

PAOLO FERLA

SERIE METAMORFICHE
DEI MONTI PELORITANI OCCIDENTALI (MESSINA) (*)

RIASSUNTO. — Il cristallino dei Monti Peloritani Occidentali risulta formato da due diversi complessi sovrascorsi l'uno sull'altro. Il complesso Sud-Peloritano, di età ercinica, diffuso appunto nella parte meridionale della catena montuosa, è costituito da filladi, semiscisti, quarziti, mostrandoti un metamorfismo progressivo, dal bassissimo stadio, al basso stadio (isograda a biotite), con l'aumentare della profondità dell'attuale assetto geologico. Queste rocce costituiscono la parte basale di una originaria sequenza che nei Peloritani centrali ed orientali è rappresentata anche da termini che sono stati sottoposti solo ad una diagenesi profonda (p. e. calcari devonici). Generalmente è presente una scistosità S_1 .

Il complesso Nord-Peloritano è costituito da una falda rovesciata e sovrascorsa sulle precedenti metamorfite con rocce a composizione da pelitico alluminosa, a pelitico arenacea, a carbonatica nelle quali sono pure comuni intercalazioni basiche. Sono presenti quindi tutti i termini relativi ad ambientazioni dal basso stadio (isograda a biotite) fino all'alto stadio di un metamorfismo con P mediamente elevato (cloritoide, almandino, staurolite, kianite ecc.). In questo complesso vengono riconosciute fra l'altro delle variazioni regolari nel chimismo delle metamorfite in corrispondenza della natura dell'antica sequenza sedimentaria.

Il complesso Nord-Peloritano si differenzia dal precedente complesso non soltanto per le caratteristiche chimiche e metamorfiche, ma specialmente per la presenza di una S_2 impostatasi generalmente sui piani assiali di pieghe di una precedente S_1 . Questa differenza strutturale e petrografica viene interpretata quindi, considerando il complesso Sud-Peloritano, come la copertura sedimentaria di un basamento, con filladi nella parte superiore, di età antercinica.

Al successivo metamorfismo orogenico ercinico interessante tutte le formazioni più antiche succede prima una retrocessione metamorfica seguita ancora da un evento deformante e quindi in epoca tardoercinica e in condizioni essenzialmente postcinematiche un ulteriore metamorfismo con caratteristiche termiche (biotite-

(*) Lavoro eseguito con il contributo del C.N.R. presso l'Istituto di Mineralogia, Petrografia e Geochimica - Cattedra di Petrografia - dell'Università di Palermo.

staurolite-andalusite-cordierite-sillimanite-ortoclasio) con pressioni massime stimate non superiori ai 4 Kb, ed isograde diversamente orientate rispetto a quelle del precedente metamorfismo. A questo secondo evento sono legate le tardive intrusioni di filoni granitici, pegmatitici e aplitici. Ribaltamento del complesso N-Peloritano con parte della copertura filladica, formazione di scaglie tettoniche, faglie con rigetto verticale notevole, costituiscono le successive azioni tettoniche di età alpina riconosciute nei Peloritani Occidentali.

ABSTRACT. — The crystalline rocks of the western-Peloritani mountains are formed of two different superimposed complexes.

The S-Peloritani complex, of hercynic age, consists of phyllites semi-schists and quartzites showing a progressive metamorphism which varies from a very-low stage (anchimetamorphism) to the biotite isograd, when depth is rising; generally a S_1 schistosity is present.

These rocks are the base of an original series which in the central and eastern Peloritani chain is also constituted of rocks with a very-low metamorphism or high diagenesis (devonian fossils in poorly crystalline limestones).

The N-Peloritani complex forms an overturned nappe superimposed on the foregoing metamorphites. In this complex the rocks have a pelitic, pelitic-arenaceous and carbonatic composition; basic intercalations are common.

In this area the metamorphism varies from a low-stage (biotite isograd) to an high-stage; the environment is characterized by medium-high pressure (chloritoid, almandine, staurolite, kyanite, sillimanite). The chemical character of these metamorphites show mutual correspondences with the nature of the ancient sedimentary series.

The N-Peloritani complex is different from the Southern one not only in chemical and metamorphic character, but mainly because of the presence of a S_2 schistosity generally placed on the axial planes of recumbent folds of an older S_1 schistosity.

These structural and petrographic difference is explained when we consider the S-Peloritani complex as the paleozoic sedimentary covering of an older pre-hercynic soele, formed of phyllites in the upper part.

After the successive orogenic hercynic metamorphism, which interests all the older formation, a metamorphic retrocession took place followed by a less deforming event and a further metamorphism in order of time.

The latest paleozoic event has postkinematic and thermal features (biotite, staurolite, andalusite, cordierite, sillimatite, orthoclase) and maximum pressure about 4 Kb, and differently oriented isograds in relation to the early metamorphism.

Granitic, pegmatitic, and aplitic intrusions belong to this last event.

The successive alpine deformations recognized in the western-Peloritani mountains are:

- upsetting of the N-Peloritani complex with a portion of the original phylladic covering;
- raise of late tectonic dislocations;
- faults with remarkable vertical throw.

Introduzione e Studi Precedenti.

Come Peloritani occidentali, nella presente nota, vengono considerati quei rilievi, per la maggior parte di natura metamorfica, compresi tra Capo Tindari ad E e Capo d'Orlando ad W. L'area investigata, poi, comprende verso l'interno, a Sud delle due suddette località, una fascia che approssimativamente raggiunge le località di Monte Litto - Gioiosa Vecchia - S. Angelo di Brolo - Ficarra - Mirto - Capri Leone (fig. 1).

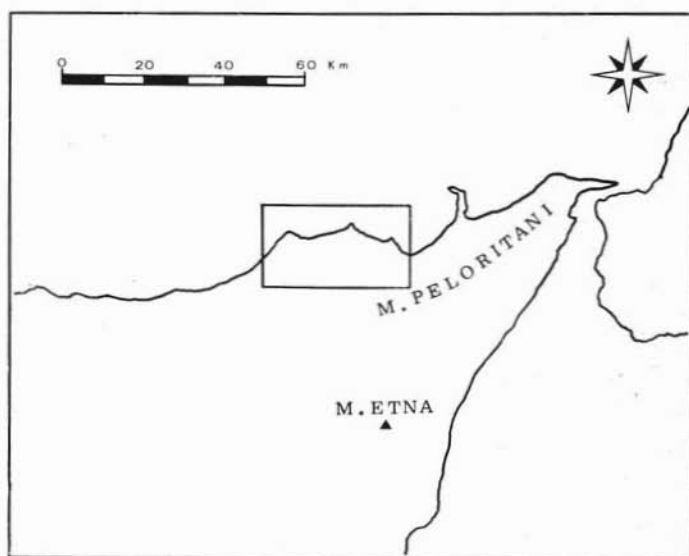


Fig. 1. — Localizzazione del settore studiato.

Nei Peloritani occidentali relativamente di recente sono state effettuate delle ricerche geopetrografiche sistematiche, — i risultati di alcune delle quali già resi noti (Ferla 1968 - Ferla Negretti 1969 - Dueé 1969 - Ferla 1970 - Ferla Lucido 1971 ecc.) —, nell'intento di poter definire con maggiori dettagli possibili la storia notevolmente complessa dei terreni metamorfici.

Sarebbe poco opportuno in questa sede, in quanto estremamente lungo, riportare le innumerevoli ipotesi sorte dalla fine del secolo scorso ad oggi sui M. Peloritani, in generale, e riguardanti quindi an-

che la zona oggetto del presente studio, per le più antiche delle quali si rimanda ad Andreatta (1941).

E' utile ribadire che, comunque, fin dai primi studi della fine del 1800 nel cristallino dei monti Peloritani sono stati rinvenuti due complessi: il primo diffuso specialmente nella fascia meridionale della catena e caratterizzato da un grado metamorfico basso; il secondo costituente la parte settentrionale della catena, e formato da tutto un insieme di rocce a metamorfismo più spinto che costituiscono il « vero » cristallino, secondo l'accezione dei vecchi autori.

