min. Petr., 34: 403-424.

CARMISCIANO R. E PUGLISI D. (1978) - *Il flysch di Frazzanó (Monti Peloritani, Sicilia Nord-Orientale): studio compositivo*. Miner. Petrogr. Acta, 22: 119-140.

CARMISCIANO R. E PUGLISI D. (1982) - *Studio sedimentologico-petrografico del Flysch di Capo d'Orlando nei Peloritani occidentali (Sicilia)*. Geol. Romana, 21: 113-123.

CARMISCIANO R., GALLO L., LANZAFAME G. E PUGLISI D. (1981) - *Le Calcareniti di Floresta nella costruzione dell'Appennino Calabro-Peloritano (Calabria e Sicilia)*. Geol. Romana, 20: 12 pp.

CARMISCIANO R., PENNISI M., PUGLISI D. E ROMEO M. (1983) - *Dati preliminari sulla composizione, provenienza ed età dei livelli torbiditici calcarei del Flysch di M. Soro (Monti Nebrodi, Sicilia centro-settentrionale)*. Boll. Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, 16 (321): 113-129.

- CASSOLA P., GIAMMARINO S. E PUGLISI D. (1990) - *Elementi per l'inserimento in un quadro evolutivo paleogeografico e strutturale delle successioni torbiditiche cretacee della catena nebrodico-peloritana (Sicilia nord-orientale)*. Mem. Soc. Geol. It., 45: 503-510.
- CASSOLA P., COSTA E., LOIACONO F., MORETTI E., PUGLISI D. E VILLA G. (1992) – *New sedimentologic, petrographic, biostratigraphic and structural data on the Reitano Flysch (Maghrebian chain, Sicily)*. Riv. It. Strat., 92: 205-228.
- CASSOLA P., LOIACONO F., MORETTI E., NIGRO F., PUGLISI D. E SBARRA R. (1996) - *The Reitano Flysch in the northern sector of the Nebrodi Mountains (NE Sicily): sedimentologic, petrographic and structural characters*. Giorn. Geol., 57 (1-2): 195/217.
- CATALANO R. & D'ARGENIO B. (1978) - *An essay of palinspastic restoration across the Western Sicily*. Geol. Rom., 17: 145-159.
- CATALANO R. & D'ARGENIO B. (1982) - *Schema geologico della Sicilia*. In: Catalano R. & D'Argenio B. (eds.), "Guida alla Geologia della Sicilia Occidentale", Guide Geologiche Regionali, Mem. Soc. Geol. It., Suppl. A., 24: 9-41.
- CATALANO R., DI STEFANO P., NIGRO F. E VITALE F. P. (1993) - *Sicily Mainland and its offshore: a structural comparison*. In Max, M. D. and Colantoni, P. (Eds.). Geological Development of the Sicilian-Tunisian Platform. Proceedings of International Scientific Meeting held at the University of Urbino, Italy, 4-6 November, 1992. UNESCO reports in Marine Science, 58: 24-29.
- CATALANO R., DI SEFANO P., NIGRO F. E VITALE F. P. (1994) - *The Sicily Mainland thrust belt. Evolution during the Neogene*. Boll. Geof. Teor. Appl., 141-144.
- CATALANO S. (1996) - *Il contributo dei dati morfologici nella determinazione dello stato di attività di faglie neotettoniche: esempio del versante meridionale dei Monti Nebrodi (Sicilia settentrionale)*. Il Quaternario, 9 (1), 369-374.
- CATALANO S. & CINQUE A. (1995) - *L'evoluzione neotettonica dei Peloritani settentrionali (Sicilia nord-orientale): il contributo di una analisi geomorfologica preliminare*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. (1995/2), 113-123.
- CATALANO S. E 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. (1997) – *Sollevamenti e tettonogenesi pleistocenica lungo il*

*marginie tirrenico dei Monti Peloritani: integrazione dei dati geomorfologici, strutturali e biostratigrafici. Il Quaternario, 10 (2), 337-342.*

CAVAZZA W. (1989) - *Detrital modes and provenance of the Stilo-Capo d'Orlando Formation (Miocene), southern Italy. Sedimentology, 36: 1077-1090.*

CERETTI E. (1961) - *Geologia delle Caronie settentrionali (Provincia di Palermo). Giorn. Geol., 28: 93-112.*

COLACICCHI R. (1958) - *Relazione sul rilevamento delle tavolette "Galati Mamertino" e "Naso" (F. 252)(Sicilia Settentrionale). Boll. Serv. Geol. It., 80 (4-5): 497-572.*

COLACICCHI R. E FILIPPELLO M. P. (1966) - *L'inizio del mesozoico marino nella Sicilia nord-orientale (studio stratigrafico e sedimentologico). Riv. Ital. Paleont. Strat., 73 (3): 755-794.*

COLTRO R. (1967) - *Le formazioni cretacico-paleogeniche della Falda di Longi nella sezione di Militello Rosmarino (Messina). Riv. It. Paleont. strat., 73: 853-887.*

COLTRO R., FERRARA V. E RODA C. (1980) – *Relazioni tra acque superficiali e falde sub-alvee nelle fiumare. Atti 4°C Conv. Int. Acque Sotterranee, Acireale 17-21 feb. 1980, 3, 211-237.*

