

L'ARCO CALABRO-PELORITANO NELL'OROGENE APPENNINICO-MAGHREBIDE

Memoria dei Soci L. AMODIO-MORELLI (*), G. BONARDI (**), V. COLONNA (*), D. DIETRICH (**), G. GIUNTA (***),
F. IPPOLITO (**), V. LIGUORI (****), S. LORENZONI (*), A. PAGLIONICO (*), V. PERRONE (**), G. PICCARRETA (*),
M. RUSSO (**), P. SCANDONE (**), E. ZANETTIN-LORENZONI (*), A. ZUPPETTA (**)

(presentata a Praia a Mare nella Seduta scientifica del 3 ottobre 1976,
in occasione del 68° Congresso della Società Geologica Italiana)

INDICE

1. Introduzione	pag. 2	7.1.1. Basamento	pag. 34
2. Stato delle conoscenze	» 4	7.1.2. Copertura	» 36
3. La catena appenninico-maghrebide in Italia meridionale e in Sicilia: svilup- po e deformazione a vergenza africana di un settore del margine continentale meridionale della Tetide	» 6	7.2. Unità del Monte Gariglione	» 37
3.1. L'avampaese	» 6	7.3. Terreni cristallino-metamorfici e sedimentari dell'Aspromonte e dei Peloritani nord-orientali	» 40
3.2. L'avanfossa	» 8	7.4. Unità del Cilento	» 41
3.3. La catena	» 10	7.5. Unità sicilidi	» 42
3.3.1. Le unità appenniniche di S. Do- nato e di Verbicaro	» 12	7.5.1. Unità di Rosito, di Rocca Impe- riale e di Troina	» 43
4. I rapporti geometrici tra catena ap- penninico-maghrebide e catena alpina	» 14	7.5.2. Unità del Monte Soro	» 45
5. La catena alpina nell'arco calabro-pe- loritano: sviluppo e deformazione a vergenza europea di un settore della Tetide oceanica e del suo margine con- tinentale meridionale	» 15	7.5.3. Il terrigeno di Reitano	» 46
5.1. Unità del Frido	» 17	8. Terreni trasgressivi sulle unità appen- ninico-maghrebidi, sulle unità alpine e sulle unità « <i>incertae sedis</i> », interes- sate da trasporto orogenico	» 46
5.2. Unità di Diamante-Terranova	» 17	9. Principali fatti accertati, probabili e possibili nell'evoluzione dell'arco cala- bro-peloritano e dell'orogene appenni- nico-maghrebide	» 48
5.3. Unità di Gimigliano	» 18	10. Considerazioni conclusive	» 49
5.4. Unità di Malvito	» 20	10.1. L'apertura della Tetide	» 50
5.5. Unità di Bagni-Fondachelli	» 22	10.2. La chiusura della Tetide e la co- struzione della catena cretaco- paleogenica Europa-vergente	» 50
5.5.1. Basamento	» 22	10.3. Il cambiamento di vergenza	» 52
5.5.2. Copertura	» 23	10.4. L'accavallamento della catena al- pina sui domini appenninici e la costruzione dell'orogene appenni- nico-maghrebide Africa-vergente	» 53
5.6. Unità di Mandanici	» 23	Bibliografia	» 53
5.6.1. Basamento	» 24		
5.6.2. Copertura	» 24		
5.7. Unità di Castagna	» 25		
5.8. Unità di Polia-Copanella	» 26		
6. Unità paleogeniche « <i>austroalpine</i> » a vergenza africana	» 30		
6.1. Unità di Longobucco-Longi-Taor- mina	» 30		
6.1.1. Basamento	» 31		
6.1.2. Copertura	» 33		
7. Unità « <i>incertae sedis</i> »	» 33		
7.1. Unità di Stilo	» 33		

(*) Istituto di Mineralogia e Petrografia della
Università, Palazzo Ateneo, Piazza Umberto I -
70100 Bari.

(**) Istituto di Geologia e Geofisica dell'Univer-
sità, Largo San Marcellino 10 - 80138 Napoli.

(***) Servizio Geologico e Geofisico della Sicilia,
Via Pernice 3 - 90100 Palermo.

(****) Istituto di Geologia dell'Università, Corso
Tukory 131 - 90100 Palermo.

RIASSUNTO

L'arco calabro-peloritano è interpretato come un frammento di catena alpina, sovrascorso sulla catena appenninico-maghrebide.

Intendiamo per catena alpina, in Calabria, un edificio Cretacico-Paleogenico Europa-vergente costituito da falde ofiolitiche di tipo piemontese e ligure e da falde cristalline di tipo austroalpino, perfettamente corrispondenti a quelle dell'edificio eoalpino delle Alpi Occidentali.

Intendiamo per catena appenninica il segmento NW-SE dell'orogene neogenico Africa-vergente, composto da coltri di ricoprimento con attuale vergenza verso NE, aventi per avampaese la zona apula. Questo segmento della catena ha assorbito prevalentemente la componente E-W della compressione neogenica tra Europa e Africa, e le coltri che lo costituiscono sono rappresentate da terreni sedimentari originariamente deposti su litosfera continentale africana. La corrispondente crosta continentale è in parte « inchiodata » nelle radici della catena, in parte (crosta inferiore) scomparsa nel mantello per subduzione.

Intendiamo per Maghrebidi siciliane il segmento E-W dello stesso orogene neogenico Africa-vergente, composto da coltri di ricoprimento con vergenza verso sud, aventi per avampaese la zona ibleo-ragusana. Questo segmento della catena ha assorbito prevalentemente la componente N-S della compressione neogenica tra Europa e Africa, e anche qui le coltri sono rappresentate da terreni sedimentari originariamente deposti su litosfera continentale africana. Come nell'Appennino, la corrispondente crosta continentale è in parte nelle radici della catena, in parte scomparsa nel mantello per subduzione.

Nella Calabria centrale (Sila) e nei Peloritani sotto le coltri alpine affiora un'unità tettonica a vergenza africana, l'unità di Longobucco-Longi-Taormina, che consideriamo come un elemento intermedio tra i domini austroalpini a destinazione europea e i domini appenninici a destinazione africana, trasportato con la catena alpina quando questa nell'Oligocene ha acquisito destinazione africana.

Non siamo ancora in grado di collocare palinostaticamente varie unità tettoniche, che sono per questo momentaneamente indicate come « *incertae sedis* ». Tra queste l'unità di Stilo, composta da un basamento cristallino ercinico e da una copertura sedimentaria alpina priva di metamorfismo, è dubitativamente considerata di provenienza europea.

ABSTRACT

In this paper the Calabria-Peloritani arc is interpreted as a fragment of the Alpine chain, overthrust upon the Apennine-Maghrebian chain.

In Calabria we have defined « Alpine chain » a Cretaceous-Paleogene Europe-verging building, consisting of ophiolite-bearing nappes like the Ligurian and the Piemontese units, and of crystalline nappes like the Austroalpine units. Both kinds correspond very well to the Eo-alpine nappes of the Western Alps.

We have defined « Apennine chain » the NW-SE segment of the Neogene Africa-verging building,

made up of nappes whose vergence corresponds to the present NE direction and whose foreland is represented by the Apulia zone. This segment of the chain chiefly absorbed the E-W component of the Neogene compression between Africa and Europe, and the tectonic units which make up the building consist of sedimentary terranes originally deposited upon the African continental lithosphere. The corresponding continental crust has partly been conserved in the roots of the chain, partly (lower crust) disappeared into the mantle by subduction.

We have defined « Maghrebides » in Sicily the E-W segment of the same Neogene Africa-verging orogenic belt, made up of nappes transported southward, whose foreland is represented by the Ragusa zone. This segment of the chain mostly absorbed the N-S component of the compression between Africa and Europe, and also in this case the tectonic units consist of sedimentary nappes originally overlying the African continental lithosphere. As in the Apennines, the corresponding continental crust partly remains in the roots of the Maghrebian chain, partly disappeared within the mantle by subduction.

In central Calabria (Sila) and in the Peloritani Mountains below the Alpine units outcrops the Longobucco-Longi-Taormina unit, which is of African vergence and which is, in this paper, considered an intermediate element originally situated between the Austroalpine and the Apennine realms, transported with the Alpine chain when the latter acquired an African vergence during the Oligocene.

At present we are not yet able to give a palinostatic position to all the tectonic units, so that here some of them have been grouped under the term « *incertae sedis* ». Among them, the Stilo unit, consisting of a Hercynian crystalline basement and a Mesozoic sedimentary cover untouched by Alpine metamorphism, is, in this paper, dubitatively supposed to have been derived from the European continental margin.

1. INTRODUZIONE

L'arco calabro-peloritano, con i suoi terreni cristallini in opposizione ai terreni sedimentari dell'Appennino meridionale e della Sicilia, rappresenta da lungo tempo uno dei problemi più affascinanti della geologia del Mediterraneo centrale. Non a caso geologi della fama di LUGEON, ARGAND, KOBER, STAUB, GLANGEAUD sono stati attratti da questo interessante segmento alpidico, situato in posizione chiave per la comprensione dei rapporti tra Africa ed Europa. Le ipotesi proposte vanno da quella di una « mole » ercinica più o meno dislocata dalla tettonica alpina a quella di un frammento di catena alpidica composto da varie coltri di ricoprimento.

La prima interpretazione appartiene ormai al passato; sulla seconda gli schemi formulati dai vari Autori sono tutt'altro che concordi, e sono riassumibili in tre modelli:

1) Le coltri calabresi sono elementi interni della « geosinclinale » appenninica, riconducibili ad una ruga « eugeoanticlinale » e ad una fossa « eugeosinclinale », accavallati su elementi esterni « miogeoanticlinali » (« Appennino calcareo ») e « miogeo-sinclinali » (unità Lagonegresi). E' lo schema proposto da OGNIBEN (1960, 1969, 1973), legato alla concezione della « coppia » eu-miogeo-sinclinale di AUBOUIN (1959, 1964).

2) Le coltri calabresi rappresentano un elemento del « fronte africano » traslato verso nord: a questa concezione proposta da STAUB (1951) e GLANGEAUD (1952a) si riallacciano i lavori degli anni sessanta della scuola francese (CAIRE *et al.*, 1960; GLANGEAUD *et al.*, 1962; GRANDJACQUET *et al.*, 1961); anche il recente lavoro di DUBOIS (1970) ripropone uno schema riconducibile a questo modello.

3) L'arco calabro-peloritano è un frammento della catena alpina s.s.; questo modello è proposto da HACCARD, LORENZ & GRANDJACQUET (1972). Uno schema analogo è riproposto da ALVAREZ *et al.* (1974) e ancora da ALVAREZ (1976) come una novità, ignorando gli Autori di essere stati preceduti dal pregevole lavoro di HACCARD *et al.*

L'interpretazione seguita nel presente lavoro è conforme al modello 3). Noi interpretiamo difatti l'arco calabro-peloritano come un frammento della catena alpina cretacicopaleogenica ed Europa-vergente, costituita da coltri penniniche, liguridi ed austroalpine, sovrascorsa *in toto*, nel Miocene inferiore, sulle unità più interne della futura catena appenninica, neogenica ed Africa-vergente (SCANDONE *et al.*, 1974).

Sotto e sopra le coltri della catena alpina, affetta da metamorfismo cretacicopaleogenico, si rinvencono due elementi, al momento difficilmente collocabili sia nella catena alpina che nella catena appenninica,

costituiti da un basamento cristallino ercinico e da una copertura mesozoico-terziaria priva di metamorfismo alpino. Il più basso di questi elementi (unità di Longobucco-Longi-Taormina) è da noi interpretato come un elemento « austroalpino » Africa-vergente, trasportato al nuovo fronte cinematico della catena alpina quando questa acquisiva una destinazione africana; il più alto (unità di Stilo) come un elemento di probabile origine europea sovrascorso sulla catena alpina quando questa a sua volta andava accavallandosi sulle unità appenniniche. La curvatura dell'arco che appare nell'aspetto fisiografico della Calabria, disegnata anche dalla progressiva variazione di direzione del trasporto tettonico neogenico, viene da noi interpretata non tanto come una struttura « oroclinale », quanto come una struttura in gran parte ereditata dall'originaria forma del margine continentale africano in quest'area (SCANDONE, 1975).

La carta geologica 1:500.000 e la presente memoria che l'accompagna rappresentano l'attuale punto di arrivo di un gruppo di ricercatori di diversa estrazione e di differenti sedi, che hanno compiuto un primo tentativo di collaborazione, inteso non solo come concorso di diverse specializzazioni, ma anche e soprattutto come confronto dialettico e momento di unificazione di idee e metodologie nate in ambienti scientifici in precedenza privi o poveri di reciproci scambi culturali. Non sono state poche le difficoltà obiettive, prima tra tutte la tradizionale tendenza della geologia italiana a rimanere nel chiuso delle cosiddette « scuole » o peggio ancora in « aree di competenza ».

La costituzione dei gruppi di coordinamento del C.N.R. ha stimolato e agevolato una più stretta collaborazione: questo è un fatto altamente positivo che va molto al di là dell'eventuale validità di questo lavoro, certamente effimera come ogni ipotesi scientifica attenta ad accogliere nuovi dati analitici che molto spesso non trovano posto nel modello provvisoriamente formulato.

Il grado di attendibilità della carta geologica dell'arco calabro-peloritano è tutt'altro che omogeneo. Alcune aree sono state costruite sulla base di rilevamenti originali, a volte di estremo dettaglio, altre su un controllo abbastanza accurato della cartografia esistente; per certe zone, invece, come l'Aspromonte ed i Peloritani nord-orientali, le osservazioni sono limitate ad una serie di traversate, e di conseguenza non si dispone di dati sufficienti per l'individuazione, ed ancor più per la rappresentazione, delle varie unità presenti. Una base molto importante è stata la Carta geologica della Calabria in scala 1:25.000 a cura della Cassa per il Mezzogiorno, completata nel 1971. Essa avrebbe potuto costituire molto più che una discreta carta litologica se corredata di uno schema tettonico generale e se il coordinamento non fosse stato del tutto insoddisfacente.

Anche se la stesura finale è stata realizzata in comune da tutti gli Autori, gruppi di rilevatori hanno operato prevalentemente in aree diverse, ed in particolare:

— Bonardi, Giunta, Liguori, Perrone, Russo, Zuppetta in Sicilia;

— Bonardi, Giunta, Liguori, Perrone, Russo, Scandone, Zuppetta in Aspromonte (in quest'area le osservazioni sono limitate ad alcune traversate);

— Bonardi, Colonna, Lorenzoni, Paglionico, Piccarreta, Scandone, Zanettin-Lorenzoni nelle Serre;

— Colonna, Lorenzoni, Piccarreta, Russo, Scandone, Zanettin-Lorenzoni in Sila Piccola e Catena Costiera meridionale;

— Lorenzoni, Scandone, Zanettin-Lorenzoni in Sila Grande e Sila Greca;

— Bonardi, Dietrich, Perrone, Scandone, Zuppetta in Catena Costiera settentrionale;

— Bonardi, Dietrich e Scandone nell'area a nord della linea di Sanginetto.

2. STATO DELLE CONOSCENZE

Un esame ampio e approfondito della letteratura geologica sull'arco calabro-peloritano

risulterebbe poco funzionale ai fini del presente lavoro, e servirebbe solo ad appesantirlo enormemente dal momento che essa è ormai tanto vasta da giustificare la pubblicazione di una bibliografia ragionata. D'altra parte ha di recente visto la luce la ponderosa memoria di OGNIBEN (1973) che, almeno nelle intenzioni dichiarate, dovrebbe tra l'altro assolvere questo compito. Ad essa, pertanto, rinviando, non potendoci però esimere dal formulare un complessivo giudizio negativo su quest'opera che esamina i « dati odierni » nell'ottica prefissata di estendere alla Calabria, sulla base di pochi e discutibili dati analitici, un modello costruito in Sicilia oltre quindici anni fa e riproposto poi, senza variazioni sostanziali negli anni successivi, nell'Appennino e in Calabria (OGNIBEN, 1960; 1969; 1973). Ci sembra poi inammissibile il tono di sufficienza col quale vengono confutati, travisati o ignorati dati o interpretazioni che non si inquadrino nello schema prescelto senza la minima verifica. Piuttosto che con fervorini metodologici e con sarcastici o ironici giudizi, la confutazione di dati altrui, ritenuti non sufficientemente documentati, dovrebbe, a nostro avviso, essere fondata non tanto sull'aderenza o meno ad un modello prefissato, per quanto « credibile » esso sia, quanto piuttosto sulla verifica in campagna e in laboratorio.

In questa sede ci limiteremo a ripercorrere rapidamente le principali tappe del progredire delle conoscenze geologiche sull'arco calabro-peloritano, soffermandoci essenzialmente sui lavori di sintesi generale.

Dopo la prima sintesi di CORTESI (1895), ancora oggi ricca di validi dati analitici, rigidamente legata a concezioni autoctoniste, le teorie faldiste introdotte da LUGEON & ARGAND (1906) si affermarono in Calabria molto prima che in altre zone dell'Appennino meridionale, dove più a lungo dominarono il mondo scientifico le idee di DE LORENZO (1896).

LIMANOWSKY (1913) considera i terreni cristallini della Calabria come parti di una enorme piega coricata con radici nel Tirreno, sovrascorsa sui terreni appenninici della Lucania e della Sicilia, formante tre digita-

zioni principali corrispondenti ai Peloritani, all'Aspromonte e all'insieme Capo Vaticano-Serra S. Bruno-Sila.

A conclusioni nettamente differenti giunge QUITZOW (1935) che interpreta il « massiccio » calabro-peloritano come una grande anticlinale ercinica di metamorfiti rovesciata verso occidentale e intrusa da graniti. Sul basamento ercinico sarebbero trasgressivi terreni mesozoici e terziari, culminanti con un flysch eocenico. Il tutto sarebbe interessato dalla tettonica alpina con formazione di ricoprimenti di limitata entità. Vengono riconosciute tre falde: una falda di « Trias metamorfico », una falda filladica e una falda gneissico-granitica. La vergenza dei movimenti sarebbe prevalentemente occidentale e settentrionale (fase savica e, subordinatamente, fase pirenaica), in misura minore orientale e meridionale (fase laramica).

STAUB (1951) nell'inserire la Calabria in una sintesi generale sul sistema alpino in Europa, corregge l'errata geometria fornita in un precedente lavoro (1933) probabilmente influenzata da KOBER (1930), e considera la Sila parte di un « fronte africano » sovrascorso sull'Appennino calcareo meridionale, dal quale lo separava un'area geosinclinalica. Lo schiacciamento di quest'ultima avrebbe originato la « Zona di Sanginetto », complessa zona a scaglie costituite da ofioliti, metasedimenti e rocce cristalline.

A conclusioni analoghe giunge GLANGEAUD (1952), che negli anni sessanta porta, con i suoi allievi, una nuova serie di interessanti contributi sulla geologia della Calabria (CAIRE *et al.*, 1960; GRANDJACQUET *et al.*, 1961; GLANGEAUD *et al.*, 1962). L'assetto preorogenico viene così ricostruito, da sud a nord: parte avanzata del « fronte africano », rappresentata dal blocco sialico delle Serre — zona di Catanzaro a crosta continentale assottigliata — blocco continentale intermedio della Sila — « hiatus » oceanico di Sanginetto — zona continentale dell'Appennino, scarsamente deformata.

Partendo da questa ipotesi di lavoro DUBOIS e GRANDJACQUET svilupperanno nel tempo due differenti interpretazioni della Calabria, tra loro discordanti.

DUBOIS (1970), ancora legato alla concezione del « fronte africano » ⁽¹⁾, distingue un « dominio calabrese » composto da tre falde che avrebbero ricoperto tettonicamente nell'Eocene un « dominio appenninico », generando in quest'ultimo un metamorfismo di alta pressione e bassa temperatura. A prescindere dalla strana attribuzione delle ofioliti (scisti a glaucofane) a basiti di natura continentale, è evidente la scarsa conoscenza dell'Autore dei domini appenninici, dove la sedimentazione può essere continua fino al Miocene e dove il fronte della compressione Africa-Europa non è giunto prima dell'Aquitano, quando la catena alpina calabrese era completata da un pezzo.

GRANDJACQUET, in una nota in collaborazione con HACCARD & LORENZ (1972) attribuisce esplicitamente la Calabria cristallina al sistema delle Alpi s.str. Gli Autori ricostruiscono interessanti relazioni tra Calabria, Corsica, Liguria e Alpi Occidentali attraverso l'analisi comparata dell'evoluzione di questi diversi segmenti dello stesso sistema orogenico. Il limite Alpi-Appennino viene così esteso dalla Liguria alla Calabria settentrionale.

Questa ipotesi interpretativa ha trovato immediati consensi ed è stata più o meno modificata ed arricchita da parte di altri Autori (DIETRICH & SCANDONE, 1972; SCANDONE *et al.*, 1974; ALVAREZ *et al.*, 1974; DIETRICH *et al.*, 1977; BONARDI *et al.*, 1977; ALVAREZ, 1976). Non viene invece presa in considerazione da OGNIBEN (1973) il cui schema, come si è detto, ricalca le idee già espresse per la Sicilia nel 1960 e per il confine calabro-lucano nel 1969.

OGNIBEN (1973) distingue nella Calabria un Complesso Panormide, un Complesso Liguride, un Complesso Calabride ed un Complesso Antisicilide. Il primo sarebbe rappresentato dall'« Appennino calcareo » *Auct.*

(1) Mentre queste note erano in uno stadio avanzato di stesura, abbiamo ricevuto la tesi di dottorato di R. DUBOIS. In questo lavoro l'Autore ha parzialmente modificato il suo precedente schema tettonico; anche l'ultimo, in ogni caso, è ben diverso da quello qui presentato. E' da rilevare che l'A. ha più volte travisato o deliberatamente ignorato il pensiero di altri ricercatori che operano in Calabria.

(miogeoanticlinale); il secondo da ofioliti, radiolariti e « calcari a *Calpionella* », seguiti da una successione in facies di flysch (eugeosinclinale). Il Complesso Calabride (massicci cristallini interni) sarebbe costituito da quattro coltri di ricoprimento, sature nell'Oligocene da un « flysch tardi-orogeno calabride ». Il Complesso Antisicilide (parte esterna dell'eugeosinclinale) avrebbe ricoperto — in una sorta di « antiricoprimento » — i Complessi Liguride e Calabride prima del loro trasporto sul Complesso Panormide. Conciliando il suo schema paleotettonico, strettamente legato al modello delle geosinclinali, con i modelli della tettonica globale, l'Autore stabilisce un'equivalenza tra eugeosinclinale - ruga intermedia - mioeugeosinclinale - avampaese e l'insieme fossa oceanica - arco insulare - bacino marginale-margine continentale, equivalenza del resto già proposta da Hsü (1971), concludendo che l'Appennino rappresenta un orogene di tipo pacifico derivante da una parte della geosinclinale gondwanica. Anche le Alpi rappresenterebbero un orogene di tipo pacifico, derivante da una parte della geosinclinale euroasiatica. Propone infine un nuovo modello di « orogene mediterraneo », derivante dalla convergenza e dalla collisione di due orogeni di tipo pacifico. In questo quadro il Complesso Calabride potrebbe rappresentare un elemento alpino. Nell'ipotizzare la provenienza alpina del Complesso Calabride OGNIBEN sembra avvicinarsi al modello degli Autori citati in precedenza, ma completamente diversa è la ricostruzione palinspastica, e completamente diversi rimangono i meccanismi evolutivi che hanno portato alla costruzione orogenica.

3. LA CATENA APPENNINICO - MAGHREBIDE NELL' ITALIA MERIDIONALE E IN SICILIA: SVILUPPO E DEFORMAZIONE A VERGENZA AFRICANA DI UN SETTORE DEL MARGINE CONTINENTALE MERIDIONALE DELLA TETIDE

Intendiamo per Appennino, in senso geologico, il segmento NW-SE dell'orogene neogenico Africa-vergente, composto da coltri di ricoprimento con attuale vergenza verso

NE, avente per avampaese la zona apula. Questo segmento della catena ha assorbito prevalentemente la componente E-W della compressione neogenica Africa-Europa, e le coltri che lo costituiscono sono rappresentate da terreni sedimentari originariamente deposti su litosfera continentale africana. La corrispondente crosta continentale è in parte « inchiodata » nelle radici della catena, in parte scomparsa nel mantello per subduzione.

Intendiamo per Maghrebidi, in senso geologico, il segmento E-W dello stesso orogene neogenico Africa-vergente, composto da coltri di ricoprimento con vergenza verso sud, avente per avampaese in Sicilia la zona ibleo-ragusana e, ad W della faglia di Zaghuan, la zona sahariana. Questo segmento della catena ha assorbito prevalentemente la componente N-S della compressione neogenica Africa-Europa, e anche qui le coltri sono rappresentate esclusivamente da terreni sedimentari originariamente deposti su litosfera continentale africana. Come nell'Appennino, la corrispondente crosta continentale è in parte nelle radici della catena, in parte scomparsa nel mantello per subduzione.

Saranno qui riassunti brevemente i caratteri geologici principali dell'avampaese, dell'avanfossa e della catena nel settore dell'orogene appenninico-maghrebide qui presentato (fig. 1).

3.1. L'AVAMPAESE

L'avampaese della catena appenninico-maghrebide nell'Italia meridionale è rappresentato dalla piattaforma apula, dalla piana batiale del Mar Ionio e dalla « piattaforma » ragusana. Nell'Appennino calabro-lucano l'accavallamento della catena sulla piattaforma apula è ben riconoscibile attraverso lo studio dei pozzi AGIP nella Fossa Bradanica (v. Carta Geologica d'Italia, Fogli 201 Matera e 212 Montalbano Ionico; per l'interpretazione v. SCANDONE, 1972).

Nell'arco calabro il fronte della catena cade nello Ionio al margine della piana batia-

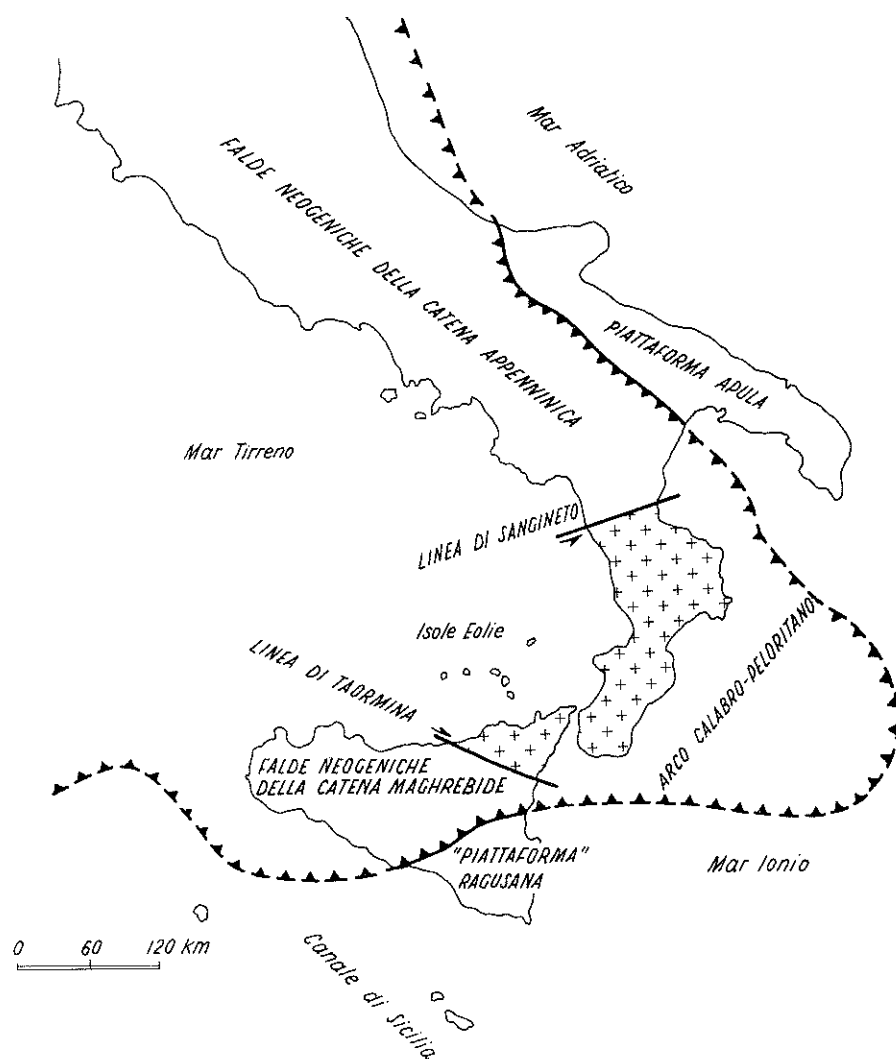


fig. 1 — Schizzo del sistema appenninico-maghrebide nell'area in discussione.

le (FINETTI, 1974, com. verb. XXIV Congr. CIESM, Monaco).

In Sicilia le coltri maghrebidi si accavallano sulla « piattaforma » ragusana con modalità simili a quelle delle coltri appenniniche sulla piattaforma apula.

Zona apula, piana batiale ionica e zona ragusana sono impostate su crosta continentale scarsamente deformata (FINETTI & MORELLI, 1973) e sotto questo aspetto appartengono ad un dominio di avampaese con caratteri unitari. Ad un esame di maggiore dettaglio, però, è stato riconosciuto che la crosta presenta in queste tre zone caratteri-

stiche abbastanza differenziate. Notevolmente diverse, inoltre, sono anche le coperture post-erciniche nella zona apula ed in quella ragusana.

La piattaforma apula è fondata su una tipica crosta continentale, dello spessore di circa 30 chilometri (COLOMBI *et al.*, 1973).

Sotto la piana batiale dello Ionio la crosta appare fortemente assottigliata (circa 19 Km), ma sembra avere ancora caratteri continentali. La Moho non è ben evidenziata e la velocità di propagazione delle onde sismiche passa gradualmente da valori di 6 Km/sec a valori di 8 Km/sec (HINZ, 1974). Gli

elevati valori delle anomalie di Bouguer (+320 mgal) sono messi in relazione (MORELLI *et al.*, 1975) al debole spessore della crosta. L'età e il significato dell'assottigliamento non sono noti.

La crosta sottostante la « piattaforma » ragusana è tipicamente continentale, ed ha uno spessore di circa 30 Km (GIESE & MORELLI, 1973), che si riduce a una ventina sotto il Canale di Sicilia (COLOMBI *et al.*, 1973). Questo assottigliamento è dovuto ad un inizio di *rifting* post-messiniano (v. ad es. il profilo MS 19 di FINETTI & MORELLI, 1973), evidenziato da alti valori delle anomalie di Bouguer e da un vulcanismo basaltico plio-quadernario (Pantelleria, Linosa e vari vulcani sottomarini), attivo fino a tempi storici.

La Tabella 1 mette in evidenza la diversa evoluzione paleotettonica mesozoico-terziaria della piattaforma apula, dell'area corrispondente all'attuale piana batiale ionica, e della « piattaforma » ragusana. La piattaforma apula era soggetta durante tutto il Mesozoico ad una moderata subsidenza costantemente compensata da sedimentazione carbonatica di mare sottile. Questa subsidenza si interrompeva all'inizio del Terziario. La zona ragusana da piattaforma instabile nel Trias evolveva nel Lias a bacino, e solo nel Miocene riacquistava caratteri di piattaforma. E' interessante, in quest'area, l'attività magmatica mesozoico-terziaria, con basalti alcalini nel Mesozoico e alternanze di basalti a tendenza alcalina e basalti a tendenza tholeiitica nel Terziario. Nel Mar Ionio i depositi sottostanti alle evaporiti messiniane sono sconosciuti perché mai raggiunti in perforazione. Alcuni profili sismici *off shore*, ad ogni modo, mostrano una successione sedimentaria potente almeno qualche chilometro, ben stratificata e assolutamente indisturbata.

Il limite tra zona ragusana e piana batiale ionica è dato da una ripida scarpata di faglia post-messiniana. Su questo sistema tensivo si è impostato il vulcanismo etneo di affinità alcali-basaltica. Il limite tra piana batiale ionica e zona apula è dato anch'esso da una scarpata che limita il margine sud-occidentale della piattaforma. I profili si-

smici *off shore* mostrano chiaramente che la piattaforma apula non si collega con la « piattaforma » ragusana, come classicamente assunto da molti Autori, ma si dirige verso la Grecia, riaffiora nelle isole di Zante e Cefalonia, quindi scompare immergendosi sotto il Peloponneso.

L'avampaese della catena appenninico-maghrebide, dunque, consta di tre elementi relativamente mobili caratterizzati sia da differente spessore della crosta sia da differente storia sedimentaria alpina. A sud di questi elementi si trova l'elemento stabile sahariano separato dai precedenti dalla faglia sud-atlasica.