Il passaggio dal primo al secondo complesso è in genere brusco, caratterizzato da una zona di transizione con triturazioni e frantumazioni che in qualche caso sembra raggiungere anche il centinaio di metri, e attraverso la quale è possibile riconoscere la sovrapposizione sulle filadi di rocce a metamorfismo più spinto.

Queste ultime rocce tra l'altro, appaiono essere caratterizzate da termini mostranti le tracce di un metamorfismo crescente verso le parti più alte della loro sequenza attuale.

Questa situazione è stata variamente interpretata: secondo vari studi piuttosto recenti, taluni riprendendo vecchie ipotesi (Limanowski 1909 - Quitzow 1935 - Andreatta 1955 - Ogniben 1960 ecc.), le rocce a maggior grado metamorfico costituirebbero una falda o più falde sovrapposte sulle rocce semiscistose (Ghezzi 1967).

Secondo Ogniben (1960-1969) in particolare, seguito da Atzori (1969-1970), le varie falde di ricoprimento (Falda dell'Aspromonte, Falda di Mandanici, Falda di Galati) sarebbero costituite da rocce costantemente legate ad un determinato grado metamorfico formanti rispettivamente dei complessi gneissici, filladici, e semimetamorfici in sequenza dall'alto in basso con « bruschi salti di grado metamorfico da una falda all'altra ». Si avrebbe quindi una « inversione dei rapporti verticali di giacitura » (Atzori l. c.), mantenendosi verosimilmente nell'ambito delle singole falde l'assetto originario.

In tal modo verrebbero spiegate le diverse paragenesi mineralogiche associate ai calcari cristallini del complesso meso-catazonale scistoso-gneissico e del complesso epizonale filladico, (Atzori 1969 a-b), complessi, secondo l'autore citato, anche caratterizzati da metamorfismi di ambientazione barica diversa, rispettivamente di tipo « Abukuma » e di tipo « Barrow ». Il complesso filladico epizonale s.s. presenterebbe poi caratteristiche diverse dal sottostante complesso semimetamorfico, costituito a sua volta da un membro superiore con arcosi semimeta-

morfiche e porfiroidi, ed uno inferiore, meno diffuso con semiscisti a componente pelitica più abbondante e con intercalazioni metadiabasiche.

La presenza, secondo Ogniben (1969), di sedimenti mesozoici di ambientazione diversa rispettivamente sulle rocce filladiche e su quelle semimetamorfiche presupporrebbe già separati i due complessi, senza una continuità stratigrafica, all'atto della deposizione dei sedimenti postmetamorfici.

Di tutt'altro tipo sarebbero le numerose ricostruzioni geopetrografiche di alcuni autori francesi, basate su un gran numero di ipotesi e di successive revisioni. In base ad alcuni di questi studi, quasi tutti geologici, i Monti Peloritani costituirebbero una intera falda di ricoprimento rovesciata verso S con passaggio graduale dalle metamorfite catazonali alle epimetamorfite sottostanti (Truillet 1963).

Successivamente, Dubois e Truillet (1966) considerano la possibilità che almeno una parte della sovrapposizione « graniti »-filladi sia di epoca ercinica ed essenzialmente « sinmagmatica » data la presenza di aureole termiche nelle filladi a contatto con i « graniti ».

Per Truillet (1968) la falda peloritana comprende il cristallino gneissico, le filladi « trasformate » e una parte delle filladi: il ricoprimento avverrebbe filladi su filladi. I micascisti, secondo l'autore, compresi tra le filladi e gli gneiss con « graniti » nella parte sommitale della serie, costituirebbero il risultato di un metamorfismo ercinico di contatto, in scala regionale, sulle filladi anterciniche, da parte di una grossa intrusione granitica sincinemica.

Secondo Dueé (1969), la serie metamorfica peloritana occidentale sarebbe rovesciata ed il passaggio dalle filladi meridionali (con semiscisti) e sottostanti, alle filladi micascistose a più alto grado metamorfico sarebbe progressivo ma visibile solo in qualche sporadico punto. Comunque secondo Dueé (l.c.) le filladi micascistose (epizonali) potrebbero costituire dei prodotti simili alle filladi meridionali (semimetamorfiche) aventi subito solo un maggior grado metamorfico: tuttavia risulterebbe difficile precisare se si tratta di una evoluzione laterale o se le filladi micascistose costituiscono un originario livello stratigrafico inferiore. In ogni caso all'approssimarsi ai termini a maggior grado metamorfico sorgerebbero nelle filladi delle superfici S_2 .

Il riconoscimento da parte di Dueé nella zona settentrionale dei Peloritani occidentali, di passaggi progressivi dalle filladi ai micascisti convaliderebbe secondo l'autore le ipotesi prima accennate. Ana-

loghe transizioni esisterebbero tra gneis più o meno occhiadini e mica-scisti, per questi ultimi rigettando però l'ipotesi di una loro origine per metamorfismo di contatto delle filladi micacee. La inversione sarebbe avvenuta in epoca ercinica e le parti attualmente più alte delle serie, formate da « ortogneis », potrebbero costituire relitti dell'originario « socle » antico.

Quasi contemporaneamente degli studi da parte dello scrivente a carattere petrografico di dettaglio permettevano di riconoscere nei Peloritani occidentali la indubbia presenza di più metamorfismi sovrapposti, dei quali uno forse anche polifasico e caratterizzato da P_{tot} piuttosto elevata (a kianite), al quale si sarebbe sovrapposto in condizioni generalmente postcinematiche un metamorfismo termico che in alcuni casi può assumere tutte le caratteristiche di un vero metamorfismo di contatto, con rapidissime concentrazioni delle isograde e formazione di andalusite, cordierite, sillimanite, K-feldspato ecc.

Questo metamorfismo termico, quando vengono ad essere interessate precedenti formazioni a carattere filladico a composizione pelitica, risulta particolarmente vistoso con formazione dei minerali precedentemente accennati (Ferla 1968-1970).

E' stata anche riconosciuta la presenza di migmatiti fra gli gneis a kianite a Capo d'Orlando (Ferla-Negretti 1969) accompagnate da filoni granitici anatettico-migmatici. Anche in questo caso vengono distinti i due momenti relativi ai due tipi di metamorfismo con l'ipotesi (Ferla 1970) di una interruzione con diaforesi fra l'una e l'altra fase metamorfica.

Dubois e Truillet (1970) in ampie generalizzazioni, ritengono non si possa distinguere un metamorfismo a kianite e un altro ad andalusite, considerando invece l'associazione kianite-andalusite-sillimanite come termicamente progradata ma accompagnata da una progressiva diminuzione di pressione, fino a valori stimati di circa 5 Kb, al passaggio andalusite-sillimanite, valori questi leggermente superiori a quanto trovato a Capo Calavà e leggermente inferiori a quanto trovato a Capo d'Orlando.

Subito dopo Dubois e Truillet (1971) criticano l'interpretazione di Atzori (1969) della sovrapposizione generale del complesso gneissico a sillimanite a P basso sul complesso filladico a P alto, e ribadiscono il passaggio graduale fra i due complessi, ma rigettando quanto affermato nella loro nota precedente, riconoscono i due metamorfismi rispettivamente a kianite e andalusite completamente separati nel tempo. Così

il più antico, anterecinico, appare costituito dagli gneis con intercalazioni anfibolitiche e con calcari cristallini; il secondo tardoercinico avrebbe così ripreso sia il basamento che la copertura argillosa-arenacea con calcari a *Tentaculites* (le attuali cosiddette rocce semimetamorfiche meridionali peloritane) dando luogo specie in quest'ultima a una serie di termini metamorfici a P relativamente basso (almandino-staurolite-andalusite) comprendenti le filladi cloritose (= semiscisti) e gli equivalenti corrispondenti più metamorfici come micascisti a biotite, biotite-almandino e staurolite-almandino.