COSTA E., LOIACONO F., MORETTI E., MORLOTTI E., PUGLISI D., VILLA G., CASSOLA P. E SBARRA R. (1992) - *Stratigrafia, caratteri di facies e petrografia del Flysch di reitano (Oligocene inferiore, Sicilia NE). CNR Gruppo Informale di Sedimentologia, Guida all'escursione, Castel di Tusa (ME), 11-13 Maggio 1992, 17 pp.*

COURME M. D. E MASCLE G. (1988) - *Nouvelles données stratigraphiques sur les séries oligo-miocènes des unités siciliennes: conséquences paléogéographiques. Bull. Soc. Géol. France, 8 (4): 105-118.*

CRAIG H, (1961), *Isotopic vaiations in meteoric waters. Science, 133, 1702-1703.*

CRISCI M. G., DONATI G., MESSINA A., RUSSO S. E PERRONE V. (1982) - *L'Unità superiore dell'Aspromonte. Studio geologico e petrografico. Rend. Soc. It. Min. Petrol., 38 (3): 989-1014.*

DI GERONIMO I., GHISSETTI F., LENTINI F. E VEZZANI L. (1978) - *Lineamenti neotettonici della Sicilia orientale. Mem. Soc. Geol. It., 19: 543-549.*

DUEE G. (1961) - *Contribution á l'étude géologique de la Chaîne Calcaire des Monts Péloritains (région de Militello-Tortorici). Bull. Soc. Géol. France, 7 (3): 568-579.*

- DUEE G. (1962) - *Les séries calcaires sous-jacentes à la formation de Reitano dans la région de Caronia-Mistretta-Castel di Tusa, monts Nebrodi (Sicile septentrionale)*. Boll. Soc. Géol. France, 4 (7): 728-733.
- DUEE G. (1962) - *Les affleurements du Crétacé inférieur au front du chevauchement de la chaîne calcaire. Région de Galati, monts Péloritains (Sicile)*. Ann. Soc. Géol. Nord, 82: 65-70.
- DUEE G. (1964) - *Relations paléogéographiques entre flysch, chaîne calcaire et complexe de base dans le Monts Nebrodi (Sicile)*. Ann. Soc. Géol. Nord, 84: 153-162.
- DUEE G. (1965) - *La paléogéographie des Monts Nebrodi (Sicile)*. Bull. Soc. Géol. France, 7 (7): 889-899.
- DUEE G. (1968) - *Analyse structurale et stratigraphique de la nappe du Monte Soro*. Bull. Serv. Geol. Algérie, Publ. Serv. Geol. Alger. Mon. région. Algérie, n 17.
- DUEE G. (1969) - *Étude géologique des Monts Nebrodi (Sicile)*. Thèse, Fac. Sc., Paris, 424 pp.
- DUEE G. (1970) - *The geology of the Nebrodi Mountains of Sicily*. In: Geology and history of Sicily. Petrol. Expl. Soc. Libya, pp. 187-200.
- FERLA P. (1968) - *Il settore di Capo Calavà (Prov. Messina)*. Acc. Sc. Lett. Arti, Palermo, 28: 1-184.
- FERLA P. (1972) - *Serie metamorfiche dei Monti Peloritani occidentali (Messina)*. Rend. S.I.M.P., 28: 125-151.
- FERRARA V. (1990) - *The optimal management of groundwater resources in the Peloritani Mountains area (North-East Sicily)*. Intern. Conf. On Water Resources in Mountainous Regions., 22, 2, Lausanne.
- FERRARA V. (1999) - *Vulnerabilità all'inquinamento degli acquiferi dell'area peloritani. Sicilia Nord-Orientale*. Quaderni di Tecniche di Protezione Ambientale, 66. Pitagora Editrice, Bologna, 119 pp..
- FINETTI I. R., LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S. E DEL BEN A. (1996) - *Il Sistema Appennino Meridionale-Arco Calabro-Sicilia nel Mediterraneo centrale: studio geologico-geofisico*. Boll. Soc. Geol. It., 115: 529-559.
- FINETTI I. R., LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S., DEL BEN A., GELETTI R. E PIPAN M. (1997) - *Domini geologico-strutturali del segmento orogenico Appennino meridionale-*

*Arco Calabro-Sicilia*. Riass. Conv. Naz. Progetto CROP (Crosta Profonda), Trieste, 23-24 giugno 1997.

FRAVEGA P., GRASSO M. E PEDLEY H. M. (1993) – *Sedimentology, Palaeoenvironment, Age and Tectonic setting of the Sperlinga bioclastic carbonate deposits, Central-North Sicily*. Boll. Soc. Geol. It., 112: 191-200.

GARGANO C. (1994) - *Carta geologica di Messina e del settore nord-orientale dei Monti Peloritani (Sicilia NE)*. scala 1:25.000. S.El.Ca., Firenze.

GASPARINI C., IANNACCONE G., SCANDONE P. E SCARPA R. (1982) - *Seismotectonics of the Calabrian arc*. Tectonophysics, 84: 267-286.

GAT J. R. & CARM I., (1970). *Evolution of isotopic of atmospheric waters in the Mediterranean sea area*. J. Geophys. Res., 75, 1437-1440.

GEMMELLARO G. G. (1911) - *Sui fossili degli strati a Terebratula aspasia della contrada Rocche Rosse presso Galati. Cefalopodi, Gasteropodi*. Giorn. Sc. Nat. ec. Palermo, 28: 48 pp.