3.2. L'AVANFOSSA

La piattaforma apula è interessata lungo il suo margine sud-occidentale da una serie di faglie dirette che ribassano a gradinata verso l'edificio appenninico il *top* dei carbonati delle Murge. Questo sprofondamento è messo in evidenza dall'andamento delle anomalie di Bouguer che individuano una depressione riempita da materiali a bassa densità, l'avanfossa appenninica, avente la sua massima profondità in corrispondenza del margine esterno dell'Appennino. La parte orientale dell'avanfossa è abbastanza ben esplorata dai pozzi per le ricerche di idrocarburi, mentre la parte occidentale, sepolta dall'Appennino, non è stata mai raggiunta in perforazione ed è pertanto sconosciuta. Nell'ambito della parte esplorata dai pozzi profondi è possibile distinguere una porzione esterna, dove è stata riconosciuta una successione continua dal Pliocene inferiore al Calabriano, trasgressiva sui carbonati dell'avampaese pugliese, e una porzione interna, dove tra i sedimenti del Pliocene inferiore-medio e quelli del Pliocene medio-superiore si inserisce a forma di cuneo il fronte delle coltri appenniniche. La situazione è ben illustrata nei profili dei Fogli 201 Matera e 212 Montalbano Ionico della Carta Geologica d'Italia. Il sovrascorrimento mediopliocenico dell'Appennino sulle molasse della avanfossa, documentato in questi profili e

PIATTAFORMA APULA			PIANA BATIALE IONICA Rilievi sismici	« PIATTAFORMA » RAGUSANA Pozzi AGIP e in affioramento
Pozzo AGIP Foresta Umbra 1	Pozzo AGIP Ugento	Murge, in affioram.		
PQ		calcareniti 100-150 m	sedimenti plioquaternari	vulcaniti iblee (basalti alc. e tol.); sedimenti clastico-organogeni
M			evaporiti (1.500 m, vp 4-4,5 km/sec)	argille e calcareniti (400 m)
Ol		lacuna stratificata	sedimenti inossidati (per 1.400 m, vp 2,2 km/sec)	calcareniti (alcune centinaia di metri)
Eo				calcari pelagici e torbiditi vulcaniti
Pc				rari calcari neritici sui « seamounts » vulcanici (Cs)
Cs		calcari e calc. dol.		(alcune centinaia di metri)
Ci		idem		calcari nodulosi
M	dolomie dolomie calcaree	idem		(alcune decine di metri)
D	brecce dolomitiche	(spessore totale 4.535 m)		
Ls				calcari pelagici con ammoniti (alcune centinaia di metri)
Lm	(3.300 m)			torbiditi calcaree dolomitizzate « black shales » (Form. Streppenosa)
Li				dolomie ed evaporiti (Spessore Ts-Li oltre 2.000 m)
Ts	anidriti e dolomie			

Tab. 1 - Successioni stratigrafiche della piattaforma apula, del mar Ionio e della « piattaforma » ragusana.

provato dai dati di perforazione, è di almeno 30 chilometri.

Anche in Sicilia la carta delle isoanomalie di Bouguer evidenzia il ribassamento a gradinata dei carbonati ibleo-ragusani verso l'edificio maghrebide, e anche qui il fronte dell'alloctono si interpone entro ai sedimenti pliocenici del bacino di Caltanissetta, come dimostrato dai dati di perforazione. Sia in Lucania che in Sicilia, poi, sono state riconosciute colate gravitative di minore entità nei depositi plio-pleistocenici dell'avanfossa.

Lungo tutto l'arco calabro-peloritano il fronte dell'alloctono cade nel Mar Ionio, ma è ancora ben tracciabile attraverso i profili sismici (FINETTI, 1974, com. verb. XXIV Congr. CIESM, Monaco).

Nella carta delle isoanomalie di Bouguer è riconoscibile la continuità dell'avanfossa appenninico-maghrebide dal golfo di Taranto al bacino di Caltanissetta.

3.3. LA CATENA

L'Appennino meridionale e le Maghrebidi siciliane hanno una larghezza media di 120-130 Km, ma l'originario dominio di sedimentazione delle unità che compongono la catena doveva misurare almeno 400 chilometri. Ciò può dare un'idea dell'enorme quantità di crosta continentale subdotta, se si tiene presente che la massima profondità della Moho è di appena 40 Km.

Dalla storia sedimentaria di questo dominio, ben documentata dal Trias al Neogene, si può concludere che esso era impostato durante tutto il ciclo alpino su crosta continentale. In particolare non c'è alcuna evidenza che depositi triassici si siano sedimentati su crosta oceanica, come propongono WEZEL (1970), WEZEL & RYAN (1971), DEWEY *et al.* (1973). Rocce ultrabasiche sono completamente assenti, e le rocce basiche di varia età contenute in diverse unità dell'Appennino e delle Maghrebidi siciliane per quanto se ne sa finora sono di natura esclusivamente continentale.

Le unità stratigrafico-strutturali riconosciute nell'Appennino meridionale ed in Si-

cilia e la posizione dei corrispondenti domini paleogeografici sono riassunte nella Tabella 2 e nelle figure 2 e 3. La fig. 2 riproduce, con qualche modifica, la ricostruzione palinspastica secondo SCANDONE *et al.* (1974), relativa al Giurassico.

L'evoluzione mesozoico-terziaria del settore del margine continentale africano che nel Neogene ha generato l'Appennino meridionale e le Maghrebidi siciliane può essere riassunta come segue:

Nel Trias cominciano ad individuarsi le diverse zone paleogeografiche, le quali cadevano tutte nel dominio di sedimentazione del Trias alpino. Il fatto più significativo, in questo momento, è l'individuazione di un bacino relativamente stretto e fortemente subsidente, il bacino lagonegrese-imeres-sicano, caratterizzato nel Trias superiore dalla sedimentazione di calcari ad *Halobia*. L'impostazione di questo bacino è attribuita ad un tentativo, nel Trias medio, di *rifting* nel Golfo Paleomediterraneo (SCANDONE, 1975) che provocò intensa tettonica sinsedimentaria, manifestazioni vulcaniche alcali-basaltiche, assottigliamento crostale e conseguente elevata velocità di subsidenza.

Nel Giurassico (Lias medio-superiore) si verificò un secondo evento tensivo che determinò, questa volta, creazione di crosta oceanica, con conseguente definizione del margine continentale africano in questo settore. Tale evento si riflette sulle parti del margine continentale più lontane dall'oceano in un complicato sistema di faglie tensive, attive durante tutto il Mesozoico, che determinano una paleogeografia molto complessa. A seguito della dissezione delle piattaforme carbonatiche neritiche si creano nuovi bacini subsidenti e *seamounts* con sedimentazione calcarea pelagica e, nel Dogger-Malm, con sedimentazione silicea.

Per la definizione delle singole unità e per la descrizione delle successioni stratigrafiche si veda BOUSQUET & GRANDJACQUET (1969); SCANDONE (1972); D'ARGENIO *et al.* (1973); SCANDONE & SGROSSO (1974); SCANDONE *et al.* (1974); IPPOLITO *et al.* (1975); BONI *et al.* (1974); GIUNTA & LIGUORI (1972, 1973).

Nel Cretacico persiste la configurazione

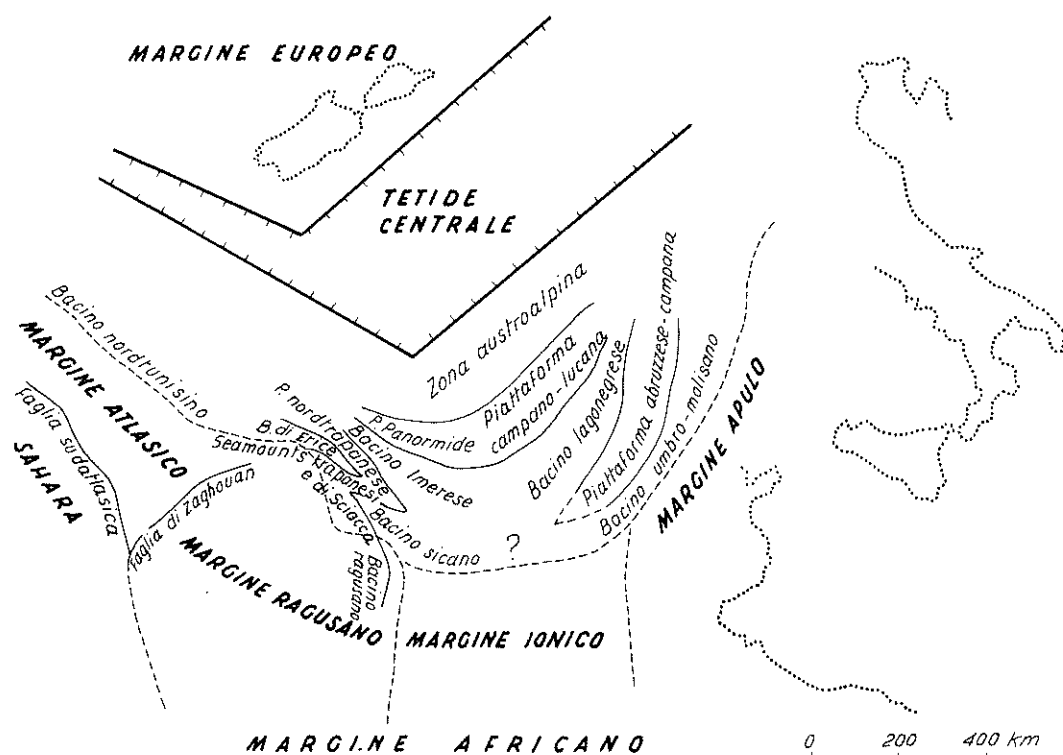


fig. 2 — Ricostruzione palinspastica della Tetide centrale nel Giurassico, da SCANDONE *et al.*, 1974, lievemente modificata.

paleogeografica del Giurassico. La subsidenza nei bacini tende ad arrestarsi, o diventa negativa, mentre le piattaforme carbonatiche localmente emergono. Nel Cretacico superiore si registra una forte ripresa della tettonica sinsedimentaria con effetti, in questo settore, ancora tensivi che agiscono *pro parte* lungo le vecchie faglie, *pro parte* generando nuove linee di frattura.

Durante il Paleogene nelle aree di piattaforma si riconosce una tendenza all'emersione, mentre nei bacini continua la sedimentazione pelagica.

Nel Miocene inferiore una trasgressione interessa la piattaforma carbonatica campano-lucana-panormide, e la sedimentazione evolve rapidamente a flysch; nello stesso tempo, o anche con un certo anticipo, evolvono a flysch i sedimenti del bacino lagonegrese-imerese. Ciò sta a dimostrare che il fronte di compressione ha raggiunto queste

zone relativamente esterne del margine continentale.

La tettogenesi appenninico-maghrebide si realizza in tre fasi principali, intervallate da fasi tettoniche di ordine inferiore:

— la fase aquitaniano-burdigaliana, caratterizzata dal sovrascorrimento su questa parte del continente africano del margine orientale dell'edificio alpino, già saldato al margine europeo. Al tempo stesso si realizza il « décollement » delle prime coltri appenniniche (unità derivanti dalla piattaforma campano-lucana-panormide e dal fianco interno, occidentale, del bacino lagonegrese-imerese);

— la fase tortoniana, caratterizzata da un ulteriore avanzamento di una parte dell'edificio alpino (il futuro arco calabro-peloritano) lungo il « binario » sinistro della linea di Sangineto e quello destro della linea

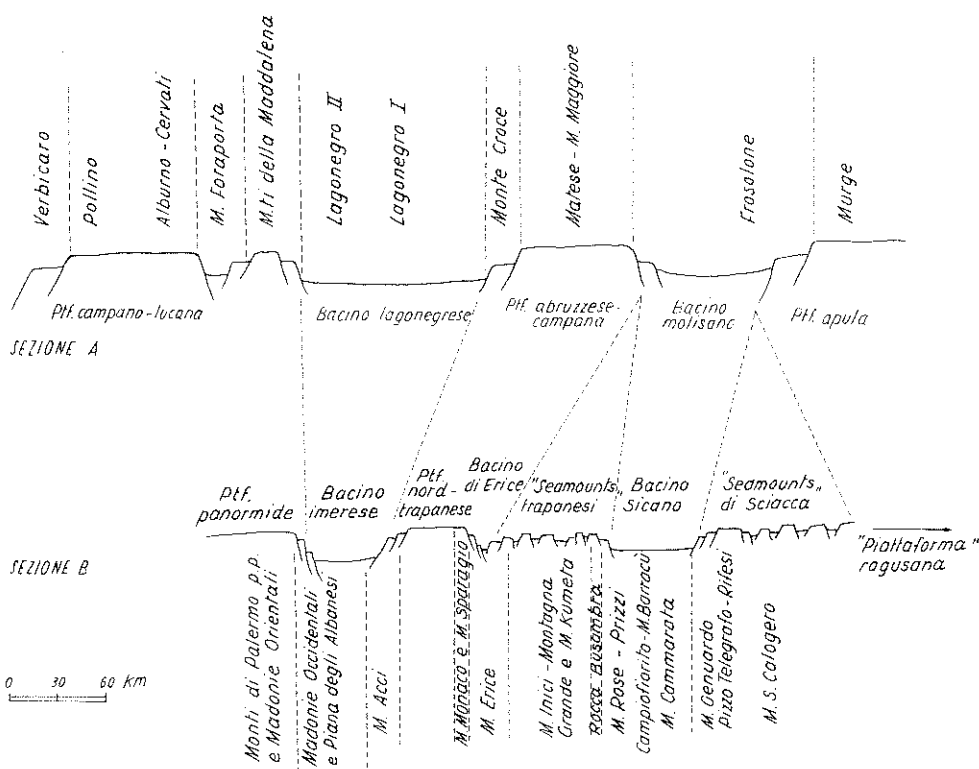


fig. 3 — Zone paleogeografiche lungo i margini apulo e ragusano nel Giurassico sup. e corrispondenti unità stratigrafico-strutturali dell'Appennino meridionale (sezione A) e della Sicilia (sezione B).

di Taormina, e dall'avanzamento del fronte di compressione fino al bacino molisano, a quello sicano e alla zona di Sciacca, con conseguente messa in posto delle falde appenninico-maghrebidi più esterne;

— la fase mediopliocenica, caratterizzata dal sovrascorrimento del margine esterno della catena sulle molasse dell'avanfossa.

Il sollevamento isostatico dell'Appennino e delle Maghrebidi siciliane è in buona parte post-calabrianico, essendo calabrianici i resti di antiche superfici morfologiche oggi dislocate ad oltre 1.500 metri d'altezza.

3.3.1. Le unità appenniniche di S. Donato e di Verbicaro

Saranno trattate qui brevemente solo le unità di S. Donato e di Verbicaro perchè sono meno note in letteratura, e perchè con esse viene a contatto la catena alpina a nord

e a sud della linea di Sanginetto. Per la descrizione delle altre si rimanda all'ampia letteratura esistente (tra gli altri BOUSQUET & GRANDJACQUET, 1969; SCANDONE, 1972; SCANDONE & SGROSSO, 1974; SCANDONE *et al.*, 1974; IPPOLITO *et al.*, 1975; BONI *et al.*, 1974).

Unità di S. Donato

Corrisponde in parte al « Trias metamorfico » di QUITZOW (1935a), ed è l'unità geometricamente più bassa. E' costituita da filadi (500 m) con locali intercalazioni di calcari e di metabasiti, e da una potente successione calcareo-dolomitica (circa 1.000 metri). L'età è Trias medio-? Miocene inferiore. Nei lavori di OGNIBEN (1969, 1973) e nel Modello Strutturale d'Italia (1973), compilato sotto la direzione scientifica dello stesso, il « Trias metamorfico » scompare, e viene sostituito da argilloscisti « liguridi » giurassico-

cretacici, tettonicamente sovrapposti ai massicci calcarei « panormidi ». La posizione geometrica delle filladi *sotto* e non *sopra* ai carbonati « panormidi » è di una tale evidenza che non si può fare a meno di restare perplessi di fronte a una tale interpretazione. In varie località, poi, sia presso S. Donato di Ninea (per es. versante sud del Cozzo Pellegrino) che presso Cetraro si vede perfettamente il passaggio stratigrafico, graduale dalle filladi ai carbonati « panormidi ». Nei calcari intercalati alle filladi, infine, si rinvengono abbastanza frequentemente alghe triassiche.

BOUSQUET & GRANDJACQUET (1969) distinguono un'unità costituita dalle filladi (« Trias metamorfico » di S. Donato) e un'unità carbonatica (unità Campotenese-Pollino), separate da un contatto tettonico.

Il passaggio stratigrafico tra filladi di S. Donato e calcari di Campotenese ci induce viceversa a porre entrambi nella stessa unità tettonica. Il fatto poi che i calcari di Campotenese, affetti da un metamorfismo in facies di scisti verdi, si trovino a brevissima distanza dai calcari del Pollino assolutamente esenti da metamorfismo, ci induce a separare i primi dai secondi. La nostra unità di S. Donato, pertanto, comprende il « Trias metamorfico » e i carbonati metamorfici dell'unità Campotenese-Pollino degli Autori francesi, mentre la parte non metamorfica dell'unità Campotenese-Pollino appartiene all'unità Alburno-Cervati di SCANDONE (1972).

A tutt'oggi non è ancora chiara l'originaria posizione paleogeografica dei terreni dell'unità di S. Donato. Essi sottostanno certamente all'unità di Verbicaro, ma i loro rapporti con l'unità del Pollino (= unità Alburno-Cervati), sono sconosciuti. Non si può dire, pertanto, se il loro originario dominio di sedimentazione si trovasse ad occidente o ad oriente della fascia centrale della piattaforma campano-lucana, rappresentata dai carbonati del Pollino.

Il metamorfismo, in facies degli scisti verdi, è di tipo barroviano, come suggerito dalla composizione delle miche bianche potassiche (DIETRICH *et al.*, 1977). L'associazione mineralogica è abbastanza banale nelle

filladi. Nelle metabasiti i minerali metamorfici sono rappresentati prevalentemente da actinolite, clorite, epidoto, albite.

L'età di questo metamorfismo non è definita. Dati radiometrici preliminari (BORSI & DUBOIS, 1968), suggeriscono una età eocenica, ma ciò suona strano in una zona del margine continentale africano così prossima all'avampaese. Più convincente sembra l'età miocenica suggerita da GRANDJACQUET (1971a). Attualmente sono in corso studi geologici e geocronologici, e rimandiamo le discussioni sull'argomento a quando si possiederanno più dati analitici.

Unità di Verbicaro

E' la più alta tra le coltri dell'Appennino calcareo, corrisponde alla « serie a selce » di GRANDJACQUET & GRANDJACQUET (1962), ed è stata definita da BOUSQUET & GRANDJACQUET (1969). Nei monti di Maratea e di Papasidero la successione non presenta traccia di metamorfismo; a S della valle del Lao, invece, è stato riconosciuto un metamorfismo di basso grado in facies degli scisti verdi, di età aquitaniana.

La successione presenta una forte variabilità laterale, conseguenza dell'energica tettonica sinsedimentaria che ha interessato nel Mesozoico e nel Paleogene il dominio di sedimentazione di questa unità. Sono frequenti lacune stratigrafiche, di difficile individuazione perchè marcate sempre da contatti paraconformi o al più disconformi, ma mai da discordanze angolari.

Nei suoi caratteri essenziali la serie stratigrafica è ricostruibile (GRANDJACQUET & GRANDJACQUET, 1962; VALLARIO & DE' MEDICI, 1967; SCANDONE, 1967, 1972; DAMIANI, 1970a; PIERATTINI *et al.*, 1975) nel modo seguente:

— Trias superiore. Dolomie grigie e nere, spesso stromatolitiche, con *Megalodon* sp., *Worthenia solitaria* ed alghe (giroporelle), con rare intercalazioni di argilliti. Spessore: 500-600 m.

— Lias inferiore. Calcari e calcari dolomitici, spesso con megalodontidi, e brecce

nella parte superiore. Spessore: alcune centinaia di metri.

— Lias medio. Calcarei e calcari marnosi, a luoghi selciferi. Spessore massimo: qualche centinaio di metri.

— Lias superiore. Calcarei marnosi e marne gialle con ammoniti (« ammonitico giallo » delle facies marginali della piattaforma campano-lucana, SCANDONE, 1968, 1972; BONI *et al.*, 1974). Spessore: da qualche metro ad alcune decine di metri.

— Dogger-Cretacico superiore. Calcarei selciferi, con livelli di conglomerati intraformazionali, brecce e calcareniti. Localmente, nel Giurassico sup., calcari a coralli e calcari oolitici. Nel Maastrichtiano brecce e calcari saccaroidi a frammenti di rudiste, con *Orbitoides media* e *Siderolites calcitrapoides*, e calcari con *Globotruncana*. Localmente alcalibasalti (« limburgiti » di QUITZOW, 1935a). Spessore: alcune centinaia di metri.

— Paleocene. Brecce calcaree con frammenti angolosi di selce. Localmente ialoclastiti. Spessore: da qualche metro a qualche decina di metri.

— Eocene-Miocene inferiore. Brecciole calcaree e calcareniti gradate a macroforaminiferi, con intercalazioni di letti argillosi; flysch argilloso-arenaceo. Spessore massimo: un centinaio di metri, compresi i depositi terrigeni.

A sud della valle del Lao la ricristallizzazione metamorfica ha spesso distrutto i resti fossili e la datazione dei singoli intervalli è basata su comparazioni litostratigrafiche con gli affioramenti settentrionali.

La sovrapposizione sull'unità del Pollino e la storia paleotettonica dell'unità di Verbicaro consentono di stabilire che il suo originario dominio di sedimentazione corrispondeva al margine interno, occidentale, della piattaforma campano-lucana.

Attualmente l'unità di Verbicaro giace tettonicamente, come si è detto, sull'unità del Pollino (= unità Alburno-Cervati) e sull'unità di S. Donato. Sotto l'unità di Verbi-

caro si riconosce una formazione di argille prive di metamorfismo, « farcite » da ciottoli e blocchi riconducibili ad elementi della catena alpina, trasgressive sull'unità di S. Donato. Su questa formazione si tornerà più tardi, a proposito del problema del metamorfismo dell'Appennino.

A sud della linea di Sanginetto l'unità di Verbicaro affiora nelle finestre tettoniche di Cetraro, Timpone del Forno, Terme Lurigiane, Coreca, Grimaldi, M. Cocuzzo, Bagni di Caronte. La parte più alta della successione, a partire dalle brecce a selce, è generalmente assente perché tranciata dal sovrascorrimento della catena alpina.

4. I RAPPORTI GEOMETRICI TRA CATENA APPENNINICO-MAGHREBIDE E CATENA ALPINA

All'altezza della linea di Sanginetto, ben nota in letteratura dopo i lavori di STAUB (1951) e dopo quelli della scuola della Sorbona (GLANGEAUD, 1952; CAIRE *et al.*, 1960; GRANDJACQUET *et al.*, 1961; GLANGEAUD *et al.*, 1962) nei quali questa veniva interpretata come una « geosutura », le unità tettoniche dell'Appennino si immergono sotto le coltri calabresi, per riaffiorare in varie finestre tettoniche nella Catena Costiera tra Bonifati e la stretta di Catanzaro. Questi rapporti geometrici sono chiarissimi, senza possibilità di dubbio. Interpretiamo la linea di Sanginetto come un binario di movimento sinistro che ha portato la catena alpina a penetrare profondamente nell'arco ionico. Questo binario è stato attivo almeno fino al Tortonianiano superiore. All'altro estremo dell'arco un ruolo analogo è svolto dal binario destro della linea di Taormina.

A nord della linea di Sanginetto elementi della catena alpina sono conservati come Klippen di estensioni più o meno vaste nei Graben dei massicci calcarei e, a oriente di questi, come lembi discontinui alla base della grande coltre del flysch del Cilento. Si tratta delle « argille scagliose ofiolitifere » dei vecchi Autori e del cristallino di Episcopia-S. Severino Lucano. Quest'ultimo rappresenta il lembo più settentrionale noto di ele-

menti austroalpini, oltre venti chilometri a nord della linea di Sanginetto.

Molti Autori, sulla scia di QUITZQW (1935a), hanno tentato di spiegare il metamorfismo delle serie appenniniche nord-calabresi, in particolare il « Trias metamorfico » di S. Donato-Cetraro, come conseguenza del ricoprimento delle coltri cristalline calabresi. Questa ipotesi è insostenibile perchè tra il « Trias metamorfico » di Cetraro e le coltri della catena alpina si rinvengono lembi di argille affatto prive di metamorfismo, riconducibili alle « *argiles à blocs* » di GRANDJACQUET (1971a) (DIETRICH, 1978).

In Sicilia i rapporti tra unità peloritane e unità maghrebidi lungo la linea destra di Taormina sono meno chiari che in Calabria. La superficie di faglia corrispondente alla linea di Taormina ha da Est verso Ovest un decorso dapprima verticale e man mano tende al coricamento con immersione settentrionale, con conseguente accavallamento dell'unità di Longobucco-Longi-Taormina sull'unità del Monte Soro. Lungo questa struttura si nota generalmente una tendenza al rovesciamento verso sud dei terreni dell'unità di Longi-Taormina.

Lungo il fronte sud-orientale dei Peloritani, infine, ma i dati a nostra disposizione sono ancora lontani dall'essere completi, sembrerebbe che le unità peloritane più alte e quelle dei Nebrodi (argille varicolori e unità del Monte Soro) siano « saldate » da un terrigeno molassico miocenico.

5. LA CATENA ALPINA NELL' ARCO CALABRO-PELORITANO: SVILUPPO E DEFORMAZIONE A VERGENZA EUROPEA DI UN SETTORE DELLA TETIDE OCEANICA E DEL SUO MARGINE CONTINENTALE MERIDIONALE

La catena alpina consta, come detto, di coltri di derivazione sia oceanica che continentale.

La Tabella 3 fornisce un compendio dell'assetto geometrico e dei caratteri delle varie unità che la compongono.

La storia della sua costruzione non è ancora ben definita e pertanto il quadro

che qui viene tracciato è meno esauriente di quello tracciato per l'Appennino.

Nel Giurassico superiore-Cretacico inferiore vi è creazione di crosta oceanica. Non è ben documentata l'esistenza di terreni legati al primo stadio di *rifting* (Lias medio-superiore) indotto dall'apertura dell'Atlantico meridionale, anche se ne è sospetta l'esistenza in Calabria (v. calcari di Mezzana, par. 5.4.).

L'inizio della compressione non è ancora definito. E' però certo in Calabria che, nel corso della costruzione delle coltri alpine, vi è stato il tranciamento al livello del Cretacico delle coperture sedimentarie delle unità ofiolitiche e dell'unità austroalpina geometricamente più bassa (unità di Bagni-Fondachelli), ad opera delle altre unità austroalpine (unità di Castagna e unità di Polla-Copanello).

Nel corso dell'impilamento delle unità austroalpine buona parte della litosfera del continente africano doveva scomparire in subduzione, dal momento che, come si verifica nelle Alpi s.s., le falde soprastanti alle ofioliti rappresentano soltanto sottili trucioli di crosta continentale.

Contemporaneamente alla costruzione della catena alpina si sedimentavano il flysch del Cilento (Cretacico sup.-? Oligocene) e i terreni del complesso « sicilide » (Cretacico inf.-Oligocene superiore), quest'ultimo contenente nella parte più alta tuffi andesitiche. Finora non si possiede però un modello palinspastico che fissi con sufficiente attendibilità la posizione originaria dei bacini di questi « flysch interni » (cioè depositi ad ovest dei domini delle future unità appenniniche aventi destinazione africana), e per questa ragione essi sono posti tra le unità *incertae sedis*. Lo studio di questi « flysch interni » potrebbe contribuire non poco ad individuare il momento esatto della chiusura completa della Tetide, e quindi della collisione tra Europa ed Africa in questo settore.

Alla fine dell'Oligocene, comunque, la catena alpina era già accavallata sull'unità di Longobucco-Longi-Taormina, e si trovava al margine occidentale del dominio della futura unità appenninica di Verbicaro.

CATENA COSTIERA (tra Diamante e Fuscaldo)		CATENA COSTIERA (tra Fuscaldo e Nicastro) E SILA PICCOLA	
CATENA ALPINA	UNITA' DI POLIA-COPANELLO		
	Litologia: gneiss a biotite e granato con sillimanite e cordierite, anfiboliti, granuliti, marmi, dioriti s.l. Spessore: molte centinaia di metri. Metamorfismo: pre-Triassico, con effetti alpini localizzati nella parte inferiore dell'unità, indicativi di moderata alta pressione.		
	UNITA' DI MALVITO	?	UNITA' DI CASTAGNA
	Sequenza: calcari a Calpionella e selci, debolmente metamorfici; metabasiti. Età della sequenza: Giurassico-Cretacico inf. Spessore massimo: 350 m. Tipo di metamorfismo: grado molto basso della facies degli scisti verdi. Età del metamorfismo: Oligocene (circa 32 M.A.).		Litologia: gneiss, gneiss occhiadini e graniti s.l., micascisti. Spessore massimo: intorno ai 700 m. Metamorfismo: pre-Triassico, con effetti alpini localizzati nella parte bassa dell'unità, indicativi di alta pressione e bassa temperatura.
	UNITA' DI BAGNI-FONDACHELLI		
Sequenza: radiolariti, metapeliti e calcari cristallini; metaconglomerati e quarziti in disconformità su metapsammiti e filladi, contenenti occasionalmente metabasiti. Età della sequenza: basamento pre-Triassico e copertura sedimentaria Triassico ?- Cretacico inf. Spessore massimo: diverse centinaia di metri. Tipo di metamorfismo: basso grado della facies degli scisti verdi (metamorfismo ercinico) e, sovrapposto, un bassissimo grado della facies degli scisti verdi, al limite della diagenesi (metamorfismo alpino). Età del metamorfismo alpino: non più antico del Cretacico inf.			
UNITA' DI DIAMANTE-TERRANOVA	?	UNITA' DI GIMIGLIANO	
Sequenza: calcescisti e filladi; metabasiti; serpentiniti. Età della sequenza: Giurassico-Cretacico inf. Spessore massimo: 200-250 metri. Tipo di metamorfismo: facies degli scisti blu con sovrapposta facies degli scisti verdi. Età del metamorfismo: probabilmente Cretacico sup. e Paleogene.		Sequenza: filladi e scisti psammitici, selci e calcari cristallini; metabasiti; serpentiniti. Età della sequenza: Giurassico-Cretacico inf. Spessore massimo: intorno a 500 metri. Tipo di metamorfismo: basso grado della facies degli scisti verdi, con relitti della facies degli scisti blu. Età del metamorfismo: probabilmente Cretacico sup. e Paleogene.	
UNITA' DEL FRIDO			
Sequenza: argilloscisti e quarziti, subordinatamente calcari. Età della sequenza: Cretacico sup.(?) Spessore: alcune centinaia di metri. Tipo di metamorfismo: grado molto basso della facies degli scisti verdi, al limite della diagenesi. Età del metamorfismo: non più antico del Cretacico sup.			

CATENA APPENNINICA	UNITA' DI VERBICARO Sequenza: calcari con selce, dolomie ed evaporiti; localmente rocce basiche. La sequenza è debolmente metamorfica. Età della sequenza: Trias sup.-Aquitano. Spessore massimo: 1300 metri. Tipo di metamorfismo: grado molto basso della facies degli scisti verdi, con moderata alta pressione. Età del metamorfismo: Aquitano (18 M.A.).
	« ARGILLE A BLOCCHI » discordanza angolare UNITA' DI S.DONATO Sequenza: dolomie ed evaporiti; filladi. Età della sequenza: Trias medio e superiore. Spessore massimo: intorno a 1500 metri. Tipo di metamorfismo: basso grado della facies degli scisti verdi. Età del metamorfismo: probabilmente Aquitano.

LEGENDA

- · — · — · Contatto tra catena alpina e catena appenninica.
 ===== Contatto tettonico realizzato sotto condizioni di alta pressione confinante.
 ----- Contatto tettonico realizzato sotto condizioni di bassa pressione confinante.
 ————— Contatto tettonico realizzato sotto condizioni di pressione confinante non definite.
 Discordanza angolare.

TABELLA 3.

Principali caratteri delle unità tettoniche della Catena Costiera e della Sila Piccola, da DIETRICH *et al.* (1976) e DIETRICH (1976), con lievi modificazioni.

Nel Miocene inferiore cominciò l'accavallamento delle unità alpine cretacico-paleogeniche sulle coltri appenninico-maghrebidi in via di costruzione (unità di Verbicaro). In Calabria edificio alpino ed edificio appenninico saranno saldati non prima del Torroniano superiore, dal momento che il binario sinistro della linea di Sanginetto è attivo almeno fino a questo momento.

Nella fase mediopliocenica l'edificio alpino e l'edificio appenninico, ormai saldati, sovrascorrono *in toto* sui depositi dell'avanzamento.

5.1. UNITÀ DEL FRIDO

Questa unità corrisponde a parte della formazione del Frido di VEZZANI (1968b) e si identifica *pro parte* con il « flysch argilloso-filladico » di IPPOLITO & LUCINI (1957), con il « flysch fillonitico » di COTECCHIA (1958), con il « flysch a quarziti » degli Autori francesi (CAIRE, GLANGEAUD & GRANDJACQUET, 1960) nonché con il flysch « argillitico-quarzoso-calcareo » di SELLI (1962).

L'unità affiora con grande sviluppo nella zona di confine calabro-lucano da Latronico a Villapiana, a NE delle unità carbonatiche, geometricamente al di sotto del flysch del Cilento e al di sopra dell'unità del Pollino. In Calabria l'unità ricompare a sud della linea di Sanginetto come l'unità più bassa dell'edificio alpino. Gli affioramenti più meridionali noti compaiono in finestra a Gimigliano (COLONNA & ZANETTIN LORENZONI, 1973). L'area in cui l'unità assume il massimo spessore e nella quale è possibile osservarne tutti i membri è quella di S. Severino Lucano. E' in questa zona che sono localizzate le due sezioni tipo descritte da VEZZANI (1968b), lungo il Torrente Frido e a La Fagosa-Timpa Bruciata-Calda. La successione secondo l'Autore è costituita da una fitta alternanza di argilloscisti, quarzareniti, grovache, calcari più o meno arenacei. L'insieme è debolmente metamorfico. L'Autore distingue cinque membri: basale, argilloscistoso inferiore, quarzarenitico, calcareo-scistoso e argilloscistoso superiore.

Lo spessore complessivo, secondo VEZ-

ZANI, è di circa 1.200-1.300 metri. Secondo questo Autore e OGNIBEN (1969) la formazione del Frido sarebbe ricoperta stratigraficamente, in continuità, dalla formazione delle Crete Nere. Ciò è in contrasto con la presenza di elementi delle unità ofiolitiche e dell'unità di Polia-Capanello tra il Frido e le Crete Nere, e con l'assenza di qualsiasi traccia di metamorfismo nella formazione delle Crete Nere. A nostro avviso quest'ultima rappresenta la parte più bassa del flysch del Cilento, del quale si discuterà più avanti.

Nella Catena Costiera e in Sila Piccola l'unità del Frido è ricoperta tettonicamente dalle unità ofiolitiche di Malvito, Diamante-Terranova e Gimigliano, e sovrasta le unità di Verbicaro e di S. Donato.

