

II Patrimonio Geologico

Appennino meridionale

La catena appenninica è un edificio a pieghe e sovrascorrimenti, a vergenza nord orientale, legata alla subduzione, iniziata nell'Oligocene, della litosfera ionica verso ovest (Gueguen *et alii*, 1997; Doglioni *et alii*, 1998). Secondo alcuni autori (Knott, 1987; Monaco & Tortorici, 1995; Schiattarella, 1996; 1998; Cello & Mazzoli, 1999) l'assetto attuale dell'area è legato alla sovrapposizione di differenti eventi deformativi che si sono sviluppati in differenti condizioni metamorfiche.

La fase tettonica databile al Miocene inferiore, produce pieghe ed accavallamenti NE vergenti nelle unità ofiolitifere e nelle coperture terrigene oligo-mioceniche. A partire dal Pliocene superiore, le strutture contrazionali risultano troncate dalla tettonica fragile plio-quadernaria ed in particolare dall'attività lungo faglie trascorrenti con cinematica sinistra ed andamento N120° a cui sono associate anche faglie trascorrenti destre ad andamento N-S e faglie N30-50° a carattere estensionale (Schiattarella, 1998). Durante questa fase si ha, localmente, la sovrapposizione dei terreni carbonatici dell'Unità Alburno-Cervati sui termini liguridi, realizzata da sovrascorrimenti NO vergenti prodotti da strutture transpressive.

Confine Calabro-Lucano

Il confine Calabro-Lucano è un'area di grande interesse per la geologia dell'Italia meridionale, essa rappresenta la fascia di raccordo tra diversi domini strutturali, tra i domini calcarei dell'Appennino meridionale e le coltri cristallino-metamorfiche-sedimentarie dell'Arco Calabro-Peloritano (Schiattarella, 1996). L'area è stata interessata dallo sviluppo di un sistema di faglie, con orientazione media N120°, e iniziale cinematica di trascorrenza sinistra che hanno prodotto l'accostamento di terreni appartenenti a diversi domini paleogeografici. Ciò è avvenuto in seguito alla migrazione verso SE dell'Arco Calabro, come risposta all'arretramento flessurale della litosfera Ionica in subduzione (Malinverno & Ryan, 1986). **I terreni più profondi esposti nell'area affiorano al Monte Alpi** (Van Dijk *et alii*, 2000). È una successione carbonatica (Piattaforma apula), sollevata nelle fasi tettoniche tardive della costruzione dell'orogene, in seguito all'attività di un sistema di faglie transpressive sinistre orientate N120° (Van Dijk *et alii*, 2000). L'elemento geometricamente più elevato è rappresentato dal Complesso Liguride (Ogniben, 1969; Vezzani, 1969; Bonardi *et alii*, 1988). I termini liguridi giacciono in sovrapposizione tettonica sulle unità carbonatiche che derivano dalla deformazione della Piattaforma Appenninica (Unità Alburno-Cervati (Amodio Morelli *et alii*, 1976).

Le formazioni che compongono le unità di piattaforma sono rappresentate da un complesso calcareo-dolomitico (Trias sup.- Cretaceo sup.). In continuità passano alla Formazione di Trentinara (Selli, 1957), costituita da una sequenza ben stratificata di biocalcareni, calcilutiti e calcareniti e marne del Paleocene-Eocene. **Segue in concordanza la Formazione di Cerchiara (Selli, 1957)**, costituita da calcareniti del Miocene inferiore. La Formazione del Bifurto (Selli, 1957), data da un'alternanza di argilliti, calcari marnosi, calcareniti, brecciole a macroforaminiferi e quarzareniti del Miocene medio, chiude in concordanza la successione.

Il significato del Complesso Liguride nell'evoluzione geodinamica dell'Appennino meridionale è stato oggetto di due interpretazioni principali. Alcuni autori (Ogniben, 1969; Knott, 1987; Monaco *et alii*, 1991) hanno considerato i terreni alloctoni liguridi come elementi apulo vergenti con il significato di una zona di sutura tra il blocco Europeo, rappresentato dalle unità calabridi, ed il blocco Africano. La seconda interpretazione considera i terreni metamorfici dell'Unità del Frido come elementi di una catena Eo-Alpina a vergenza Europea, di età Cretacico-Paleogenica, coinvolti nel Neogene nella costruzione della catena Appenninica. (Amodio Morelli *et alii*, 1976; Bonardi *et alii*, 1988).