GHEZZO C. (1967) - *Notizie petrografiche e geologiche sui terreni metamorfici rilvati nella tavoletta II SO del Foglio Castoreale (Monti Peloritani)*. Rend. S.M.I., 23: 47-58.

GHISSETTI, 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. Rom., 18, 23-58.

GHISSETTI F. E VEZZANI L. (1977) - *Evidenze di linee di dislocazione sul versante meridionale dei Monti Nebrodi e Madonie e loro significato neotettonico*. Boll. Geodesia e Sc. affini, 36 (4): 411-437.

GHISSETTI F. E VEZZANI L. (1979) - *The geodynamic evolution of the crustal structures of Calabria and Sicily*. I. G. U. Comm. on Geom. Survey and Mapping, 15<sup>o</sup> Plen. Meet., 1-18.

GHISSETTI F. E VEZZANI L. (1981) - *Contribution of structural analysis to understanding the geodynamic evolution of the Calabrian Arc (Southern Italy)*. J. Struct. Geol., 3: 371-381.

GHISSETTI F. E VEZZANI L. (1982) - *The recent deformation mechanisms of the Calabrian Arc*. Earth Evol. Sci., 2: 197-206.

GHISSETTI F. E VEZZANI L. (1982) - *Different style of deformation in the Calabrian Arc (Southern Italy): implication for a seismotectonic zoning*. Tectonophysics, 85: 149-165.

- GHISETTI F., SCARPA R. E VEZZANI L. (1982) - *Seismic activity, deep structures and deformation processes in the Calabrian Arc, Southern Italy*. Earth Evol. Sci., 3: 248-260.
- GIORGIANNI A., GIUNTA G. E NIGRO F. (1997) - *Neotectonic deformations in the Northern Sicilian Maghrebic Chain*. Atti Conv. FIST-Geoitalia, Bellaria 5-9 Ottobre 1997, 171-172.
- GIUNTA G. (1985) - *Problematiche ed ipotesi sul bacino numidico nelle maghrebidi siciliane*. Boll. Soc. Geol. It., 104: 239-256.
- GIUNTA G. (1991) - *Elementi per un modello cinematico delle maghrebidi siciliane*. Mem. Soc. Geol. It. 47: 297-311.
- GIUNTA G. E NIGRO F. (1997) - *Structural characters and deformational models of the Longi-Taormina Unit (Peloritani Mts., NE Sicily)*. Atti Conv. FIST-Geoitalia, Bellaria 5-9 Ottobre 1997, 172-173.
- GIUNTA G. E NIGRO F. (1998) - *Some tectono-sedimentary constraints to Oligo-Miocene evolution of the Peloritani Thrust Belt*. Tectonophysics, 315: 287-299.
- GIUNTA G. E NIGRO F. (2001) - *Neogene-Quaternary superimposed Tectonics in the Peloritani Thrust Belt (NE Sicily)*. Ann. Tectonicae, in stampa.
- GIUNTA G., BONARDI G. E CARROTTA R. (1982) - *Nuove vedute sulle Unità Sicilidi Auct. dei Monti Nebrodi: schema geologico preliminare*. In: Catalano R. e D' Argenio B. Ed. "Guida alla Geologia della Sicilia occidentale", 1 centenario della Società Geologica Italiana, 97-101, Palermo.
- GIUNTA G., BELLOMO D., CARNEMOLLA S., PISANO A., PROFETA R. E RUNFOLA F. (1992) - *La "linea di Taormina": residuo epidirmico di una paleostruttura crostale del fronte cinematico Maghrebide?* Estr. Atti 8°C Conv. Ann. Gr. Naz. Geofisica della Terra Solida, (Roma).
- GIUNTA G., BELLOMO D., CARNEMOLLA S. E RUNFOLA P. (1992) - *Carta geologica del settore occidentale della linea Longi-Taormina, tra S. Fratello, Longi, Monte Sollazzo (Sicilia Nord-orientale)*. Scala 1:50.000.
- GIUNTA G., NIGRO F., RENDA P. E GIORGIANNI A. (2000) - *The Sicilian-Maghrebides Tyrrhenian Margin: a neotectonic evolutionary model*. Mem. Soc. Geol. It., 119: 553-565.
- GIUNTA G., NIGRO F., SOMMA R. E GIORGIANNI A. (1997) - *Esempi di neotettonica distensiva a basso angolo nelle aree costiere della Sicilia nord-orientale*. Atti Conv.

AIQUA “Tettonica quaternaria del Territorio Italiano: conoscenze, problemi ed applicazioni”, Parma 25-27 Febbraio 1997, 183.

GIUNTA G., MESSINA A., BONARDI G., NIGRO F., SOMMA R. E CUTRUPA D., GIORGIANNI A., SPARACINO V. (1998) - *Geologia dei Monti Peloritani (Sicilia NE)*. Guida all'escursione, 77°C Riunione estiva, Palermo, Settembre 1998.

GRASSO M. E PEDLEY H. M. (1985) – *Palaeoenvironment of the upper Miocene coral buildups along the northern margins of the Caltanissetta Basin (Central Sicily)*. Atti 3°C Simp. Ecologia e Paleoecologia delle Comunità Bentoniche, Taormina, 373-387.