La formazione del Frido è stata attribuita da VEZZANI (1968b) al Cretacico inferiore ed in particolare all'intervallo Neocomiano-Aptiano sulla base di ritrovamenti micropaleontologici e di considerazioni di ordine stratigrafico (continuità con la sovrastante formazione delle Crete Nere). Questa età è però in contrasto con il rinvenimento di globotruncane del Cretacico superiore in argilloscisti dell'unità del Frido nella zona del Cilento (SCANDONE, dato inedito).

A scala regionale questa unità mostra caratteri metamorfici omogenei. Il metamorfismo è molto basso, al limite con la diagenesi.

La posizione tettonica dell'unità al di sotto delle ofioliti fa ritenere possibile una sua originaria appartenenza alla Tetide. In tal caso essa rappresenterebbe la copertura di una parte di basamento oceanico attualmente non riconosciuta.

5.2. UNITÀ DI DIAMANTE-TERRANOVA

L'unità di Diamante-Terranova (DIETRICH *et al.*, 1977) consiste di metabasiti massicce o scistose (metabasalti, porfirici e non, metapillow lavas, metabrecce, metatalclastiti) e rare serpentiniti, con una copertura di filadi e calcescisti. Nelle metabasiti non foliate sono frequenti ed evidenti le strutture a pillows. Lo spessore dell'unità è di circa 200 m; l'età supposta è giurassico-cretacica

inferiore. L'unità poggia tettonicamente sull'unità del Frido ed è coperta tettonicamente dall'unità di Malvito. Nelle zone più meridionali (es. Diamante, Terranova da Sibari) forma affioramenti più o meno estesi e continui, mentre nelle zone più settentrionali (es. Scalea, Mormanno) forma lenti di limitate dimensioni sopra o entro l'unità del Frido.

Nelle *metabasiti* sono registrati gli effetti di un metamorfismo plurifaciale (HOFFMANN, 1969; DUBOIS, 1970; DE ROEVER, 1972; DIETRICH & SCANDONE, 1972; DE ROEVER *et al.*, 1974). Secondo HOFFMANN (1969) in esse sono riconoscibili:

- 1) effetti in facies degli scisti glaucofanici;
- 2) successivi effetti in facies lawsonite-albite.

Secondo BEUNK (in DE ROEVER *et al.*, 1974), sono riconoscibili in ordine cronologico effetti nelle seguenti facies:

- 1) facies delle metagrovacche a pumpellyite-prehnite;
- 2) facies degli scisti glaucofanici;
- 3) facies degli scisti verdi.

Localmente sono presenti vene di lawsonite o epidoto-albite-pumpellyite che potrebbero rappresentare effetti in facies lawsonite-albite di transizione tra 2 e 3.

La facies a pumpellyite-prehnite è caratterizzata da diffusa cristallizzazione di pumpellyite-albite.

La facies degli scisti glaucofanici è caratterizzata da formazione di lawsonite, Na-anfiboli, Na-pirosseni, albite, quarzo, aragonite, pumpellyite.

Na-anfiboli ed Na-pirosseni sono zonati; in essi si riscontra il seguente ordine di blastesi: crossite → glaucofane → crossite; cloromelanite → jadeite impura → cloromelanite.

Questo fatto potrebbe essere legato a variazioni P/T nel tempo durante il metamorfismo di alta pressione e bassa temperatura.

I passaggi dalla facies 1 alla facies 3 riconosciuti da BEUNK sarebbero, a nostro av-

viso, avvenuti gradualmente. Durante l'evento metamorfico HP/LT (1-2) sono state raggiunte T di 250°C-300°C e P di 6-9 kb (DE ROEVER *et al.*, 1974).

La facies degli scisti verdi è caratterizzata da parziale o completa sostituzione dei minerali formati nelle fasi precedenti con formazione di clorite + albite + phengite + stilpnomelano. In questo evento si forma anche actinolite attorno agli anfiboli sodici.

Ai *metasedimenti* della copertura delle metabasiti di Diamante-Terranova sono attribuibili, oltre agli estesi affioramenti della valle del T. Corvino e di Terranova da Sibari-bassa valle del Crati, anche piccoli affioramenti di metacalcari filladici e filladi nella regione Mormanno - Scalea attribuite da BEUNK (in DE ROEVER *et al.*, 1974) alla « Formazione del Frido ». Infatti in questa regione non solo ofioliti, ma anche lembi della copertura di queste (calcescisti e filladi) sono tettonicamente imballati nell'unità del Frido, formando una sorta di *mélange*.

Misure del periodo laterale b_0 delle miche bianche potassiche (DIETRICH *et al.*, 1977) presenti nelle metapeliti di copertura delle ofioliti hanno dato valori tipici di metamorfismo di pressione intermedio-alta ($\bar{x} = 9.033$). Tra i valori ottenuti la maggior parte è inferiore a 9.045 mentre il 15% circa raggiunge valori anche di 9.050. Questo fatto è legato al carattere plurifaciale del metamorfismo: i valori più bassi dovrebbero corrispondere a una diminuzione del rapporto P/T, conseguente all'evento in facies di scisti verdi.

5.3. UNITÀ DI GIMIGLIANO

L'unità di Gimigliano (DIETRICH *et al.*, 1977) affiora diffusamente in Catena Costiera e in Sila Piccola dalla linea di Sanginetto fino all'allineamento Nicastro-Gimigliano. I principali affioramenti sono nelle aree di Rose, Guardia Piemontese, Mongrassano, Paola, Gesuiti, M. Reventino, Gimigliano. Nell'ambito dell'unità sono state riconosciute alcune differenze nelle metabasiti e nella loro copertura sedimentaria. Pertanto di seguito descriviamo due sequenze indicative: la se-

quenza Fuscaldo-Rose e la sequenza M. Reventino-Gimigliano. L'età supposta di entrambe le sequenze è giurassico sup.-cretacea inf.

Sequenza Fuscaldo-Rose (DIETRICH & SCANDONE, 1972). E' stata studiata anche da DUBOIS (1970), DE ROEVER (1972), BONARDI *et al.* (1974), DE ROEVER *et al.* (1974), DIETRICH *et al.* (1977), DIETRICH (1978). Consiste di metabasiti e subordinate serpentiniti, alle quali succede verso l'alto un'alternanza di filladi, frequentemente verdastre e violacee, metacalcari, metapsammiti e metapsefiti di origine torbiditica.

Le metabasiti sono rappresentate da metabasalti porfirici verdi e violacei, con grandi cristalli di feldspati più o meno deformati, meta pillow lavas spesso porfiriche, metabrecce e metaialoclastiti rappresentate, queste ultime, da scisti verdastri e violacei sovente listati. Subordinatamente sono presenti metagabbri con fenocristalli visibili ad occhio nudo di pirosseni e anfiboli o di soli pirosseni. Rare sono le serpentiniti, mentre relativamente più frequenti sono scisti cloritici e tremolitici da esse derivati.

Sia lo spessore delle metabasiti, che quello della copertura, si aggira sui 200 metri.

La sequenza poggia sull'unità del Frido ed è coperta tettonicamente dall'unità di Malvito negli affioramenti più settentrionali, e dall'unità di Bagni-Fondachelli a sud.

Sequenza Monte Reventino-Gimigliano (DIETRICH & SCANDONE, 1972). Contributi alla conoscenza di questa sequenza si trovano nei lavori di DUBOIS (1970), DE ROEVER (1972), PICCARRETA (1972, 1973), COLONNA & ZANETTIN LORENZONI (1972), DI PIERRO *et al.* (1973), PICCARRETA & ZIRPOLI (1975), COLONNA & PICCARRETA (1975b), DIETRICH *et al.* (1977). Consiste di serpentiniti e metabasiti ricoperte stratigraficamente da metacalcari e metapsefiti di origine torbiditica (microconglomerati a ciottoli di quarzo rosa), metapsammiti biancastre, verdastre e violacee, filladi grigie e verdastre, a luoghi listate.

Le serpentiniti sono per lo più massicce e contengono chiazze e cristalli di pirosseni; alla periferia delle masse più grandi si tro-

vano tipi brecciati e oficalciti. Le serpentiniti sono a luoghi trasformate in scisti cloritico-tremolitici. Le metabasiti appaiono per lo più verdastre, ma anche listate, con alternanze di bande verdi, grigio-biancastre, violacee e bluastre e contengono pirosseni relitti; la foliazione è quasi sempre marcata. Lo spessore complessivo supera i 200 metri; la copertura metasedimentaria è spesso qualche centinaio di metri.

La sequenza è sovrastante all'unità del Frido e sottostante all'unità di Bagni-Fondachelli.

Il metamorfismo dell'unità di Gimigliano è articolato in maniera complessa: sono riconoscibili infatti due eventi metamorfici ⁽²⁾ (DUBOIS, 1970; DE ROEVER, 1972; PICCARRETA, 1973; DE ROEVER *et al.*, 1974; PICCARRETA & ZIRPOLI, 1975; DIETRICH *et al.*, 1977; DIETRICH, 1978).

L'evento più antico, caratterizzato da P intermedio-alte e T basse, inizia in condizioni della facies prehnite-pumpellyite con formazione di pumpellyite, epidoti, albite, clorite, ed evolve generalmente a condizioni della facies lawsonite-albite con formazione di lawsonite, albite, clorite, (Mg)riebeckite-crossite, egrina, epidoti (DE ROEVER, 1972; DE ROEVER *et al.*, 1974; PICCARRETA & ZIRPOLI, 1975; DIETRICH, 1978). Solo a Falerna e forse a Coreca raggiunge condizioni della facies degli scisti glaucofanici (DE ROEVER, 1972; DE ROEVER *et al.*, 1974; PICCARRETA & ZIRPOLI, 1975).

Nella sequenza Monte Reventino-Gimigliano la variazione di composizione degli anfiboli e pirosseni sodici nonché la distribuzione di lawsonite delineano una zoneografia metamorfica (PICCARRETA, 1972; PICCARRETA & ZIRPOLI, 1975; COLONNA & PICCARRETA, 1975b) con P/T crescente da Gimigliano a Falerna. Questi risultati rendono necessario lo studio sistematico degli anfiboli e pirosseni sodici sia per l'individuazione di eventuali zoneografie in altre aree, sia per definire più correttamente le condizioni di metamorfismo.

(2) Si prescinde qui da alcuni effetti metamorfici attribuibili dubitativamente a metamorfismo oceanico nella sequenza Monte Reventino-Gimigliano.

L'evento più recente è in facies degli scisti verdi di basso grado (epidoti, actinolite, albite, clorite, phengite); esso varia di intensità sia da nord a sud, sia da ovest a est: incipiente o incompleto nella sequenza Fuscaldo-Rose, incipiente nella zona di Falerna, intenso nella zona del M.te Reventino e di Gimigliano.

Nella copertura delle due sequenze, anche se raramente, si rinviene lawsonite.

I valori del periodo laterale delle miche bianche potassiche delle metapeliti forniscono un quadro abbastanza coerente con l'evoluzione delle metabasiti (DIETRICH *et al.*, 1977). Nella sequenza Fuscaldo-Rose e a Falerna, dove l'evento in facies scisti verdi è meno spinto, i valori dei b_0 sono più elevati, indicando che le miche bianche non hanno risentito o hanno risentito poco dell'evento metamorfico in facies scisti verdi; nelle zone del M.te Reventino e di Gimigliano, dove l'evento in facies scisti verdi è più intenso, i b_0 delle miche bianche sono spostati verso valori più bassi, denunciando riequilibrio in condizioni di rapporto P/T più basso (probabilmente per leggeri aumenti di T) rispetto al primo evento metamorfico. Va fatto presente comunque che i valori simili di b_0 delle metapeliti della sequenza Fuscaldo-Rose (primo evento in facies lawsonite-albite) e delle metapeliti di Falerna (primo evento in facies degli scisti glaucofanici) appaiono in contrasto con le diverse condizioni bariche del primo evento.

Per la posizione geometrica e per l'analogia della copertura metasedimentaria abbiamo parallelizzato le metabasiti dei Borghi nei Peloritani (con a letto l'unità Longobucco-Longi-Taormina e a tetto l'unità Bagni-Fondachelli) con l'unità di Gimigliano. Questa correlazione, al momento, è però ipotetica.

5.4. UNITÀ DI MALVITO

L'unità di Malvito (DIETRICH *et al.*, 1977) affiora estesamente a cavallo della linea di Sanginetto. E' costituita da metabasiti con una copertura sedimentaria prevalentemente

calcarea. Buone sezioni sono presso Laise (Belvedere Marittimo) e Malvito.

L'unità di Malvito poggia tettonicamente sulla unità di Diamante-Terranova o sulla unità di Gimigliano, ed è sottostante all'unità di Polia-Copanello.

Le metabasiti sono rappresentate da metabasalti verdi e rossicci, a grana fine o media, frequentemente porfirici con cristalli di feldspati verdastri o violacei, e da metabrecce e metaialoclastiti. Sono molto frequenti pillow lavas e pillow breccias, a luoghi con calcari di interpillow. Lo spessore complessivo è di circa 200 metri.

La copertura sedimentaria è costituita da una sequenza debolmente metamorfica di selci, peliti e radiolariti rosse e verdognole, calcari allodapici contenenti radiolari e rare calpionelle, brecciole gradate poligeniche con clasti calcarei e filladici, nonché di quarzo e feldspati. In brecciole calcaree intercalate alle radiolariti si rinvencono *Trocholina* sp., *Protopenelopis striata*, *Nautiloculina oolitica* (probabile Malm sup.); nei calcari si rinvencono calpionelle del Cretacico inf. L'età del metamorfismo è dunque non più antica del Cretacico inf.-medio.

Dati radiometrici preliminari con il metodo K/Ar suggeriscono un'età oligocenica per l'ultimo evento (CIVETTA, dati inediti).

Il metamorfismo dell'unità di Malvito si è realizzato con scarsità di movimenti penetrativi, mentre sono diffuse fratture di dilatazione e fatti cataclastici. Le strutture macro- e microscopiche originarie sono perfettamente conservate.

I minerali relitti sono quasi sempre abbondanti e sono rappresentati da plagioclasi e clinopirosseno; i minerali metamorfici sono albite, clorite, pumpellyite, lawsonite, calcite, phengite, actinolite, epidoto e rara egrina.

La pumpellyite è molto frequente sia diffusa nella roccia, sia pseudomorfa su plagioclasi, sia in vene. Anche la lawsonite è molto diffusa, sia nella massa di fondo, sia pseudomorfa su originari fenocristalli di plagioclasi, più raramente in vene. L'actinolite è presente in piccole quantità, così come

l'epidoto che è stato riconosciuto con certezza solo in vene. I rapporti tra i minerali citati non sono al momento chiari. Un tentativo di ricostruzione dell'ordine di cristallizzazione è stato effettuato attraverso l'esame dei rapporti di intersezione delle vene. Le vene più comuni sono a clorite + albite + calcite, clorite, albite; meno diffuse sono quelle a albite + actinolite, calcite + albite + epidoti + actinolite, calcite + albite + epidoti, clorite + calcite + epidoti; piuttosto rare sono quelle a lawsonite + albite + mica chiara + pumpellyite, albite + pumpellyite.

Rapporti di intersezione inequivocabili sono stati osservati in pochi casi e questi portano a ritenere che un evento a pumpellyite + lawsonite + albite + clorite abbia preceduto un evento a albite + clorite + actinolite + epidoti + calcite. Comunque queste

conclusioni hanno bisogno di ulteriori verifiche.

Il tipo di evoluzione metamorfica di questa unità è abbastanza simile a quello delle altre unità ofiolitiche (Tab. 4). In particolare per quanto riguarda l'evento presumibilmente più antico si vedono possibilità di confronto con la facies lawsonite-albite nelle altre unità ofiolitiche, ma la mancanza o la scarsità di epidoto rispetto alle metabasiti delle altre unità suggerisce condizioni di più bassa temperatura. Non è chiaro se la mancanza di Na-anfiboli sia legata a fattori chimici o fisici.

Nella zona del confine calabro-lucano sono presenti piccoli affioramenti sparsi di rocce basiche ed ultrabasiche, alcune, come già detto, riconducibili alla unità di Diamante-Terranova, altre momentaneamente

Tab. 4 - Sinopsi dei minerali formati durante il metamorfismo HP/LT nelle meta-ofioliti della Calabria.

Minerali	UNITA' DI DIAMANTE-TERRANOVA	UNITA' DI GIMIGLIANO		UNITA' DI MALVITO	
		Sequenza FUSCALDO-ROSE	Sequenza MONTE REVENTINO-GIMIGLIANO	nord	sud
Na-anfiboli					
Na-pirosseni					— — — —
Lawsonite					
Aragonite					
Albite	— — — — —				
Clorite	— — — — —				
Epidoti				— — — — —	
Prehnite				— — — — —	
Pumpellyite				— — — — —	
Quarzo	— — — — —			— — — — —	
Phengite	— — — — —			— — — — —	
contenuto in glaucofane di Na-anfiboli	fino a Gl ₈₅	fino a Gl ₃₀	a Falerna fino a Gl ₈₅ ; nelle altre zone fino a Gl $\approx$ 60		
contenuto in jadeite di Na-pirosseni	fino a Jd ₈₀	fino a Jd ₁₅	a Falerna fino a Jf ₃₀ ; a Gimigliano fino a Jd ₁₅		il pirosseno metamorfico, raro, è un'egirina
condizioni metamorfiche raggiunte	facies degli scisti glauc.	facies laws-ab	a Falerna: facies degli scisti glauc.; nelle altre zone: facies laws-ab		a nord: facies prehn-pump; a sud: facies laws-ab

incluse nell'unità di Malvito, ma che potrebbero appartenere ad una o più unità ofiolitiche ancora da definire. Ci riferiamo alle rocce basiche associate ai « Calcari di Mezzana » (BOUSQUET, 1964) e a quelle di Timpa delle Murge e dei dintorni di San Severino Lucano.

L'età dei calcari di Mezzana non è ancora accertata; se essa è liassica, come è probabile, le rocce basiche associate potrebbero rappresentare la prima testimonianza del *rifting* della Tetide nell'area calabro-peloritana.

Le metabasiti della Timpa delle Murge hanno una copertura sedimentaria (BOUSQUET, 1971) alquanto differente dai « Calcari a Calpionella » e questo potrebbe costituire, assieme al diverso metamorfismo, un ulteriore elemento di differenziazione dall'unità di Malvito. Le metabasiti, descritte da SPADDA (1968) e da LO GIUDICE (1968), presentano effetti di un probabile metamorfismo di fondo oceanico (orneblenda bruno-rossiccia) e di successivi eventi metamorfici di basso grado responsabili della crescita di pumpellyite, prehnite, albite, clorite, actinolite, che suggeriscono forse una facies a prehnite-pumpellyite seguita da deboli effetti in facies degli scisti verdi.

E' da avvertire che le serpentiniti riferite nella legenda dell'allegata carta geologica all'unità di Malvito sono associate a queste metabasiti problematiche del confine calabro-lucano, e finora non sono mai state rinvenute associate alle metabasiti certamente appartenenti all'unità di Malvito.

5.5. UNITÀ DI BAGNI-FONDACHELLI

Corrisponde all'« Unità del F. Bagni » di DIETRICH & SCANDONE (1972), all'« Unità filladica del F. Pomo » di COLONNA & PICCARRETA (1975b) e all'« Unità Fondachelli-P. Mandrazzi » di BONARDI *et al.* (1977). In Calabria centrale è molto estesa ed affiora in Catena Costiera (a partire da Cetraro verso sud), nella Sila Grande (bacino del fiume Arente) ed in Sila Piccola. Gli affioramenti più meridionali noti sono nelle Serre settentrionali; più a sud l'unità scompare per riaffiorare nei

Peloritani, dove si estende dalla zona Mirto-Capri Leone a Monte Galfa-Monte Veneretta presso Taormina.

L'unità di Bagni-Fondachelli è tettonicamente interposta tra l'unità di Gimigliano a letto e le unità di Mandanici e di Castagna a tetto. A causa di un'obliquità dei contatti a scala regionale è possibile rinvenire l'unità in questione sovrapposta a quella del Frido o addirittura (M. Peloritani) a quella di Longobucco-Longi-Taormina e sottoposta alle unità di Polia-Copanella, M. Gariglione e Stilo. I contatti a letto sono spesso marcati da una fascia di cataclasiti con spessore variabile fino a qualche decina di metri.

Nell'unità è riconoscibile un basamento pretriassico ed una copertura mesozoica trasgressiva individuata in Catena Costiera presso Guardia Piemontese (SCANDONE, 1971; DIETRICH, 1978) e dubitativamente nei Peloritani ad Ali (BONARDI *et al.*, 1977).

5.5.1. Basamento

Il basamento pretriassico è costituito da filladi in genere grigio-scuri o plumbee alternate a metareniti grossolane, metaconglomerati e quarziti minute bruno-giallastre o bruno-verdastre, prevalenti nella parte alta. Intercalati a varie altezze si rinvencono subordinatamente metabasiti generalmente a grana fine (clorite+albite+epidoto+carbonati) e rare rocce anfiboliche minute ad actinolite (actinolite+clorite+epidoto+albite+Ti-minerali). Nella valle del F. Arente queste metabasiti contengono anche pumpellyite. In Catena Costiera ed in Sila sono contenuti porfiroidi nella parte inferiore dell'intervallo metarenitico. Abbastanza frequenti sono mineralizzazioni singenetiche a solfuri di Fe che hanno consentito talvolta un modesto sfruttamento (Gimigliano). Lo spessore apparente si aggira sui 400-500 metri circa.

Il metamorfismo è nella facies degli scisti verdi, ed è più marcato rispetto a quello della copertura. Il basamento è quindi polimetamorfico. Ciò è evidenziato anche dai risultati di indagini diffrattometriche sulle miche bianche potassiche delle filladi affioranti in Catena Costiera e Sila Grande. I valori di

b₀ indicano, per queste miche, composizioni variabili da muscovitica (effetti ercinici) a fengitica (effetti alpini). Da analoghe ricerche sulle miche delle filladi di questa unità in Sila Piccola e Serre risultano composizioni muscovitiche (COLONNA *et al.*, 1975). Secondo DIETRICH *et al.* (1977) il metamorfismo alpino è stato caratterizzato da un gradiente di pressione crescente verso N e coinciderebbe con un gradiente ercinico dello stesso tipo.

5.5.2. Copertura

La copertura mesozoica, riconosciuta finora trasgressiva sulle filladi soltanto nella zona di Cetraro-Guardia Piemontese, è rappresentata dal basso verso l'alto da depositi clastici tipo Verrucano, dolomie, calcari e radiolariti; i vari termini sono frequentemente ridotti a sottili « boudins ».

Il Verrucano è costituito da una alternanza di conglomerati e microconglomerati, spesso rossastri, quarziti e scisti siltitici violacei. Lo spessore massimo è di una quindicina di metri. Le dolomie non superano i dieci metri di spessore. Seguono calcari straterellati, di un'ottantina di metri di spessore, e quindi un'alternanza di calcari e radiolariti. Si riconosce l'origine torbidaica dei calcari essendo perfettamente preservate strutture da risedimentazione.

Il metamorfismo, di basso grado della facies degli scisti verdi, è testimoniato dalla blastesi di quarzo, albite e miche bianche.

Gli unici fossili rinvenuti sono probabili coccoliti, in cattivo stato di conservazione e quindi indeterminabili.

I caratteri litologici e la posizione stratigrafica suggeriscono un'età permotriassico-cretacea inferiore.

In Sicilia, nella zona di Ali Terme, nella zona di Grotte e nella zona ad est di Novara di Sicilia, affiorano terreni sedimentari mesozoici interessati da debole metamorfismo. La successione è rappresentata dal basso in alto da: arenarie e conglomerati rossi e violacei in facies di « Verrucano », argilliti, siltiti e arenarie brune (scisti a piante *Auct.*); evaporiti e carniole passanti a dolomie e calcari dolomitici; calcari a grana fine e calci-

siltiti silicizzate; selci e radiolariti varicolori con intercalazioni di calcari a grana fine, calcareniti e brecciole gradate parzialmente silicizzate. In queste ultime sono stati rinvenuti ciottoli di età variabile dal Lias al Cretacico inf., nonché (TRUILLET, 1968) individui di *Globotruncana* nella matrice.

Questa copertura si differenzia dalla copertura mesozoica di Longi-Taormina soprattutto per essere interessata da un sia pur debole metamorfismo. L'attribuzione all'unità di Bagni-Fondachelli è altamente dubitativa, e si fonda solo su analogie litologiche, nonché sulla posizione geometrica sotto l'unità di Mandanici.

5.6. UNITÀ DI MANDANICI

Preferiamo conservare la denominazione tradizionale (OGNIBEN, 1969) anche se nella località Mandanici (Peloritani orientali) non ne sono visibili i rapporti a letto, né è rappresentata quella che dubitativamente consideriamo la sua copertura mesozoica. L'unità di Mandanici è stata definita da ATZORI & D'AMICO, 1972; ATZORI, 1972b; ATZORI & VEZZANI, 1974; BONARDI *et al.*, 1977. Essa è stata riconosciuta solo nei M. Peloritani, dove affiora discontinuamente dalla Fiumara di Sinagra, sul versante tirrenico, fino a Novara di Sicilia, per estendersi poi in continuità di affioramento, assumendo via via spessore maggiore, fino alla zona di Mandanici-Fiumedinisi sul versante ionico. A tutt'oggi non sono stati rinvenuti in altri settori dell'arco calabro-peloritano corpi geologici, sia pure di limitata estensione, confrontabili con essa.

L'unità si compone di un basamento costituito da filladi con intercalazioni di calcari cristallini e metabasiti; trucioli tettonici al più di qualche metro di potenza, interposti tra questo basamento e la sovrastante unità di Castagna, costituiti da « Verrucano », dolomia e calcari a calpionelle, sono interpretabili dubitativamente come resti di una originaria copertura sedimentaria mesozoica. Lo spessore massimo complessivo è di circa 600 metri.

Il contatto tettonico a letto con l'unità Bagni-Fondachelli è ben chiaro nel settore

occidentale dell'area di affioramento fino alla zona di Novara di Sicilia-Pizzo Vernà, mentre è di difficile individuazione nel settore orientale a causa della generale tettonizzazione e di una certa convergenza dei litotipi. Il contatto con i micascisti e i gneiss della sovrastante unità di Castagna è ben visibile lungo tutta l'area di affioramento.

5.6.1. *Basamento*

E' costituito prevalentemente da filladi grigio-plumbee, metareniti minute e quarziti verdognole; le superfici di foliazione sono di regola argentee per la presenza diffusa di patine di sericite, sia nei termini filladici sia in quelli metarenitici. Sono abbastanza frequenti e caratteristici granato e/o cloritoide in cristalli visibili a occhio nudo. Relativamente subordinati sono livelli e banchi, più o meno lenticolari, di calcari cristallini e lenti di metabasiti.

Non è stato possibile finora ricostruire la successione per le condizioni di affioramento, l'intensa tettonizzazione e la presenza di numerosissime pieghe isoclinali a scala metrica: in linea molto generale sembra che i calcari e le metabasiti prevalgano nella parte geometricamente più alta. I termini filladico-metarenitici presentano blastesi sin-cinematiche, legate a più fasi di deformazione penetrativa, di quarzo, muscovite, clorite e subordinatamente albite, carbonati, grafite e tormalina; si riconosce poi una blastesi da sin- a tardocinematica ad albite e subordinatamente granato. Successiva è una blastesi statica di granato, cloritoide, biotite, rara muscovite, staurolite, ilmenite, tormalina (ATZORI & D'AMICO, 1972; ATZORI & VEZZANI, 1974).

I calcari intercalati, oltre che calcite in aggregati cristallini più o meno deformati, presentano come costituenti minori quarzo, plagioclasio albitico, grafite e ossidi di ferro; del tutto subordinati titanite, tormalina, rutile, zirconio, apatite, clinozoisite e clorite (ATZORI, 1969). Le metabasiti sono rappresentate sia da scisti a clorite, anfibolo actinolitico, epidoto pistacitico, quarzo, plagioclasio e calcite, sia da metadiabasi (ATZORI, 1972b;

ATZORI & D'AMICO, 1972; ATZORI & VEZZANI, 1974).

Molti problemi permangono a nostro avviso circa il tipo e l'età del metamorfismo, sui quali sono state presentate idee molto diverse (ATZORI, 1969, 1970a, 1972b; ATZORI & D'AMICO, 1972; ATZORI & SASSI, 1973; FERLA, 1974). Non abbiamo al momento elementi sufficienti per entrare nel merito delle conclusioni degli Autori citati e non siamo riusciti a formarci una opinione confrontando i pochi dati di cui disponiamo con l'ampia letteratura esistente.

Quello su cui concordano Autori di scuole diverse, anche se con interpretazioni differenti, è l'esistenza di una fase di cristallizzazione statica con valori abbastanza elevati di T, che è risultata evidente anche a noi sia pure in base a un numero limitato di analisi.

ATZORI & D'AMICO (1972) riconoscono nelle filladi di Savoca un metamorfismo complesso in facies di scisti verdi, e attribuiscono alla fase finale statica valori di temperatura intorno ai 550°. Sempre a Savoca ATZORI & SASSI (1973) riscontrano condizioni bariche di poco superiori a quelle di un metamorfismo di tipo Rjoke-Abukuma e concludono quindi per un metamorfismo ercinotipo. FERLA (1974) considera le filladi dell'unità Mandanici come parte di un basamento caledoniano a metamorfismo con pressioni intermedie, seguito da un evento termico legato a intrusioni acide con temperatura di 650°-700° e pressioni dell'ordine 3,5-4 kb.

Riteniamo in definitiva che vada ulteriormente chiarita con studi a scala regionale la petrografia alquanto peculiare di queste metamorfiti, che probabilmente non poco ha contribuito a far parlare alcuni Autori (ANDREATTA, 1941; DUBOIS & TRUILLET, 1966; TRUILLET, 1968; FERLA, 1968, 1972) di passaggi graduali tra filladi e gneiss.

5.6.2. *La copertura*

Nella zona tra Mandanici e Tripi e nei pressi di Gioiosa Vecchia, lungo il contatto tra l'unità di Castagna e l'unità di Mandanici, affiorano alcuni lembi di rocce sedimentarie ridotte a trucioli tettonici di qualche

centinaia di metri quadri d'estensione e dello spessore di qualche metro. I rapporti con i terreni filladici della Mandanici sono sempre tettonici. Gli unici termini riconosciuti sono: conglomerati ed arenarie vinaccia tipo « Verrucano », carnirole e dolomie, calcareniti; calcari a grana fine e calcari allodapici a calpionelle del Giurassico superiore e del Cretacico inferiore, nonché, secondo ATZORI *et al.* (1975), marne tipo scaglia.

L'apparente assenza di metamorfismo unitamente ad analogie litologiche hanno indotto ATZORI *et al.* (1975) ad attribuire i terreni in oggetto ad una scaglia dell'unità Longobucco-Longi-Taormina.

I nostri dati al momento sono estremamente scarsi; la posizione tettonica di questi terreni tra le metamorfiti dell'unità di Mandanici e quelle dell'unità di Castagna ci induce ad attribuirli, sia pur molto dubitativamente, ad una copertura mesozoica dell'unità di Mandanici, in accordo con l'interpretazione di GHEZZO (1967) e di OGNIBEN (1969, 1970).

5.7. UNITÀ DI CASTAGNA

Includiamo in questa unità (v. DUBOIS, 1966b) tutte le metamorfiti comprese in Calabria tra l'unità di Bagni-Fondachelli e la unità di Polia-Copanella, e nei Peloritani tutte le metamorfiti di medio ed alto grado sovrastanti l'unità di Mandanici, ad eccezione di quelle dei Peloritani nord-orientali. Non escludiamo che la complessa associazione di metamorfiti qui incluse in un'unica unità possa appartenere a più unità tettoniche non ancora differenziate.

L'unità di Castagna nel senso qui definito affiora diffusamente nella parte meridionale della Sila, in Catena Costiera e nelle Serre settentrionali (BONFIGLIO, 1966; BORSI & DUBOIS, 1968; COLONNA & PICCARRETA, 1975a, b, 1976; COLONNA & ZANETTIN LORENZONI, 1970; DUBOIS, 1966b, 1970; LORENZONI & ZANETTIN LORENZONI, 1975; PAGLIONICO & PICCARRETA, 1977). Affioramenti estesi di rocce analoghe si trovano anche in Aspromonte dove la situazione strutturale non è ancora chiara. Nei Peloritani la maggior parte dei

paragneiss e dei gneiss occhiadini per analogie litologiche, caratteri metamorfici e posizione strutturale sembra inquadrabile nell'unità di Castagna (ATZORI & D'AMICO, 1972; ATZORI *et al.*, 1974; BONARDI *et al.*, 1977). Nelle zone comprese tra Pizzo Rotolia e Pizzo Croce (Peloritani) su questi litotipi poggiano tettonicamente gneiss a biotite + granato + cianite + staurolite + sillimanite; non è chiaro se essi appartengano o meno alla stessa unità.

In Calabria l'unità è ricoperta tettonicamente dall'unità di Polia-Copanella ed è sovrastante all'unità di Bagni-Fondachelli. In Catena Costiera essa si assottiglia verso nord, fino a scomparire all'altezza di Fuscaldo. Nei M. Peloritani è sovrastante all'unità di Mandanici.

L'unità di Castagna è stata da noi principalmente studiata nell'area compresa tra Tiriolo, Pianopoli e Soveria Mannelli (COLONNA & PICCARRETA, 1977). Una buona sezione si può osservare lungo la strada Soveria Mannelli-Verdella-carrareccia per Trearie.