Ogniben (1969), e Dubois (1971) pensano di collegare le formazioni gneissiche meso-catazonalì peloritane alla cosiddetta formazione dioritico-kinzigitica calabrese.

In una nota appena pubblicata (Ferla-Lucido 1971) si è potuto dimostrare, in base al grado di cristallinità della mica (definito da Kubler, in Winkler 1970) e al contenuto di mica 1 Md, nelle rocce costituite da semiscisti e filladi della zona Capo d'Orlando-Mirto-Capri Leone, che in quel settore analizzato il grado metamorfico aumenta con la profondità raggiungendo i limiti della isograda biotite, da una parte, e lo stadio bassissimo dell'anchimetamorfismo, nella parte alta della originaria serie.

* * *

Nel quadro di queste diverse opinioni e tesi contrastanti, delle quali per brevità sono state riportate solo talune linee fondamentali, si inserisce il presente lavoro che ha come principale scopo di individuare, dal punto di vista schiettamente petrografico e chimico, la natura delle rocce metamorfiche e di precisare con maggiori dettagli possibili strutturali la storia delle stesse: questo nell'intento, considerata da molti la possibilità di sovrapposizioni, di riconoscere delle originarie sequenze di termini e da queste eventualmente sviluppare una ricostruzione tettonica.

Nei Peloritani Occidentali i risultati fino adesso acquisiti ci permettono di confermare in maniera un pò più rigorosa le ipotesi degli autori più antichi della esistenza cioè di più complessi metamorfici distinti, a prescindere dagli eventuali contatti tettonici attuali, nell'ambito di ciascuno dei quali, tuttavia, sono rappresentati termini a grado

metamorfico diverso, crescente o decrescente dall'alto verso il basso. Questi complessi sono i seguenti:

a) *complesso Sud-Peloritano*: diffuso come già detto nella parte meridionale dei Peloritani, e costituito dai cosiddetti scisti semimetamorfici (Grezzo 1967) dalle filladi superiori (Truillet 1968), o filladi meridionali (Dueé 1969) o filladi a clorite (Dubois-Truillet 1971) e chiamato anche complesso semimetamorfico (Atzori 1970) della falda di Galati (Ogniben 1960);

b) *complesso Nord-Peloritano*: costituente la maggior parte del « cristallino vero » degli antichi autori, in facies meso-catazoni, ma comprendente anche termini epizonali (Falde di Mandanici-Aspromonte - Ogniben 1960-1969); (il complesso epizonale s.s. - Atzori 1970); (le filladi inferiori - Truillet 1968), (le filladi micacee, Dueé 1969).

I due complessi nell'area investigata vengono per lo più a contatto tettonico, e per quanto è stato possibile dimostrare, il complesso S-Peloritano presenta un metamorfismo regolarmente crescente verso il basso, mentre il complesso N-Peloritano appare in sequenza metamorfica rovesciata, come verrà in seguito più dettagliatamente mostrato.

Le rocce filladiche sono rappresentate in ambedue i complessi ma hanno caratteristiche strutturali e composizionali diverse.

Il complesso Sud-Peloritano.

Il complesso S-Peloritano è costituito nei Peloritani occidentali da termini scistosi presentanti un metamorfismo che dal basso stadio, al limite con la isograda biotite, raggiunge, sempre nell'area investigata, il bassissimo stadio o anchimetamorfismo. Queste rocce non possono quindi essere distinte dalle filladi appartenenti al complesso N-Peloritano solo definendo le prime semimetamorfiche per la presenza di « semiscisti ».

Seguendo la definizione di Spry (1969) il significato di semiscisto, tipo petrografico molto rappresentato nel complesso in esame, non dovrebbe essere tanto, quello di un carattere semimetamorfico di una roccia anche a composizione pelitica, ma più che altro dovrebbe essere rivolto all'aspetto tessiturale di una originaria arenaria a componente pelitica abbondante, nella quale siano ancora molto comuni i relitti

della precedente struttura elastica, anche se questi già abbiano subito una notevole diminuzione di dimensioni. In base a queste considerazioni il «semiscisto» può anche essere stato sottoposto a un vero e proprio metamorfismo, se pur basso, come nel nostro caso.

Nell'area investigata i chimismi di queste rocce rivelerebbero una originaria natura di «grovacche», tuttavia particolari perchè scarse in calcio, e con contenuti in cloriti fino ad un quarto del totale complessivo. La composizione di queste ultime, nelle quali fra l'altro è ancora possibile la presenza di relitti dell'ambiente sedimentario, è risultata piuttosto variabile, in relazione evidentemente alla composizione globale della roccia, all'ambiente sia esso diagenetico che metamorfico e quindi alle condizioni termodinamiche di formazione (P, T, f_0 , ecc.).

Queste premesse non dovrebbero giustificare la presenza di cloriti molto magnesiache e con contenuti talora estremamente alti di alluminio se non in rocce di composizione particolare o in condizioni di f_0 piuttosto elevate o in un ambiente metamorfico al limite del campo di stabilità delle cloriti in presenza di quarzo e cioè già nella facies anfibolitica (Seifert 1970).

In base a quanto detto le cloriti riscontrate nell'area investigata, relative al complesso S-Peloritano, risultano essere delle Fe-Mg Cloriti, con tracce di chamositi, e con contenuti in Al^{IV} generalmente dell'ordine di 1,5 atomi in metà cella, nei termini litologici a composizione pelitica, al contrario di quanto trovato da Atzori (1970).

Rispetto ai risultati riportati da questo autore, contrastanti appaiono anche i dati a nostra disposizione sul contenuto in paragonite della mica, da noi riscontrato particolarmente basso e in perfetto accordo con quanto generalmente ammesso in letteratura (Guidotti 1970) (Cipriani-Sassi-Viterbo 1968) (Ferla 1970) per ambientazioni metamorfiche del tipo già considerato. Presenti le fengiti.

Nella zona di Capo d'Orlando-Mirto-Capri Leone è stato possibile quindi individuare una sequenza di termini metamorfici più o meno filladici corrispondente ad una pila di sedimenti pelitico-arenacei nei quali spesso si notano variazioni, non sistematiche, composizionali dovute ad un diverso rapporto nel contenuto dei vari componenti mineralogici originari. Comuni delle intercalazioni sottili quarzitiche.

Nella parte profonda della serie, stabilita in base all'indice di cristallinità del minerale micaceo a 10 Å negli scisti associati, al passaggio dal bassissimo stadio al basso stadio metamorfico (Winkler 1970), compare un livello quarzitico di potenza attuale valutabile in alcune

decine di metri; al di sotto delle quarziti ricompaiono semiscisti e filladi (con qualche intercalazione di scisti verdi ad albite-clorite-actinolite-epidoto ecc.), forse tendenzialmente più pelitico-alluminiferi, accompagnati da livelli carboniosi; come detto, si raggiungono i limiti della sognata biotite (Ferla-Lucido 1971) (Indice di Kubler 1,8-2,0; $2M/2M + 1Md\% \gg 80\%$) (Grafite = $d_1 + d_{1A}$, Landis, 1970).

Dal punto di vista strutturale queste rocce non arrivano ad avere una vera e propria S_2 metamorfica, mentre la S_1 variamente inclinata rispetto alla S_0 ma parallela ai piani assiali delle pieghe, potrebbe risultare indipendentemente orientata rispetto alle isograde.

Sotto i calcari metamorfici di Gioiosa Vecchia del complesso N-Peloritano esistono delle rocce di limitata potenza, varie decine di metri, con caratteristiche geopetrografiche del tutto simili a quelle fin'ora considerate. Anticipando taluni dati che verranno più ampiamente esposti più avanti e in un'altra nota successiva, sembra, per il momento, di poter escludere una continuità genetica fra le filladi dei due complessi. E questo sia per la diversa composizione delle rocce, che pensiamo associare al complesso S-Peloritano e nelle quali è presente anche qualche livello a pirofillite (Ferla-Lucido, 1972), sia per la loro struttura a grana notevolmente più ridotta rispetto alle filladi sovrastanti e talora con qualche relitto elastico, sia infine per la tessitura nella quale è possibile individuare solo una S_1 , benchè contorta per i grandi movimenti tettonici che hanno portato queste rocce sopra i sedimenti mesozoici. Questa scistosità S_1 tuttavia sembra spesso concordante con la S_2 delle rocce sovrastanti appartenenti al complesso N-Peloritano.