Bonardi *et alii* (1988) suddividono le Unità liguridi in due differenti gruppi di unità tettoniche (Fig. 2): il primo comprende i terreni sedimentari sinorogenici, del Gruppo del Cilento, rappresentati dalle Formazioni di Pollica, San Mauro, Albidona (Burdigaliano sup.-Langhiano) e poggianti in discordanza sull'Unità Nord Calabrese (Bonardi *et alii*, 1988); il secondo gruppo comprende i terreni metamorfici dell'Unità del Frido, quelli cristallino-metamorfici del *mélange* di Episcopia-San Severino e quelli dell'Unità Nord-calabrese.



Monaco *et alii* (1991; 1995), ha suddiviso il Complesso Liguride in tre gruppi di unità tettoniche (Fig. 3): il primo gruppo è rappresentato dalle successioni non metamorfiche del Flysch Calabro-Lucano e corrispondente a parte della Formazione delle Crete Nere; il secondo gruppo, denominato Unità del Frido (Monaco *et alii*, 1991), comprende i termini più profondi dei resti del prisma d'accrezione Liguride; il terzo gruppo comprende le successioni torbiditiche sinorogeniche della Formazione del Saraceno (Selli, 1962) e della Formazione di Albidona (Selli, 1962).

L'Unità Nord-calabrese, istituita da Selli (1962), alla base comprende le ofioliti di Timpa delle Murge, costituite da lave a *pillow* e breccie di *pillow*, su cui poggia stratigraficamente la Formazione di Timpa delle Murge, costituita da radiolariti ed argilliti selicifere con intercalazioni di calcari allodapici. Verso

l'alto la successione è chiusa dalla Formazione del Saraceno (Selli, 1962) costituita da 500 metri di torbiditi calcaree.

L'Unità del Flysch Calabro-Lucano, in parte corrispondente all'Unità Nord-Calabrese, viene definita come una successione ofiolitifera non metamorfica, e considerata come la porzione più superficiale del prisma di accrezione, derivante dalla subduzione della crosta oceanica della Neotetide al di sotto del dominio Calabro (Knott, 1987; Monaco *et alii*, 1991; 1995).

Al di sopra dell'Unità del Flysch Calabro-Lucano si sono depositate, in discordanza, **le successioni torbiditiche della Formazione del Saraceno (Selli, 1962) e della Formazione di Albidona (Selli, 1962)**. La Formazione del Saraceno viene considerata in continuità stratigrafica sulla Formazione delle Crete Nere e passante stratigraficamente verso l'alto alla Formazione di Albidona (Knott, 1987; Bonardi *et alii*, 1988).

L'Unità del Frido (Bonardi *et alii*, 1988) è tettonicamente sovrapposta all'Unità Nord Calabrese.

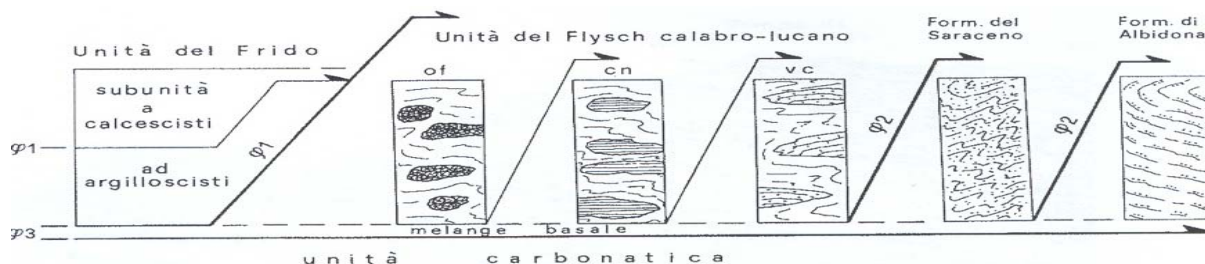


Fig. 2 - Relazioni geometriche tra le differenti unità e sub unità Liguridi. Le diverse scaglie tettoniche dell' Unità del Flysch calabro - lucano sono distinte per la presenza di blocchi di ofioliti (of), di argilliti nere (cn), di torbiditi, vulcano