GRASSO M. & REUTHER C. D. (1988) - *The western margin of the Hyblean Plateau: a neotectonic transform system on the SE Sicilian foreland*. Ann. Tectonicae, II (2): 107-120.

GRASSO M., MANZONI M. E QUINTILI A. (1987) - *Misure magnetiche sui Trubi infrapliocenici della Sicilia Orientale: possibili implicazioni stratigrafiche e strutturali*. Mem. Soc. Geol. It., 38: 459-474.

GRASSO M., GUERRERA F., LOIACONO F., PUGLISI D., ROMEO F., BALENZANO F., CARMISCIANO R., DI PIERRO M., GONZALES-DONOSO J. M. E MARTIN ALGARRA A. (1987) - *Caratterizzazione sedimentologica, biostratigrafica e mineralogico-petrografica di “Successioni miste” inframioceniche affioranti in Spagna (Catena Betica) e in Italia meridionale (M.ti Nebrodi e Appennino meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., 106: 475-516.

GRASSO M., GUERRERA F., LA MANNA F., MANISCALCO R., MORETTI E., PUGLISI D. E VIGO F. (1991) – *Caratteri stratigrafici, sedimentologici e petrografici delle Calciruditi e calcareniti del M. Pomiere (Auct.) – Monti Nebrodi, Sicilia centro-settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., 47: 115-127.

GRASSO M., AIELLO A. E ROMEO M. (1999) – *Età e posizione strutturale del “Flysch di reitano” affiorante presso Cerami (Monti Nebrodi) Sicilia centro-settentrionale*. Boll. Acc. Gioenia, Catania, in stampa.

GUERRERA F. E WEZEL F. C. (1974) - *Nuovi dati stratigrafici sui flysch oligo-miocenici siciliani e considerazioni tettoniche relative*. Riv. Min. Sic., 145-147: 27-51.

GUERRERA F. COCCIONI R., LOIACONO F., PUGLISI D. E MORETTI E. (1987) – *Sequenze flyschiodi oligo-mioceniche tipo “Maurétanien” (sinorogene e tardorogene) della cordigliera betica (Spagna) e del Tell orientale (Algeria): confronti nel Rif, nella Catena Nord-Siciliana e nell'Appennino meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., 38: 521-550.

- HOJEZ B. E ANDREIEFF P. (1975) - *Presence d'une series turbiditique à debris pyroclastique associée au Numidien de la région de Gangi-Nicosia*. 3<sup>me</sup> Rèunion Sc. Terre, Montpellier, 167.
- HUGONIE M. G. (1974) - *La Chaîne Bordiere des Monts Péloritains occidentaux (Sicile)*. Bull. Ass. Géogr. France, 419: 251-267.
- HUGONIE M. G. (1982) - *Mouvements tectoniques et variations de la morphogenèse au Quaternaire en Sicile Septentrionale*. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., 23 (1): 3-14.
- KEZIRIAN F., BARRIER P., BOUILLIN J. P. & JANIN M. C. (1994) - *The Peloritan Oligo-Miocene (Sicily) - A Remnant of the Algero-Provençal Basin Rifting*. C. R. Acad. Sci. Paris, ser. II, 319 (2), 699-704.
- KIRATZI A. A. (1994) - *Active seismic deformation in the Italian Peninsula and Sicily*. Ann. Geof., 37 (1), 2-4.
- LA MANNA F., GRASSO M., ROMEO M., MANISCALCO R. E DI STEFANO A. (1995) - *Evoluzione tettonico-sedimentaria neogenica del bordo tirrenico dei Monti Nebrodi (Sicilia settentrionale)*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. (1995/2): 293-305.
- LENTINI F. (1973) - *I molluschi del Lias inferiore di Longi (Sicilia nord-orientale)*. Boll. Soc. Paleont. It., 12 (1): 23-75.
- LENTINI F. (1973) - *Macroscaphites yvani (Puzos) nel Flysch di M.Soro (Sicilia)*. Boll. Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, s.IV, 12 (1-2): 125-133.
- LENTINI F. (1975) - *Le successioni mesozoico-terziarie dell'Unità di Longi (Complesso Calabride) nei Monti Peloritani occidentali (Sicilia)*. Boll. Soc. Geol. It., 94: 1477-1503.
- LENTINI F. E VEZZANI L. (1975) - *Le successioni meso-cenozoiche della copertura sedimentaria del basamento cristallino peloritano (Sicilia nord- orientale)*. Boll. Soc. Geol. It., 94: 537-554.
- LENTINI F. E VEZZANI L. (1978) - *Tentativo di elaborazione di uno schema strutturale della Sicilia orientale*. Mem. Soc. Geol. It., 19: 495-500.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S., GRASSO M. E MONACO C. (1991) - *Presentazione della carta geologica della Sicilia centro-orientale*. Mem. Soc. Geol. It., 47: 145-156.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S. E MONACO C. (1991) - *Tettonica a thrust della catena appenninico-maghrebide: esempi della Lucania e della Sicilia*. Studi Geologici Camerti: Atti del Convegno "Neogene Thrust Tectonics", pp. 19-26.