In quest'area è possibile distinguere dal basso in alto tre intervalli:

a) Prevalenti micascisti muscovitici a granato e/o cloritoide, micascisti muscovitici a granato, micascisti quarzitici e quarziti micascistose a muscovite, granato e biotite, paragneiss micascistosi a muscovite, biotite e granato; a questi tipi sono associati anfiboliti e metagrovacche a orneblenda, epidoto e granato, e anfiboliti biotitico-gratiferi. Entro a questo intervallo, specie alla base, sono diffusi effetti diafioritici.

b) Prevalenti paragneiss biotitici con rara muscovite, localmente granatiferi, in qualche caso con plaghe di cordierite (?). Ai paragneiss sono associati rocce anfiboliche di vario tipo, marmi e rocce Ca-silicatiche, gneiss muscovitico-microclitici cataclastici, micascisti a biotite e muscovite, rocce tormalinifere e masse aplitiche e pegmatitiche cataclastiche.

c) Prevalenti gneiss da minutamente a vistosamente occhiadini, cataclastici, muscovitici e biotitico-muscovitici, paragneiss e micascisti biotitico-muscovitici a fibrolite e/o

sillimanite, con plaghe di cordierite (?), gneiss muscovitico-microclini cataclastici, scisti sericitico-albitici a granato, anfiboliti a orneblenda, cummingtonite e biotite, gneiss a orneblenda, cummingtonite e biotite, fels anfibolici. Sono particolarmente diffusi leucosomi granitoidi e pagmatoidi anche in grandi masse. In questo intervallo la sillimanite è relativamente diffusa nelle Serre settentrionali ed è presente in alcuni affioramenti della Sila Piccola, mentre non è segnalata negli affioramenti più settentrionali.

I terreni attribuiti all'unità di Castagna nei Peloritani sembrano correlabili con gli intervalli *b* e *c*.

Lo spessore massimo osservato è di più di 1.000 metri.

Sulla base dei dati radiometrici (BORSI & DUBOIS, 1968) le rocce di questa unità risultano pre-triassiche. In esse sono riconoscibili effetti metamorfici prealpini e alpini. Gli effetti prealpini si inquadrano in un metamorfismo polifasico con condizioni comprese tra quelle della facies degli scisti verdi profonda (nell'intervallo *a*) e quella delle anfiboliti (negli intervalli *b* e *c*). Le associazioni mineralogiche descritte in precedenza sono prealpine ed indicano un metamorfismo crescente dal basso verso l'alto; ne conseguirebbe un rovesciamento dell'unità di vasta portata. Gli effetti alpini comprendono in Calabria: fatti cataclastico-milonitici di intensità crescente verso N accompagnati da retrocessione in facies scisti verdi diffusa in quasi tutta l'unità (clorite, sericite, clinozoisite, actinolite, stilpnomelano e raramente cloritoide); un evento HP/LT, diffuso nell'intervallo *a*, caratterizzato da lawsonite nelle metapeliti e da glaucofane e crossite in anfiboliti e metagrovacche. Questo evento di HP/LT è stato ritrovato solo in un caso (Gesuiti) negli altri due intervalli (COLONNA & PICCARRETA, 1975a). Nei Peloritani sembrano essere presenti fondamentalmente gli effetti prealpini ma vengono anche descritti fatti cataclastico-milonitici accompagnati da limitata retrocessione. Nella zona di Ali (ATZORI, 1969) è stata segnalata la presenza di glaucofane in un marmo a silicati appartenente all'unità di Castagna.

5.8. UNITÀ DI POLIA-COPANELLO

A questa unità, che comprende per buona parte la « formazione dioritico-kinzigitica » *Auct.* (NOVARESE, 1931) diamo il nome di Polia-Copanello (Serre) poichè un profilo tracciato tra queste due località comprende tutti i tipi litologici fondamentali e tutte le fenomenologie più caratteristiche.

L'unità affiora estesamente in tutta la Calabria, dalla Catena Costiera alla Sila, alle Serre. Secondo la letteratura essa dovrebbe affiorare anche in tutto il promontorio di Capo Vaticano e spingersi verso sud fino a Bagnara. Riteniamo possibile che in queste ultime aree affiorino invece — o anche — unità tettoniche più elevate.

L'unità di Polia-Copanello è la più elevata tra le unità attribuite con certezza alla catena alpina. Essa giace tettonicamente sull'unità di Castagna e, soprattutto nella parte settentrionale della Catena Costiera, su tutte le unità più basse. Superiormente è ricoperta in Sila dall'unità del M. Gariglione, nella Catena Costiera e nelle Serre dall'unità di Stilo.

Nelle Serre l'unità di Polia-Copanello comprende la subunità di Cardinale.

Il contatto tra l'unità di Polia-Copanello e le unità di Castagna e di Bagni-Fondachelli presenta caratteri di pressione confinante abbastanza elevata. La superficie di ricoprimento tra gneiss dell'unità di Polia-Copanello ed epimetamorfiti dell'unità di Bagni-Fondachelli, poi, nella zona di Guardia Piemontese, è ripresa da una fase di piegamento riconosciuta come tardo-metamorfica.

Nelle Serre il contatto inferiore è visibile in una zona compresa tra Curinga e Girifalco ed è con l'unità di Castagna. Questo contatto è di tipo molto particolare essendo caratterizzato da un'intensissima diaforesis seguita da cataclasi delle rocce delle unità di Polia-Copanello e di Castagna.

L'unità ha potenza molto variabile con spessori massimi di alcuni chilometri nelle Serre; nella Sila e nella Catena Costiera essa può assottigliarsi fino a scomparire, anche per elisione tettonica, e non supera la po-

tenza rispettivamente di un chilometro e di 400 metri.

L'unità di Polia-Copanella è formata esclusivamente da metamorfiti di alto grado e magmatiti prealpine (subunità di Cardinale). Rileviamo subito che vi sono sensibili diversità di associazione litologica e di caratteri metamorfici tra Serre e Sila.

Nelle Serre, dove è stata maggiormente da noi studiata (AMODIO MORELLI *et al.*, 1973; BORSI *et al.*, 1977; LORENZONI & PAGLIONICO, 1970; LORENZONI *et al.*, 1977; PICCARRETA *et al.*, 1973), l'unità comprende una notevole varietà di tipi litologici distribuiti in modo preferenziale. Nella zona Polia-Monte Rosso-Maida-Girifalco-Passo Fosso del Lupo prevalgono fels e metabasiti; nella zona Filadelfia-Monte Rosso-Serralta S. Vito sono diffusi gneiss e micascisti a biotite + sillimanite + granato + cordierite con intercalati fels, metabasiti e marmi; da questa zona fino alla linea S. Domenico-Palermi-Gagliato-Torre di Ruggero-Vallefiorita prevalgono gneiss biotitico-granatiferi a sillimanite con intercalazioni di rocce anfibolico-piroseniche e marmi; più a SE, fino alla linea Squillace-Gasperina-Pettrizzi-Cardinale-Sorianello, accanto a questi stessi litotipi, compaiono e divengono via via più diffusi gneiss a metablasti di plagioclasio e/o microclino e gneiss dioritici e tonalitici; nella zona più orientale, tra Squillace, Gagliato, Soverato e Copanella, prevalgono i gneiss dioritici e tonalitici.

I fels e le metabasiti sembrano rappresentare la porzione più bassa nota dell'unità.

I fels sono a grana variabile da medio-piccola a grossa; la composizione è variabile anche alla scala del campione (quarzo + feldspati + granato + biotite + sillimanite; quarzo + feldspati + granato + sillimanite; quarzo + feldspati + granato). Localmente possono essere presenti intercalazioni di gneiss a biotite, sillimanite, granato. Litotipi del tutto simili si rinvenivano nella zona di Fagnano Castello (Catena Costiera).

Le metabasiti sono sia in grandi masse sia in bancate e livelli, intercalati a varia altezza entro ai fels. Attualmente non siamo in grado di precisare, in particolare per le

grosse masse, se si tratta di intercalazioni diverse o di ripetizioni per pieghe. Le masse basiche sono molto diffuse in una fascia N-S tra Polia e Curinga e lungo il T. Igolio e la F.ra Raspa a sud di Maida. I tipi principali sono:

1) metabasiti a grana medio-grossa in banchi, a liste e bande. Sono costituite in porzioni variabili da plagioclasio + orneblenda + ortopiroseno + clinopiroseno e localmente granato con escursioni da orneblenditi a plagioclasiti; sono anche presenti porzioni pirossenitiche. Lo spessore apparente è di 40-50 m. Il chimismo medio è basaltico. Questo tipo sembra corrispondere a una parte delle metabasiti presenti in Catena Costiera e Sila nelle zone di Fagnano Castello, S. Marco Argentano e Bisignano;

2) metabasiti a grana medio-piccola, abbastanza omogenee in affioramento. Formano strati o bancate dello spessore di qualche decina di metri, oppure liste, bande e lenti entro ai fels. Sono costituite da plagioclasio + ortopiroseno + clinopiroseno + biotite $\pm$ quarzo $\pm$ anfiboli $\pm$ granato. Il chimismo medio è basaltico, ma differisce dal precedente per SiO_2 , $\text{FeO}_{\text{tot.}}$, CaO , MgO , Cr , Sr , Ba ; il significato di queste differenze non è ancora chiaro;

3) fels plagioclasico-pirosenici di colore grigio a grana media in strati e banchi, che possono mostrare un *banding* regolare. Sono costituiti da quarzo + plagioclasio + ortopiroseno + biotite + granato + anfiboli.

A tutt'oggi non sono chiari i rapporti tra i tre tipi di metabasiti e il loro significato.

Entro ai fels sono anche presenti corpi di dimensioni variabili da qualche dm^3 ad alcune centinaia di m^3 di peridotiti anfiboliche. Esse formano generalmente *boudins*. Al F.so della Neve formano una lama che attraversa fels plagioclasico-pirosenici e fels granatiferi.

I gneiss biotitico-granatiferi a sillimanite costituiscono buona parte dell'unità. Al litotipo fondamentale, nel quale vi sono spesso cordierite e talora cianite e stauro-

lite, si alternano rocce pirossenico-anfiboliche ed anfiboliche, e paragneiss biotitici minuti in livelli per lo più sottili, rocce calciosilicatiche e marmi sia in livelli che in lenti, gneiss a metablasti di plagioclasti e/o microclino in bande e lenti anche notevolmente estese. Sono diffusissimi filoni per lo più concordanti e masse aplitico-pegmatitiche di dimensioni anche cospicue.

Al passaggio verso i gneiss dioritici e tonalitici, i litotipi a sillimanite ($\pm$ cordierite, staurolite, cianite) diminuiscono sensibilmente ed irregolarmente; divengono via via più abbondanti i gneiss a metablasti feldspatici, mentre i gneiss biotitici $\pm$ granato $\pm$ anfibolo tendono ad acquisire struttura granitoide.

I gneiss dioritici e tonalitici sono rocce di aspetto più o meno granitoide nelle quali sono però comunemente visibili caratteri strutturali tipici di metamorfiti. Sono formati da quarzo, plagioclasti, biotite $\pm$ anfibolo verde $\pm$ cummingtonite.

La storia metamorfica delle rocce della unità di Polia-Copanello è fondamentalmente prealpina ed è assai complessa (fig. 4). Nelle metabasiti e nei gneiss di alto grado sono stati riconosciuti cinque eventi metamorfici principali. Il primo, in facies anfibolitica, è testimoniato da modesti relitti di biotite ed anfibolo; il secondo, ben evidente soprattutto nelle metabasiti, è in facies granulitica di pressione medio-alta (è possibile che la pressione avesse valori inferiori nelle zone orientali); gli ultimi tre eventi sono tutti in facies anfibolitica, di ambiente statico e a condizioni P/T al limite dell'anatessi incipiente, con valori delle pressioni leggermente decrescenti nel tempo. L'ultimo evento in particolare è stato caratterizzato da notevole mobilità ionica (legata fondamentalmente alla PH_2O), soprattutto nella parte superiore della formazione, con conseguente sviluppo di strutture granitoidi.

Nei gneiss dioritici e tonalitici sono riconoscibili gli effetti degli ultimi tre eventi metamorfici in facies anfibolitica, ma vi sono anche tracce di un evento precedente. Il carattere metamorfico fondamentale di questi gneiss è l'elevata mobilità ionica nel corso

dell'ultimo evento in particolare. L'ipotesi più probabile è che i gneiss dioritici e tonalitici abbiano seguito tutta l'evoluzione metamorfica degli altri litotipi dell'unità di Polia-Copanello, facendo parte dell'originario complesso l.s. sedimentario. Il passaggio dai gneiss kinzigitici ai gneiss dioritici e tonalitici riflette quindi, a grandi linee, un'evoluzione della sedimentazione. La complessità della storia metamorfica non consente, con i dati oggi a disposizione, di risalire alla composizione delle rocce originarie.

La subunità di Cardinale affiora lungo una fascia ad andamento ENE-WSW a nord di Serra S. Bruno con uno spessore di diversi chilometri. Consiste essenzialmente di tonaliti biotitiche (localmente anfiboliche) attraversate da numerosi filoni aplitico-pegmatitici e rari filoni di porfido. Sono spesso visibili relitti con strutture metamorfiche. Queste tonaliti derivano probabilmente da magmi di anatessi parziale formati in zone profonde della crosta. Il contatto con gli altri termini dell'unità di Polia-Copanello è tettonico: la superficie di contatto è fortemente inclinata verso SE e caratterizzata da laminazione, con fenomeni blastici oltre che cataclastici nelle tonaliti. A differenza delle altre rocce dell'unità, nelle tonaliti della subunità Cardinale non è stata riscontrata traccia di metamorfismo, e ciò indica che l'anatessi è avvenuta nel corso degli ultimi eventi metamorfici che hanno interessato quel settore di crosta.

La storia geologica dell'unità di Polia-Copanello dal Cretacico in poi consta di due momenti fondamentali: la risalita dalle zone profonde della crosta e la successiva partecipazione alla costruzione delle coltri della catena alpina.

Il fenomeno di risalita ha influenzato nettamente l'assetto isotopico dei minerali di tutte le rocce dell'unità. I valori di età delle biotiti (misurate sia sui gneiss di alto grado, sia sui gneiss dioritici e tonalitici, sia sulle tonaliti) danno valori piuttosto dispersi (da 147 a 127 m.a.), con una discreta concentrazione attorno a 135 m.a. L'età della risalita è stata pertanto attribuita al Cretacico inferiore. Per quanto riguarda la subunità di

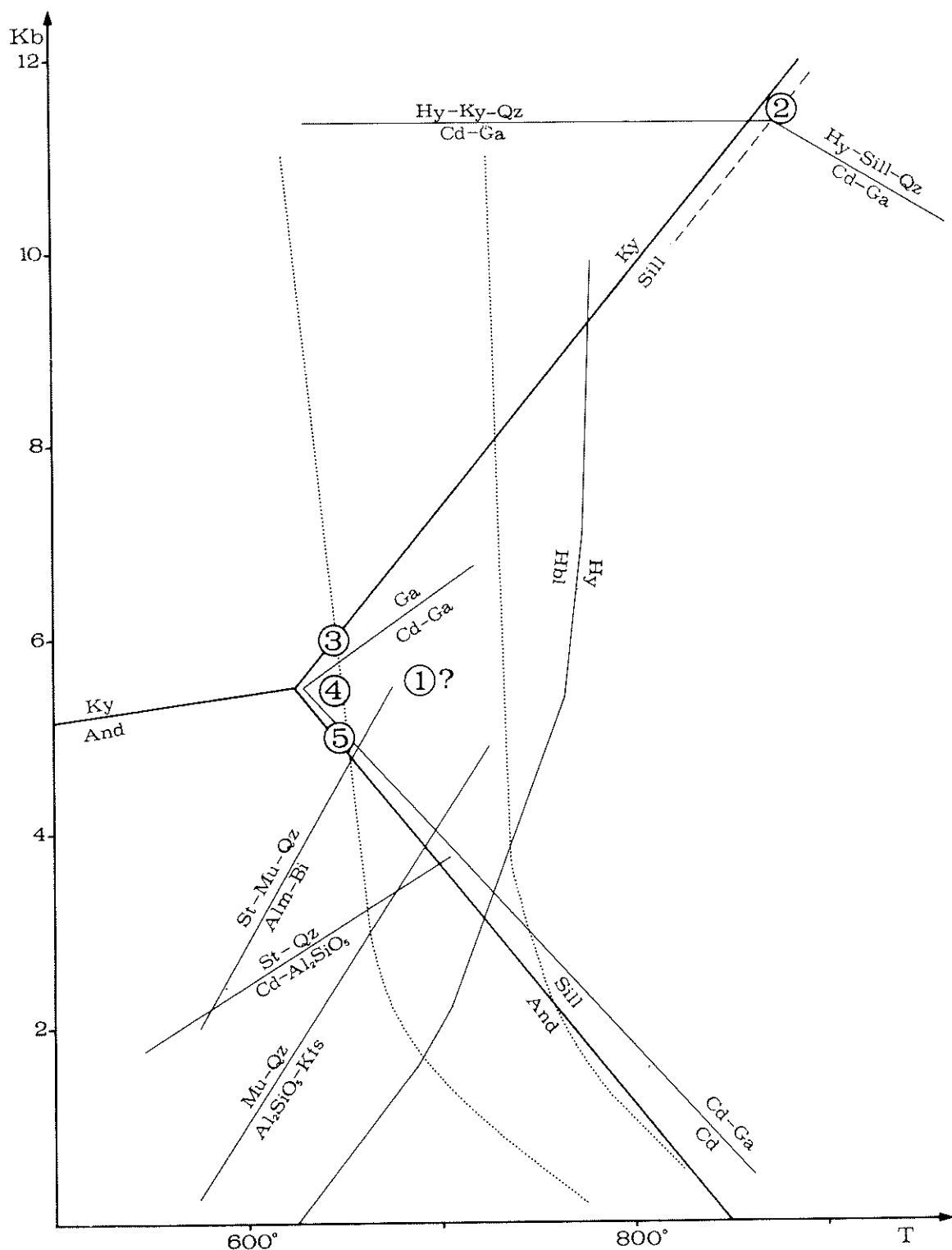


fig. 4 Evoluzione metamorfica delle rocce dell'unità Polia-Copanello nelle Serre. Curve di equilibrio di Al_2SiO_5 (Richardson, Gilbert e Bell, 1969). Curva di equilibrio $\text{Cd} + \text{Ga} - \text{Hy} + \text{Qz} + \text{Al}_2\text{SiO}_5$ (Hensen e Green, 1973). Curva di equilibrio $\text{Mu} + \text{Qz} - \text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{Kfs}$ (Winkler, 1967). Curva di equilibrio $\text{St} + \text{Mu} + \text{Qz} - \text{Alm} + \text{Bi}$ e $\text{St} + \text{Qz} - \text{Cd} + \text{Al}_2\text{SiO}_5$ (Hoschek, 1969). (Da Borsi et al., 1977).

Cardinale, essa sarebbe venuta a contatto con gli altri litotipi dell'unità durante la risalita dalle zone profonde della crosta.

Nel corso della risalita vi sono stati anche fenomeni metamorfici, riconoscibili soltanto in alcune zone, in particolare nelle Serre nord-occidentali, che hanno comportato cristallizzazione statica di muscovite, clinozoisite, cloritoide, actinolite, cloriti e talora granato e biotite.

Nel corso della messa in posto dell'unità si sono verificati essenzialmente fenomeni di laminazione, di diaftoresi e, almeno in Cate-na Costiera e nella zona del confine calabro-lucano, anche di blastesi (rispettivamente pumpellyite e lawsonite) (DE ROEVER, 1972; DIETRICH, 1978; QUITZOW, 1935a).

Nella Sila l'unità di Polia-Copanello è costituita da un'associazione di rocce che, pur essendo abbastanza varia, si ripete con monotonia. Il litotipo più diffuso è un gneiss biotitico-granatifero $\mp$ sillimanitico spesso con muscovite a grana piuttosto minuta, spesso leggermente listato per letti e lenti quarzoso-feldspatici, a scistosità piuttosto marcata e generalmente piana. Le alternanze sono meno varie rispetto a quanto si osserva nelle Serre: sono infatti molto scarsi i tipi a metablasti feldspatici e i gneiss dioritici e tonalitici che — oltre a non costituire mai grandi masse — hanno una struttura appena tendenzialmente granitoide. Le rocce pirossenico-anfiboliche sono meno diffuse. Nei tipi gneissici vi è inoltre spesso muscovite, mentre è relativamente scarsa la sillimanite e rara la cordierite.

In alcune zone tutte queste rocce sono state soggette a fenomeni di diaftoresi così intensi da renderle anche di difficile riconoscimento; questo tipo di diaftoresi è precedente alla messa in posto dell'unità (zona Vincolise-Sersale). Lungo i contatti tettonici si osservano diaftoresi meno spinte legate ai ricoprimenti alpini.

I lavori esistenti su questa unità nella Calabria settentrionale sono ancor oggi scarsi e si riferiscono ad aree limitate (BERTOLANI, 1957; PAGLIONICO, 1974; BERTOLANI & FOGGIA, 1975; LANZAFAME & ZUFFA, 1976). Inoltre in tutti questi lavori, ad eccezione di

quello di PAGLIONICO, gli Autori hanno trattato assieme le rocce dell'unità di Polia-Copanello con le metamorfite di alto grado dell'unità di M. Gariglione (v. anche DUBOIS, 1971). Abbiamo dovuto quindi interpretare i lavori citati alla luce della nostra diversa interpretazione tettonica. Da tutti risulta che le rocce dell'unità in discussione hanno subito un'evoluzione metamorfica in più fasi, tutte in facies delle anfiboliti ad almandino, con tendenza non molto decisa o addirittura locale verso la facies delle granuliti nelle fasi fondamentali della storia metamorfica. A queste fasi sarebbero seguite delle retrocessioni più o meno accentuate. Da tutti questi lavori risulta inoltre che la sillimanite è relativamente scarsa e la cordierite rara. A queste interpretazioni aggiungiamo che nella Sila tutte le fasi metamorfiche caratterizzate da blastesi statiche in condizioni di notevole mobilità ionica, tipiche delle Serre, sono assenti o al più appena accennate.

6. UNITÀ PALEOGENICHE «AUSTROALPINE» A VERGENZA AFRICANA

6.1. UNITÀ DI LONGOBUCCO-LONGI-TAORMINA

Al fronte orientale (Calabria) e meridionale (Sicilia) della catena alpina, in Calabria sotto l'unità del M. Gariglione (versante est della Sila), e sotto le unità della catena alpina (finestre del Crati e di M. Raga) ed in Sicilia sotto l'unità di Bagni-Fondachelli, affiora estesamente un'unità priva di metamorfismo alpino, composta da un basamento magmatico-metamorfico prealpino e da una copertura mesozoico-terziaria. A questa unità diamo il nome di Longobucco-Longi-Taormina dalle località nelle quali affiora con caratteri particolarmente significativi e tali da permettere una correlazione dalla Sila Greca ai Peloritani.

La letteratura è molto ampia, soprattutto per i numerosi lavori di carattere paleontologico. Riferendoci solo ai contributi più recenti citiamo qui, tra i lavori principali, AFCHAIN (1962), ATZORI & VEZZANI

(1974), BONARDI *et al.* (1977), CAIRE *et al.* (1965), DIETRICH *et al.* (1977), DUBOIS (1966a, 1970), DUBOIS & AFCHAIN (1966), LENTINI & VEZZANI (1975), MAGRI *et al.* (1964); STURANI (1973), TRUILLET (1961, 1968).

L'unità di Longobucco-Longi-Taormina si presenta suddivisa in una serie di scaglie di ordine inferiore, ciascuna costituita da porzioni di basamento e di copertura. Quest'ultima presenta nelle varie scaglie differenze di facies o di sviluppo seriale. L'analisi delle facies permette di riconoscere l'esistenza di un bacino di sedimentazione complesso con tettonica sinsedimentaria molto attiva, con alti di tipo *seamounts* e con zone depresse a sedimentazione continua.

Parliamo dell'unità di Longobucco-Longi-Taormina come di un'unità Africa-vergente perchè la vergenza delle varie scaglie è chiaramente orientale in Calabria e meridionale in Sicilia; parliamo di unità alpina e non di unità appenninica perchè il momento della tettonogenesi è precedente la deformazione di quella parte del margine continentale africano che ha generato l'Appennino. Il dominio paleogeografico dell'unità di Longobucco-Longi-Taormina doveva trovarsi dunque sul margine continentale africano tra la parte che sarebbe stata deformata nelle coltri austroalpine della catena Europa-vergente e la parte che sarebbe stata deformata nelle coltri appenniniche Africa-vergenti. In questo senso parliamo di un « austroalpino » Africa-vergente.

6.1.1. Basamento

Il basamento dell'unità di Longobucco-Longi-Taormina è costituito da magmatiti erciniche e metamorfite in Calabria, da sole metamorfite in Sicilia.

Le metamorfite sembrano costituire un unico complesso, di spessore anche superiore a 500 m, di grado metamorfico molto basso. Consistono di un'alternanza stratigrafica di filladi, metagrovacche, metacalcari; nella parte più alta sono diffusi porfiroidi. Nei Peloritani sono noti anche metadiabasi, intercalati nelle filladi (ATZORI, 1970a, b).

L'età di questi terreni può essere riferita

generalmente al Devoniano: fossili di tale età sono stati rinvenuti (TRUILLET, 1968) nei calcari associati alle filladi nei Peloritani. L'età del metamorfismo è sicuramente precedente alle intrusioni magmatiche, che sono tardoerciniche (BORSI & DUBOIS, 1968), e quindi — accettata l'età devoniana dei sedimenti — carbonifera. Sulla base di questi dati il complesso sarebbe monometamorfico.

Le filladi, il litotipo più diffuso, hanno grana fine e sono costituite da mica bianca, quarzo, plagioclasio sodico, clorite e raro K-feldspato; spesso sono carbonatiche e ancor più spesso arenacee per la presenza di clasti quarzosi e plagioclasici. La scistosità è generalmente piana e parallela ai piani di stratificazione.

I b_0 delle miche bianche potassiche di queste filladi hanno un valore medio di 9.011 ($n=67$, $\sigma=0,005$) in Calabria (DIETRICH *et al.*, 1977); 9.004 ($n=25$) nei Peloritani (ATZORI, 1970a); le filladi di questa unità affioranti in Calabria hanno dunque subito un metamorfismo di pressione intermedio-bassa tipo New Hampshire.

Le metagrovacche possono costituire bancate con spessore anche di più di 10 m. Sono di colore grigio scuro, compatte, a grana piuttosto minuta. Clasti di quarzo e di feldspati (con ricristallizzazione periferica), ora abbondanti ora scarsi, ed una matrice quarzoso-feldspatico-sericitica poco scistosa caratterizzano queste rocce.

I metacalcari formano per lo più livelli piuttosto sottili, anche se talvolta possono raggiungere lo spessore di più metri. Sono di colore grigio ed hanno grana piuttosto fine. Alcune volte sono costituiti esclusivamente da carbonati, altre volte si arricchiscono di miche o di clasti facendo passaggio in brevissimo spazio alle filladi ed alle metagrovacche.

In Sila nella parte alta di questa serie sono molto diffusi i porfiroidi che costituiscono bancate di spessore vario che si alternano soprattutto alle filladi ed alle grovacche. I porfiroidi sono di tipo abbastanza vario: alcuni mantengono ancora una struttura ignimbratica (alta valle del T. Laurenzana); tutti sono caratterizzati o da fenocri-

stalli di K-feldspato, quarzo e plagioclasti sodici, o da fenocristalli di K-feldspato — a volte di colore roseo — molto sviluppati (Serra Toppale). La pasta di fondo quarzo-feldspatico-micacea è generalmente di colore chiaro su toni giallastri e/o verdastri. L'associazione mineralogica di queste rocce indica per tutte un chimismo alcali-potassico, probabilmente analogo a quello riscontrato da ATZORI (1970a) nei porfiroidi dei Peloritani. Diffusi sono pure i porfiroidi con carattere tufitico, a grana minuta e passanti gradualmente alle filladi ed alle metagrovacche.

L'aureola metamorfica di contatto è notevolmente estesa ed interessa tutti i litotipi. L'intensità del metamorfismo di contatto decresce gradualmente dalla facies delle cornebiani ad orneblenda a quella degli scisti macchiettati. I minerali metamorfici di contatto più tipici sono sillimanite ed andalusite.

Le rocce ignee dell'unità di Longobucco-Longi-Taormina affiorano soltanto in Calabria e sono rappresentate da graniti, granodioriti, micrograniti, porfidi, apliti e pegmatiti. I graniti sono di due tipi, che fanno passaggio l'uno all'altro. Il più comune è un granito a biotite con muscovite, a grana relativamente grossa, di colore a volte leggermente rosato. L'altro tipo, meno diffuso ma molto caratteristico, si differenzia per l'abbondanza di megacristalli di K-feldspato, per la maggiore quantità di biotite e per il colore leggermente rosato (Longobucco) o rosso (Rossano); contiene localmente anfibolo. Dati preliminari mostrano che questo granito ha composizione sienogranitica mentre quello più comune ha composizione monzogranitica con tendenza sienogranitica. Entrambi i graniti fanno passaggio a granodioriti che possono contenere anfibolo (Savelli, Fantino).

In tutte queste magmatiti sono molto diffuse le « concentrazioni femiche », di forma sferoidale o lenticolare un po' sfrangiata, costituite fondamentalmente da biotite, quarzo e feldspati ai quali occasionalmente si associa anfibolo. Parte dei plagioclasti ed a volte dell'anfibolo è spesso in cristalli idio-

morfici abbastanza sviluppati che risaltano sugli altri minerali minuti.

Nei graniti e nelle granodioriti vi sono masse anche estese di micrograniti di due tipi diversi. Il primo (microgranito « tipo Il Patire ») appartiene a fasi intrusive tardive rispetto ai graniti e alle granodioriti; è di colore giallo-rosato ed ha un carattere decisamente sialico ed alcalino essendo a due miche e ricco di K-feldspato tanto che la sua composizione si avvicina a quella degli alcali-graniti. Il secondo tipo (microgranito « tipo Cotronei ») è il risultato di fenomeni di contaminazione e di sintesi magma-filladi: esso contiene infatti spesso sillimanite e andalusite. Il « tipo Cotronei » ha un aspetto macroscopico molto simile a quello del « tipo Il Patire ».

I filoni sono molto diffusi e di tipo vario. I più antichi sono di porfidi e di porfiriti che possono avere forma ed andamento irregolare tanto da formare sacche. La loro potenza è in genere dell'ordine del metro. Sono con massa di fondo verde o rosso scuro e con abbondanti fenocristalli di quarzo, K-feldspato, plagioclasti, biotite ed in qualche caso anfibolo.

Ad una fase successiva appartengono le apliti, spesso rosate, passanti a pegmatiti. Esse formano filoni potenti al massimo un metro con andamento piuttosto irregolare o sottili vene che si intrecciano. Nei filoni più spessi la zona centrale può essere pegmatitica con miche notevolmente sviluppate.

Alle fasi più tardive appartengono i filoni microgranitici, anch'essi di colore rosato, potenti anche più metri. Queste rocce sono particolarmente sialiche e ricche di mica bianca; è possibile che appartengano alla stessa fase intrusiva che ha dato luogo ai micrograniti « tipo Il Patire ». In questi ultimi non abbiamo infatti mai osservato filoni di porfido.

Tutti questi filoni hanno distribuzione abbastanza omogenea, essendo intrusi sia in piena massa granitica sia in prossimità del contatto con le rocce incassanti. In queste i porfidi e le porfiriti sono particolarmente diffusi, mentre i filoni di microgranito e di aplite sono relativamente scarsi.

Al contatto magmatiti-metamorfiti v'è una sottile aureola di migmatiti di iniezione con caratteri da agmatitico a dictionitico ed arteritico (Serra Castagna, Savelli). In questa zona vi sono normalmente limitati fenomeni di sintessi che si manifestano con la formazione di graniti sialici ed a grana minuta.

Le caratteristiche delle rocce ignee indicano una evoluzione magmatica piuttosto lunga e complessa. Unitamente a ciò, le caratteristiche dell'aureola di contatto indicano che i magmi si sono intrusi a temperature elevate, ad uno stadio di consolidamento poco avanzato, e che il raffreddamento è avvenuto lentamente. Per questi motivi riteniamo che i graniti dell'unità di Longobucco-Longi-Taormina siano, fra tutti i graniti delle Serre e della Sila, quelli che si sono intrusi a maggiore profondità.

6.1.2. Copertura

I terreni meso-cenozoici dell'unità in questione affiorano in Sicilia lungo il fronte meridionale dei Peloritani ed in Calabria nella zona di Longobucco e fanno parte di numerose scaglie tettoniche che interessano come è stato detto, anche il basamento.

La successione è variabile da scaglia a scaglia, essendo in alcune rappresentate serie continue di bacino, potenti fino ad oltre mille metri, in altre serie condensate o lacunose corrispondenti a *seamounts*. Malgrado le diversità, delle quali è responsabile la tettonica sinsedimentaria, è possibile comunque riconoscere una serie di elementi di primo ordine comuni a tutte le successioni, che testimoniano la comune storia paleotettonica di questo settore del margine continentale africano.

La successione che qui diamo rappresenta una sequenza ideale, ottenuta ricucendo elementi appartenenti anche a più scaglie, che ci sembra possa dare una idea della storia sedimentaria mesozoico-terziaria di questa unità. Per ulteriori notizie si veda BORDARDI *et al.*, 1977.

Lias inferiore: conglomerati e arenarie spesso rosse e violacee, tipo Verrucano, pas-

santi gradualmente a dolomie o calcari con caratteri di mare progressivamente più profondo verso l'alto.

Lias medio: calcari con selce, marne e potente successione torbidity marnoso-arenacea.

Lias superiore-Malm: calcari nodulari e marne rosse, selci e radiolariti.

Titonico-Cretacico inferiore: calcari a grana fine tipo maiolica.

Cretacico superiore: calcari marnosi e marne.

Eocene: conglomerati, arenarie e marne in facies di flysch. In Sicilia l'evoluzione a flysch è preceduta da una energica fase di tettonica sinsedimentaria che ha causato il franamento di « Klippen sedimentari » da aree di *seamounts* in aree depresse a sedimentazione continua.