Questa unità affiora estesamente al confine Calabro-Lucano; è costituita da una successione di terreni metamorfici e polideformati. I suoi terreni rappresentano i relitti di un dominio oceanico, e sono stati interpretati come elementi derivanti dalla catena Eo-Alpina (Amodio Morelli *et alii*, 1976; Bonardi *et alii*, 1982), o come elementi che facevano parte di un bacino oceanico compreso tra i dominio Africano e quello Calabride (Knott, 1987). Nella seconda ipotesi rappresenterebbe la porzione più profonda di un prisma di accrezione legato alla subduzione della crosta oceanica della Neotetide al di sotto del dominio Calabro (Knott, 1988).

L'Unità del Frido ha subito eventi deformativi a differenti livelli crostali, con un trasporto tettonico verso l'attuale NNE (Knott, 1987; Monaco *et alii*, 1991; Monaco & Tortorici, 1995) ed è interessata da un metamorfismo di alta pressione e bassa temperatura (HP/LT). Secondo Monaco *et alii* (1991) l'Unità del Frido può essere suddivisa in due subunità tettonicamente sovrapposte (Fig. 3). La subunità ad argilloscisti, geometricamente inferiore e la subunità a calcescisti, geometricamente superiore. Alle rocce metasedimentarie di basso grado sono associate lembi di ofioliti costituiti da corpi lentiformi di peridotiti serpentinizzate e da corpi di metabasiti di dimensioni variabili (Spadea, 1979), oltre a rocce cristalline di crosta continentale. Queste ultime rocce sono costituite principalmente da gneiss granatiferi, gneiss biotitici, gneiss albitici, pegmatiti ed anfiboliti (Spadea, 1982).

Caratteristiche geologiche-geomorfologiche

L'attività vulcanica sottomarina, avvenuta nel Terziario in era mesozoica, è tutt'oggi testimoniata dalle sequenze stratigrafiche di Timpa delle Murge e di Timpa di Pietrassasso, in territorio di Terranova di Pollino, siti che costituiscono un raro e suggestivo "giardino geologico" dove affiorano verdastre rocce ofiolitiche e masse di lava a cuscino, "pillow" solidificatesi per raffreddamento a contatto con l'acqua. La successione ofiolitica più completa affiora a Timpa delle Murge e a Timpa Pietrassasso e comprende:

serpentiniti di colore verde scuro, associate a corpi di anfiboliti, granofels, diabasi e gabbri; gabbri di tipo eufotide, attraversati da filoni decimetrici di diabasi a grana fine, contenenti fenocristalli di plagioclasio; i termini effusivi sono costituiti da lave a *pillows* e brecce di *pillows*; una copertura sedimentaria costituita da argilliti silicee seguite da un intervallo di radiolariti.

Le rocce di suite ofiolitica del Complesso Liguride rappresentano, nell'Appennino meridionale, siti di grande importanza geologica. Esse sono, infatti, una tra le migliori testimonianze dell'antico Oceano Giurassico presente nella catena Appenninica meridionale; rappresentano porzioni di litosfera oceanica e sono prevalentemente costituite da rocce basiche ed ultrabasiche. La costante presenza di sedimenti di mare profondo e la struttura a cuscino (*pillow*) delle rocce vulcaniche, ha permesso di riconoscere che tali associazioni si erano generate in ambiente marino.

I frammenti di crosta continentale associati ai lembi di successioni ofiolitiche sono strettamente associate alle successioni di fondo oceanico, e possono fornire utili indicazioni riguardo alle caratteristiche dell'oceano da cui si sono originate le Unità Liguridi assumendo un importante significato nell'evoluzione geodinamica dell'area del Mediterraneo occidentale.