Dalle informazioni sulla letteratura Peloritana, le rocce del complesso S-Peloritano, riscontrate nell'area esaminata, potrebbero costituire la parte più profonda e maggiormente metamorfosata di una serie che nella parte più alta, più diffusa nel versante meridionale dei Peloritani Centrali ed Orientali, sembra debba presentare maggiori tracce di termini mostranti una diagenesi soltanto spinta, con calcari devonici a Dacryconaridi (= Tentaculites, Truillet 1968 - Lardeaux e Truillet, 1971) associati a scisti policromi; così la sequenza sedimentaria originaria evolveva (Atzori 1970), verso condizioni di mare poco profondo concludendosi con arcosi e vulcaniti acide «semimetamorfiche», o meglio solo diagenizzate (v. calcedonio nei «Porfiroidi», Atzori l. c.). Presenti anche taluni livelli metaconglomeratici.

Il complesso Nord-Peloritano.

Il complesso N-Peloritano appare notevolmente più problematico per il suo carattere polimetamorfico per cui, secondo vari autori, potrebbero essere presenti anche tracce di fasi precedenti all'orogenesi ercinica stessa.

I risultati delle osservazioni petrografiche e petrologiche sui Peloritani Occidentali ci permettono di individuare una sequenza di termini a metamorfismo generale crescente, dal basso verso l'alto. Questa sequenza rovesciata risulta notevolmente smembrata, con ulteriori sovrascorrimenti e dislocazioni, marcanti via via gli stili diversi delle varie azioni tettoniche subite nel corso della storia geologica di questi terreni.

A parte queste azioni meccaniche di varia epoca alpina, un metamorfismo essenzialmente postcinematico ercinico con ambientazioni termiche anche elevate, ha spesso mascherato la sopracitata sequenza, formando metamorfiti con caratteristiche talora simili ai termini micascistoso-gneissici del precedente metamorfismo orogenico, con i quali, da parte di molti autori, le termometamorfiti sono state erroneamente confuse. Tale confusione naturalmente conduceva a costruire dei complessi apparentemente distinti dalle rocce meno metamorfosate e nelle quali l'incremento termico postcinematico era meno visibile.

Si è cercato, allora, di distinguere, fin quanto era possibile, i vari momenti metamorfici rispetto alla cristallizzazione delle varie fasi, e specialmente tenendo sempre presente il chimismo, entro certi limiti una valida costante, di queste rocce polimetamorfiche.

La composizione chimica delle metamorfiti peloritane in esame, da molti autori anche recenti ritenuta di secondaria importanza e quindi quasi completamente sconosciuta, viene a questo punto considerata uno dei più validi aiuti nel tentativo di ricostruzione geopetrografica conseguenziale e che non fosse soltanto basata su schemi ipotetici da dover riconfermare.

Il chimismo di queste rocce quindi è stato controllato con più di sessanta analisi chimiche dei termini più rappresentativi, riconoscendone tuttavia il numero ancora esiguo, ma già sufficientemente indicativo di una sequenza in ogni caso controllata con circa 2.000 sezioni sottili e con uno studio roentgenografico, ottico, ecc. sistematico delle singole paragenesi.

Delle analisi chimiche i risultati sono riportati in questa sede solo sotto forma di rappresentazioni ACF di Nockolds e A'KF di Winkler (1967) ⁽¹⁾ (fig. 2, 3).

Attraverso le varie analisi chimiche e geopetrografiche si è giunti ai seguenti risultati: la scistosità attuale delle varie metamorfiti è una S_2 (escludendo per il momento il metamorfismo posteinematico con caratteristiche termiche), impostatasi sui piani assiali di pieghe di una precedente S_1 : quest'ultima particolarmente è ancora evidente nelle rocce più metamorfiche ma sempre meno visibile, benchè le tracce siano sempre presenti, nei termini meno metamorfici. Questa superficie S_2 risulta poco inclinata o sub parallela alla serie sedimentaria originaria (Ghezzi 1967 - Dueé 1969 - Ferla 1968-1970, fot. 2, 10, 12).

Il complesso N-Peloritano si inizia quindi alla base con una sequenza di termini filladici, a metamorfismo crescente verso l'alto, a composizione pelitico-alluminifera spessissimo grafitosi (grafite quasi del tutto ordinata, Landis 1971), e con intercalazioni di marmi (spessi fino a circa 50 metri), più raramente anche dolomitici, in una ambientazione minima, che nell'area considerata, forse appena raggiunge la facies superiore del metamorfismo « barrowiano » a clorite-albite-epidoto (Ferla, 1970). Si segnalano anche dei rari livelli a clorite-cloritoide-paragonite-muscovite ⁽¹⁾.

Il chimismo di queste filladi risulta confermato nei diagrammi ACF e A'KF (fig. 2-3) relativi a campioni provenienti dalla zona di Capo d'Orlando, Piraino, Gioiosa Marea.

Particolarmente significativa la coincidenza composizionale di talune metamorfiti con paragenesi ad andalusite, sillimanite, ortoclasio e grafite, provenienti da Capo Calavà e considerate il risultato del metamorfismo termico sulle filladi (Ferla, 1968-1970).

Queste rocce filladiche possono presentare quindi rispetto ad alcune del complesso S-Peloritano anche gradi di metamorfismo simili (es. limite della isograda biotite), ma ne risultano differenziate sia per composizione, che, specialmente, per aspetto strutturale, da tener ben presente questo in una generalizzazione che vedesse i due tipi fil-

⁽¹⁾ Talune analisi sono riportate in Ferla 1968-1970 - Ferla-Negretti 1969 - Ferla-Lucido 1971, altre saranno pubblicate per esteso, insieme alla documentazione fotografica, in note di dettaglio in via di stampa da parte dell'autore del presente studio.

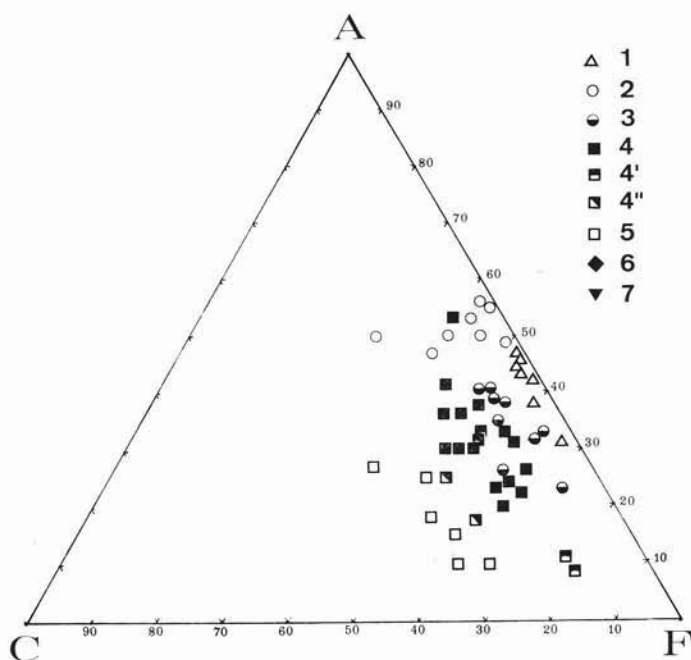


Fig. 2. — Diagramma ACF (secondo Nockolds, 1954, in Winkler, 1967).