7. UNITÀ "INCERTAE SEDIS",

Riuniamo in un gruppo « *incertae sedis* » tutte le unità la cui posizione paleogeografica è ipotizzata ma non definita con certezza, o è addirittura sconosciuta.

7.1. UNITÀ DI STILO

L'unità di Stilo affiora estesamente nella parte meridionale ed orientale delle Serre, ove sovrasta tettonicamente l'unità di Polia-Copanello (BORSI *et al.*, 1977). In Sila Piccola ed in Catena Costiera forma una serie di Klippen più o meno estesi allineati in direzione ESE-WNW da Sellia ad Amantea, che poggiano tettonicamente su quasi tutte le unità della Catena alpina (LORENZONI & ZANETTIN LORENZONI, 1975).

Il contatto con le unità sottostanti ha un andamento irregolare e marcatamente ondulato ed è caratterizzato da forte tettonizzazione, che interessa soprattutto le rocce dell'unità di Stilo, con cataclasi per spessori di metri e di decine di metri. L'età della messa in posto di questa unità verrà discussa in seguito.

7.1.1. *Basamento*

Il basamento pre-triassico dell'unità di Stilo è costituito da graniti ercinici e metamorfiti di basso e medio grado.

Sia in Serre sia in Sila Piccola e Catena Costiera le metamorfiti appartengono a due unità tettoniche erciniche: l'unità filladica di Stilo-Pazzano e l'unità paragneissica di Mammola (COLONNA *et al.*, 1973). Le due unità vengono a contatto lungo una superficie in genere piuttosto inclinata ed avente andamento irregolare, ora concordante ora discordante con la scistosità delle rocce delle due unità. La giacitura attuale è di sovrapposizione delle filladi sui paragneiss. Sono frequenti i fenomeni di tettonizzazione e diaforesi, soprattutto nelle rocce dell'unità paragneissica. La presenza di scaglie e l'evidente divario di grado metamorfico mettono ulteriormente in evidenza il carattere tettonico del contatto. Poichè le metamorfiti dell'unità filladica contengono livelli di età devoniana e poichè entrambe le unità sono state intruse dagli stessi magmi permo-carboniferi dopo che erano venute a contatto, l'età di questo contatto tettonico non può essere che ercinica.

L'unità filladica di Stilo-Pazzano è costituita da filladi, con intercalate bancate e lenti di metagrovacche nonchè bancate potenti anche più di dieci metri di metacalcari. Nei livelli calcarei sono stati rinvenuti fossili attribuiti da AFCHAIN (1969), DE CAPOA (1970), GOERLER & IBBEKEN (1970) al Devoniano. Lo spessore complessivo è di diverse centinaia di metri.

Le filladi (il litotipo più diffuso) sono costituite da quarzo, miche bianche, cloriti, plagioclasti. Spesso è ancora ben riconoscibile la stratificazione originaria messa in evidenza dall'alternarsi di letti fillosilatici con letti arenacei oppure dalla disposizione degli elementi detritici. La scistosità principale è di norma trasversale alla stratificazione.

Le metagrovacche, formate da elementi detritici di plagioclasti, quarzo, fillosilicati e carbonati in una matrice di composizione analoga, sono caratterizzate da una discreta

classazione dei granuli detritici e da una distribuzione statisticamente uniforme dei componenti.

I metacalcari possono essere micritici, omogenei e massicci, oppure a grana maggiore e leggermente scistosi, soprattutto dove fanno passaggio alle filladi.

Il complesso filladico di Stilo-Pazzano è sicuramente monometamorfico, in quanto non vi sono fenomeni metamorfici posteriori all'intrusione magmatica permo-carbonifera. Poichè gli originari sedimenti sono almeno in parte devoniani, l'età del metamorfismo è carbonifera. Il metamorfismo, di grado molto basso, è stato caratterizzato da pressioni basse, tipo Bosost (DI PIERRO *et al.*, 1973; DIETRICH *et al.*, 1977).

L'unità paragneissica di Mammola è costituita da paragneiss biotitici e biotiticomuscovitici a metablasti plagioclastici; da paragneiss biotitico-anfibolici fino ad anfiboliti, da micascisti gneissici biotitico-granatiferi, da filladi micascistose a biotite, da gneiss ad occhi di microclino. La fenomenologia caratteristica di questo complesso è la metablastesi plagioclastica che è in gran parte legata al metamorfismo regionale ed ha carattere tardo-postcinematico. Vi è anche una metablastesi feldspatica legata alle intrusioni magmatiche, che si manifesta nelle rocce granitizzate. Il complesso paragneissico ha verosimilmente subito il solo metamorfismo ercinico, di grado intermedio tra la facies delle anfiboliti e quella degli scisti verdi in condizioni di probabile bassa pressione.

Le magmatiti sono rappresentate da numerosi tipi litologici appartenenti tutti al ciclo magmatico ercinico (HIEKE MERLIN & LORENZONI, 1972; HIEKE MERLIN, PAGLIONICO & SALVEMINI, 1974; MORESI & PAGLIONICO, 1976; BORSI *et al.*, 1977; LORENZONI & ZANETTIN LORENZONI, 1975). Si tratta di granodioriti, graniti e granodioriti a megacristalli di K-feldspato, tonaliti, microgranodioriti, porfidi e porfiriti, apliti-pegmatiti. Ogni gruppo presenta composizione mineralogica (fig. 5) e chimica nonchè struttura notevolmente omogenea. Queste rocce si sono formate in più fasi intrusive, succedutesi in un interval-

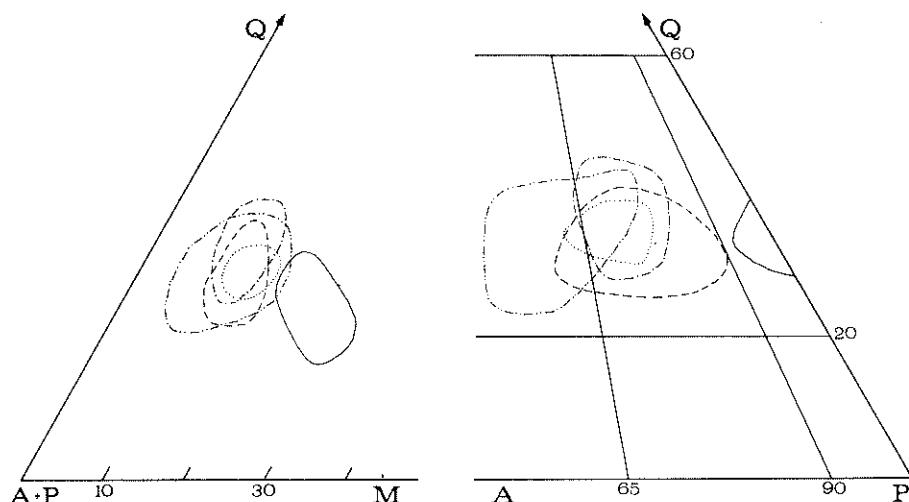


fig. 5 — Classificazione delle rocce plutoniche dell'unità di Stilo. Diagrammi Q - A - P - M e Q - A - P (secondo J.U.G.S., 1973). Linea tratteggiata = graniti e granodioriti « tipo Le Serre »; linea punteggiata = microgranodioriti « tipo Bagni di Guida »; linea continua = tonaliti « tipo Bocca d'Assi »; linea e punto = granodioriti « tipo M. Pecoraro »; linea a tratto e punti = graniti e granodioriti « tipo Satriano » (da BORSI *et al.*, 1977).

lo di tempo piuttosto breve (da 279 m.a. a 261 m.a.) (BORSI *et al.*, 1977). Alle prime fasi intrusive appartengono le granodioriti, i graniti e le tonaliti, che hanno caratteri di composizione e di struttura tipici di magmatiti. Ad una seconda fase intrusiva appartengono le microgranodioriti accompagnate e seguite dai porfidi e dalle porfiriti; in queste rocce la struttura indica un raffreddamento relativamente rapido, fino a tipicamente filoniano in alcuni porfidi. Le apliti-pegmatiti appartengono all'ultima fase magmatica. Nei graniti e nelle granodioriti a megacristalli di K-feldspato è ben visibile una cristallizzazione tardiva di K-feldspato e di albite. Riguardo alla genesi di queste rocce, vi sono due ipotesi: a) esse sarebbero il prodotto di un metasomatismo potassico-sodico sulle normali rocce granitiche dell'unità di Stilo; b) i graniti sarebbero il prodotto di consolidamento di un magma diverso da quello che ha dato origine alle altre magmatiti dell'unità, intrusosi in tempi successivi. I valori di età di queste rocce variano da 252 a 195 m.a. Per spiegare queste età anomale, è necessario invocare fenomeni geologici quali movimenti tettonici successivi alla loro genesi.

I magmi dell'unità di Stilo sono con ogni probabilità di origine anatettica e di ambiente genetico piuttosto profondo. Sono risaliti fino a zone superficiali della crosta nelle quali si sono messi in posto a temperature elevate e ad uno stadio di consolidamento poco avanzato.

Non ancora completato è lo studio dei micrograniti a due miche di Cittanova, che affiorano nella parte settentrionale dell'Aspromonte. Essi sono intrusi (BONFIGLIO, 1963; HIEKE MERLIN & LORENZONI, 1972) nelle granodioriti delle Serre ed appartengono verosimilmente allo stesso ciclo magmatico.

Il contatto magmatiti-metamorfiti è caratterizzato da un'aureola molto estesa (soprattutto nelle filladi) di metamorfiti di contatto e (soprattutto nei paragneiss) di migmatiti di iniezione.

L'aureola metamorfica di contatto presenta un grado molto elevato nelle immediate vicinanze delle magmatiti, mentre è di grado già piuttosto basso (scisti macchiettati) a poche decine di metri di distanza. I minerali più tipici sono: sillimanite, cordierite, andalusite, miche, vesuviana, anfibioli, tormalina. L'aureola migmatitica ha aspetto molto vario, da nebulitico-agmatiti-

co a dictionitico-arteritico. Il paleosoma è costituito normalmente dai litotipi del complesso paragneissico, il neosoma da graniti, micrograniti, pegmatiti-apliti; sono diffusi i porfidi. Le migmatiti sono particolarmente ben rappresentate nella Sila Piccola, dove è ben evidente la granitizzazione dei gneiss. Essa avviene per perdita progressiva della scistosità, per omogeneizzazione nella distribuzione dei minerali, per metablastesi dei plagioclasti, e anche della botite, che possono assumere abito cristallino. La metablastesi dei plagioclasti può essere tanto avanzata da trasformare i paragneiss in gneiss occhiadini.

La storia magmatico-metamorfica del basamento dell'unità di Stilo è dunque totalmente ercinica. Nel corso dell'orogenesi ercinica — e verosimilmente in ambienti geologici diversi — si è attuato il metamorfismo delle filladi e dei paragneiss; successivamente essi sono venuti a contatto tettonico. Sono seguite le intrusioni magmatiche permo-carbonifere. Al momento delle intrusioni, le due unità dovevano trovarsi in zone piuttosto superficiali della crosta; d'altra parte, tutta la loro evoluzione metamorfica deve essere avvenuta in zone piuttosto superficiali. In tempi post-ercinici, le rocce cristalline dell'unità di Stilo hanno sempre occupato zone superficiali nella crosta fino all'età nella quale l'unità è venuta a contatto con la catena alpina.

7.1.2. Copertura

Sul basamento pretriassico poggiano in trasgressione discordante successioni sedimentarie meso-cenozoiche, che si rinvengono in lembi più o meno estesi, lungo tutta l'area di affioramento dell'unità. I principali affioramenti dei termini mesozoici sono presso Stilo, dove costituiscono per intero la dorsale M. Consolino-M. Stella-M. Mammicomito (BONARDI *et al.*, 1971) e al M. Mutolo presso Canolo Nuovo (RODA, 1965); altri affioramenti si rinvengono a N del Graben di Catanzaro lungo l'asse Decollatura-Conflenti-Martirano (DUBOIS, 1966c), a Sellia, a S. Elia e al Monte di Tiriolo. A S di M. Mutolo vi

sono piccoli affioramenti nei pressi di Palizzi (Staiti); è da avvertire però che qui gran parte dei terreni indicati come giurassici nella carta geologica ufficiale sono in realtà brecce calcaree, principalmente ad elementi giurassici, intercalate nella parte bassa dei depositi terrigeni miocenici. Nei Monti Peloritani terreni sedimentari parallelizzabili con quelli dell'unità di Stilo costituiscono una serie di Klippen lungo l'allineamento Forza d'Agrò-Novara di Sicilia-Ucria (BONARDI *et al.*, 1977).

La successione mesozoica è più completa e facilmente ricostruibile al M. di Tiriolo, presso Stilo e al M. Mutolo. I termini più antichi sono costituiti da depositi clastici tipo « Verrucano » dello spessore massimo di qualche decina di metri. Spesso questo orizzonte presenta mineralizzazioni ad idrossidi e solfuri, che a luoghi (Pazzano) hanno consentito modeste coltivazioni. Seguono dolomie micro- e macrocristalline bianche o giallastre, dello spessore variabile da qualche metro ad alcune decine di metri.

L'età di questi termini basali della successione non è accertata.

Sulle dolomie trasgrediscono in discontinuità calciruditi e calcareniti biancastre e grigio-perla, a volte a matrice rosata, brecce e calcari di scogliera ad ellipsactinie, coralli e gasteropodi; calciruditi e calcareniti grigio-chiare a *Clypeina jurassica* e *Organismo* C FAVRE.

Lo spessore raggiunge un massimo di 200 metri circa; l'età è Giurassico sup. per i fossili contenuti; non si può escludere che i termini più bassi siano leggermente più antichi ed è probabile che la parte alta giunga al Cretacico inferiore.

Sul versante sud-orientale della dorsale M. Consolino-M. Stella-M. Mammicomito ai calcari giurassici seguono in discontinuità calciruditi e calcareniti grigio-chiare a rudiste. Lo spessore si aggira sui cento metri; l'età è cretacea.

Durante il Mesozoico la zona paleogeografica corrispondente all'unità Stilo è stata caratterizzata da una sedimentazione carbonatica di mare sottile, interrotta da lacune più o meno ampie probabilmente dovute ad

emersione, sempre con trasgressioni paraconformi o disconformi. Doveva trattarsi quindi di una zona relativamente instabile soggetta a frequenti movimenti verticali.

Non è ancora chiarito lo sviluppo verso l'alto della successione nell'unità di Stilo. I calcari mesozoici nella zona di Stilo sono ricoperti in trasgressione paraconforme da calcari a lepidocicline che passano gradualmente ad una sequenza argilloso-arenaceo-conglomeratica del Miocene inferiore che verso l'alto evolve a facies di flysch, anch'esso del Miocene inferiore. Questa successione è litologicamente simile al flysch di Capo d'Orlando della Sicilia, concordemente interpretato da tutti gli Autori come trasgressivo sulle falde dell'edificio alpino.

A Stilo riesce difficile staccare i calcari a lepidocicline dai calcari a rudiste, considerando i primi come un elemento post-tettonico. D'altro canto a Tiriolo gli stessi depositi terrigeni di Stilo fanno cinematicamente parte del Klippen del M. di Tiriolo, essendo stratigraficamente legati ai calcari ad ellipsactinie e tettonicamente sovrapposti insieme ai primi ad elementi della catena alpina. E' da sottolineare infine che in Calabria depositi terrigeni oligo-miocenici del tipo descritto sembrano essere sistematicamente legati all'unità di Stilo. In Sicilia però tutti i dati portano a riconoscere nel flysch di Capo d'Orlando un deposito post- o almeno tardo-orogeno.

Questi fatti contraddittori non trovano al momento una plausibile spiegazione. Devono essere quindi lasciate aperte due possibilità: la messa in posto dell'unità di Stilo sulla catena alpina è premiocenica nel caso che i depositi terrigeni siano post-orogeni; è del Miocene medio nel caso che i depositi terrigeni siano pre-orogeni.

L'attribuzione fatta in Calabria dell'Oligo-Miocene nonchè delle argille varicolori contenenti blocchi di flysch numidico, frante nel bacino di sedimentazione del flysch, all'unità di Stilo non vuole rappresentare una scelta definitiva, ma esprime piuttosto un giudizio di maggiore probabilità per questa ipotesi da parte dei ricercatori che hanno rilevato in questa zona.

7.2. UNITÀ DEL MONTE GARIGLIONE

Litotipi di questa unità sono stati in precedenza riferiti in parte all'unità di Longobucco, in parte all'unità di Polia-Copanella (BERTOLANI, 1957; BERTOLANI & FOGGIA, 1975; OGNIBEN, 1973; DUBOIS, 1970; LANZAFAME & ZUFFA, 1976). Le nostre ricerche sono ancora ad uno stadio iniziale; tuttavia i caratteri che saranno dati nel seguito ci sembrano sufficientemente probanti per una definizione dell'unità.

L'unità, istituita recentemente da DIETRICH *et al.* (1977), prende il nome dal Monte Gariglione (Sila Piccola) poichè in tale zona sono ben rappresentati sia i litotipi più significativi, sia le fenomenologie più caratteristiche.

L'unità di M. Gariglione affiora più estesamente di ogni altra nella Sila: è possibile che venga a giorno anche nella Catena Costiera, dove non è stata però ancora riconosciuta con sicurezza. Essa copre — seppure con discontinuità — l'altopiano della Sila, ed affiora anche lungo i versanti che dall'altopiano scendono verso la valle del Crati e il vallo di Catanzaro, mentre scompare all'altezza del ciglio dell'altopiano sui versanti ionici.

E' l'unità tettonica più elevata nella Sila Grande e nella Sila Greca; nella Sila Piccola il contatto diretto tra l'unità del M. Gariglione e l'unità di Stilo non è visibile, ma i raccordi geometrici che sembrano più probabili suggeriscono una sovrapposizione della seconda sulla prima.

La superficie di contatto con le sottostanti unità di Longobucco-Longi-Taormina, di Polia-Copanella, di Castagna e di Bagni-Fondachelli è sempre contrassegnata da una fascia di intensa cataclasi che interessa le rocce dell'unità del Monte Gariglione per spessori anche di decine di metri. Nelle rocce delle unità sottostanti si nota invece per lo più soltanto una certa laminazione.

In molte zone è possibile vedere come la superficie di contatto dell'unità di Monte Gariglione tagli obliquamente quelle delle unità sottostanti e come questa non sia in-

teressata da faglie che attraversano quest'ultime.

L'unità di Monte Gariglione è formata da magmatiti erciniche e da metamorfiti di grado medio e alto; è priva di copertura mesozoico-cenozoica. Le magmatiti affiorano estesamente nell'area nord-orientale, verso il contatto con l'unità di Longobucco-Longi-Taormina; le metamorfiti nell'area sud-occidentale, verso il contatto con le unità della catena alpina. Allo stato attuale delle conoscenze attribuiamo le metamorfiti di questa unità a due complessi, e forse anche a due unità pre-alpine, diversi: un complesso di metamorfiti di medio grado ed un complesso di metamorfiti di alto grado. Non siamo per ora in grado di stabilire quali siano i rapporti tra i due.

Il complesso delle metamorfiti di medio grado affiora prevalentemente a NE della linea Camigliatello-Rovale-Lago Ampollino (estremità orientale), il complesso delle metamorfiti di alto grado affiora prevalentemente a SW di tale linea.

Il complesso delle metamorfiti di medio grado consiste essenzialmente di paragneiss e paragneiss micascistosi a biotite e muscovite, talora granatiferi. Queste rocce hanno grana minuta, nonostante la tendenza alla metablastesi dei plagioclasti, scistosità piana non sempre evidente perchè le miche hanno orientazione irregolare e non sono generalmente addensate in letti. In questi paragneiss vi sono lenti, anche molto grandi, di marmi e marmi a silicati (S. Giorgio Albanese); nelle zone ove vi sono questi marmi i paragneiss fanno normalmente passaggio a tipi anfibolici. Paragneiss biotitico-anfibolici ed anfibolici fino ad anfiboliti sono diffusi anche indipendentemente dalla presenza di marmi ed affiorano molto frequentemente, con estensione particolare nella zona di Rovale.

Il complesso delle metamorfiti di alto grado è costituito da un'associazione molto varia di rocce che si alternano secondo banche, lenti, livelli. I litotipi più diffusi sono micascisti gneissici a biotite con muscovite e/o sillimanite a scistosità generalmente evidente e gneiss biotitici a granato, sillima-

nite, cordierite con struttura massiccia. A questi litotipi si alternano paragneiss biotitici minuti $\pm$ granatiferi $\pm$ anfibolici in letti; lenti e noduli di rocce anfibolico-piroseniche di aspetto granulitico; lenti e livelli di gneiss quarzoso-feldspatici spesso con cordierite a grana minuta. Sono molto frequenti grandi lenti di marmi, spesso a silicati. Frequentissime sono le pegmatiti, sia in bancate per lo più concordanti e molto potenti nelle quali la grana è molto sviluppata (grandi lamelle di biotite), sia in corpi discordanti e più sottili, ove la grana è inferiore.

Tutto il complesso è interessato da diffusi fenomeni di metablastesi feldspatica e « granitizzazione » di natura essenzialmente metamorfica. Questi fenomeni interessano pressochè tutti i litotipi del complesso, anche se con intensità diversa. Si è formata in tal modo una grande varietà di litotipi, che vanno da gneiss con metablasti plagioclastici a gneiss con struttura granitoide e composizione da granodioritica a dioritica a gabbrodioritica. Questa fenomenologia, ben osservabile in particolare nella zona Monte Gariglione-Buturo-Monte Morello, dà al complesso un aspetto « migmatitico » ed è indicativa di un'evoluzione metamorfica molto simile a quella di una « formazione kinzigitica ». Molti fenomeni osservati in questo complesso sono infatti simili a quelli studiati nella unità Polia-Copanello nelle Serre.

Nell'unità di Monte Gariglione le magmatiti sono rappresentate da granodioriti passanti a graniti e a tonaliti, spesso a megacristalli di plagioclasti e/o K-feldspato, microgranodioriti a due miche, apliti e apliti-pegmatiti, porfidi.

Le granodioriti passanti a tonaliti e graniti hanno generalmente grana medio-minuta e sono formate da plagioclasti, biotite, quarzo $\mp$ feldspato; i plagioclasti con maggior frequenza, ma anche il K-feldspato, tendono a dare megacristalli (Monte Gariglione, Silvana Mansio); vi possono essere muscovite ed anfibolo; inoltre cordierite, localizzata essenzialmente lungo un'ampia fascia (più chilometri) al contatto con le metamorfiti. Queste rocce mostrano infatti spesso di essere il prodotto di fenomeni di sintesi più

o meno intensi. Riteniamo che questi fenomeni siano avvenuti già nelle fasi iniziali della cristallizzazione magmatica, così da influenzare l'andamento della cristallizzazione stessa determinando strutture molto particolari, che si rilevano soprattutto nella facies a megacristalli plagioclasici. Una datazione su biotite con il metodo Rb/Sr (BORSI & DUBOIS, 1968) di un tipo litologico a megacristalli feldspatici ha dato un'età di 260 ± 10 m.a.

In queste magmatiti (soprattutto nei tipi a grana medio-minuta) sono diffuse le « concentrazioni femiche » di forma sferoidale; si tratta di rocce biotitiche, spesso anfiboliche, nelle quali i plagioclasii e talora gli anfiboli tendono ad avere sviluppo particolare e forma cristallina.

Le microgranodioriti si trovano sistematicamente in prossimità del contatto con le metamorfiti o nella fascia di migmatiti di iniezione che caratterizza il contatto. Con le stesse caratteristiche di composizione e di struttura si trovano anche in apparente piena massa magmatica (a NW di S. Giovanni in Fiore). Riteniamo che queste rocce non siano prettamente magmatiche bensì uno dei molti prodotti, anzi il più frequente, dei prodotti degli svariati fenomeni di sintesi che caratterizzano il contatto magmatiti-metamorfiti. Queste rocce hanno infatti sempre una struttura in cui si riconoscono, accanto a caratteri magmatici, caratteri metamorfici sia regionali che di contatto; in esse si riscontra inoltre sillimanite.

I filoni aplitici sono molto caratteristici e diffusi. Formano di solito vene sottili che si intersecano in tutte le direzioni. Oltre che nelle magmatiti sono molto diffusi nelle metamorfiti anche a distanze notevoli dal contatto.

I filoni di porfido sono di due tipi: di gran lunga più diffusi sono i porfidi di colore giallo-rosato chiaro con massa di fondo molto minuta e fenocristalli in quantità variabile, mai abbondante, di plagioclasii, K-feldspato, quarzo, scarse muscovite e biotite. Questi filoni hanno spesso potenza notevole (più metri), lunghezza anche di centinaia di metri e salbande parallele. Essi sono mol-

to diffusi sia nelle magmatiti (in particolare vicino al contatto con le metamorfiti) sia nelle metamorfiti. Con l'aumentare della distanza dal contatto, questi filoni divengono sempre più poveri di fenocristalli fino ad esserne privi. Una delle zone in cui sono più diffusi e sono stati studiati in dettaglio è quella di Rovale (RITTMANN, 1946; NICOTERA & VIGHI, 1947; DE FINO & LA VOLPE, 1970). Questi porfidi sono posteriori alle apliti. Probabilmente posteriori alle apliti è anche il secondo tipo di porfidi, che forma filoni piuttosto tozzi e irregolari con sacche e strozzature. La pasta di fondo è generalmente verde scura e meno minutamente cristallina di quella dei porfidi chiari; i fenocristalli, non abbondanti, sono di plagioclasii, quarzo, biotite. Questo secondo tipo di porfidi è diffuso soprattutto a sud di Corigliano Calabro.

L'aureola di contatto è molto estesa e caratterizzata da fenomeni di metamorfismo di contatto, di migmatizzazione, di sintesi.

L'aureola del metamorfismo di contatto ha una estensione molto modesta: già a breve distanza dai corpi magmatici non si osservano infatti più gli effetti metamorfici di questi. Ha reagito ovviamente in modo più vistoso il complesso di medio grado metamorfico (sillimanite, cordierite, andalusite, miche, anfiboli).

Le migmatiti di iniezione hanno estensione notevole e caratteri analoghi in entrambi i complessi. Si tratta di nebuliti passanti ad agmatiti, dictioniti, arteriti. Il neosoma può essere da granodioritico (a grana generalmente un po' più minuta ed un po' meno biotitico che in piena massa magmatica), a microgranodioritico, ad aplitico-pegmatitico; sono frequenti anche i filoni di porfido, mentre non abbiamo osservato i tipi a megacristalli feldspatici. Nella zona del Lago Arvo, ove le migmatiti sono assai diffuse, BERTOLANI (1957) ha osservato due tipi di pegmatiti; l'uno concordante, con struttura metamorfica e chimismo sodico; l'altro spesso discordante, con debole orientazione e chimismo potassico simile a quello delle altre rocce eruttive della zona. Vi sono dunque diversità chimiche, oltre che strutturali, fra le pegmatiti facenti parte del complesso

delle metamorfiti di alto grado e quelle legate alle intrusioni erciniche.

Anche i fenomeni di sintesi sono diffusi al contatto con entrambi i complessi e, per quanto riguarda le metamorfiti, coinvolgono soprattutto i gneiss biotitici-muscovitici-granatiferi ed anfibolici, i gneiss anfibolici e le anfiboliti. Al contatto con questi litotipi si notano modificazioni strutturali e compositive sia nelle metamorfiti che nelle magmatiti. Nelle metamorfiti si sviluppano una struttura massiccia e, a seconda dei casi, grandi cristalli di plagioclasti, anfiboli, biotite, muscovite: ne deriva l'acquisizione di una struttura granitoide l.s. da parte delle metamorfiti. Parallelamente, nella magmatite si nota un arricchimento, a seconda dei casi, di anfiboli, biotite, muscovite che possono mantenere i loro caratteri strutturali metamorfici tanto da avere l'aspetto di sciame fluttuanti in una massa pastosa.

Al contatto con le facies biotitico-muscovitiche si formano, per tali processi sintetici, le microgranodioriti. Inoltre vi può essere in tali condizioni una vera e propria aureola di « nebuliti » con passaggi gradualmente dal gneiss ad un granito con orientazione ereditata dei componenti femici. Questi fenomeni sono particolarmente ben visibili a Monte Gariglione e Monte Botte Donato.

Al contatto con le facies anfiboliche (associate o meno a rocce calcio-silicatiche) dove spesso si formano migmatiti agmatitico-nebulitiche, il paleosoma — per effetto di sintesi — fa passaggio a rocce di tipo gabbroide mentre il neosoma diviene più o meno anfibolico. Sono queste le caratteristiche di buona parte dei cosiddetti « gabbri » di Rovale. Ricordiamo che già BERTOLANI (1957) ha prospettato l'ipotesi dell'origine sintetica per queste rocce.

Tutti i caratteri strutturali dell'aureola di contatto indicano che i magmi dell'unità di Monte Gariglione erano, oltre che notevolmente caldi, eccezionalmente fluidi e ricchi di componenti volatili. Ciò, unitamente alla diffusione ed ai caratteri della migmatizzazione, alle strutture pressocche da rocce effusive dei filoni di porfidi nonché alla rapidissima attenuazione del grado metamor-

fico di contatto, indica che le intrusioni sono avvenute in zone molto superficiali della crosta; zone in cui già alla fine dell'Ercinico dovevano trovarsi le metamorfiti di medio e alto grado, per le quali è dunque logico prospettare l'ipotesi di un'evoluzione metamorfica almeno in parte pre-ercinica (per lo meno per il complesso delle metamorfiti di alto grado).

7.3. TERRENI CRISTALLINO-METAMORFICI E SEDIMENTARI DELL'ASPRIMONTE E DEI PELORITANI NORD-ORIENTALI

Lo studio di questo settore dell'arco calabro-peloritano è appena iniziato, e al momento disponiamo solo di dati raccolti in una serie di traversate e di un numero assai limitato di analisi di laboratorio. Mancano, d'altro canto, lavori a carattere regionale basati su osservazioni dirette in campagna. Non siamo pertanto in grado di operare distinzioni tra le metamorfiti di vario grado affioranti in quest'area. Tra esse prevalgono decisamente i gneiss, spesso occhiadini, migmatitici, sovrapposti tettonicamente a metamorfiti di più basso grado come ad esempio nei pressi di Africo Vecchio. Questo fatto, unitamente all'osservazione di altri accostamenti tra litotipi di grado metamorfico incompatibile ci spinge a ipotizzare la presenza di più unità tettoniche. Non sappiamo però se la messa in posto di queste unità sia di età alpina o pre-alpina.

In alcune aree è certamente rappresentata l'unità di Stilo; sarebbero anche presenti (OGNIBEN, 1973; ROTTURA *et al.*, 1975) l'unità di Polia-Copanello e l'unità di Castagna.

Tra i lavori più significativi sul basamento ricordiamo qui AFCHAIN (1967a, 1969), BONFIGLIO (1963), FARAONE (1968), GHEZZO (1967), ROTTURA (1970), ROTTURA *et al.* (1975).

La problematica relativa ai depositi conglomeratico-arenacei del litorale ionico è stata già discussa a proposito dell'unità di Stilo. La continuità di affioramento di questi depositi terrigeni, trasgressivi su terreni di vario grado metamorfico, costituisce un valido elemento a favore della loro defini-

zione come tardo-orogeni, ma restano pur sempre i problemi accennati dinanzi, per cui non si può escludere che le differenti metamorfiti appartengano tutte all'unità di Stilo, assieme ai depositi terrigeni e alle argille varicolori. Preferiamo al momento non esprimere alcuna opinione al riguardo.

7.4. UNITÀ DEL CILENTO

L'unità prende il nome dalla regione del Cilento che può essere considerata come area tipo, e corrisponde al flysch mesozoico-terziario del Cilento occidentale (ad eccezione della parte basale, riferibile all'unità del Frido) di IETTO, PESCATORE & COCCO (1965), all'insieme delle formazioni delle Crete Nere, del Saraceno e di Albidona (SELLI, 1962; VEZZANI, 1968a, 1968d, 1970b) e a parte del Complesso Liguride di OGNIBEN (1969).

Affiora estesamente nel Cilento da Agropoli a Sapri nella depressione tra i rilievi carbonatici del M. Bulgheria-Capo Palinuro e quelli del gruppo dell'Alburno-Cervati. Si segue quindi pressochè in continuità, da Sapri a Latronico e di qui fin presso Trebisacce sullo Jonio a NE del gruppo del Pollino. Non sono noti affioramenti di questa unità a S della linea di Sangineto e della piana di Sibari.

In tutta l'area di affioramento l'unità presenta sostanziale uniformità, anche se una certa variabilità di facies e di spessori vengono messe in evidenza da studi di dettaglio. Al momento manca un lavoro a carattere generale, esteso a tutta l'area di affioramento, che confronti gli studi compiuti nel Cilento (IETTO, PESCATORE & COCCO, 1965; PESCATORE, 1966; COCCO & PESCATORE, 1968; COCCO & PESCATORE, 1975) e quelli in Lucania meridionale e Calabria settentrionale (VEZZANI, 1968a, d; 1970b).

L'unità poggia in discordanza angolare sull'unità del Frido (ma la natura del contatto non è accertata), nonchè tettonicamente sulle unità appenniniche, con o senza l'interposizione di lembi del Frido. A tetto il flysch del Cilento è ricoperto tettonicamente dalle unità Sicilidi o, in trasgressione, dai

« flysch esterni » e dai terreni del ciclo sopra-miocenico-infrapliocenico.