- LENTINI F., CARBONE S. E CATALANO S. (1994) - *Main structural domains of the central mediterranean region and their tectonic evolution*. Boll. Geofis. Teor. e Appl., 36 (n°C141-144): 103-125.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S. E GRASSO M. (1995) - *Principali lineamenti strutturali della Sicilia nord-orientale*. Vol. Spec. Studi Geol. Camerti (1995/2): 319-329.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S. E GRASSO M. (1996) - *Elementi per la ricostruzione del quadro strutturale della Sicilia Orientale*. Mem. Soc. Geol. It., 51: 179-195, 1 carta geol.
- LENTINI F., CATALANO S. E CARBONE S. (2000) - *Carta geologica della provincia di Messina*. Prov. Reg.le di Messina., Tip. Selca, Firenze
- LENTINI F., CATALANO S. E CARBONE S. (1996) - *The External Thrust System in southern Italy: a target for petroleum exploration*. Petroleum Geoscience, 2: 333-342.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S., DI STEFANO A., GARGANO C., ROMEO M., STRAZZULLA S. & VINCI G. (1995) - *Sedimentary evolution of Neogene basins in mobile belts: examples from Tertiary terrigenous sequences of the Peloritani Mts. (NE Sicily)*. Terra Nova, 7: 161-170.
- LEONARDI A. (1965) - *L'ittiofauna cenomaniana di Floresta, Messina*. Palaeont. It., 60: 33-67.
- LOMBARDO G. (1980) - *Stratigrafia dei depositi pleistocenici della Sicilia nord-orientale*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, 12: 84-113.
- LOIACONO F. E PUGLISI D. (1983) - *Studio sedimentologico-petrografico del Flysch di Reitano (Oligocene-Miocene inferiore, Sicilia)*. Boll. Soc. Geol. It., 102: 307-328.
- LOIACONO F., MORETTI E., NIGRO F. E PUGLISI D. (1993) - *Caratteri stratigrafici e significato paleogeografico del Flysch di Reitano (Oligocene inf., M.ti Nebrodi, Sicilia NE)*. Terza Riunione G.I.S. C.N.R., Salice Terme, 4-6 Ott. 1993, 28-29.
- MALINVERNO A. & RYAN W. B. F. (1986) - *Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as results of arc migration driven by sinking of the lithosphere*. Tectonics, 5: 227-245.
- MAUGERI PATANE' G. (1935) - *Introduzione allo studio geo-paleontologico del Monte Ucina e dintorni (prov. Messina)*. Boll. Soc. Geol. It., 51 (1): 115-170.
- MESSINA A., COMPAGNONI R., PERRONE V. E DE FRANCESCO A. M. (1996a) - *The Mela*

*Unit: a new medium-grade metamorphic unit in the Peloritani Mts. (Calabrian-Peloritan Arc, Italy)*. Boll.Soc. Geol. It., 115.

MESSINA A., BONARDI G., COMPAGNONI R., RUSSO S., DE FRANCESCO A. M. E DONATI G. (1992a) - *Riconoscimento di una unità di basso-medio grado affiorante nell'area di S. Lucia del Mela (Peloritani Nord-occidentali)*. Giornate di studio su metamorfismo, magmatismo ed evoluzione dell'Arco Calabro-Peloritano. Milazzo 13-17 ott. 1992, 50-51.

MESSINA A., COMPAGNONI R., GIACOBBE A. E RUSSO S. (1995) - *Pre-Alpine polymetamorphism in a new thrust sheet of the Calabrian-Peloritan Arc: Mela Unit*. Plinius, 14: 225-226.

MESSINA A., GIACOBBE A., RUSSO S., RUSSO M. C. E STAGNO F. (1997) - *Variscan metamorphism in the Aspromonte Unit (Calabrian-Peloritan Arc, Southern Italy)* Boll. Soc. Geol. It.

MESSINA A. (1995) - *The crystalline basements of the Peloritani Mountains (Sicily): state of the art*. Plinius, 14: 223-225.

MESSINA A. (1996) - *The Aspromonte Unit P-T-time path (Southern Calabria-Peloritani Arc, Italy)*. Plinius, 16: 152-154.

MONTANARI L. (1982) - *Nuovi dati sui flysch interni nei Nebrodi occidentali (Sicilia)*. Rend. Soc. Geol. It., 5: 55-56.

MONTANARI L. (1986) - *Aspetti tettono-sedimentari dell'Oligocene e Miocene in Sicilia e aree contigue*. Giornale di Geologia, 48 (3a): 99-112.

MONTANARI L. (1987) - *Lineamenti stratigrafico-paleogeografici della Sicilia durante il ciclo alpino*. Mem. Soc. Geol. It., 38: 361-406.

MONTANARI L. (1989) - *Assetto geologico degli affioramenti mesozoici peloritani*. Atti Accad. Pelor. Peric., CI I Sc. Fis. Mat. Nat., 67:9-26.

MONTANARI L. (1991) - *Modelli paleogeografici della Sicilia ed aree contigue dal Trias al Pleistocene*. Boll. Acc. Gioenia Sci. Nat., 24: 337, 87-105.

MONTONE P., AMATO A., FREPOLI A., MARIUCCI M. T. & CESARO M. (1997) - *Crustal stress regime in Italy*. Ann. Geof., 40 (3), 741-757.

MOUSSAT E., REHAULT J. P., FABBRI A. & MASCLE G. (1985) - *Evolution geologique de la Mer Tyrrhenienne*. C. R. Acad. Sci. Paris, 2 (7): 491-496.