1. Filladi e semiscisti del complesso S-Peloritano (Capo D'Orlando-Mirto-Capri Leone).

Complesso N-Peloritano

2. Filladi grafitose con intercalati marmi (Gioiosa Vecchia). Micascisti filladici granatiferi e loro equivalenti in facies termometamorfiche.
3. Micascisti a due miche e granato. Micascisti biotitici.
4. Micascisti gneissici a biot-gran. sovrastanti i marmi di Tindari-Piraino ecc.; gneis a biotite \pm muscovite \pm granato \pm staurolite \pm kianite passanti verso l'alto a gneis biotitici talora sillimanitici a struttura oftalmatica o listata per mobilizzazione plagioclasica.
- 4'. Livelli restitico-melanosomatici negli gneis oftalmatici plagioclasici.
- 4''. Livelli gneissici di transizione ai successivi:
5. Gneis anfibolici - Anfiboliti.
6. Migmatiti occhiadine K-feldspatiche.
7. Graniti migmatiteo-anatettici.

ladici come risultato di variazioni laterali, o di passaggi graduali successivi.

La paragenesi più comune è data da quarzo-albite-clorite-muscovite (con indice di cristallinità massimo), sembra quasi assente il K-feldspato di origine sedimentaria al contrario delle filladi dell'altro complesso e la clorite più comune ha contenuti uguali in Fe^{II} e Mg e moderata quantità di Al (Al^{IV} ≈ 1,5 in metà cella elementare), risultati anche questi completamente discordanti da quanto trovato da Atzori (1970) sulle cosiddette metamorfite « epizonali s.s. ».

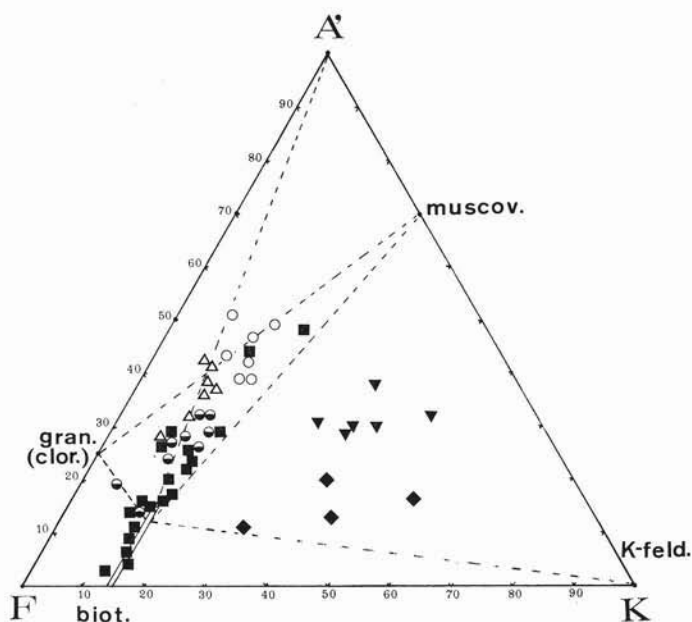


Fig. 3. — Diagramma A'KF di Winkler (1967). Per il simbolismo si rimanda alla fig. 2.

Il riconoscimento delle filladi appartenenti ai due complessi risulta, in base a quanto detto prima, spesso notevolmente difficile, quando non siano presenti le rocce a composizione particolare ad esse associate, per cui solo una analisi petrografica di dettaglio può risolvere il problema. Si è dell'avviso che questo sia stato spesso un elemento di incertezza nei vari autori di scuola prettamente geologica.

Avanzando nella serie verso l'alto, le filladi cominciano a presentare delle paragenesi che indicano un maggiore grado metamorfico quali oligoclasio, granato a composizione prevalentemente del tipo almandino, più minori quantità di Mg-Fe clorite ⁽²⁾. Il granato appare sincinemato rispetto alla S₂, per lo più rotazionale o anche a « palla di neve ».

Queste rocce in una precedente nota sono state chiamate (Ferla 1970) micascisti filladici ad oligoclasio e granato (= filladi micacee, Dueé 1969; filladi a granati, Truillet 1968 ecc.; termini della falda di Mandanici, Ogniben 1969).

L'aspetto filladico di queste rocce, altro elemento di confusione, è dato non tanto dalla grana poco visibile macroscopicamente (v. Winkler 1967) quanto dalla particolare paragenesi in cui risulta assente la biotite, col risultato di rocce lucenti, nelle superfici molto fissili, per la mica, e nelle quali risaltano i granati. I termini più prossimi nella serie alle filladi vere e proprie, prima menzionate, hanno anche un chimismo molto simile e questo dimostra il superamento della isograda a biotite e quindi della successiva a granato senza che la mica bruna compaia, in conformità con le osservazioni di Mather (1970) in metamorfiti a composizione « pelitica ». In queste rocce la biotite, quando compare è sempre postcinematica entro il granato o mimetica sulla scistosità, e legata alle fenomenologie del metamorfismo termico tardivo.

In base a quanto detto, il granato di tipo almandino in queste rocce, non è da considerarsi come risultato di un metamorfismo termico tardivo a P_{tot} relativamente bassa, nel quale lo scarso contenuto in MnO non viene riconosciuto aberrante «... car la teneur en MnO des granats pyralspites peut-être difficilement considérée comme un bon indicateur de pression (Dubois e Truillet 1971) », in condizioni evidentemente di quantità grandi di Mn disponibili ma non nel caso contrario. Ed in considerazione di ciò questi granati nemmeno sono dunque da spiegarsi come delle fasi precoci in rocce « filladiche ».

La serie metamorfica continua con termini micascistosi granatiferi nei quali tuttavia progressivamente compare anche la biotite sincinemica e il granato dimostra di essersi cristallizzato contemporaneamente o dopo la mica nera.

⁽²⁾ E' presente anche qualche rara associazione a muscovite-(Fe-Mg) clorite-cloritoide-granato-ilmenite (strada per Ficarra) alla quale si associa la biotite postcinematica, che verrà descritta in una nota a parte.

In termini chimici i diagrammi ACF e A'KF ci mostrano chiaramente come ciò sia in relazione con una variazione progressiva nella composizione del sedimento originario che risulta via via meno alluminifero e più ricco in ferro e magnesio, mentre il calcio risulta sempre piuttosto scarso. La composizione pelitico-arenacea del sedimento diventa poi tale per cui in A'KF il micascisto cade prossimo al campo della sola biotite.

Macroscopicamente queste ultime rocce definite blastopsammiti e presenti al M. Pizzicalori con uno spessore di alcune decine di metri, hanno perso l'aspetto filladico e mostrano facilmente la loro originaria natura psammitica. In esse è possibile anche individuare una leggera gradazione inversa degli originari clasti, e contengono anche sottili intercalazioni leggermente più pelitiche dove ricompaiono muscovite, granato e rara kianite. Taluni livelli anfibolici intercalati ci mostrano già una orneblenda benchè ancora poco alluminifera.

In continuità sopra le blastopsammiti micascistose a biotite e scarso granato abbiamo di nuovo calcari metamorfici (Ferla 1970). Lo spessore attualmente visibile, fra i marmi intercalati nelle filladi di Gioiosa Vecchia e quelli associati ai micascisti, è molto difficile da stabilire, a causa delle dislocazioni successive, forse dell'ordine di 1500 metri molto approssimativamente, ma originariamente doveva essere molto maggiore.

Questi calcari metamorfici, nei Peloritani Occidentali forse sono costituiti essenzialmente da un unico livello di spessore verosimilmente non costante originariamente, e rappresentato dagli affioramenti di Tindari, Rocca Timpi presso il M. Pizzicalori, Gioiosa Marea, S. Michele, S. Arcangelo, C.da Merca, Piraino e frammenti minuscoli in C.da Jannello ad occidente di Piraino e nello scoglio di Brolo.

La parte superiore di questi calcari presenta alcune intercalazioni originariamente marnose e marnoso-arenacee fino a passare gradatamente a micascisti gneissici a biotite-granato-andesina con subordinata muscovite.

Le intercalazioni marnose e marnoso-arenacee, danno luogo a tipiche paragenesi con silicati di calcio, come epidoti, anfiboli calcoaluminiferi, granato ($a_0 = 11,65 \text{ \AA}$) - plagioclasio andesinico-labradoritico o anche più ricco in Ca, ecc., tutti sincinematici. Fels riscontrati in alcune zone sono associati a cristallizzazioni postcinematiche del metamorfismo termico tardivo.