La successione evolve da facies di pre-flysch tipo black-shales a flysch con caratteri di marcata prossimalità. Dal basso in alto si possono distinguere tre formazioni:

a) formazione delle Crete Nere (SELLI, 1962): argilliti nere con sottili intercalazioni di quarzareniti verdognole e siltiti grige; calcareniti gradate, calcilutiti grigio-scuri e calcari marnoso-siliciferi grigi. Lo spessore si aggira sui 400 metri. Secondo VEZZANI (1968d) l'età sarebbe aptiano-albiana; nella formazione sono state però da noi rinvenute globotruncane che portano a ritenerla, almeno nella parte alta, più recente;

b) formazione del Saraceno (SELLI, 1962) - Pollica (IETTO, PESCATORE & COCCO, 1965): calcareniti gradate, calciruditi con selce e brecciole poligeniche, con intercalazioni di marne e argilliti grigio-scuri, rosse e verdi; arenarie litiche con intercalazioni siltoso-argillose. Nel Cilento settentrionale sembrano prevalere le facies arenacee. Lo spessore è variabile tra 500 e 1000 metri; l'età sarebbe Albiano-Paleocene secondo VEZZANI (1968a);

c) formazione di Albidona (SELLI, 1962) - S. Mauro (IETTO *et al.*, 1965): alternanze di arenarie arcosico-litiche gradate, marne e argille fogliettate grige; calcareniti gradate, calcari marnosi e marne biancastre in banchi potenti anche qualche decina di metri, arenarie e conglomerati a matrice prevalente, con clasti prevalentemente granitici, filadici e di calcari di origine neritica. Lo spessore supera i 2000 metri; l'età è eocenica secondo VEZZANI (1970b). Orizzonti che hanno fornito faune dell'Oligocene sup.-Aquitano (DONZELLI & CRESCENTI, 1962) non sono con sicurezza riferibili a terreni dell'unità del Cilento.

L'unità del Cilento contiene a varie altezze masse anche ingenti di rocce basiche (COCCO & PESCATORE, 1968; SCANDONE & SGROSSO, 1964; COCCO & DI GIROLAMO, 1970) interpretate da DIETRICH & SCANDONE (1972) come olistoliti.

Secondo OGNIBEN (1969) l'area di sedimentazione del complesso liguride, di cui farebbe parte il flysch del Cilento, corrisponde a parte di un bacino « eugeosinclinale » interposto tra l'area di origine del Complesso Calabride e la ruga Panormide. COCCO & PESCATORE (1975), su basi sedimentologiche, giungono a conclusioni sostanzialmente analoghe, collocando il bacino del Cilento tra una terra cristallina e la piattaforma carbonatica campano-lucana.

Circa la posizione dell'originaria zona oceanica abbiamo già espresso la nostra opinione, così come quella sui pretesi rapporti magmatici tra ofioliti e Frido. Al momento non possediamo elementi che ci consentano di fissare con sicurezza l'originaria posizione del bacino del flysch silentino, ma da quanto si conosce oggi sull'evoluzione della catena alpina ipotesi come quelle espresse dagli Autori su nominati ci sembrano insostenibili.

7.5. UNITÀ SICILIDI

La denominazione « Complesso Sicilide » si deve ad OGNIBEN (1960), che riconobbe in Sicilia due unità tettoniche, l'inferiore (falda di Troina) con terreni dall'Eocene inferiore al Miocene medio, e la superiore (falda di Cesarò) con terreni dal Tortoniano superiore all'Eocene inferiore. Si tratterebbe, secondo l'Autore, di una successione sedimentaria originariamente continua la cui parte superiore sarebbe stata trasportata per prima e poi ricoperta dai terreni più antichi della serie stessa, mossi in un tempo successivo. Questo schema, un po' più articolato, è ancora accettato dai geologi della scuola di Catania (VEZZANI *et al.*, 1972).

Per i geologi francesi (CAIRE, 1970; DUÉE, 1970) i terreni sicilidi non rappresenterebbero un'unica successione ma più successioni flyscioidi deposti tutt'intorno al dominio peloritano e pertanto distinguibili in flysch interni e flysch esterni, strutturalmente del tutto indipendenti. Questi flysch formerebbero tre falde, dall'alto in basso:

c) *falda di Monte Soro*. E' la più esterna

e sarebbe costituita essenzialmente da flysch cretaciici deposti a sud del dominio peloritano, tra questo e la zona di Sclafani (Imereze), e si dividerebbe in due sub-falde (San Fratello e Monte Pomiere) ed in un certo numero di scaglie tettoniche;

b) *falda di Reitano*. Sarebbe anch'essa suddivisa in due sub-falde, quella di Troina, i cui terreni si sarebbero deposti immediatamente a nord del dominio peloritano, e quella di Capizzi, che limitava ad ovest detto dominio;

a) *falda delle argille scagliose*. Avrebbe occupato originariamente l'area immediatamente all'interno (nord) della sub-falda di Troina.

Queste falde sarebbero anche caratterizzate da diversi depositi oligo-miocenici: quarzoarenitici in quella di Monte Soro (numidico intermedio); quarzoarenitici in quella delle argille scagliose (numidico interno), arenaceo-conglomeratici, con clasti di rocce cristalline, nella falda di Reitano. Questa diversità sarebbe dovuta all'influenza del dominio peloritano nell'area ad esso prospiciente, dove si depositava la falda di Reitano.

I terreni sicilidi sono stati riconosciuti da OGNIBEN (1969) nella zona del confine calabro-lucano sovrapposti tettonicamente alle unità liguridi. Anche qui l'Autore distingue due unità tettoniche, una inferiore (falda di Rosito), ed una superiore (falda di Rocca Imperiale), la quale ultima è rappresentata dagli stessi terreni della falda di Rosito e deve la sua origine ad una ripresa dal movimento dopo la principale fase di trasporto.

Il Complesso Sicilide deriverebbe da una zona corrispondente al fianco esterno della « eugeosinclinale » appenninica, interposta tra l'area di sedimentazione del Complesso Liguride e quella del Complesso Panormide. La posizione geometrica del Complesso Sicilide al di sopra del Complesso Liguride e del Complesso Calabride viene spiegata da OGNIBEN ammettendo un ricoprimento in senso contrario a quello generale del corrucciamento (ricoprimento antisicilide).

Anche se al momento non disponiamo di elementi sufficienti a proporre un'inter-

pretazione alternativa, riteniamo che quelle degli Autori citati non siano sufficientemente confortate dai dati analitici e che la problematica di queste unità sia aperta a più soluzioni. Nella carta geologica allegata abbiamo distinto dal basso in alto un'unità comprensiva delle unità di Rocca Imperiale, Rosito e Troina (argille varicolori s.l.) e una unità di Monte Soro, ma tale distinzione è del tutto preliminare.

7.5.1. *Unità di Rosito, di Rocca Imperiale e di Troina*

Le unità di Rocca Imperiale e di Rosito rappresentano il Complesso Sicilide al confine calabro-lucano, dove furono istituite da OGNIBEN (1969). L'unità di Troina corrisponde grosso modo alla falda di Troina di OGNIBEN (1960) e *pro parte* alla falda delle argille scagliose di DUÉE (1970). Questi terreni che corrispondono per lo più al « complesso delle argille scagliose » *Auct.* e che presumibilmente dovettero appartenere ad uno stesso dominio paleogeografico sono stati per semplicità unificati nella carta.

a) *Unità di Rosito*. Prende nome dall'abitato di Rosito Capo Spulico, nella Calabria nord-orientale ed affiora lungo il bordo ionico del confine calabro-lucano nell'area compresa tra il Torrene Averna, Oriolo Calabro, Montegiordano Marina, Rotondella e la confluenza tra Sinni e Sarmento. L'unità di Rosito ricopre tettonicamente il flysch di Albiodona da Oriolo Calabro alla foce del Torrente Averna. OGNIBEN (1969) vi ha ricostruito dal basso in alto la seguente successione:

— *Flysch di Nocara* - E' costituito dal basso da alternanze di arenarie fini arcossolitiche e gradazione poco evidente ed argille (membro di Colle Cappella), passanti in alto a conglomerati poligenici in banchi da uno a cinque metri; arenarie fini e livelli di marne verdi e rosse (membro del Serrone). L'età sarebbe aptiano-cenomaniana, forse turoniana; la potenza circa 500 metri;

— *Formazione delle argille variegata* - Costituita fondamentalmente da argille a co-

lorazione irregolare, violacea, verde e rossastra per uno spessore di 2000-2500 m. Secondo l'Autore vi si distinguono dal basso in alto: a) un membro argilloso inferiore, di circa 500-800 metri di argille grigie, verdi, rosse e violacee con sottili intercalazioni calcaree e siltitico-arenacee; b) un membro di Sant'Arcangelo, potente circa 800 metri, formato da un'alternanza di argille grigio-verdi e calcari marnosi grigio-chiari, biancastri o rosati a frattura concoide e subordinatamente arenarie e breccie; c) un membro argilloso superiore, potente circa 500 metri, costituito da argille scure scagliettate con intercalazioni di sottili livelli di arenarie, siltiti, marne, calcilutiti e calcareniti. Il membro di Sant'Arcangelo avrebbe età Cretacico superiore-Eocene basale. I membri argillosi, di più difficile datazione, sono attribuiti per posizione stratigrafica rispettivamente al Cretacico superiore il membro argilloso inferiore ed all'Eocene quello superiore;

— *Tufiti di Tusa* - Si tratta di un'alternanza tufitico-marnoso-calcareo di 250-350 metri di spessore, identica alla facies di Tusa della formazione di Polizzi, assai sviluppata nell'unità di Troina. L'età sarebbe Eocene superiore, probabilmente anche Oligocene inferiore; secondo GUERRERA & WEZEL (1974) l'età sarebbe invece oligo-miocenica.

L'unità di Rosito secondo OGNIBEN (1969) sarebbe completata in alto dalle arenarie gradate alternanti a peliti del flysch di Gorgoglione: studi successivi hanno però dimostrato la non appartenenza del flysch di Gorgoglione alle unità sicilidi.

b) *Unità di Rocca Imperiale*. Prende nome dalla località di Rocca Imperiale nella Calabria nord-orientale. Affiora da Nova Siri a Rocca Imperiale a Montegiordano Marina e ricopre tettonicamente le argille variegata dell'unità di Rosito. La sovrapposizione è marcata da un allineamento di grossi blocchi di quarzareniti del flysch numidico. I terreni di questa unità sono rappresentati da una successione simile a quella descritta per l'unità di Rosito.

A proposito dei blocchi di quarzareniti del flysch numidico sopramenzionati v'è da

rilevare che essi rappresentano una caratteristica costante del « complesso delle argille scagliose » dal momento che si ritrovano inoltre sia nelle argille varicolori del bordo ionico delle Serre e dell'Aspromonte che in quelle della Sicilia. Da un punto di vista litologico si tratta di blocchi, anche di dimensioni considerevolissime, di quarzareniti gradate con subordinate intercalazioni di argille siltose brune. Per CAIRE (1970) e DUÉE (1970) questi blocchi rappresentano lembi del numidico interno, depositosi sulle argille varicolori, smembrati ed imballati nelle argille durante la tetto-genesi. OGNIBEN (1960) e VEZZANI *et al.* (1972) pensano invece che si tratti di blocchi strappati dal substrato durante il trasporto orogenico.

c) *Unità di Troina* - Prende nome dal centro di Troina nei Nebrodi sud-orientali. Affiora in una larga fascia con direzione ovest-est dall'area ad ovest di Caltavuturo e Collesano all'Etna. Ancora più ad est se ne rinven-gono dei lembi intorno a Piedimonte Etneo (Formazione di Piedimonte, TRUILLET 1962). Un gran numero di affioramenti più o meno estesi si ritrovano al di sopra del flysch numidico nelle Madonie.

L'unità di Troina poggia tettonicamente sulle unità panormidi ed imeresi, in tutta l'area suddetta, ed è ricoperta, sempre tettonicamente, dal flysch di Monte Soro.

Secondo VEZZANI *et al.* (1972) dal basso in alto si distinguono:

— *Argille variegata inferiori* - Argille rosse e verdi ben stratificate in alto e piuttosto tettonizzate in basso, con alternati potenti livelli arenacei, siltitici, calcareo-marnosi e di calcareniti a nummuliti. L'età è forse eocenica inferiore; lo spessore è compreso tra i 1000 e i 2000 metri;

— *Formazione di Polizzi* - Vengono distinte tre facies: a) facies di Troina, argillosa ed argilloso-marnosa con subordinate intercalazioni arenacee; b) facies di Cerami con alternanze di argille siltose, marne siltose e calcari marnosi, e subordinati livelli arenacei e conglomeratici; c) facies di Tusa, con alternanze di tufiti ed arenarie tufitiche, argille marnose, marne e calcari marnosi.

L'età sarebbe da eocenica ad oligocenica. La potenza è molto variabile e va dai 100-200 metri della facies di Troina agli oltre 500 della facies di Cerami. La formazione di Polizzi passa per alternanze ad arenarie gradate, più o meno canalizzate, con intercalazioni di sottili livelli argilloso-siltosi. Riteniamo questi terreni, attribuiti da altri Autori al flysch di Reitano, parte integrante dell'unità di Troina.

Particolare interesse meritano le tufiti di Tusa per il loro significato paleotettonico. I frammenti vulcanici, che costituiscono dal 40 al 90% dei clasti, come ha dimostrato WEZEL (1973a), sono di natura epiclastica e non piroclastica o ialoclastica e pertanto provengono dallo smantellamento di lave subaeree di natura andesitica. In accordo con WEZEL (1973), il materiale tufitico proverrebbe dall'erosione di un arco vulcanico a magmatismo tipicamente calc-alcalino posto in posizione « interna » rispetto all'area di sedimentazione delle tufiti e non come sostenuto da OGNIBEN (1964; 1969), ed ancora recentemente ripreso da COCCO & PESCATORE (1975) dalle lave limburgitiche della più esterna zona panormide sia perchè le età non corrispondono sia perchè le « limburgiti » panormidi sono basalti alcalini e non andesiti.

Nei lavori di WEZEL (1973, 1974), GUERRERA & WEZEL (1974) viene riconosciuta nell'area dei Nebrodi, delle Madonie e dei Peloritani una « triade tettonica dei flysch in regime di compressione », vale a dire tre principali famiglie di flysch oligo-miocenici marcate da proprie « caratteristiche litologiche, sedimentologiche e strutturali che sono la espressione di un determinato regime tettonico vigente nelle diverse regioni sedimentarie del bacino geosinclinalico o dei suoi margini durante le fasi di chiusura » (WEZEL, 1973b). Sarebbero pertanto riconoscibili:

a) la famiglia dei flysch quarzosi tipo conoide sottomarina del Nilo (flysch Nebrodico, Numidico e di Malia) legati ad un margine tettonicamente passivo (margine africano). La deposizione, intrazollare, sarebbe preorogenica ed in alcuni casi postorogenica;

b) la famiglia dei flysch tipo fossa ellenica (flysch di Troina-Tusa) legati ad un margine tettonicamente attivo, caratterizzati fra l'altro da una deformazione tectogenetica piuttosto continua nel tempo che porterebbe a giustapposizioni di pacchi di terreni ed a strutture di tipo « mélange tettonico »;

c) la famiglia dei flysch tipo bacino cretese (flysch di Reitano-Capo d'Orlando) o flysch di « arc-trench gap », i quali si deporrebbero tra un trench ed un arco magmatico, in un regime tettonico stabile.

7.5.2. Unità del Monte Soro

L'unità prende nome dal Monte Soro, la cima più alta dei Nebrodi. Corrisponde quasi del tutto alla falda di Cesarò di OGNI-BEN (1960), ed alla falda del Monte Soro di DUÉE (1970). Affiora in un'area grosso modo triangolare tra Roccella Valdemone, Randazzo, San Teodoro, Monte Pomiere, San Fratello, Alcara li Fusi e costituisce la dorsale più alta dei Nebrodi da Monte Colla fino a Monte Pomiere.

L'unità del Monte Soro viene a contatto tettonico con le unità dei Monti Peloritani lungo la linea di Taormina. Il contatto è ovunque ben visibile dal torrente Furiano, qualche Km a NW di San Fratello a Roccella Valdemone. A contatto con l'unità del Monte Soro è generalmente l'unità di Longobucco-Longi-Taormina, sia con il suo basamento epimetamorfico che con la copertura sedimentaria. Solo in alcune zone del tratto compreso tra Serro Corona e Portella Randazzo Vecchio sul flysch del Monte Soro viene a contatto il terrigeno peloritano. Klippen dell'unità di Longobucco-Longi-Taormina si ritrovano sul flysch del Monte Soro a San Fratello, Monte Furci, Pizzo Mueli e Monte Solazzo, mentre l'unità del Monte Soro riemerge sotto il sedimentario della Longobucco-Longi-Taormina poco a nord di San Marco d'Alunzio. Il flysch del Monte Soro ricopre tettonicamente il flysch numidico e la falda delle argille varicolori. Sul flysch numidico lo si rinviene ininterrottamente dal Torrente Furiano alla zona di Monte Castelli; sulle argille varicolori da

Monte Castelli a Portella Ruetta fino a Randazzo.

Nel flysch del Monte Soro VEZZANI *et al.* (1972) hanno ricostruito la seguente successione dal basso in alto:

— *Membro argilloso-calcareo* - Argille e argille marnose alternate a calcari e calcari marnosi da bianchi a grigi. Rare intercalazioni di quarzareniti e brecciole calcaree. Potenza 300 m circa; età Titonico-Cretacico inferiore;

— *Membro argilloso-arenaceo* - Argille grigie e nere, alternate a quarzareniti verdastre in straterelli e strati, raramente in banchi, calcari grigio-bruni. Potenza circa 750 m; età Aptiano-Albiano;

— *Membro quarzarenitico* - Quarzareniti feldspatiche in banchi fino a 3-4 metri grigio-giallastre o verdastre, alternate ad argille grigie, localmente rosse o verdi. In basso straterelli di calcari grigio-neri e marni. Potenza circa 700 m; età Cretacico medio-superiore;

— *Argille variegiate superiori* - Argille scistose o scagliettate, rosse, talora verdognole, regolarmente stratificate, rare intercalazioni di calcari fini, calcareniti e quarzareniti. Potenza 50-100 m; età Cretacico superiore-Paleocene;

— *Calciruditi e calcareniti di Monte Pomiere* - Argille basali rosse con intercalazioni di selci, calcari grigi ed arenarie. Seguono grossi banchi di calciruditi a clasti mesozoici, alternati a calcareniti a nummuliti, calcari pseudosaccaroidi, arenarie conglomeratiche con argille più o meno sabbiose rosso-verdi. A chiusura lenti di conglomerati a clasti di calcari mesozoici con argille sabbiose ed arenarie grigie. Potenza 200-250 metri; età Paleocene? - Eocene basale?

Secondo DUÉE (1970) l'unità di Monte Soro sarebbe suddivisa in più scaglie tettoniche ed in esse è ricostruibile la serie che segue. Dal basso in alto:

— calcari, conglomerati, argille con *Calpionella*. Età Titonico;

— argille, calcari marnosi, conglomerati, breccie ad elementi sottili, quarzareniti

verde-marroni alternanti ad argille varicolori. Età Neocomiano;

— arenarie grossolane in grossi banchi, calcari, calcari bruni, argille. Età Aptiano-Albiano;

— argilliti, calcari marnosi, brecce, argille, radiolariti rosse e verdi. Età Cretacico medio-superiore;

— argilliti, calcari arenacei, marne, arenarie e conglomerati a clasti filladici, calcari nummulitici, marne varicolori. Età Eocene.

7.5.3. *Il terrigeno di Reitano*

In letteratura come flysch di Reitano vengono indicati depositi arenacei e conglomeratico-arenacei poggianti stratigraficamente sia sull'unità di Troina, sia sull'unità di M. Soro (VEZZANI *et al.*, 1972; WEZEL, 1973a, 1975). Essi sarebbero assimilabili, almeno come evoluzione tettono-sedimentaria e come età, al flysch di Capo d'Orlando (WEZEL, 1973a).

Lo studio di questi depositi terrigeni è da parte nostra appena iniziato, ma le prime osservazioni ci portano a distinguere due serie terrigene, differenti per significato e probabilmente anche per età. La prima, di età oligocenica sup. e forse aquitaniana, rappresenta l'evoluzione stratigrafica verso l'alto della Formazione di Polizzi. La seconda, che purtroppo non ha fornito faune significative, è costituita da arenarie e conglomerati molto simili ai precedenti, poggianti, probabilmente in trasgressione, sull'unità di M. Soro e sull'unità di Troina. Si tratta di conglomerati poligenici passanti ad arenarie gradate e siltiti, con intercalazioni marnose. A varie altezze sono presenti conglomerati canalizzati. Solo questi ultimi depositi terrigeni, ai quali riteniamo debba essere ristretta la denominazione di flysch di Reitano, sono stati distinti sulla carta geologica.

8. TERRENI TRASGRESSIVI SULLE UNITÀ APENNINICO-MAGHREBIDI, SULLE UNITÀ ALPINE E SULLE UNITÀ «INCERTAE SEDIS», INTERESSATE DA TRASPORTO OROGENICO

I terreni trasgressivi sulle unità appen-

ninico-maghrebidi alpine ed «*incertae sedis*» comprendono sedimenti riferibili a due cicli sedimentari: il ciclo Tortoniano sup.-Messiniano e quello Messiniano-Pliocene inf. Sulla carta i due cicli non sono differenziati.

Questi terreni affiorano estesamente in Catena Costiera, lungo il bordo ionico della Sila e delle Serre, nella zona di Capo Vaticano e lungo il margine dell'Aspromonte. In Sicilia depositi appartenenti all'intervallo Tortoniano sup.-Pliocene inf. affiorano essenzialmente sul margine nord-orientale dei M. Peloritani ed a sud delle Madonie.

Sedimenti riferibili al ciclo Tortoniano sup.-Messiniano sono sicuramente presenti nelle sezioni di Perosa e di Oriolo studiate da VEZZANI (1966, 1967) in Lucania. Questo Autore descrive nei pressi di Episcopia in località Perosa lungo il F. Sinni una successione di età Tortoniano sup. composta dal basso verso l'alto da conglomerati e arenarie, marne argillose azzurre, arenarie e sabbie, argille, che poggia in discordanza angolare sull'unità del Frido. La successione è troncata al tetto da una superficie di erosione su cui poggiano in trasgressione dei conglomerati quaternari. Nella zona di Oriolo la successione sarebbe costituita da un'alternanza di argille, marne ed arenarie con alla base un livello di conglomerati grossolani.

In Calabria e Sicilia i depositi appartenenti all'intervallo Tortoniano sup.-Pliocene inf. mostrano una discordanza all'interno delle evaporiti messiniane dovuta ad un'intensa fase tettonica intramessiniana messa in evidenza da RODA (1964) nel Bacino Crotonese, da DECIMA & WEZEL (1972) nella Fossa di Caltanissetta, e in Catena Costiera da DI NOCERA *et al.* (1974). Evidenze di tale fase sono state ritrovate in perforazioni eseguite per ricerche petrolifere in Calabria nella zona di Capo Trionto.

Nella Catena Costiera settentrionale PERRONE *et al.* (1973) descrivono una successione di età Tortoniano sup.-Messiniano trasgressiva sulle unità della Catena alpina, costituita dal basso verso l'alto da conglomerati a ciottoli di rocce cristalline, argille con intercalazioni di arenarie, calcareniti bioclastiche, gessi. E' da osservare che lungo una

fascia all'incirca NS che si estende da Laise a Diamante sotto i conglomerati tortoniani, BOUSQUET (1973) ha riconosciuto anche depositi terrigeni oligomiocenici trasgressivi sulle unità della catena alpina. DI NOCERA *et al.* (1974) descrivono nella zona di Lungro, di Amantea e di Rossano-Cropalati due successioni, una di età Tortoniano sup.-Messiniano costituita da conglomerati rossi a ciottoli di rocce cristalline, arenarie ed argille, diatomiti, calcari evaporitici (nella zona di Cropalati la successione termina con un intervallo costituito da argille e gessi), l'altra di età Messiniano-Pliocene inf., poggiante in discordanza angolare sulla precedente, costituita da conglomerati a ciottoli di rocce evaporitiche e calcaree, alternanze di sabbie, calcari evaporitici ed argille gessifere.

Lungo il versante orientale della Sila è possibile osservare una fascia continua di terreni di età Tortoniano sup.-Pliocene inferiore. RODA (1964) descrive nel Bacino Crotonese tre cicli sedimentari rispettivamente di età mediomiocenico-messiniana, messiniano-pliocenica inf. e pliocenica media-calabrianosiciliana. Il ciclo inferiore è rappresentato da una successione formata dal basso verso l'alto da conglomerati ed arenarie, argille marnose, diatomiti e marne, calcari marnosi e gessi. Questa successione trasgrede sulle unità cristalline della Sila ed è troncata da una superficie di erosione su cui poggiano in discordanza angolare i sedimenti del secondo ciclo di età Messiniano-Pliocene inf. rappresentati da un'alternanza di evaporiti e rocce detritiche con intercalati a luoghi livelli di salgemma, gessi ed argille, conglomerati poligenici, marne, sabbie e calcareniti. Su questi terreni poggiano infine in discordanza i sedimenti del ciclo medio-pliocenico-pleistocenico.

Nella zona di Capo Vaticano e lungo tutto il bordo dell'Aspromonte sono ancora presenti successioni sedimentarie che rientrano nell'intervallo stratigrafico sopra riportato. Tali successioni presentano caratteristiche litologiche alquanto uniformi lungo tutta l'area di affioramento. Si tratta di un'alternanza di arenarie, argille, sabbie e siltiti (arenarie a clypeastri) del Tortoniano,

calcari evaporitici ed a luoghi gessi del Messiniano, conglomerati e « trubi » del Pliocene inf., particolarmente estesi sul bordo ionico dell'Aspromonte.

In Sicilia terreni riferibili all'intervallo stratigrafico in esame sono stati studiati nella Fossa di Caltanissetta da DECIMA & WEZEL (1972). Gli Autori, che riportano due sezioni tipo nelle zone di Pasquasia e di Eraclea Minoa, distinguono in particolare un ciclo inferiore di età Tortoniano sup.-Messiniano costituito da marne argillose, tripoli, marne e calcilutiti, gessi, salgemma e sali potassico-magnesiaci. Su questi poggiano i terreni del ciclo Messiniano-Pliocene inf. con una discordanza marcata nettamente da un livello continuo di gessareniti e calcareniti cui seguono stratigraficamente gessi e marne, arenarie e depositi pelitici del tipo « trubi ».

Terreni dell'intervallo Tortoniano sup.-Pliocene inf. affiorano nella zona compresa tra Lascari, Campofelice di Roccella, Valledlunga Pratameno fino a SE di Nicosia, nonché lungo il bordo ionico e soprattutto lungo il bordo tirrenico dei M. Peloritani in una fascia continua da Patti a Messina. Questi terreni prevalentemente detritici (conglomerati, marne, argille e sabbie azzurre) e subordinatamente evaporitici sono stati finora poco o niente studiati, e pertanto non è provata l'esistenza dei due cicli nell'ambito dell'intervallo.

L'esistenza di un'importante fase tettonica intramessiniana a scala regionale è comunque provata sia in Sicilia che in Calabria da una discordanza angolare tra i terreni del ciclo tortoniano sup.-messiniano e quelli del ciclo messiniano-pliocene inf. Alla base del secondo ciclo, inoltre, si osservano depositi clastici che contengono elementi derivanti dai sedimenti del primo ciclo. Questa fase tettonica è messa in evidenza anche da una colata di argille varicolori che regionalmente si inseriscono tra la sommità delle evaporiti del ciclo inferiore e la base gessarenitica del ciclo superiore.

La fase tettonica intramessiniana è responsabile di uno spostamento in toto della catena neogenica Africa-vergente verso

l'avampaese, con conseguente variazione della paleogeografia dei bacini in posizione esterna rispetto alla catena stessa. A questo movimento a prevalente componente orizzontale si accompagna un sollevamento che mette a giorno unità più profonde tra cui le unità panormidi.

Infine è da ricordare l'esistenza di una fase tettonica con componente prevalentemente traslativa mediopliocenica. Le tracce di tale fase sono rappresentate in superficie dalla discordanza angolare nei bacini intrappenninici e lungo il bordo occidentale della Fossa Bradanica tra il Pliocene inf.-medio e il Pliocene sup.-Pleistocene inf. In profondità questa fase è documentata dai sondaggi petroliferi nella fossa Bradanica. Qui le coltri appenniniche ricoprono per circa 30 km argille del Pliocene medio trasgressive sui calcari delle Murge.

Con questa fase che segna l'accavallamento della catena sull'avampaese, cessa la tettonica orizzontale, mentre continua e si accentua il sollevamento già iniziato durante il Messiniano.

9. PRINCIPALI FATTI ACCERTATI, PROBABILI E POSSIBILI NELLA EVOLUZIONE DELL'ARCO CALABRO-PELORITANO E DELL' OROGENE APPENNINICO-MAGHREBIDE

Ci sembra opportuno a questo punto distinguere i fatti accertati dai fatti probabili, e infine da quelli che ammettono più soluzioni possibili.

I fatti accertati sono:

1) le unità appenninico-maghrebidi derivano dalla deformazione neogenica del margine continentale meridionale, con trasporto orogenico a vergenza africana;

2) le deformazioni ed il metamorfismo nelle unità appenniniche hanno avuto inizio con l'Aquitano (unità di Verbicaro). Il metamorfismo dell'unità di S. Donato non può essere imputato al ricoprimento della catena alpina, per la presenza delle « argille a blocchi » prive di metamorfismo tra i due corpi geologici in questione;

3) la catena alpina deriva dalla deformazione della Tetide oceanica e di un suo margine continentale, del quale sono coinvolti anche livelli crostali profondi;

4) la deformazione, con relativo metamorfismo, della catena alpina, è iniziata non prima del Cretacico inferiore-medio;

5) in Calabria a sud di Guardia Piemontese l'ordine di ricoprimento delle varie unità è tale che sono messe in posto prima le falde a crosta continentale, quindi quelle a crosta oceanica. Circa i rapporti tra l'unità di Malvito e l'unità di Bagni-Fondachelli, v. discussione nel paragrafo 10.2..

Il contatto tra l'unità di Polia-Copanello e l'unità di Castagna ed il contatto di queste con l'unità di Bagni-Fondachelli è caratterizzato da condizioni di pressione confinante abbastanza elevata;

6) il sistema cinematico è un sistema aperto dal momento che un bilancio quantitativo porta necessariamente alla sottrazione di una grande quantità di crosta, non soltanto oceanica, ma anche continentale, nel corso della costruzione delle due catene;

7) la catena alpina si è accavallata sull'unità più alta della catena appenninico-maghrebide (unità di Verbicaro) nell'Aquitano;

8) il binario sinistro di Sanginetto è stato attivo almeno fino al Tortonian superiore;

9) la piana batiale tirrenica nel Messiniano è già caratterizzata da un vulcanismo tholeiitico di tipo oceanico (GASPARINI, comunicazione verbale).

I fatti probabili sono:

1) le unità a crosta continentale della catena alpina derivano dalla deformazione del margine continentale africano. La catena è Europa-vergente;

2) l'unità di Polia-Copanello è risalita da livelli crostali profondi nel corso della compressione alpina (Cretacico);

3) la catena alpina è completata, nelle sue linee essenziali, nell'Eocene superiore-Oligocene inferiore allorché si accavalla

sull'unità Africa-vergente di Longobucco-Longi-Taormina;

4) il dominio dell'unità di Longobucco-Longi-Taormina cadeva sul margine continentale africano in una fascia posta tra la porzione interessata nel Cretacico-Paleogene dalla deformazione alpina e la porzione interessata nel Neogene dalla deformazione appenninica.

Le ipotesi che ammettono più alternative sono:

1) l'unità di Stilo è di origine europea. Il suo accavallamento sulla catena alpina si è realizzato prima della fine dell'Oligocene o dopo l'Aquitano-Burdigaliano a seconda che il terrigeno oligo-miocenico del margine ionico della Calabria sia pre- o post-tettonico;

2) il dominio paleogeografico dell'unità di S. Donato potrebbe essere collocato ad oriente della piattaforma campano-lucana. In questo caso l'età del metamorfismo sarebbe da burdigaliana a post-burdigaliana;

3) il metamorfismo dell'unità di Verbiaro può essere imputato al ricoprimento della catena alpina;

4) l'unità del Monte Gariglione può far parte della catena alpina oppure essere un elemento europeo, estraneo ad essa;

5) le ofioliti possono derivare da un unico fondo oceanico posto tra Europa ed Africa (Tetide centrale) oppure da più aree oceaniche separate da elementi a crosta continentale. I dati fin'ora a disposizione sono a favore della prima ipotesi.

Oltre a quelli accennati, i principali problemi aperti sono rappresentati dalla originaria posizione paleogeografica dei bacini del flysch del Cilento, del flysch del M. Soro e dalle argille varicolori. Riguardo a queste ultime, inoltre, non si può neanche affermare con sicurezza che provengano da un unico bacino. Tra i pochi fatti accertati in proposito ricordiamo qui:

a) il flysch del Cilento si trova geometricamente sovrapposto all'unità del Frido, ma la natura del contatto non è accertata:

b) il flysch del Cilento, in posizione geometrica già superiore rispetto al Frido, ricopre le unità appenniniche interne nell'Aquitano superiore o nell'Aquitano-Burdigaliano;

c) i clasti dei paraconglomerati di questo flysch sono composti prevalentemente da elementi granitici e filladici nonché da calcari neritici, e finora non sono mai stati rinvenuti elementi tipici della catena alpina come ad esempio le metamorfite di alto grado dell'unità di Polia-Copanello;

d) in Basilicata il complesso delle argille varicolori, contenente tufiti andesitiche, giace geometricamente sul flysch del Cilento, oltre che, come è ben noto, sulle unità appenninico-maghrebidi. In Sicilia le argille varicolori contenenti tufiti andesitiche giacciono tettonicamente sulle unità maghrebidi e sotto il flysch del M. Soro.

10. CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

Un tentativo di ricostruzione delle tappe principali della costruzione dell'arco calabro-peloritano e dell'orogene appenninico-maghrebide nel settore studiato non può prescindere dalle condizioni al contorno, e in particolare dalla storia dell'apertura dell'Atlantico (PITMAN & TALWANI, 1972; DEWEY *et al.*, 1973). Ne recapitoliamo i fatti principali:

— a 180 MA apertura dell'Atlantico meridionale e conseguente movimento trascorrente sinistro del continente africano rispetto al continente europeo;

— a partire da 80 MA movimento di trascorrenza destra del continente africano rispetto a quello europeo per la maggiore velocità di espansione dell'Atlantico settentrionale;

— da 55 MA fino a 9 MA compressione tra Africa e Europa, causata da una rotazione antioraria del continente africano rispetto a quello europeo;

— da 9 MA ad oggi aumento della com-

pressione rispetto all'intervallo di tempo precedente, a causa di una più elevata velocità angolare del blocco africano.

Questi dati, ovviamente, vanno presi come indicazioni qualitative e non come parametri quantitativi.

Nell'esposizione isoleremo una serie di intervalli significativi nella storia geologica dell'area studiata, e cercheremo le corrispondenze con quanto si conosce sull'evoluzione dell'Atlantico.

10.1. L'APERTURA DELLA TETIDE

I terreni mesozoici più antichi datati nel settore studiato appartengono all'Anisico (filadi di S. Donato, BOUSQUET & DUBOIS, 1967; formazione di M. Facito, SCANDONE, 1968). La nostra analisi pertanto parte da questo momento. Tenendo conto poi che i terreni del Trias medio si ritrovano solo in tre unità appenninico-maghrebidi (S. Donato, Lagonegro, Sicani), le possibilità di estrapolazioni sono ridotte. Adoperiamo come modello la ricostruzione palinspastica proposta da SCANDONE (1975) che prevede relativamente all'area in esame:

— l'Africa e l'Europa costituiscono in questo momento un unico blocco, senza soluzione di continuità e quindi senza zone a crosta oceanica;

— il Trias di facies alpina coincide con il Golfo Paleomediterraneo, e le originarie zone paleogeografiche di tutte le unità esaminate ricadono in questo dominio o al più (Stilo?) ai suoi margini;

— nell'ambito di questo dominio a crosta continentale esistono peraltro aree con crosta assottigliata, con bacini precoci fortemente subsidenti, caratterizzati da sedimentazione pelagica già nel Trias superiore (bacino lagonegrese-imerese-sicano). In connessione con un tentato *rifting*, responsabile di questo assottigliamento, si riconosce una attività magmatica alcalibasaltica (Lagonegro, Sicani, S. Donato).

La ricostruzione anzidetta trova conferma nel Trias superiore-Lias inferiore, ben

rappresentati nella gran parte delle unità descritte.

Nel Lias superiore inizia l'apertura dell'Atlantico meridionale. Se i calcari di Mezzana appartengono effettivamente a questo periodo le basiti associate possono testimoniare le fasi precoci di *rifting*. Le prime evidenze sicure dell'apertura della Tetide in questa area sono comunque nel Giurassico superiore, paleontologicamente provato nelle radiolariti dell'unità di Malvito (brecciole a *Protopeneroplis striata*, *Nautiloculina oolitica* etc.). I calcari a *Calpionella* che coprono le radiolariti e le metabasiti dell'unità di Malvito appartengono al Cretacico inferiore molto basso. L'origine oceanica delle metabasiti sarebbe suffragata dalla presenza di serpentiniti più o meno trasformate alla base delle unità di Diamante-Terranova e di Gimigliano, dalle serpentiniti di S. Severino Lucano-Episcopia e dai risultati preliminari di indagini sulla distribuzione di elementi minori stabili (PIERCE & CANN in DE ROEVER, 1972). Probabili effetti di metamorfismo di fondo oceanico sono riconoscibili nelle metabasiti del confine calabro-lucano, provvisoriamente associate all'unità di Malvito, e nelle metabasiti dell'unità di Gimigliano. La configurazione paleogeografica del settore studiato del margine continentale africano in questo momento, quando sono ormai ben individuate tutte le zone isopiche riconosciute è stata data nella fig. 2. In tutto il Giurassico il margine continentale è interessato da una energica tettonica sinsedimentaria, con manifestazioni magmatiche basiche nelle zone di maggior tensione (es. Imerese, Sicani).

10.2. LA CHIUSURA DELLA TETIDE E LA COSTRUZIONE DELLA CATENA CRETACICO-PALEOGENICA EUROPA-VERGENTE

Nel Cretacico iniziano i fenomeni compressivi, conseguenza del movimento destro Africa-Europa e del progressivo avvicinamento dei due blocchi continentali.

Si è detto inizialmente che ciascuna unità ha una storia di deformazione e di metamorfismo che si discosta, in modo più o me-

no sensibile, dalle unità sotto- e sovrastanti. Il metamorfismo, dunque, precede — almeno nei suoi effetti principali — la messa in posto delle coltri. Circa l'impilamento della catena alpina abbiamo visto precedentemente che è possibile stabilire un ordine di precedenza che vede le unità a crosta continentale geometricamente più elevate come le prime ad essere state messe in posto.

Allo stato attuale si può solo dire che la costruzione della catena inizia dopo il Cretacico inferiore ed è già terminata nell'Oligocene.

Nello schema che andremo tracciando cominceremo dall'unità di Polia-Copanello, la prima ad essere interessata dalla tettagenesi. Per quanto riguarda l'unità del M. Gariglione non sappiamo, al momento, se essa faccia parte o meno della catena alpina. In ogni caso essa viene a contatto direttamente con le metamorfiti di alto grado dell'unità di Polia-Copanello e bisogna dunque ammettere che l'accavallamento sia successivo alla risalita di quest'ultima e allo smantellamento della parte di crosta superiore ed intermedia che doveva ricoprire le metamorfiti di alto grado. La risalita dell'unità di Polia-Copanello, verificatasi molto probabilmente nel Cretacico, è accompagnata da fatti milonitici e blastici che indicano l'alternarsi di fasi di movimento con fasi di stasi relativa. I fenomeni blastici sono in facies di scisti verdi. Successivi alla facies di scisti verdi si riconoscono in Catena Costiera e nella zona del confine calabro-lucano effetti metamorfici indicanti pressione relativamente alta, con formazione di pumpellyite e, negli affioramenti più settentrionali, anche di lawsonite. Questo evento di più alta pressione è da mettere in relazione ad un momento ancora non precisato della messa in posto delle coltri, precedente l'accavallamento sulle ofioliti liguri più settentrionali, se è vero che nella zona di confine calabro-lucano esse non presentano effetti di alta pressione.

L'interpretazione della storia metamorfica della unità di Castagna è molto problematica. L'impronta di alta pressione successiva ad una diaforesi in facies di scisti verdi è da collegare senza dubbio alla costruzione

della catena. Anche qui non è precisabile l'età dell'evento, ma esso è certamente precedente l'accavallamento della coltre Castagna+Polia-Copanello sull'unità di Bagni-Fondachelli, dal momento che in quest'ultima sono sconosciuti, soprattutto in Sila Piccola, effetti di alta pressione. Sovraimposti all'evento di alta pressione si riconoscono modesti effetti in facies di scisti verdi, dimostrati dalla instabilità dei minerali di alta pressione. A questi effetti metamorfici possono essere ricollegati i valori radiometrici più bassi riscontrati, di 56 MA (BORSI & DUBOIS, 1968). Non sembrano però coerenti con questa interpretazione i risultati delle indagini sulla composizione delle miche bianche potassiche dell'unità di Castagna ($b_0 = 9.003$, $n = 33$); va osservato però, a questo proposito, che le determinazioni dei b_0 sono state effettuate su campioni scelti, meno interessati dalla diaforesi.

Nell'unità di Mandanici, non riconosciuta finora in Calabria, non vi sono sicure evidenze di metamorfismo alpino.

L'unità di Bagni-Fondachelli ha subito un metamorfismo alpino in facies degli scisti verdi di basso grado e di pressione intermedia, in Calabria variabile da nord a sud. In Sicilia effetti di metamorfismo alpino in quest'unità sarebbero testimoniati dalla serie epimetamorfica di Ali qualora questa rappresenti la copertura alpina delle filladi di Fondachelli.

In Calabria la superficie di contatto tra la coltre Polia-Copanello+Castagna e l'unità di Bagni-Fondachelli è ripresa da una fase di piegamento riconosciuta nella copertura alpina delle filladi del F. Bagni come tardo-metamorfica. Deboli effetti in facies di scisti verdi possono dunque essere da sin- a post-impilamento delle unità a crosta continentale.

L'unità di Malvito ha subito un metamorfismo di basso grado articolato in un evento di pressione relativamente alta e in un successivo evento in facies di scisti verdi. Questo metamorfismo si è realizzato con deformazioni scarsamente penetrative. Nelle metabasiti di tipo ligure del confine calabro-lucano il metamorfismo sembra essersi rea-

lizzato in facies prehnite-pumpellyite, senza crescita di lawsonite. Se queste metabasiti appartengono all'unità di Malvito, come provvisoriamente è stato indicato nella nostra carta geologica, ne deriva una variazione del metamorfismo da sud a nord.

L'unità piemontese di Diamante-Terranova è caratterizzata da un evento di alta pressione, con deformazioni da scarsamente a fortemente penetrative, seguito da deboli effetti in facies di scisti verdi.

Il metamorfismo dell'unità piemontese di Gimigliano è caratterizzato da un primo evento di pressione da intermedia ad alta che ha agito non uniformemente con prevalente gradiente E-W, sempre con deformazioni penetrative; da un secondo evento in facies di scisti verdi anch'esso non uniforme, con gradienti N-S e W-E.

Non sono note le relazioni geometriche tra unità di Gimigliano e unità di Diamante-Terranova. Nella regione di Sant'Agata d'Esaro sono stati rinvenuti rari blocchi di metabasiti della seconda sulle metabasiti della prima. Questo ritrovamento però costituisce un suggerimento, ma non una prova evidente.

Non si conoscono poi le relazioni tra unità di Malvito e unità di Bagni-Fondachelli.

Nella Tabella 5 sono indicate le relazioni note tra le unità relative alla zona di Diamante-Belvedere, alla zona di Malvito e alla Catena Costiera da Guardia Piemontese verso sud.

Nell'impilamento delle unità a crosta continentale sulle ofioliti restano aperte più

possibilità, e non abbiamo al momento elementi di scelta:

possibilità 1 - la coltre Polia-Copanello + Castagna + Bagni-Fondachelli si accavalla sull'unità di Malvito e quindi il tutto sull'unità di Gimigliano;

possibilità 2 - la coltre Polia-Copanello + Castagna si accavalla sull'unità di Malvito, le tre sull'unità di Bagni-Fondachelli e infine il tutto sull'unità di Gimigliano.

E' evidente la conseguenza che comporterebbe questa seconda possibilità: due aree a fondo oceanico sarebbero separate da una area a crosta continentale.

Circa poi la costruzione delle coltri ofiolitiche si prospettano anche due possibilità:

possibilità A - la coltre Polia-Copanello + Castagna + Bagni-Fondachelli + Malvito (indipendentemente dalle relazioni reciproche tra Bagni-Fondachelli e Malvito) si accavalla sull'unità di Gimigliano e quindi il tutto si accavalla sull'unità di Diamante-Terranova;

possibilità B - la coltre Polia-Copanello + Castagna + Bagni-Fondachelli + Malvito si accavalla sull'unità di Diamante-Terranova ed il tutto quindi sull'unità di Gimigliano.

Qualunque sia stata la cinematica reale, l'assieme delle unità a crosta continentale e delle unità a crosta oceanica si è accavallato per ultimo sull'unità del Frido.

10.3. IL CAMBIAMENTO DI VERGENZA

Nel corso della costruzione della catena hanno partecipato alla subduzione litosferica

Tab. 5

Diamante-Belvedere	Malvito	Guardia Piemontese
Polia-Copanello	Polia-Copanello	Polia-Copanello
Malvito	Malvito	Castagna Bagni-Fondachelli
Diamante-Terranova	Gimigliano	Gimigliano

oceanica e litosfera continentale africana, con trasporto delle coltri verso l'avampaese europeo. Nell'Oligocene la catena è completa ed è saldata da un lato all'avampaese europeo, dall'altro al « retropaese » africano. Col proseguire della compressione continua la subduzione della litosfera africana, e il « retropaese » diventa avampaese di unità Africa-vergenti, sulle quali si accavalla la stessa catena. La prima unità ad essere formata è l'unità di Longobucco-Longi-Taormina, interpretata qui come elemento di un originario dominio austroalpino, in posizione intermedia tra il dominio delle unità austro-alpine della catena Europa-vergente e quello della piattaforma carbonatica campano-lucana del futuro Appennino.

Nell'ipotesi di una provenienza europea dell'unità di Stilo bisogna ammettere una partecipazione alla subduzione, sia pure modesta, della litosfera continentale europea. Il momento della messa in posto dell'unità di Stilo non è ancora definito con certezza.

10.4. L'ACCAVALLAMENTO DELLA CATENA ALPINA SUI DOMINI APPENNINICI E LA COSTRUZIONE DELL'OROGENE APPENNINICO-MAGHREBIDE AFRICA-VERGENTE

Nell'Aquitano la vecchia catena Europa-vergente e le scaglie Africa-vergenti di Longobucco-Longi-Taormina si accavallano sul margine interno della piattaforma campano-lucana (unità di Verbicaro). E' possibile che il metamorfismo di quest'ultima sia conseguenza di questo ricoprimento alpino. E' da tener presente che l'unità del flysch del Cilento occupa in questo momento una posizione geometrica al di sopra della catena, o almeno al di sopra dell'elemento più basso di essa (Frido). L'originaria posizione paleogeografica dei flysch « interni » è sconosciuta e rappresenta oggi il più importante tra i problemi aperti al fine di una corretta ricostruzione palinspastica e quindi della comprensione cinematica della collisione Africa-Europa.

Nell'Aquitano-Burdigaliano continua la subduzione della litosfera continentale africana, e il fronte di compressione nel-

l'avampaese si sposta sempre più all'esterno, mentre si vanno costruendo le coltri appenninico-maghrebidi.

Nel Langhiano il quadro è ricostruibile in questi termini: il sistema formato dall'avampaese europeo, dalla catena Europa-vergente, dalla catena Africa-vergente e dall'avampaese africano è serrato, non essendosi ancora aperto il Tirreno, e il vulcanismo calc-alcalinico sardo può essere messo in relazione alla subduzione della litosfera africana che genera contemporaneamente la costruzione delle coltri appenninico-maghrebidi più interne, derivanti dalla deformazione della piattaforma campano-lucana-panormide e del bacino lagonegrese-imerese. La catena alpina cretaco-paleogenica e le unità di Longobucco-Longi-Taormina partecipano scarsamente e passivamente a questa deformazione.

Nel Miocene medio-superiore inizia la apertura del Tirreno, e nell'Italia meridionale e in Sicilia si realizza il distacco dell'assieme costituito da catena cretaco-paleogenica, unità alpine Africa-vergenti, unità appenninico-maghrebidi e avampaese apulo-ragusano dal blocco sardo-corso. In questo periodo sono ancora attive le linee di Sanginetto e di Taormina, che consentono una accentuazione della curvatura dell'arco calabro-peloritano.

La fase tettonica del Pliocene medio vede la catena appenninico-maghrebide già costruita accavallarsi ulteriormente sull'avampaese apulo-ionico-ragusano, trasportando passivamente Klippen giganteschi della vecchia catena alpina, ormai totalmente sradicata e smembrata.

Manoscritto consegnato il 3 settembre 1977.

BIBLIOGRAFIA

- AFCHAIN C. (1961) - *Observations sur la région de Spezzano Albanese (Calabre)*. C.R. somm. Soc. Géol. France, (10), 287-288.
- AFCHAIN C. (1962) - *Observations sur la région de Longobucco (Italie méridionale)*. Bull. Soc. Géol. France, 4, 719-720.
- AFCHAIN C. (1966) - *La base de la série tertiaire sur le bord oriental de la Calabre Ulérieure (Note préliminaire)*. C.R. somm. Soc. Géol. France, (10), 397-398.

- AFCHAIN C. (1967a) - *Nature du contact entre les « granites » des Serre et les « gneiss fondamentaux » de l'Aspromonte en Calabre méridionale (Italie)*. C.R. somm. Soc. Géol. France, (6), 240.
- AFCHAIN C. (1967b) - *Les argiles écailluses versicolores et les couches à huîtres de Motticella (Reggio de Calabre, Italie méridionale)*. C.R. somm. Soc. Géol. France, (8), 366-367.
- AFCHAIN C. (1968) - *Le témoin calcaire de Sideroni près de Bova Marina (Calabre méridionale)*. C. R. somm. Soc. Géol. France, (9), 329-330.
- AFCHAIN C. (1969) - *Le substratum des phyllades en Calabre méridionale: la fenêtre de Montebello Ionico (Reggio de Calabre)*. C.R. Acad. Sc. Paris, **268**, 911-912.
- AFCHAIN C. (1970) - *Présence de Tentaculitidae démontrant l'âge dévonien des niveaux calcaires intercalés dans les phyllades du substratum du chaînon calcaire de Stilo-Pazzano (Calabre méridionale, Italie)*. C.R. somm. Soc. Géol. France, (5), 150-151.
- ALVAREZ W. (1976) - *A former continuation of the Alps*. Geol. Soc. Am. Bull., **87**, 891-896.
- ALVAREZ W., COCOZZA T. & WEZEL F. C. (1974) - *Fragmentation of the Alpine orogenic belt by microplate dispersal*. Nature, **248**, 309-314.
- AMODIO MORELLI L., PAGLIONICO A. & PICCARRETA G. (1973) - *Evoluzione metamorfica delle rocce in facies granulitica delle Serre nord-occidentali (Calabria)*. Boll. Soc. Geol. It., **92**, 861-889.
- AMODIO MORELLI L. & ZIRPOLI G. (1969) - *Le plutoniti del versante meridionale del M. Poro (Capo Vaticano-Calabria)*. Rdc. Soc. Ital. Min. Petr., **25**, 3-26.
- ANDREATTA C. (1941) - *Studi geologici e petrografici sul cristallino dei Monti Peloritani*. Boll. R. Uff. Geol. It., **66**, 1-92.
- ATZORI P. (1968) - *Studio geo-petrografico dell'affioramento mesozoico di Ali Terme (Messina)*. Atti Accad. Gioenia Sc. Nat. Catania, ser. 6, **20**, 143-172.
- ATZORI P. (1969) - *Studio chimico-petrografico dei calcari cristallini della zona di Ali (Messina) e loro significato geologico*. Riv. Miner. Sicil., **20** (115-117), 1-19.
- ATZORI P. (1970a) - *Contributo alla conoscenza degli scisti epizonali dei Monti Peloritani (Sicilia)*. Riv. Miner. Sicil., **21**, (124-126), 1-21.
- ATZORI P. (1970b) - *Caratteri petrografici e petrochimici di un metadiabase dei Peloritani occidentali*. Rend. S.I.M.P., **26**, 411-426.
- ATZORI P. (1972a) - *Il complesso epizonale di Ali-Fiumedinisi (Messina)*. Boll. Accad. Gioenia Sc. Nat. Catania, ser. 4, **11**, 7-28.
- ATZORI P. (1972b) - *Le anfiboliti della zona tra Mandanici e Altolia (Peloritani)*. Period. Miner., **41**, 511-538.
- ATZORI P. & D'AMICO C. (1972) - *Rapporti tra gneiss occhiadini e filladi a Savoca (Peloritani, Sicilia)*. Min. Petr. Acta, **18**, 83-96.
- ATZORI P., D'AMICO C. & PEZZINO A. (1974) - *Relazione geo-petrografica preliminare sul cristallino della Catena Peloritana (Sicilia)*. Riv. Miner. Sicil., **25**, (148-150), 1-8.
- ATZORI P., LENTINI F., LO GIUDICE A., PEZZINO A. & VEZZANI L. (1975) - *Precisazioni sulla natura e sul significato dei lembi sedimentari interposti tra la falda dell'Aspromonte e la falda di Mandanici*. Boll. Soc. Geol. It., **94**, 789-795.
- ATZORI P. & SASSI F. P. (1973) - *The barometric significance of the muscovites from Savoca phyllites (Peloritani, Sicily). With considerations on the baric conditions during Hercynian metamorphism in Italy*. Schweiz. Miner. Petr. Mitt., **53**, 243-253.
- ATZORI P. & VEZZANI L. (1974) - *Lineamenti petrografico-strutturali della Catena Peloritana*. Geol. Romana, **13**, 21-27.
- AUBOUIN J. (1959) - *Contribution à l'étude géologique de la Grèce septentrionale: les confins de l'Épire et de la Thessalie*. Ann. Géol. P. Hellén., s. 1, **10**, Athènes.
- AUBOUIN J. (1965) - *Geosynclines*. Elsevier, Amsterdam.
- BARBERI F., GASPARINI P., INNOCENTI F. & VILLARI L. (1973) - *Volcanism of the Southern Tyrrhenian Sea and its geodynamic implications*. Journ. Geoph. Res., **78**, 5221-5232.
- BERTOLANI M. (1957) - *Ricerche sulla natura e sulla genesi delle rocce della Sila (Calabria)*. Boll. Soc. Geol. It., **76**, 79-172.
- BERTOLANI M. & FOGGIA F. (1975) - *La formazione kinzigitica della Sila Greca*. Boll. Soc. Geol. It., **94**, 329-345.
- BONARDI G., GIUNTA G., LIGUORI V., PERRONE V., RUSSO M. & ZUPPETTA A. (1977) - *Schema geologico dei Monti Peloritani*. Boll. Soc. Geol. It., **95**, 1976, 49-74.
- BONARDI G., PERRONE V. & ZUPPETTA A. (1974) - *I rapporti tra « metabasiti », « filladi » e « scisti micaei » nell'area tra Paola e Rose (Calabria)*. Boll. Soc. Geol. It., **93**, 245-276.
- BONARDI G., PESCATORE T., SCANDONE P. & TORRE M. (1971) - *Problemi paleogeografici connessi con la successione Mesozoico-Terziaria di Stilo (Calabria meridionale)*. Boll. Soc. Natur. Napoli, **80**, 1-14.
- BONFIGLIO L. (1963) - *Plutoniti, migmatiti e metamorfiti della Calabria meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **4**, 1-95.
- BONFIGLIO L. (1966) - *Rilievi preliminari sulla tettonica del cristallino nella zona a NW di Catanzaro (Triangolo: Zagari, Racise, Miglierina)*. Boll. Soc. Geol. It., **85**, 91-102.
- BONI M., IPPOLITO F., SCANDONE P. & ZAMPARELLI TORRE V. (1974) - *L'unità del Monte Foraporta nel Lagonegrese (Appennino meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **93**, 469-512.
- BORSI S. & DUBOIS R. (1968) - *Données géochronologiques sur l'histoire hercynienne et alpine de la Calabre centrale*. C.R. Acad. Sc. Paris, **266**, 72-75.
- BORSI S., HIEKE MERLIN O., LORENZONI S., PAGLIONICO A. & ZANETTIN LORENZONI E. (1977) - *Stilo unit and « dioritic-kinzigitic » unit in Le Serre (Calabria, Italy)*. Geological, petrological, geochronological characters. Boll. Soc. Geol. It., **95**, 1976, 219-244.
- BOUSQUET J. C. (1961a) - *Nouvelles données sur les diabases-porphyrites dans la région de Sangine-*

- to (Calabre). Bull. Soc. Géol. France, S. 7, 3 (3), 370-378.
- BOUSQUET J. C. (1961b) - *Comparaison entre les régions de Sangineto-Cetraro (Calabre) et d'Episcopia-San Severino (Lucanie)*. C.R. Acad. Sc. Paris, 253, 3011-3013.
- BOUSQUET J. C. (1962) - *Position des diabases-porphyrites dans la région de Cetraro-Intavolata (Calabre, Italie méridionale)*. Bull. Soc. Géol. France, S. 7, 3 (6), 603-609.
- BOUSQUET J. C. (1963) - *Age de la série des diabases-porphyrites (roches vertes du flysch calabro-lucanien; Italie méridionale)*. Bull. Soc. Géol. France, S. 7, 4 (1962) (5) 712-718.
- BOUSQUET J. C. (1971) - *La tectonique tangentielle des séries calcaréo-dolomitiques du nord-est de l'Apennin calabro-lucanien (Italie méridionale)*. Geol. Romana, 10, 23-51.
- BOUSQUET J. C. (1973) - *La tectonique récente de l'Apennin calabro-lucanien dans son cadre géologique et géophysique*. Geol. Romana, 12, 1-103.
- BOUSQUET J. C. & DUBOIS R. (1967) - *Découverte de niveaux anisiens et caractères du métamorphisme alpin dans la région de Lungro (Calabre)*. C.R. Acad. Sc. Paris, 264, 204-207.
- BOUSQUET J. C. & GRANDJACQUET C. (1969) - *Structure de l'Apennin Calabro-Lucanien (Italie méridionale)*. C.R. Acad. Sc. Paris, 268, 13-16.
- BROSSE R. (1968) - *Étude géologique de la région de Tiriolo, Province de Catanzaro - Calabre - Italie*. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., S. 2, 10 (3), 277-284.
- BURTON A. N. (1971) - *Carta Geologica della Calabria alla scala di 1:25.000. Relazione generale*. Cassa per il Mezzogiorno, Servizio Bonifiche, Roma.
- CAIRE A. (1962) - *Les arcs calabro-siciliens et les relations entre Afrique du nord et Apennin*. Boll. Soc. Géol. France, ser. 7, 4, 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., DUÉE G. & TRUILLET R. (1965) - *La Chaîne calcaire des Monts Peloritains (Sicile)*. Boll. Soc. Géol. France, ser. 7, 7, 881-888.
- CAIRE A., GLANGEAUD L. & GRANDJACQUET C. (1960) - *Les grands traits structuraux et l'évolution du territoire calabro-sicilien (Italie méridionale)*. Boll. Soc. Géol. France, ser. 7, 2, 915-938.
- CAPUTO M., PANZA G. F. & POSTPISCHIL D. (1970) - *Deep structure of Mediterranean Basin*. Journ. Geoph. Res., 75 (26), 4919-4923.
- CAPUTO M., PANZA G. F. & POSTPISCHIL D. (1972) - *New evidences about the deep structure of the Lipari arc*. Tectonophysics, 15 (3), 219-231.
- CARRARA A. & ZUFFA G. G. (1976) - *Alpine structures in Northwestern Calabre, Italy*. Geol. Soc. Am. Bull., 87, in corso di stampa.
- CARRARO F., DAL PIAZ G. V. & SACCHI R. (1970) - *Serie di Valpelline e il zona dioritico-kinzigitica sono i relitti di un ricoprimento proveniente dalla zona Ivrea-Verbano*. Mem. Soc. Geol. It., 9 (2), 197-224.
- CASSA PER IL MEZZOGIORNO (1971) - *Carta geologica della Calabria in scala 1:25.000*.
- CIVETTA L., CORTINI M. & GASPARINI P. (1973) - *Interpretation of a discordant K/Ar age pattern (Cappadocia, Turkey)*. Earth Plan. Sc. Lett., 20, 113-118.
- COCCO E. (1973) - *Correlazione tra alcune successioni sedimentarie del Cretacico sup.-Paleocene-Eocene inf. delle zone interne della « geosinclinale » sud-appenninica*. Boll. Soc. Geol. It., 92, 841-860.
- COCCO E. & DI GIROLAMO P. (1970) - *Magmatismo hawaiano nei paraconglomerati terziari del flysch del Cilento*. Mem. Soc. Natur. Napoli, suppl. al Boll. 78, 249-292.
- COCCO E. & PESCATORE T. (1968) - *Scivolamenti gravitativi (olistostromi) nel flysch del Cilento (Campania)*. Boll. Soc. Natur. Napoli, 77, 51-91.
- COCCO E. & PESCATORE T. (1975) - *Facies pattern of the Southern Apennines flysch troughs*. In: *Geology of Italy*, ed. Coy Squyres, The Earth Sciences Soc. of the Libyan Arab Republic, Tripoli, 289-303.
- COLOMBI B., GIESE P., LUONGO G., MORELLI C., RIUSCETTI M., SCARASCIA S., SCHÜTTE K. G., STROWALD J., DE VISINTINI G. (1973) - *Preliminary report on the seismic refraction profile Gargano-Salerno-Palermo-Pantelleria (1971)*. Boll. Geof. Teor. Appl., 15, 225-252.
- COLONNA V., LORENZONI S. & ZANETTIN-LORENZONI E. (1973) - *Sull'esistenza di due complessi metamorfici lungo il bordo sud-orientale del massiccio « granitico » delle Serre (Calabria)*. Boll. Soc. Geol. It., 92, 801-830.
- COLONNA V., PAGLIONICO A., PICCARRETA G. & ZIRPOLI G. (1975) - *The Pomo River phyllitic Unit (Calabria, Southern Italy): geobarometric characteristics*. N. Jb. Min., 12, 556-563.
- COLONNA V. & PICCARRETA G. (1975a) - *Metamorfismo di alta pressione/bassa temperatura nei micascisti di Zangarona-Ievoli-Monte Dondolo (Sila Piccola, Calabria)*. Boll. Soc. Geol. It., 94, 17-25.
- COLONNA V. & PICCARRETA G. (1975b) - *Schema strutturale della Sila Piccola Meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., 94, 3-16.
- COLONNA V. & PICCARRETA G. (1977) - *Contributo alla conoscenza dell'unità di Castagna in Sila Piccola: rapporti tra micascisti, paragneiss e gneiss occhiadini*. Boll. Soc. Geol. It., 95, 1976, 39-48.
- COLONNA V. & ZANETTIN LORENZONI E. (1970) - *Gli scisti cristallini della Sila Piccola. 1.: I rapporti tra i cosiddetti scisti bianchi e le filladi nella zona di Tiriolo*. Mem. Soc. Geol. It., 9 (2), 135-156.
- COLONNA V. & ZANETTIN LORENZONI E. (1972) - *Gli scisti cristallini della Sila Piccola. 2.: I rapporti tra la formazione delle filladi e la formazione delle pietre verdi nella zona di Gimigliano*. Mem. Soc. Geol. It., 11 (3), 261-292.
- COLONNA V. & ZANETTIN LORENZONI E. (1973) - *Sulla presenza di un complesso equiparabile alla « Formazione del Frido » nella zona di Gimigliano (Catanzaro)*. Atti Acc. Pont. Napoli, n.s., 22, 11 p.
- CORTESE E. (1895) - *Descrizione geologica della Calabria*. Mem. descr. Carta Geol. d'Italia, 9, 310 p.
- COTECCHIA V. (1958) - *Le argille scagliose ofiolitifere della valle del Frido a nord del Pollino*. Boll. Soc. Geol. It., 77 (3), 205-246.
- COTECCHIA V. (1962) - *Appunti geologici sui dintorni della piana di Sibari*. Ann. Fac. Ingegneria Bari, 5, 1-20.