NIGRO F. (1991) - *Structural relation between the Capo d'Orlando Flysch Unit and the*

- Longi-Taormina Unit in the S. Fratello-Militello Rosmarino area.* Conv. Soc. Geol. It., "Giornate in memoria di Leo Ogniben", Naxos, 6-8 Giugno 1991, 200.
- NIGRO F. (1992) - *L'Unità Longi-Taormina nel settore di S. Agata di Militello (Messina): studio geologico preliminare.* Naturalista siciliano, XVI (1-2), 63-89.
- NIGRO F. (1994) - *Oligo-Miocene foreland basin evolution of the Peloritani thrust belt.* I.A.S. 15 Regional Meeting, Ischia, 13-15 April 1994, 306-308.
- NIGRO F. (1994) - *L'Unità Longi-Taormina. Stratigrafia e tettonica delle coperture mesozoico-terziarie dell'elemento peloritano occidentale.* Tesi di Dottorato, Palermo, 276 pp.
- NIGRO F. (1994) - *Evoluzione cinematica oligo-miocenica del settore peloritano dell'Arco Calabro (Sicilia NE).* Convegno "Rapporti tra Alpi e Appennino", Peveragno (CN), 31 Maggio-1 Giugno 1994, 91-92.
- NIGRO F. (1994) - *Relazioni tra progressione delle deformazioni e l'avanfossa miocenica nel settore peloritano dell'Arco Calabro (Sicilia NE).* Convegno "Rapporti tra Alpi e Appennino", Peveragno (CN), 31 Maggio-1 Giugno 1994, 93-94.
- NIGRO F. (1994) - *Analisi strutturale del settore peloritano dell'Arco Calabro.* "Geologia delle aree di avampaese", 77 Riun. Est.-Congr. Naz. Soc. Geol. It., Bari, 23 Sett.-1 Ott. 1994, 94-96.
- NIGRO F. (1994) - *Carta geologica del settore occidentale di affioramento dell'Unità Longi-Taormina (area di S. Fratello-Galati Mamertino, Messina).* Scala 1:25.000, all. Riv. Min. Sic., 6, Palermo.
- NIGRO F. (1994) - *Significato delle successioni terrigene oligo-mioceniche nello sviluppo dell'avanfossa peloritana (Sicilia NE).* "Geologia delle aree di avampaese", 77 Riun. Est.-Congr. Naz. Soc. Geol. It., Bari, 23 Sett.-1 Ott. 1994, 130-132.
- NIGRO F. (1994) - *Alcune osservazione sui meccanismi deformativi dell'Unità Longi-Taormina (Sicilia NE).* Riv. Min. Sic., 170 (2): 31-47.
- NIGRO F. (1995) - *Stile deformativo e meccanismi cinematici dell'elemento peloritano occidentale (Unità Longi-Taormina Auct., Monti Nebrodi, Sicilia NE).* Conv. Sci. Naz. "Geodinamica e tettonica attiva del sistema Tirreno-Appennino", Camerino, 9-10 Feb. 1995, 193-195.
- NIGRO F. (1995) - *Lineamenti neotettonici nel settore meridionale del bacino tirrenico.*

Conv. Sci. Naz. "Geodinamica e tettonica attiva del sistema Tirreno-Appennino", Camerino, 9-10 Feb. 1995, 343-345.

NIGRO F. (1995) - *Elementi strutturali del settore peloritano dell'Arco Calabro. Proposta di un modello strutturale crostale elaborato con dati di superficie*. Conv. Sci. Naz. "Geodinamica e tettonica attiva del sistema Tirreno-Appennino", Camerino, 9-10 Feb. 1995, 340-342.

NIGRO F. (1995) - *Meccanismi cinematici e progressione delle deformazioni nell'elemento peloritano occidentale (M.ti Nebrodi, Sicilia NE)*. Atti Conv. "Rapporti tra Alpi e Appennino", Peveragno (CN), 31 Maggio-1 Giugno 1994, 313-333.

NIGRO F. (1995) - *Note illustrative alla carta geologica del settore occidentale di affioramento dell'Unità Longi-Taormina (M.ti Nebrodi, Sicilia NE)*. Riv. Min. Sic., 174 (6), 31-42.

NIGRO F. (1995) - *400 milioni di anni di storia geologica*. In: "Il Parco dei Nebrodi, un viaggio tra natura e cultura", Publiscula Editrice, Palermo, 89-92.

NIGRO F. (1996) - *Late Oligocene-early Miocene sedimentary evolution of the foreland basins in the Sicilian mobile belt: the example of the Peloritani area*. Terra Nova, 8: 611/625.

NIGRO F. (1998) - *Neotectonic events and kinematic of rhegmatic-like basins in Sicily and adjacent areas. Implications for a structural model of the Tyrrhenian opening*. Boll. Soc. Geol. Pol., 69: 1-18.

NIGRO F. E LIPARI A. (1996) - *Caratteristiche sedimentologiche e ambienti deposizionali delle successioni carbonatiche giurassiche affioranti nel settore occidentale dell'Unità Longi-Taormina (catena settentrionale siciliana)*. Atti Riunione G.I.S. del C.N.R. (Catania, 10/14 Ottobre 1996), pag. 200/202.

NIGRO F. E LIPARI A. (1996) - *Le facies dei sistemi torbiditici oligo-miocenici dei Peloritani Occidentali (Sicilia NE)*. Atti Riunione G.I.S. del C.N.R. (Catania, 10/14 Ottobre 1996), pag. 203/205.