I micascisti gneissici sovrastanti i calcari, sia a Piraino, che a Tindari, presentano intercalati livelli anfibolitici talora granatiferi, e sono caratterizzati da alternanze composizionali visibili macroscopicamente e relativi ad originari livelli più o meno arenacei.

I micascisti più prossimi ai calcari metamorfici spesso ricordano molto le rocce filladico-micascistose sottostanti i marmi a biot - musc - granato-oligoclasio, ed in campagna ove situazioni tettoniche ponessero a contatto le due metamorfite risulterebbe particolarmente difficile il riconoscimento. Nei micascisti gneissici, tuttavia, senza dubbio il granato mostra le tracce di una cristallizzazione secondaria rispetto alla mica nera e questo carattere negli gneis più spinti coincide anche con gli ultimi stadi dell'evento cinematico-metamorfico.

Nei micascisti gneissici sovrastanti i marmi, tuttavia, compare, rara, la staurolite ⁽³⁾, nei soli casi in cui sia presente anche la muscovite (Monte Scitale di Piraino, fiumara S. Angelo di Brolo, C.da Coda di Volpe, presso Tindari) ecc. In qualche livello sembra comparire dopo la kianite, minerale quest'ultimo come già accennato forse già comparso sotto i calcari metamorfici. Nei livelli ancora più alti comunque la comparsa della kianite è spesso accompagnata da una minore diffusione della staurolite.

Come verrà mostrato in altra sede queste diverse paragenesi sono legate a vari fattori — a parte il chimismo delle rocce — quali incrementi metamorfici progradati, e specialmente variazioni nella f_0 .

Comunque queste paragenesi risultano essere piuttosto rare nei Peloritani occidentali per la particolare natura chimica dei sedimenti originari che subito dopo i calcari passano, attualmente verso l'alto, a sedimenti di tipo grovacca.

Nella rappresentazione ACF di Nockolds è chiaramente visibile l'addensamento dei chimismi di queste rocce nell'area delle grovacche più tipiche, dimostrando di avere in genere contenuti in calcio superiori a quelli dei sedimenti sottostanti i calcari: questo fa sì che aumenti la quantità di plagioclasio, più calcico, conferendo a queste rocce, nei termini ancora più metamorfici, un aspetto decisamente gneissico.

In rappresentazione A'KF queste rocce si addensano verso il campo della biotite evidentemente anche in corrispondenza di una natura sempre più ferromagnesiacca dell'originario sedimento con la profondità.

⁽³⁾ Questo minerale non è da confondere con l'altra fase termometamorfica tarboercinica.

Si passa quindi da micascisti gneissici granatiferi a biotite \pm muscovite \pm staurolite a gneis biotitici talora granatiferi, con intercalazioni anfibolitiche e qualche raro livello piú pelitico in cui compare la kianite, associata a biotite, muscovite, ma con staurolite e granato apparentemente in via di corrosione. In ogni caso kianite e staurolite cristallizzano verso la fine dell'evento dinamico.

I calcari metamorfici quindi segnano il passaggio alla successiva facies anfibolitica, in condizioni bariche del tipo Barrow perfettamente inquadabili con quanto supposto per i termini meno metamorfici, con P_{max} superiore a 6,5 Kb ma probabilmente non di molto ⁽⁴⁾.

Queste condizioni negli gneis piú profondi, nell'attuale sequenza piú alti, coincidono con un inizio di mobilizzazione plagioclasica anattettico-migmatica (Ferla-Negretti 1969) sin-tardocinematica, con formazione di differenziati leucocrati, raggiungendo in alcune zone uno stadio tale da formare dei termini gneissici a struttura listata o debolmente occhiadina. Queste trasformazioni forse coincidono con la cristallizzazione di aciculi di sillimantie associati a muscovite stabile, mentre la kianite appare chiaramente in via di riassorbimento.

Interessante a Capo Milazzo delle ambientazioni forse simili, studiate recentemente da D'Amico e al. (1971), nello stadio forse iniziale del fenomeno.

A questa fase del metamorfismo dinamico, verosimilmente segue un periodo di retrocessione metamorfica, ipotesi questa (Ferla 1970, pag. 538) avanzata anche da piú parti ma con caratterizzazioni diverse, dato che talune delle quali sono da ricollegare al successivo evento metamorfico.

Questa retrocessione metamorfica in ambiente statico forma dei minerali postcinematici come andalusite, Mg-cloriti, epidoti, actinolite, leucoxeno ecc. Evidentemente questi minerali si ritrovano nelle rocce di opportuna composizione chimica e quello che è piú interessante in corrispondenti metamorfiti ad originario piú alto grado metamorfico.

⁽⁴⁾ I risultati nei Peloritani Occidentali non concordano con quanto riportato da Atzori (1969), per i Peloritani Orientali, che considera un metamorfismo mesocatazonale del tipo Abukuna associato ai calcari distinto e diverso da quello Barrowiano epizonale (v. Ferla 1970 pag. 537), (Dubois e Truillet 1970). Già da tempo del resto, rilevamenti sui Peloritani Orientali fatti da parte dell'Istituto di Mineralogia e Petrografia di Palermo, hanno messo in evidenza la presenza di kianite-staurolite ecc. in formazioni simili.

L'andalusite, rara, e in porfiroblasti, è stata riscontrata in alcuni campioni (strada per Ficarra) chiaramente derivante dalla trasformazione della kianite della quale spesso non rimangono che brandelli entro la nuova fase. In questi casi non sembra si possa parlare di incrementi progradati kianite-andalusite sotto il punto triplo Al_2SiO_5 , per la natura delle metamorfite associate di tipo gneissico già con tracce di rimobilizzazione plagioclasica. Fra l'altro tali associazioni sono risultate nell'area investigata del tutto rare.

Mg-cloriti ed epidoti, sempre postcinematici, sono stati riscontrati in alcuni micascisti gneissici; cloriti entro i granati nei micascisti; il leucoxeno nelle filladi.

Per quanto riguarda specialmente l'andalusite è importante fin da ora ricordare che esiste un'altra generazione di questa fase dell' Al_2SiO_5 legata agli eventi termometamorfici postcinematici e tardorecinici. La possibilità di una loro distinzione è legata al riconoscimento di un evento dinamico deformante (postmetamorfico?) successivo al metamorfismo orogenico (con S_2 , kianite ecc.) e alla conseguente retrocessione metamorfica, ma sicuramente precedente l'evento termico tardivo.

Nelle rocce quindi che hanno solo parzialmente subito anche questo ultimo metamorfismo è possibile riconoscere insieme alle miche ricristallizzate, la kianite e la rara andalusite notevolmente deformate.

Termometamorfismo.

Questo ultimo metamorfismo come già accennato in precedenti note (Ferla l. c.) è da ritenersi completamente separato dal precedente malgrado la « contestazione » di Dubois e Truillet (ottobre 1970), che vede un passaggio progressivo e progrado kianite → andalusite → sillimanite; d'altra parte la successiva ipotesi dei due autori (aprile 1971) prevede al contrario due momenti distinti metamorfici, dei quali uno addirittura anterecinico.

Secondo quanto è stato possibile mettere in evidenza nei Peloritani Occidentali, fermo restando la evidente necessità di un approfondimento ulteriore degli studi in questa direzione, gli incrementi termici hanno sempre caratteristiche postcinematiche ed investono praticamente tutta la sequenza metamorfica precedente N-Peloritana spesso indipendente dal grado metamorfico raggiunto nella fase precedente.

Questa ultima sequenza metamorfica orogenica che nell'area in esame è attualmente disposta in situazioni monoclinali pendenti verso W, viene così interessata dal metamorfico termico con apparentemente minori gradualità di fenomenologie da N verso S e forse anche dall'alto verso il basso. Le rocce che evidentemente presentano in modo manifesto tali fenomeni sono quelle a maggiore composizione pelitica per la cristallizzazione di nuove più tipiche fasi, nelle ambientazioni termicamente più elevate.