- DAMIANI A. V. (1970a) - Osservazioni geologiche in alcune tavolette del F.^o 220 della Calabria nord-occidentale. Parte I. Stratigrafia. Boll. Soc. Geol. It., **89** (1), 65-80.
- DAMIANI A. V. (1970b) - Osservazioni geologiche in alcune tavolette del F.^o 220 della Calabria nord-occidentale. Parte II. Tettonica e probabile quadro evolutivo. Boll. Soc. Geol. It., **89** (1), 81-96.
- D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1973) - Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania e Lucania). Convegno « Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino ». Atti Acc. Lincei, Quaderno 183, 49-72.
- DE CAPOA BONARDI P. (1970) - Segnalazione di una fauna a Conodonti del Devonico superiore nei calcari intercalati alle filladi di Stilo-Pazzano (Calabria meridionale). Rend. Accad. Sc. Fis. Mat. in Napoli, ser. 4, **37**, 127-128.
- DECIMA A. & WEZEL F. C. (1972) - Osservazioni sulle evaporiti messiniane della Sicilia centro-meridionale. Riv. Min. Sic., **22**, (130-132), 172-187.
- DE LORENZO G. (1896) - Studi di geologia nell'Appennino meridionale. Atti Acc. Sc. fis. e mat. Napoli, s. 2, **8**, n. 7, 1-128.
- DE FINO M. & LA VOLPE L. (1970) - I filoni di Rovale (Sila Grande - Calabria). Rdc. Soc. Ital. Miner. Petr., **26**, 517-546.
- DE ROEVER E. W. F. (1972) - Lawsonite-albite-facies metamorphism near Fuscaldo, Calabria (Southern Italy), its geological significance and petrological aspects. GUA Pap. Geol., S. 1, **3**, 171 p.
- DE ROEVER E. W. F. & BEUNK F. F. (1971) - Ferrocapholite associated with lawsonite-albite facies rocks near Sangineto, Calabria (Southern Italy). Mineral. Mag., **38** (12), 519-521.
- DE ROEVER W. P., DE ROEVER E. W. F., BEUNK F. F. & LAHAYE P. H. J. (1967) - Preliminary note on ferrocapholite from a glaucophane-and lawsonite bearing part of Calabria, Southern Italy. Proc. Kon. Nederl. Akad. Wetensch., S. B., **70** (5), 534-537.
- DE ROEVER E. W. F., PICCARRETA G., BEUNK F. F. & KIEFT C. (1974) - Blue amphiboles from north-western and central Calabria (Italy). Per. Mineral., **43**, 1-37.
- DEWEY J. F., PITMAN W. C., RYAN W. B. F. & BONNIN J. (1973) - Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. Geol. Soc. Am. Bull., **84**, 3137-3180.
- DIETRICH D. (1978) - La geologia della Catena Costiera Calabra tra Cetraro e Guardia Piemontese (con carta geologica 1:25.000). Mem. Soc. Geol. It., **17**, 1976, 61-121.
- DIETRICH D., LORENZONI S., SCANDONE P., ZANETTIN LORENZONI E. & DI PIERRO M. (1977) - Contribution to the knowledge of the tectonic units of Calabria. Relationships between composition of K-white micas and metamorphic evolution. Boll. Soc. Geol. It., **95**, 1976, 193-217.
- DIETRICH D. & SCANDONE P. (1972) - The Position of the Basic and Ultrabasic Rocks in the Tectonic Units of the Southern Apennines. Atti Accad. Pontaniana, Napoli, **21**, 61-75.
- DI NOCERA S., ORTOLANI F., RUSSO M. & TORRE M. (1974) - Successioni sedimentarie messiniane e limite Miocene-Pliocene nella Calabria settentrionale. Boll. Soc. Geol. It., **93** (3), 575-607.
- DI NOCERA S., ORTOLANI F. & TORRE M. (1976) - Fase tettonica messiniana nell'Appennino meridionale. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **84**, 499-515.
- DI PIERRO M., LORENZONI S. & ZANETTIN LORENZONI E. (1973) - Phengites and muscovites in Alpine and pre-Alpine phyllites of Calabria (Southern Italy). N. Jb. Miner. Abh., **119**, 56-64.
- DI STEFANO C. (1907) - I pretesi grandi fenomeni di carreggiamento in Sicilia. Atti Acc. Lincei, **16** (1), pp. 258-271 e 375-381.
- DONZELLI G. & CRESCENTI U. (1962) - Lembi di flysch oligocenico affioranti a SE della Piana del Sele. Mem. Soc. Geol. It., **3**, 569-592.
- DUBOIS R. (1966a) - L'écaïlle d'Acri (massif de la Sila, Calabre centrale). C.R. somm. Soc. Géol. France, 1966 (9), 359-360.
- DUBOIS R. (1966b) - Les gneiss oeilés de la Sila méridionale (Calabre centrale, Italie). C.R. Acad. Sc. Paris, **262**, 1188-1191.
- DUBOIS R. (1966c) - Position des granites de l'axe Decollatura-Conflenti-Martirano dans une structure probablement hercynienne. C.R. Acad. Sc. Paris, **262**, ser. D, 1331.
- DUBOIS R. (1967a) - Les glaucophanites à lawsonite de Terranova da Sibari (Calabre). C.R. Acad. Sc. Paris, **265**, 188-191.
- DUBOIS R. (1967b) - Les glaucophanites de Terranova da Sibari et la suture calabro-apenninique. C.R. Acad. Sc. Paris, **265**, 311-314.
- DUBOIS R. (1969) - Le passage latéral des prasinites de Rose-Fuscaldo aux épanchements jurassiques de Malvito et ses conséquences sur l'interprétation de la suture calabro-apenninique. C.R. Acad. Sc. Paris, **269**, 1815-1818.
- DUBOIS R. (1970) - Phases de serrage, nappes de socle et métamorphisme alpin à la jonction Calabre-Apennin: la suture calabro-apenninique. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., **12**, 221-254.
- DUBOIS R. (1971) - Les caractères pétrographiques des formations granulitiques et la signification de la formation kinzigitique en Calabre. C.R. Acad. Sc. Paris, **273**, 1091-1094.
- DUBOIS R. & AFCHAIN C. (1966) - Une écaïlle de calcaire à Aptychus et à filaments, coincée dans le granite d'Acri (Calabre centrale, Italie). C.R. somm. Soc. Géol. France, 1966 (7), 248-249.
- DUBOIS R. & TRUILLET R. (1966) - L'évolution pétrographique des phyllades à l'approche des masses granitiques et la tectonique du cristallin des Monts Péloritains (Sicile). C.R. Acad. Sc. Paris, **263** (2), 101-104.
- DUÉE G. (1969) - Etude géologique des Monts Nebrodi (Sicile). Thèse Fac. Sc. Paris, 424 pp.
- DUÉE G. (1970) - The geology of the Nebrodi Mountains of Sicily. In: Geology and history of Sicily. Petroleum Exploration Society of Libya, Tripoli, 187-200.
- FERLA P. (1968) - Il settore di Capo Calavà (Prov. Messina). Accad. Sc. Lett. e Arti Palermo, **28**, 1-184.
- FERLA P. (1970) - Le rocce metamorfiche del settore

- di Gioiosa Marea (Messina). *Per. Miner.*, **39** (3), 481-560.
- FERLA P. (1972) - *Serie metamorfiche dei Monti Peloritani occidentali* (Messina). *Rend. S.I.M.P.*, **28** (1), 125-151.
- FERLA P. (1974) - *Aspetti petrogenetici e strutturali del polimetamorfismo dei Monti Peloritani (Sicilia)*. *Per. di Mineralogia*, 1974, in stampa.
- FERLA P. & LUCIDO G. (1973) - *Paragenesi a paragonite-calcite e paragonite-cloritoide nelle rocce metamorfiche del settore di Gioiosa Vecchia (Monti Peloritani - Sicilia)*. *Per. Miner.*, **42** (3), 381-437.
- FARAONE D. (1968) - *Le metamorfiti della falesia di Taureana (Reggio Calabria): aspetti della « formazione diorito-kinzigitica » italiana*. *Period. Miner.*, **37** (2), 399-493.
- FINETTI I. & MORELLI C. (1972) - *Wide scale digital seismic exploration of the Mediterranean Sea*. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, **14** (56), 291-342.
- FINETTI I. & MORELLI C. (1973) - *Geophysical exploration of the Mediterranean Sea*. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, **15**, 263-344.
- GHEZZO G. (1967) - *Notizie petrografiche e geologiche sui terreni metamorfici rilevati nella tavoletta II SO del Foglio Castoreale (Monti Peloritani)*. *Rend. Soc. Miner. It.*, **23**, 45-58.
- GIESE P. & MORELLI C. (1973) - *La struttura della crosta terrestre in Italia*. Convegno « Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino », Acc. Naz. Lincei, Quaderno 183, 316-362.
- GIUNTA G. & LIGUORI V. (1972) - *Geologia dell'estremità Nord-Occidentale della Sicilia*. *Riv. Min. Sic.*, **25**, (136-138), 165-225.
- GIUNTA G. & LIGUORI V. (1973) - *Evoluzione paleotettonica della Sicilia nord-occidentale*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **92**, 903-924.
- GLANGEAUD L. (1952a) - *Interprétation tectonophysique des caractères structuraux et paléogéographiques de la Méditerranée occidentale*. *Bull. Soc. Géol. France*, S. 6, **1** (1951), (8), 735-762.
- GLANGEAUD L. (1952b) - *Les phénomènes géophysiques et l'évolution de la Méditerranée occidentale*. *Ann. Géoph.*, **8** (1), 121-124.
- GLANGEAUD L. (1956) - *Corrélation chronologique des phénomènes géodynamiques dans les Alpes, l'Apennin et l'Atlas nord-africain*. *Bull. Soc. Géol. France*, S. 6, **5** (6), 867-891.
- GLANGEAUD L., GRANDJACQUET C., BOUSQUET J. C. & AFCHAIN C. (1962) - *Sur l'origine des flyschs et des nappes de la Lucanie méridionale (Italie)*. *Bull. Soc. Géol. France*, S. 7, **3** (6), 619-624.
- GOERLER F. & IBBEKEN H. (1970) - *Erste Fossilfunde in den Metamorphiten des Kalabrischen Massivs (Süd-Italien)*. *N. Jb. Geol. Paleont. Mh.*, **7**, 424-426.
- GRANDJACQUET C. (1961a) - *Au sujet de la position et de l'origine des masses de granites et de pegmatites de la région côtière tyrrhénienne entre Belvedere et Diamante (Calabre)*. *C.R. somm. Soc. Géol. France*, 1961 (4), 113-114.
- GRANDJACQUET C. (1961b) - *Le « flysch à quartzites » des territoires calabro-lucaniens (Italie méridionale)*. *Bull. Soc. Géol. France*, S. 7, **3** (1), 115-120.
- GRANDJACQUET C. (1967) - *Age et nature de métamorphisme « alpin » en Calabre du nord*. *C.R. Acad. Sc. Paris*, **265**, 1055-1058.
- GRANDJACQUET C. (1969) - *Les phases tectoniques et le métamorphisme tertiaire de la Calabre du Nord et de la Campanie du Sud (Italie)*. *C.R. Acad. Paris*, **269**, 1819-1822.
- GRANDJACQUET C. (1971a) - *Les séries transgressives d'âge oligo-miocène inférieur de l'Apennin méridional; conséquences tectoniques et paléogéographiques*. *Boll. Soc. Géol. Fr.*, **13**, 315-319.
- GRANDJACQUET C. (1971b) - *Tectogénès d'âge anté-albien supérieur des séries ophiolitifères de Calabre et de Lucanie méridionale. Analyse de leur position structurale. Conséquences paléotectoniques*. *C.R. somm. Soc. Géol. France*, 1971, 436-437.
- GRANDJACQUET C., GLANGEAUD L., DUBOIS R. & CAIRE A. (1961) - *Hypothèses sur la structure profonde de la Calabre (Italie)*. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, S. 2, **4** (3), 131-147.
- GRANDJACQUET C. & GRANDJACQUET M. J. (1962) - *Géologie de la zone de Diamante-Verbicaro (Calabre)*. *Geol. Romana*, **1**, 297-312.
- GUERRERA F. & WEZEL F. C. (1974) - *Nuovi dati stratigrafici sui flysch oligo-miocenici siciliani e considerazioni tettoniche relative*. *Riv. Min. Sic.*, **25**, (145-147), 27-51.
- GUZZETTA G. (1964) - *Condizioni di giacitura dei terreni sedimentari affioranti nel circondario di Palizzi (Reggio Calabria)*. *Boll. Soc. Natur. Napoli*, **75**, 201-210.
- HACCARD D., LORENZ C. & GRANDJACQUET C. (1972) - *Essai sur l'évolution tectogénétique de la liaison Alpes-Apennines (de la Ligurie à la Calabre)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **11**, 309-341.
- HEEZEN B., GRAY G., SEGRE A. G. & ZARUDSKI E. F. K. (1971) - *Evidence of founded continental crust beneath the Central Tyrrhenian Sea*. *Nature*, **229**, 5283, 327-329.
- HIEKE MERLIN O. & LORENZONI S. (1972) - *Il massiccio granitico delle Serre (Calabria). Stato attuale delle conoscenze petrografiche*. *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, **29**, 1-29.
- HIEKE MERLIN O., PAGLIONICO A. & SALVEMINI A. (1974) - *Granodioriti e graniti a mega K-feldspato nella zona di M. Pecoraro (Serre, Calabria)*. *Per. Mineral.*, **42**, 621-650.
- HINZ K. (1974) - *Results of seismic refraction and reflection measurements in the Ionian Sea*. *Geol. Jahrb. E*, **2**, 35-65.
- HOFFMANN C. (1969) - *Die Glaukophangesteine und ihre stoffliche Aequivalente in Nordcalabrien*. *Tesi, Würzburg*, 120 p.
- HOFFMANN C. (1970) - *Die Glaukophangesteine, ihre stofflichen Aequivalente und Umwandlungsprodukte in Nord-Calabrien (Süd-Italien)*. *Contr. Miner. Petr.*, **27**, 283-320.
- HSÜ K. J. (1971) - *The concept of the geosyncline, yesterday and today*. *Trans. Leic. Lit. and Philos. Soc.*, **66**, 26-48.
- IETTO A., PESCATORE T. & COCCO E. (1965) - *Il flysch mesozoico-terziario del Cilento occidentale*. *Boll. Soc. Natur. Napoli*, **74**, 396-402.
- IPPOLITO F. (1946) - *Primi risultati di studi geologici*

- eseguiti in Calabria nel 1946.* Boll. Soc. Natur. Napoli, **55**, 105-107.
- IPPOLITO F. (1947) - *Studi geologici in Calabria.* Ric. Scientif. Ricostr., **17** (1), 54-56.
- IPPOLITO F. (1948-49) - *Contributo alle conoscenze geologiche sulla Calabria.* Mem. Note Ist. Geol. Appl. Napoli, **2**, 17-35.
- IPPOLITO F., D'ARGENIO B., PESCATORE I. & SCANDONE P. (1975) - *Structural-stratigraphic units and tectonic framework of southern Apennines.* «Geology of Italy», ed. Coy Squyres, The Earth Sciences Soc. of the Libyan Arab Republic, Tripoli, 317-328.
- IPPOLITO F. & LUCINI P. (1957) - *Il flysch nell'Appennino meridionale.* Boll. Soc. Geol. It., **75**, 139-167.
- KOBER L. (1930) - *Die Bauelemente des Apennins in Kalabrien und Sizilien und des Atlas in Tunesien und Algerien.* Forsch. u. Fortschr., **6**, Jg. 10.
- LANZAFAME G. & ZUFFA G. G. (1976) - *Geologia e petrografia del Foglio Bisignano (Valle del Crati, Calabria): con Carta Geologica 1:50.000.* Geol. Romana, in stampa.
- LAUBSCHER H. P. (1974) - *Evoluzione e struttura delle Alpi.* Le Scienze n. 72, agosto 1974, 48-59.
- LENTINI F. & VEZZANI L. (1975) - *Le unità meso-cenozoiche della copertura sedimentaria del basamento cristallino peloritano (Sicilia Nord-orientale).* Boll. Soc. Geol. It., **94**, 537-554.
- LIMANOWSKI M. (1909) - *Sur la tectonique des Monts Peloritains dans les environs de Taormina (Sicile).* Bull. Soc. Vaudoise Sc. Nat., ser. 5, **45** (165), 1-64.
- LIMANOWSKI M. (1913) - *Die grosse kalabrische Dekke.* Bull. Int. Acad. Sc. Cracovie, Cl. Sc. Math. Nat., S.A., **6A**, 370-385.
- LO GIUDICE A. (1968) - *La massa ofiolitica di S. Severino Lucano (Potenza).* Atti Acc. Gioenia Catania, s. 6, **20**, 173-188.
- LORENZONI S. & PAGLIONICO A. (1970) - *Primo contributo alla conoscenza dei «graniti» dell'entroterra del Golfo di Squillace, Calabria.* Rend. Soc. Ital. Min. Petr., **26** (2), 745-786.
- LORENZONI S., PAGLIONICO A. & ZANETTIN LORENZONI E. (1977) - *L'unità «dioritico-kinzigitica» nelle Serre nord-orientali (Calabria). Evoluzione metamorfica e genesi delle «dioriti».* Boll. Soc. Geol. It., **95**, 1976, 245-274.
- LORENZONI S. & ZANETTIN LORENZONI E. (1975) - *The «granitic» Unit of the Sila Piccola (Calabria, Italy). Its position and tectonic significance.* N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **148**, 233-251.
- LORENZONI S. & ZANETTIN LORENZONI E. (1976) - *The granitic-kinzigitic Klippe of Tiriolo-Miglierina (Catanzaro, Southern Italy) and its significance in the interpretation of the geological history of Calabria.* N. Jb. Geol. Paläont. Mh., H. 8, 479-488.
- LUCINI P. (1965) - *Osservazioni sulla tettonica dei Piani dell'Aspromonte (Calabria).* Boll. Soc. Geol. It., **84** (1), 205-215.
- LUGEON M. & ARGAND E. (1906) - *La racine de la nappe sicilienne et l'arc de charriage de la Calabre.* C.R. Acad. Sc. Paris, **142**, 1107-1109.
- MAGRI G., SIDOTI G. & SPADA A. (1964) - *Rilevamento geologico sul versante settentrionale della Sila (Calabria).* Mem. Note Ist. Geol. Appl. Napoli, **9**, 5-59.
- MARTINIS B. & PIERI M. (1963) - *Alcune notizie sulla formazione evaporitica del Triassico superiore nell'Italia centrale e meridionale.* Mem. Soc. Geol. It., **4** (1), 649-678.
- MORELLI C., GANTAR G. & PISANI M. (1975) - *Bathymetry, gravity and magnetism in the Strait of Sicily and in the Ionian Sea.* Boll. Geof. Teor. Appl., **17**, 65.
- MORESI M. & PAGLIONICO A. (1976) - *Osservazioni geologiche, petrografiche e geochimiche sulle rocce granitoidi delle Serre orientali (Calabria).* Boll. Soc. Geol. It., **94**, 1975, 1855-1882.
- NICOTERA P. (1959) - *Rilevamento geologico del versante settentrionale del M. Poro (Calabria).* Mem. Note Ist. Geol. Appl. Napoli, **7** (4), 92 p.
- NICOTERA P. & SIDOTI G. (1963) - *Le ligniti di Agnana Antonimina.* Ligniti torbe It. contin., GEMINA, Roma, 39-50.
- NICOTERA P. & VIGHI L. (1947) - *Studio petrografico di talune colate riolitiche recenti della Sila.* Atti Fond. Polit. Mezz., Napoli, **3**.
- NOVARESE V. (1931) - *La formazione diorito-kinzigitica in Italia.* Boll. R. Uff. Geol. d'Italia, **56** (7), 62 p.
- OGNIBEN L. (1955) - *Le argille scagliose del Crotonese.* Mem. Note Ist. Geol. Appl. Napoli, **6** (2), 72 p.
- OGNIBEN L. (1960) - *Nota illustrativa dello Schema geologico della Sicilia nord-orientale.* Riv. Min. Sicil., **11** (64-65), 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** (4), 793-816.
- OGNIBEN L. (1973) - *Schema geologico della Calabria in base ai dati odierni.* Geol. Romana, **12**, 243-585.
- OGNIBEN L., PAROTTO M. & PRATURLON A., editori (1975) - *Structural Model of Italy.* C.N.R. Roma, Quaderni de «La ricerca scientifica», 90.
- ORTOLANI F. & TORRE M. (1971) - *Il M. Alpi (Lucania) nella paleogeografia dell'Appennino meridionale.* Boll. Soc. Geol. It., **90**, 213-248.
- PAGLIONICO A. (1974) - *Le rocce metamorfiche di alto grado affioranti tra Cosenza e Rogliano (Sila Piccola - Calabria).* Period. Mineral., **43** (1), 113-137.
- PAGLIONICO A. & PICCARRETA G. (1977) - *Le unità del F. Pomo e di Castagna nelle Serre settentrionali (Calabria).* Boll. Soc. Geol. It., **95**, 1976, 27-37.
- PATA O. (1955) - *Le argille scagliose del versante sud-orientale della Calabria Ulteriore.* Giacitura-litologia-genesi-cronologia-tettonica. Boll. Serv. Geol. d'Italia, **77** (1), 59-112.
- PERRONE V., TORRE M. & ZUPPETTA A. (1973) - *Il Miocene della Catena Costiera Calabra. I contributo: zona Diamante-Bonifati-S. Agata d'Esaro (Cosenza).* Riv. Ital. Pal. Str., **79**, 2, 157-205.
- PESCATORE T. (1966) - *Strutture sedimentarie del*

- flysch del Cilento occidentale*. Geol. Romana, **5**, 99-116.
- PICCARRETA G. (1972) - Presenza di lawsonite e di pumellyite negli scisti verdi affioranti tra il M. Reventino e Falerna (Calabria). Period. Miner., **41** (1), 153-161.
- PICCARRETA G. (1973) - Rapporti tra le metamorfite affioranti nella zona compresa fra Castiglione, Nicastro, Conflenti e la Bassa Valle del Fiume Savuto (Calabria). Boll. Soc. Geol. It., **92**, 423-433.
- PICCARRETA G., AMODIO MORELLI L. & PAGLIONICO A. (1973) - Evoluzione metamorfica delle rocce in facies granulitica nelle Serre nord-occidentali (Calabria). Boll. Soc. Geol. It., **92**, 861-889.
- PICCARRETA G. & ZIRPOLI G. (1969a) - Osservazioni geologico-petrografiche nella zona di M. Reventino (Calabria). Rdc. Soc. Ital. Mineral. Petr., **25**, 121-144.
- PICCARRETA G. & ZIRPOLI G. (1969b) - Le rocce verdi del M. Reventino (Calabria). Boll. Soc. Geol. It., **88**, 469-488.
- PICCARRETA G. & ZIRPOLI G. (1970) - Contributo alla conoscenza delle metamorfite comprese fra Martirano e Falerna (Calabria). Boll. Soc. Geol. It., **89**, 113-114.
- PICCARRETA G. & ZIRPOLI G. (1974) - The barometric significance of the potassic white micas of the metapelites outcropping south of the low Savuto Valley (Calabria, Southern Italy). N. Jb. Miner. Mh., **10**, 454-461.
- PICCARRETA G. & ZIRPOLI G. (1975) - The metaophiolites outcropping south of the low Savuto Valley within the context of Alpine metamorphism in Central and Northern Calabria (Southern Italy). N. Jb. Miner. Mh., **4**, 145-162.
- PIERATTINI D. (1976) - Primi risultati di un'analisi strutturale dell'unità Pollino-Campotenese nella Calabria settentrionale. Boll. Soc. Natur. Napoli, **84**.
- PIERATTINI D., SCANDONE P. & CORTINI M. (1975) - Età di messa in posto ed età di metamorfismo delle « limbargiti » nord calabresi. Boll. Soc. Geol. It., **94**, 367-376.
- PITMAN W. C. & TALWANI M. (1972) - Sea-floor spreading in the North Atlantic. Geol. Soc. Am. Bull., **83**, 619-646.
- QUITZOW H. W. (1935a) - Der Deckenbau des kalabrischen Massivs und seiner Randgebiete. Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Mat. Phys. Kl., S. 3, (13), 63-179.
- QUITZOW H. W. (1935b) - Diabas-Porphyrite und Glaukophangesteine in der Trias von Nordkalabrien. Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Mat. Phys. Kl., Fachgr. IV, N.S., **1** (9), 83-118.
- RITSEMA A. R. (1970) - On the origin of the Western Mediterranean sea basin. Tectonophysics, **10** (5-6), 609-623.
- RODA C. (1964) - Distribuzione e facies dei sedimenti neogenici nel Bacino Crotonese. Geol. Romana, **3**, 319-366.
- RODA C. (1965) - Il calcare portlandiano a Dasycladacee di M. Mutolo (Reggio Calabria). Geol. Romana, **4**, 259-290.
- RODA C. (1967) - I sedimenti neogenici autoctoni ed alloctoni della zona di Cirò-Cariati (Catanzaro e Cosenza). Mem. Soc. Geol. It., **6** (2), 137-149.
- RODA C. (1971) - I depositi miocenici della Calabria. Boll. Acc. Gioenia Sc. Natur. Catania, S. 4, **10** (6), 531-539.
- ROTTURA A. (1970) - Su una milonite della Tonnara di Milazzo (Me). Atti Soc. Peloritana Sc. Fis. Mat. Nat., **16** (1-2), 67-74.
- ROTTURA A., MACCARRONE E., MESSINA A. & PUGLISI G. (1975) - La massa migmatitico-tonalitica di Palmi-Bagnara (Calabria meridionale). Boll. Soc. Geol. It., **94**, 495-536.
- SCANDONE P. (1967) - Studi di geologia lucana: la serie calcareo-silico-marnosa e i suoi rapporti con l'Appennino calcareo. Boll. Soc. Natur. Napoli, **76** (1967), 301-469.
- SCANDONE P. (1971) - Mesozoico trasgressivo nella Catena Costiera della Calabria. Atti Acc. Pontan. Napoli, N.S., **20** (1970), 387-396.
- SCANDONE P. (1972) - Studi di geologia lucana: Carta dei terreni della serie calcareo-silico-marnosa e note illustrative. Boll. Soc. Natur. Napoli, **81**, 225-300.
- SCANDONE P. (1975) - Triassic seaways and the Jurassic Tethys Ocean in the central Mediterranean area. Nature, **256**, 5513, 117-119.
- SCANDONE P., GIUNTA G. & LIGUORI V. (1974) - The connection between the Apulia and Sahara continental margins in the Southern Apennines and in Sicily. 24th Congrès-Assemblée Plenaire C.I.E. S.M. Com. Géol. Géoph. Marines, Montecarlo 4-6 dic. 1974.
- SCANDONE P. & SGROSSO I. (1964) - Flysch con Inocerami nella Valle del Cavoto presso Tramutola (Lucania). Boll. Soc. Natur. Napoli, **73**, 166-175.
- SCANDONE P. & SGROSSO I. (1974) - La successione miocenica dell'alta Vallimala nella finestra tettonica di Campagna (Monti Picentini). Boll. Soc. Geol. It., **93** (4), 1043-1047.
- SELLI R. (1958) - Sulla trasgressione del Miocene nell'Italia meridionale. Giorn. Geologia, S. 2, **26** (1954-55), 1-54.
- SELLI R. (1962) - Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia centro-meridionale. Mem. Soc. Geol. It., **3**, 737-789.
- SELLI R. & FABBRI A. (1971) - Tyrrhenian: a Pliocene deep sea. Rdc. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. fis. mat. nat., S. 8, **50** (5), 104-116.
- SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (1957) - 59^a adunanza estiva, Calabria-Basilicata, 6-12 ottobre 1957. Guida alle escursioni. 123 p., 19 fig., Tipografia Pio X, Roma.
- SPADEA P. (1968) - Pillow-lavas nei terreni alloctoni dell'Appennino lucano. Atti Acc. Gioenia Sc. Natur. Catania, S. 6, **20**, 105-142.
- STAUB R. (1933) - Zur tektonischen Analyse des Apennins. Mitt. Geol. Inst. ETH und Univ. Zürich, S. B, **4**, 127-151.
- STAUB R. (1951) - Über die Beziehungen zwischen Alpen und Apennin und die Gestaltung der alpinen Leitlinien Europas. Eclogae Geol. Helv., **44** (1), 29-130.
- STURANI C. (1973) - Il Giurese del Massiccio Calabro-Peloritano. « Geologia dell'Italia », vol. celebr. cent. Comit. Geol. It., 333-337.

- TILMANN N. (1912) - *Zur Tektonik des Südapennins*. Geol. Rund., **3**, 416-420.
- TRUILLET R. (1961) - *Remarques stratigraphiques et tectoniques sur la région de Novara di Sicilia (Monts Péloritains, Sicile)*. Bull. Soc. Géol. France, s. 7, **3** (6), 559-567.
- TRUILLET R. (1962) - *Sur les variations d'âge et de faciès des formations tertiaires sur la bordure méridionale des monts Péloritains (Sicile)*. Bull. Soc. Géol. France, s. 7, **4**, 749-753.
- TRUILLET R. (1968) - *Étude géologique des Péloritains orientaux (Sicile)*. Thèse Fac. Sc. Paris, 547 pp.
- TRUILLET R. (1970) - *The Geology of the eastern Peloritani Mountains of Sicily*. In: *Geology and History of Sicily*. Petroleum Exploration Society of Libya, 171-183.
- VALLARIO A. & DE' MEDICI G. B. (1967) - *Contributo alla conoscenza stratigrafica della Calabria settentrionale. I. La serie del Colle Trodo*. Boll. Soc. Geol. It., **86** (2), 233-252.
- VEZZANI L. (1966) - *La sezione tortoniana di Perosa sul fiume Sinni presso Episcopia (Potenza)*. Geol. Romana, **5**, 263-280.
- VEZZANI L. (1967) - *Stratigrafia della sezione tortoniana di Oriolo (Cosenza)*. Geol. Romana, **6**, 87-120.
- VEZZANI L. (1968a) - *Distribuzione, facies e stratigrafia della formazione del Saraceno (Albiano-Daniano) nell'area compresa tra il Mare Jonio ed il Torrente Frido*. Geol. Romana, **7**, 229-275.
- VEZZANI L. (1968b) - *La formazione del Frido (Neocomiano-Aptiano) tra il Pollino ed il Sinni (Lucania)*. Geol. Romana, **8**, 129-176.
- VEZZANI L. (1968c) - *Rapporti tra ofioliti e formazioni sedimentarie nell'area compresa tra Viggianello, Francavilla sul Sinni, Terranova del Pollino e S. Lorenzo Bellizzi*. Atti Acc. Gioenia Sc. Natur. Catania, S. 6, **19** (Suppl. Sc. Geol.), 104-144.
- VEZZANI L. (1968d) - *Studio stratigrafico della formazione delle Crete Nere (Aptiano-Albiano) al confine calabro-lucano*. Atti Acc. Gioenia Sc. Natur. Catania, S. 6, **20**, 189-222.
- VEZZANI L. (1970a) - *Le ofioliti della zona tra Castelluccio Inferiore e S. Severino Lucano (Potenza)*. Atti Acc. Gioenia Sc. Natur. Catania, S. 7, **2**, 1-49.
- VEZZANI L. (1970b) - *Il flysch di Albidona nell'area del confine tra Calabria e Lucania*. Geol. Romana, **9**, 101-125.
- VEZZANI L. (1973) - *L'appennino siculo-calabro-lucano*. Conv. « Mod. vedute sulla Geol. dell'Appennino », Acc. Naz. Lincei, quaderno N. 183.
- VEZZANI L., AMORE T., DI GERONIMO I., FERRARA E., FRAZZETTA G. & LANZAFAME G. (1972) - *Carta Geol. d'Italia 1:50.000, foglio 611 Mistretta*. Serv. Geol. It. Roma.
- WEZEL F. C. (1970) - *Interpretazione dinamica della « eugeosinclinale » meso-mediterranea*. Riv. Min. Sic., (124-126), 187-198.
- WEZEL F. C., con la collaboraz. di F. GUERRERA (1973a) - *Nuovi dati sull'età e posizione strutturale del flysch di Tusa in Sicilia*. Boll. Soc. Geol. It., **92**, 193-211.
- WEZEL F. C. (1973b) - *Diacronismo degli eventi geologici oligo-miocenici nelle Maghrebidi*. Riv. Min. Sic., **25** (142-144), 219-232.
- WEZEL F. C. (1975) - *Flysch successions and the tectonic evolution of Sicily during the Oligocene and Early Miocene*. In: *Geology of Italy*, ed. Coy Squyres, The Earth Sciences Society of the Libyan Arab Republic, Tripoli.
- WEZEL F. C. & RYAN W. B. F. (1971) - *Flysch, margini continentali e zolle litosferiche*. Boll. Soc. Geol. It., **90**, 249-270.

	PIATTAFORMA CAMPANO-LUCANA-PANORMIDE	BACINO LAGONEGRESE-IMERESE	PIATTAFORMA NORD-TRAPANESE	PIATTAFORMA ABRUZZESE-CAMPANA
MIOCENE	arenarie gradate, marne ed argille; microbreccie calcaree gradate; calcareniti di mare basso	quarziti gradate, marne ed argille	——— ? ——— calcareniti	arenarie gradate; marne ed argille; calcilutiti e marne; calcareniti
PALEOGENE	generalmente assente nella parte centrale della piattaforma; lungo i margini calcari con selce, breccie calcaree gradate e marne	argille, calcareniti gradate, siltiti ed arenarie gradate a grana fine; marne, breccie e microbreccie calcaree gradate, calcari allodapici	sconosciuto nella parte centrale della piattaforma; lungo i margini calcareniti gradate e calcari allodapici	generalmente assente nella parte centrale della piattaforma; lungo i margini calcari con selce, marne e breccie calcaree
CRETACICO	calcari neritici; lungo i margini della piattaforma calcari con selce, marne e breccie calcaree gradate	argilliti silicee, selci, breccie e microbreccie gradate, calcari allodapici silicei	calcari neritici, lungo i margini della piattaforma calcari con selce, breccie e microbreccie calcaree; localmente lave basiche e ialoclastiti	calcari neritici, bauxiti; lungo i margini della piattaforma calcari con selce, marne e breccie calcaree
MALM DOGGER	calcari neritici; lungo i margini della piattaforma calcari con selce e breccie calcaree	argilliti silicee, selci, radiolariti, breccie e microbreccie calcaree gradate; localmente lave basiche e ialoclastiti	calcari neritici; lungo i margini della piattaforma calcari con selce e breccie calcaree	calcari neritici; lungo i margini della piattaforma calcari con selce, marne e breccie calcaree
LIAS	calcari neritici e calcari dolomitici; lungo i margini della piattaforma e nei bacini intrapiattaforma calcari con selce, marne, microbreccie calcaree gradate	argilliti silicee, selci, calcari allodapici; breccie e microbreccie dolomitiche gradate	——— ? ——— calcari neritici	calcari e dolomie neritici
TRIAS	dolomie neritiche; marne, argille, calcilutiti e calcareniti; arenarie, argille, marne, calcari massicci; localmente lave basiche	breccie e microbreccie dolomitiche; calcari con selce, dolomie; marne, argille, calcilutiti e calcareniti gradate; complesso caotico costituito da conglomerati, arenarie, argille, marne e calcari massicci; localmente lave basiche	dolomie e calcari neritici	calcari neritici

	BACINO DI ERICE	ZONA TRAPANESE E ZONA DI SCIACCA	BACINO SICANO	BACINO MOLISANO
MIOCENE	——— ? ———	argille e marne; calcareniti glauconitiche	argille e marne; calcareniti glauconitiche	arenarie gradate ed argille; argille, marne, microbreccie calcaree gradate
PALEOGENE	——— ? ———	calcari con selce e microbreccie calcaree	argille, marne, calcari con selce e microbreccie calcaree gradate	argille, marne, calcari con selce, breccie e microbreccie calcaree gradate
CRETACICO	calcari con selce, marne e calcareniti gradate, ialoclastiti; breccie calcaree	calcari con selce e marne; localmente calcareniti gradate	calcari con selce, marne, breccie e microbreccie gradate	calcari con selce, marne e microbreccie gradate
MALM DOGGER	calcari allodapici, calcareniti gradate, calcari nodulari	calcari nodulari tipo Ammonitico Rosso, calcilutiti, localmente basalti e ialoclastiti	calcari con selce, selci, argille, calcareniti gradate silicizzate; localmente lave basiche e ialoclastiti	calcari con selce, selci, argille, microbreccie calcaree gradate; localmente lave basiche e ialoclastiti
LIAS	calcari con selce, microbreccie calcaree gradate; calcari neritici	encriniti; localmente attività vulcanica trachitica; calcari neritici	calcari pelagici, torbiditi pelagiche, conglomerati intramazzionali, breccie	calcari con selce
TRIAS	calcari e dolomie neritici	dolomie e calcari neritici	calcari con selce e dolomie; marne, argille, calcilutiti e calcareniti gradate; complesso caotico costituito da conglomerati, arenarie, siltiti, marne e argille; localmente olistoliti di calcari massicci paleozoici	

Zone paleogeografiche del margine continentale meridionale della Tetide interessate dalla tetto-genesi durante il Neogene in Sicilia e nell'Appennino meridionale.