NIGRO F. E LIPARI A. (1996) - *I sistemi torbiditici oligo-miocenici dei Peloritani Occidentali (Sicilia NE): ipotesi paleotettoniche e paleoambientali*. Atti Riunione G.I.S. del C.N.R. (Catania, 10/14 Ottobre 1996), pag. 206/209.

NIGRO F. E LIPARI A. (1997) - *Deformazioni fragili e sistemi di fratture nei depositi costieri*

- terrazzati della catena costiera siciliana nord-orientale (Monti Peloritani Occidentali). Significato neotettonico. Atti Conv. AIQUA "Tettonica quaternaria del Territorio Italiano: conoscenze, problemi ed applicazioni", Parma 25-27 Febbraio 1997, 197-198.*
- NIGRO F. E PUGLISI D. (1991) - *Caratteri strutturali e sedimentologico-petrografici dei depositi terrigeni (Flysch di Frazzanò Auct.) nei Peloritani occidentali (settore di Longi-S. Agata di Militello). Prima Riunione G.I.S. C.N.R., Bologna, 8-10 Ottobre 1991.*
- NIGRO F. E PUGLISI D. (1992) - *Caratteri strutturali e sedimentologico-petrografici del Flysch di Frazzanò (Peloritani occidentali, settore di Longi-S. Agata di Militello). Seconda Riunione G.I.S. C.N.R., Potenza, 19-21 Ottobre 1992.*
- NIGRO F. E PUGLISI D. (1993) - *Caratteri strutturali e sedimentologico-petrografici del Flysch di Frazzanò (Peloritani occidentali, Sicilia). Giornale di Geologia, 55 (1): 105-117.*
- NIGRO F. E RENDA P. (1999) - *Evoluzione geologica ed assetto strutturale della Sicilia centro-settentrionale. Boll. Soc. Geol. It., 118: 375-388.*
- NIGRO F. E RENDA P. (2000) – *Un modello di evoluzione tettono-sedimentaria dell'avanfossa neogenica siciliana. Boll. Soc. Geol. It., 119: 667-686.*
- NIGRO F. E RENDA P. (2001) – *Occurrence of oblique-slip thrusting during the Maghrebides chain building in Sicily. Boll. Soc. Geol. It, in stampa.*
- NIGRO F. E RENDA P. (2001) – *Forced mode dictated by foreland fault-indenter shape during oblique convergence: the Western Sicily mainland. Boll. Soc. Geol. It., in stampa.*
- NIGRO F. E SIDOTI I. (1993) - *L'area di Longi (M.ti Nebrodi, Sicilia NE): un geotopo da valorizzare. SIGEA, 1/2: 9-11.*
- NIGRO F. E SIDOTI I. (1994) - *Le unità Calabridi e sicilidi nel quadro evolutivo dell'orogene maghrebide siciliano. Boll. Soc. Geol. It., 113: 205-222.*
- NIGRO F. E SULLI A. (1995) - *Plio-Pleistocene extensional tectonics in the Western Peloritani area and its offshore. Tectonophysics, 252: 295-305.*
- NIGRO F., ALAMPI D. E LIPARI A. (1997) - *Tentativo di ricostruzione semiquantitativa dell'estensione crostale dell'area tirrenica, nell'ipotesi di un sistema regmatico che si sviluppa su una sfera. Atti Conv. AIQUA "Tettonica quaternaria del Territorio Italiano: conoscenze, problemi ed applicazioni", Parma 25-27 Febbraio 1997, 199.*
- NIGRO F., COLETTA A. E SIDOTI I. (1994) - *Gli elementi geologico-paesaggistici del territorio di Alcara li Fusi (Messina). Un'ipotesi per lo sviluppo di itinerari turistici, nel*

- quadro della valorizzazione di questo settore del Parco dei Nebrodi*. SIGEA, 2/3: 14-20.
- OGNIBEN L. (1960) - *Nota illustrativa dello schema geologico della Sicilia Nord-Orientale*. Riv. Min. Sic., II: 183-212.
- OGNIBEN L. (1964) - *Arenarie tipo Taveyannaz in Sicilia*. Geol. Romana, 3: 125-170.
- OGNIBEN L. (1969) - *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano*. Mem. Soc. Geol. It., 8 (4): 453-763.
- OGNIBEN L. (1970) - *Schemi paleotettonistici anziché paleogeografici in regioni di corrugamento; l'esempio della Sicilia*. Mem. Soc. Geol. It., 9: 793-816.
- OGNIBEN L. (1973) - *Schema geologico della Calabria in base ai dati odierni*. Geol. Romana, 12: 243-585.
- OGNIBEN L. (1975) - *Lithostratigraphic complexes and evidence for tectonic phases in Sicily and Calabria*. Quaderni Ric. Sc. (CNR), 90: 365-408.
- OGNIBEN L. (1985) - *Relazione sul modello geodinamico <<conservativo>> della regione italiana*. Enel-Enea, 1-365.
- PEDLEY H. M. E GRASSO M. (1994) - *Upper Miocene peri-Tyrrhenian reefs of the Calabrian Arc: sedimentological, tectonic and palaeogeographic implications*. Géologie Méditerranéenne, 21 (1-2): 123-136.
- PEDLEY H.M., LA MANNA F. E GRASSO M. (1994) - *A new record of Upper Miocene reef carbonates from S. Stefano di Camastra-Caronia area (northern Sicily) and its regional significance*. Boll. Soc. Geol. It., 113: 435-444.
- PUGLISI D. (1979) - *Variazioni composizionali nelle arenarie del Flysch di Reitano (M.Nebrodi, Sicilia centro-settentrionale)*. Miner. Petrogr. Acta, 23 : 13-46.
- PUGLISI D. (1981) - *Studio geologico-petrografico del Flysch di Monte Soro nei Peloritani occidentali (Sicilia)*. Miner. Petrogr. Acta, 25: 103-115.
- PUGLISI D. (1987) - *Le successioni torbiditiche cretacico-terziarie della Sicilia nord-orientale nel quadro dell'evoluzione del settore meridionale dell'arco Calabro-Peloritano e della catena maghrebide siciliana*. Giornale di Geologia, 49 (3a): 167-185.
- PUGLISI D. (1992) - *Le successioni torbiditiche <tardogene> della Sicilia orientale*. Giornale di Geologia, 54 (1): 181-194.
- REHAULT J. P., MASCLE J., FABBRI A., MOUSSAT E. & THOMMERET M. (1987) - *Tyrrhenian sea before Leg 107*. In: Kastens K. A., Mascle J., Auroux C. et al., (eds.), "Proc. Init.