Nelle parti più lontane interessate dal fenomeno, si hanno soltanto delle trasformazioni strutturali messe in evidenza da ricristallizzazioni in ambiente statico con poligonizzazione degli archi di mica, « mica decussata », giunti tripli in quarzo e plagioclasti, sia nelle filladi che negli gneis biotitici.

I successivi stadi vedono la cristallizzazione progressiva di rutilo in pseudomorfosi irregolari su lamelle ilmenitiche che avevano subito una precedente alterazione in leucoxeno, come nel caso delle filladi e dei micascisti granatiferi con aspetto filladico.

In queste stesse rocce con il progressivo incremento termico (Ferla 1968-1970) cristallizza la biotite in modo disordinato entro i granati talora sostituendo delle precedenti pseudomorfosi cloritiche; il plagioclasio diventa un oligoclasio calcico; la muscovite tende ad aumentare il proprio contenuto in paragonite; il granato risulta instabile e solo in condizioni locali di particolare f_0 bassa (presenza di grafite), sposta la sua composizione, specialmente periferica, sempre più, verso miscele più ricche in ferro diventando prima zonato e con chiare trasformazioni del nucleo e riducendosi poi a semplici frammenti quasi del tutto riassorbiti del mantello esterno; poi ancora abbiamo la sillimanite associata a muscovite stabile; infine si ha sillimanite con ortoclasio microperititico accompagnati da tracce di rifusione anatettica (Gioiosa Marea-Capo Calavà), mentre il plagioclasio è già una andesina con stato strutturale non più basso.

I chimismi di queste rocce a composizione pelitica in facies termometamorfiche « Abukuma », coincidono con quelle delle filladi, come prevedibile, non costituendo queste metamorfiti delle unità indipendenti dal resto dei Peloritani, com'è proposto da Dueé (1969) per Capo Calavà. L'ambientazione barica di questo metamorfismo è stato stimato a Capo Calavà intorno ai 4 Kb (Ferla 1968).

Negli gneis del metamorfismo orogenico precedente, alle fenomenologie termiche meno intense, sono legate dei minerali di neoformazione da retrocessione (Mg-cloriti, epidoti, albite ecc.). Negli stadi termici più spinti, a parte la ricristallizzazione delle vecchie fasi, solo taluni livelli a composizione più pelitica ci mostrano la cristallizzazione di minerali neogenici come staurolite, cordierite, andalusite, muscovite, sillimanite ecc. (Capo d'Orlando - Piraino - Tindari) spesso associati a porfiroblasti di kianite non ricristallizzati deformati e corrosi.

Il fenomeno postcinematico è seguito come accennato da fenomenologie anatettico-migmatiche, accompagnate da intrusioni di filoni granitici, aplitici e pegmatitici non metamorfosati ulteriormente (Ferla-Negretti 1969). Quest'ultimo fenomeno è indirettamente responsabile in seguito alla risalita di masse magmatiche anatettiche, di un metasomatismo tardivo ⁽⁵⁾, specialmente potassico interessante spesso anche precedenti gneis plagioclasici, listati o occhiadini, con termalità varie ma sempre relativamente basse (Capo d'Orlando - Punta delle Ciavole - Monte Litto ecc.), e formanti quindi un secondo tipo di gneis a porfiroblasti peclitici postcinematici di microclino spesso associati a (Fe-Mg) cloriti.

* * *

Il quadro metamorfico dei Peloritani comprende poi delle rocce classificabili come gneis occhiadini cataclastici a « composizione » spesso ortomagmatica con occhi di K-feldspato precinematico pertitico con muscovite e talora biotite. Il passaggio sempre verso il basso, alle varie metamorfiti in precedenza elencate, è caratterizzato da una fascia di cataclasiti e miloniti.

Il problema di queste rocce, forse non costituenti un altro complesso distinto dal precedente (per Dueé (l. c.) farebbero parte dell'antico « socle ») non viene affrontato in questa sede pur essendone già dall'autore della presente nota iniziato lo studio chimico sistematico e siano quindi state avanzate talune ipotesi (clastesi alpina?).

⁽⁵⁾ Non è esclusa la possibilità, che fenomenologie simili siano talora anche legate al metamorfismo ercinico precedente, benchè in tal senso siano ancora scarse le informazioni in nostro possesso.

Considerazioni geopetrografiche conclusive.

I risultati fin qui esposti per i Peloritani Occidentali non sembrano poter rientrare nello schema proposto molto recentemente da Dubois e Truillet (1971); la S_2 del metamorfismo orogenico è legata geneticamente all'evento dinamico in cui kianite e staurolite, è stato notato, hanno semmai un posto tardivo nella sequenza della cristallizzazione.

La kianite, ritenuta precedente rispetto alla S_2 , spesso in grossi idroblasti più o meno corrosi, avrebbe dovuto deformare, durante l'ipotetico stadio dinamometamorfico successivo, la nuova scistosità. Attorno la kianite non sono stati mai notati archi di mica poligonizzati dall'evento termico successivo.

Allo stato attuale si ritiene invece che vi sia stata una retrocessione metamorfica, seguita da un'altra lieve fase deformante dopo il metamorfismo orogenico responsabile della S_2 (a cloritoide-almantino-staurolite-kianite-sillimanite) e precedente al termometamorfismo (a biotite-almantino-staurolite-andalusite-cordierite-sillimanite-ortoclasio). Questi due eventi metamorfici, in mancanza di datazioni assolute, è difficile stabilire se facciano parte o no dello stesso ciclo orogenico.

E' possibile tuttavia avanzare delle ipotesi di lavoro che studi successivi estesi ad altre zone potrebbero confermare. Anzitutto sembrerebbe ormai quasi accertata l'età ercinica dei filoni granitici e pegmatitici e quindi anche dell'evento termometamorfico, sia per ragioni strutturali (le rocce legate a queste fenomenologie non hanno subito che semplici deformazioni non metamorfiche di epoca alpina), sia per analogia con talune formazioni simili in Calabria datate con metodologie assolute.

D'altra parte, come sembra, esistono nel complesso S-Peloritano delle tracce di fossili del Devonico e queste rocce sembrano, successivamente, essere state sottoposte ad un solo evento dinamometamorfico ercinico (= S_1), con pressioni nella loro parte più profonda piuttosto alte (Ferla-Lucido 1971).

Appare suggestiva così l'idea, di ricollegare questo stesso metamorfismo orogenico con quello responsabile della S_2 nel complesso Nord-Peloritano. La zona di transizione verrebbe a coincidere forse con la isograda a biotite, e in questo caso si avrebbe un quadro di un metamorfismo completo dalle condizioni di diagenesi profonda fino all'anatessi, con uno spessore totale originariamente notevole.

In questo metamorfismo (a kianite), gli incrementi di T con lo spessore della formazione sembrano comunque più rapidi rispetto a quelli relativi ad un metamorfismo di tipo « alpino » a glaucofane, mentre il successivo evento termico tardoercinico è caratterizzato da ambientazioni bariche minori ma non troppo basse.

Come logica conseguenza di quanto ipotizzato, il diverso aspetto petrografico e specialmente strutturale delle rocce appartenenti ai due complessi, potrebbe, a questo punto, spiegarsi considerando il complesso Sud-Peloritano, come la copertura sedimentaria sopra un basamento anterecinico già metamorfico (Truillet, 1968, segnala nelle rocce del complesso S-Peloritano ercinico anche un conglomerato con elementi epimetamorfici provenienti evidentemente da rocce ancora più antiche).

Questa ipotesi spiegherebbe anche la concordanza di alcuni elementi strutturali fra i due complessi, osservata da molti autori sia antichi che recenti, e responsabile, a nostro avviso, anche della mancata esatta definizione dei due complessi. E' evidente come questa concordanza strutturale (S_1 Sud-Peloritana = S_2 Nord-Peloritana) sia individuabile saltuariamente, e quindi apparentemente in modo irregolare, solo in quelle parti ancora solidali al basamento più antico e non separate dagli eventi tettonici successivi, specie quelli che, come accennato, portano le rocce più metamorfosate a sovrascorrere in falda rovesciata sulle metamorfiti della copertura.