Attività Tettonica. Circa 100 milioni di anni fa la compressione della Tetide, dovuta all'avvicinamento delle due placche continentali, europea ed africana, provocò un corrugamento del territorio e la lentissima formazione dei rilievi. Più tardi, 5 milioni di anni fa, movimenti contrapposti di distensione determinarono le fratture delle rocce emerse, chiamate propriamente faglie, di cui un esempio è ben visibile nella parete meridionale di **Timpa Falconara**. Successivamente lo sprofondamento di ingenti blocchi di roccia ha provocato grandi fosse tettoniche di cui la Valle del Mercure, un tempo sommersa da un grande lago, è una diretta testimonianza. **Nella Valle del Mercure**, nel 1979, è stato ritrovato lo scheletro di un grande esemplare di *Elephas antiquus italicus*, in ottimo stato di conservazione: si tratta di un pachiderma alto circa 4 metri vissuto tra 700 mila e 400 mila anni fa e rinvenuto sulle sponde del lago che copriva l'intera valle, quando, al ritiro dei ghiacciai, l'area era interessata da un clima subtropicale.

Carsismo. Altri eventi naturali hanno ulteriormente caratterizzato la morfologia del territorio del Parco e, tra i fattori determinanti, l'azione erosiva delle acque sulle rocce calcaree che ha dato luogo a fenomeni carsici, sia di superficie, gli splendidi pianori carsici ricche di doline e inghiottitoi (Piani di Pollino, Piano Ruggio, Piano Iannace), i gruppi di doline sulle vette di Serra del Prete e Monte Pollino, e sorgenti come quella del Frido e sia ipogei, costituiti da moltissime gallerie e profonde voragini che si insinuano per chilometri nella profondità della roccia: un

patrimonio sotterraneo di grotte e inghiottitoi come la Grotta di S. Paolo nel territorio di Morano Calabro e l'Abisso del Bifurto a Cerchiara di Calabria, la più profonda voragine meridionale, noto per la sua profondità di 683 metri. **nelle rocce carbonatiche** sono osservabili fossili di Rudiste (fossili guida del Giurassico-Cretacico), molluschi bivalvi vissuti nei fondali della Tetide e scomparsi 65 milioni di anni fa.

L'azione erosiva delle acque ha inoltre inciso a fondo le rocce dei rilievi, provocando spettacolari gole e canyon che caratterizzano le aree più suggestive del Parco: le Gole del Lao, della Garavina, del Barile e le famose Gole del Raganello, ai piedi di Civita, le cui pareti così alte e così tanto ravvicinate rendono difficile la penetrazione della stessa luce, determinando un'atmosfera rarefatta di estremo incanto.

L'avvento dei ghiacciai nel corso dell'ultima glaciazione di Wurm, avvenuta tra 100 mila e 12 mila anni fa, ha ulteriormente eroso le valli e i pianori di alta quota, definendo la morfologia delle vette. Numerose forme glaciali testimoniano la trasformazione del territorio: l'accumulo di enormi masse di ghiaccio ha dato luogo ai circhi glaciali osservabili nel versante settentrionale del Monte Pollino, di Serra del Prete o di Serra Dolcedorme, nella conca della Fossa del Lupo e nel versante meridionale della Mula, dove si possono riconoscere i depositi morenici dovuti al trasporto di pietre e detriti che la lenta fase di ritiro dei ghiacciai ha comportato. In alcuni casi si sono concentrati ingenti accumuli di materiale, che hanno formato le collinette moreniche, in altri casi il ritiro dei ghiacciai ha abbandonato grandi massi isolati, cosiddetti massi erratici, di cui splendidi esempi possono essere osservati nell'area del Piano di Acquafredda e dei Piani di Pollino.

Inoltre anche la presenza nel territorio del Parco del **Pino loricato**, rappresentante appenninico di una specie rarissima della flora europea, racconta una storia di drammatiche trasformazioni climatiche avvenute in corrispondenza degli ultimi cicli glaciali, quando buona parte dell'Appennino meridionale era povero di foreste di latifoglie ed era invece ricoperto da una rada boscaglia di pini.