Repts. (Pt. A), ODP", 107: 9-35.

REUTHER, C. D. (1989) - *Extensional tectonics within the Central Mediterranean segment of the Afro-European zone of convergence*. Mem. Soc. Geol. It., 38: 69-80.

RIGO M. & BARBIERI F. (1959) – *Stratigrafia pratica applicata in Sicilia*. Boll. Serv. Geol. D'It., 80 (2/3): 351-441.

ROURE F., HOWELL D. G., MULLER C. E MORETTI I. (1990) - *Late Cenozoic subduction complex of Sicily*. J. Struct. Geol., 12: 259-266.

SCANDONE P. (1979) - *Origin of the Tyrrhenian Sea and Calabrian Arc*. Boll. Soc. Geol. It., 98: 27-34.

SCANDONE P. (1982) - *Structure and evolution of the Calabrian Arc*. In: Mantovani E. & Sartori R. Eds. "Structure, Evolution and Present Dynamics of the Calabrian Arc", Earth Evol. Sci., 3: 172-180.

SCANDONE P., GIUNTA G. & LIGUORI V. (1974) – *The connection between Apulia and Sahara continental margins in the Southern Apennines and in Sicily*. Mem. Soc. Geol. It., 13: 317-323.

SCHMIDT DI FRIEDBERG P. (1963-64) - *Litostratigrafia petrolifera della Sicilia*. Riv. Min. Sic., 15, 88-90: 198-217.

SCHUTTE, K. G. (1978) - *Crustal structure of southern Italy*. In: Closs H., Roeder D. & Schmidt K. (eds.), "Alps, Apennines, Hellenides", Stuttgart, 315-321.

SIRNA G. (1962) - *Stratigrafia e microfacies dei lembi mesozoici della valle di Galati Mamertino (Sicilia Nord-Orientale)*. Geol. Romana, I:191-203.

TORELLI L., ZITELLINI N., ARGNANI A., BRANCOLINI G., DE CILLIA C., PEIS D., & TRICART P. (1991) - *Sezione geologica crostale dall'avampaese pelagiano al bacino di retroarco tirrenico (Mediterraneo centrale)*. Mem. Soc. Geol. It., 47: 385-399.

TORTORICI L. (1983) - *Lineamenti geologico-strutturali dell'arco calabro-peloritano*. Rend. Soc. It. Min. Petr., 38, 927-940.

TRUILLET R. (1966) - *Existence de filons sédimentaires homogènes et granoclassés dans les environs de Taormina (monts Péloritains-Sicile)*. C. R. Som. Soc. Géol. France, 9, 354-359.

TRUILLET R. (1968) - *Etude géologique des Peloritains Orientaux (Sicile)*. Thèse Fac. Sci. Univ., 547 pp.

- VEZZANI L. (1972) - *Carta geologica d'Italia 1:50.000, foglio 611, Mistretta*. Ser. Geol. It., Roma.
- WEZEL F.C. (1970) - *Geologia del Flysch Numidico della Sicilia nord-orientale*. Mem. Soc. Geol. It., 9: 225-280.
- WEZEL F. C. (1973) - *Nuovi dati sull'età e posizione strutturale del Flysch di Tusa in Sicilia*. Boll. Soc. Geol. It., 92: 193-211.
- WEZEL F. C. (1973) - *Diacronismo degli eventi geologici oligo-miocenici nelle Maghrebidi*. Riv. Min. Sic., 24: 219-232.
- WEZEL F. C. (1974) - *Flysch succession and the tectonic evolution of Sicily during the Oligocene and early Miocene*. In: Squires C. H. Ed. "Geology of Italy", Earth Sciences Soc. Libyan Arabian Republic, 105-127, Tripoli.
- WEZEL F. C. E GUERRERA F. (1973) - *Nuovi dati sull'età e posizione strutturale del Flysch di Tusa in Sicilia*. Boll. Soc. Geol. It., 92: 193-211.