Circa la definizione del metamorfismo con S_1 antica del complesso Nord-Peloritano, si hanno poche osservazioni al riguardo forse perchè l'evento ercinico orogenico ha avuto caratteristiche simili e prograde sulle precedenti metamorfiti; queste dovevano pure essersi formate a pressioni piuttosto elevate (p. e. assenza di biotite in metapeliti che hanno superato la relativa isograda, come da tracce, nei nuclei di alcuni granati dei micascisti filladici, di eventi di cristallizzazione di questi minerali prima della S_2 ; oppure (?) la presenza di piccoli granuli di kianite corrosi e rotondeggianti sparsi in alcune delle attuali metamorfiti (a cui probabilmente si riferiscono Dubois e Truillet 1971, quando individuano un metamorfismo anterecinico a kianite).

Il metamorfismo ercinico, probabilmente, riprende anche l'assetto strutturale del basamento, nel quale la S_1 si sarebbe deformata in archi di piega con piano assiale subparallelo alla scistosità originaria, e questo a causa delle tensioni con più facile forte componente lungo la stessa scistosità. Una riprova verrebbe data, fra l'altro, dalla presenza

dei granati rotazionali e a « palla di neve ». Evidentemente queste azioni si fanno sentire sempre meno con la profondità del basamento stesso.

Per quanto riguarda l'evento termometamorfico, il complesso Sud-Peloritano, nell'area investigata, non sembra esserne stato interessato; a parte lievi tracce di ricristallizzazioni, non si hanno ancora altre notizie al riguardo e quanto riportato in letteratura sui Peloritani Orientali non sembra ancora sufficientemente dimostrato petrograficamente.

Circa la tettonica dei Monti Peloritani Occidentali, senza entrare ancora nel merito della questione in considerazione dello scopo precipuo della presente nota, si può tuttavia fin da ora affermare che quando sia stata accertata la presenza di un basamento antercinico costituito da filladi nella parte più alta, di un successivo metamorfismo ercinico sia del basamento che della sua copertura sedimentaria, seguito a sua volta da tracce di retrocessione e di una ulteriore deformazione di minore entità, tutti questi fatti potrebbero giustificare la successiva diversa posizione delle filladi della copertura, già ubicate in una fossa antica più meridionale nei confronti del massiccio, e di porzioni dell'originario basamento, individuabile a Nord della catena Peloritana e più vicino alle grandi intrusioni erciniche della Calabria, al momento della deposizione dei sedimenti mesozoici.

Comunque, a parte talune notizie riportate da diversi autori riguardanti il capovolgimento della serie Peloritana in epoca ercinica, e concomitante con taluni eventi termici ancora non sufficientemente dimostrati, è indubbio che in epoca alpina si sono avuti dei movimenti di vasta portata che per la zona studiata, in mancanza di altri dati, in linea di massima possono così riassumersi, trovando in parte utile per questo periodo lo schema proposto da Truillet (1968):

1. - Sovrascorrimento verso Sud del basamento antico, con localmente parte delle soprastanti filladi più giovani, in falda rovesciata sulle rocce meno metamorfosate della copertura. Il rovesciamento della serie metamorfica, già ampiamente dimostrato in questa e in altre sedi, viene ulteriormente confermato dalla segnalazione di Dueé (1969) di un lembo mesozoico inglobato nei micascisti nei pressi di S. Angelo di Brolo e costituito da varie rocce nelle quali («... les gres souvent granoclassés indiquent une série en position renversée... » p. 51 l. c.).

Secondo Truillet (1968) questa fase è successiva al Berriasiano ma precedente ai sedimenti oligomiocenici arenacei che non sono stati interessati da queste fenomenologie ed è individuata nell'Ypresiano-Luteziano.

In seguito a tale spinta orogenica a loro volta le filladi Sud-Peloritane sovrascorrono sopra i sedimenti della copertura mesozoica mantenendo spesso il loro assetto in sequenza normale.

2. - Segue una fase tettonica « tangenziale superficiale » nella quale probabilmente sono da individuare alcune delle varie falde di Ogniben (1960, 1969) (altre sono legate verosimilmente alle fasi precedenti e ulteriormente riprese). A questo evento sono legate le numerose scaglie tettoniche (p. e. gli gneis occhiadini cataclastici — formati in epoca alpina (?) —), che insieme al risultato della fase precedente portano a contatto tettonico metamorfiti a grado metamorfico diverso, che da più autori sono state considerate ora come falde di terreni geneticamente non correlabili (Atzori l.c.) ora come termini di transizione regolare alle filladi del complesso Sud-Peloritano (autori di scuola francese).

3. - Infine si hanno delle complesse serie di faglie ultime delle quali con direzione N-S e rigetto verticale notevole (p. e. fiumare Nord-Peloritane; quaternario di Naso a q. \approx 500 s. l. m.; zona Gioiosa Vecchia-Patti-Tindari e finestra tettonica di Gioiosa Vecchia con aumento apparente dello spessore delle anageniti per probabili « gradinate » verso l'abitato di Patti).

Palermo, ottobre 1971.

Desidero ringraziare vivamente il Prof. Carapezza per i suggerimenti e le proficue discussioni durante la stesura del lavoro.

Al Prof. Negretti, sotto la cui direzione sono stati avviati questi studi, sono particolarmente riconoscente per l'aiuto continuo e la lettura critica del manoscritto. Un grazie sincero vada al collega Dott. Lucido per la preziosa collaborazione.

Mi è gradito infine ringraziare il Prof. Lauro, direttore dell'Istituto di Mineralogia e Petrografia di Roma, per l'interessamento all'argomento trattato.

BIBLIOGRAFIA

- ANDREATTA C. (1941) - *Studi geologici e petrografici sul cristallino dei Monti Peloritani*. Boll. R. Uff. Geol. It., 66/4 81 pp.
- ANDREATTA C. (1955) - *Polimetamorfismo e stile tettonico nel cristallino dei Monti Peloritani*. Riv. Min. Sic. 33, pp. 99-105.
- ATZORI P. (1969 a) - *Studio chimico-petrografico dei calcari cristallini della zona di Ali (Messina) e loro significato geologico*. Riv. Min. Sic. Anno XX, n. 115-117, p. 19, Palermo.
- ATZORI P. (1969 b) - *Metamorfiti a pirosseni e wollastonite nel cristallino dei Monti Peloritani (Sicilia)*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, S. F., vol. 1, Sc. Geol., pp. 163-178.
- ATZORI P. (1970) - *Contributo alla conoscenza degli scisti epizonali dei Monti Peloritani (Sicilia)*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, S. F., vol. 1, Sc. Geol., pp. 163-178.
- ATZORI P. (1970) - *Contributo alla conoscenza degli scisti epizonali dei Monti Peloritani (Sicilia)*. Riv. Min. Sic. Palermo, Anno XXI, n. 124-126.
- CIPRIANI C., SASSI F. P., VITERBO BASSANI C. (1968) - *La composizione delle miche chiare in rapporto con le costanti reticolari e col grado metamorfico*. Rend. S.I.M.P., XXIX/II, pp. 153-187.
- DALL'AGLIO M., LOCARDI E. (1967) - *Distribuzione del piombo, dello zinco e del rame nelle alluvioni dei Monti Peloritani*. Riv. Min. Sic. Palermo, XXIII.
- D'AMICO C., GUERRIERI S., MACCARRONE E. (1971) - *Notizie preliminari sulle metamorfiti di Milazzo*. Rend. Soc. It. Min. Petr., vol. XXXII, pp. 83-91.
- DUBOIS R. (1971) - *Definition d'un socle antéhercynien en Calabre*. Com. Ren. Acad. Sci. Paris, T. 272, pp. 2052-2055, Ser. D.
- DUBOIS R., TRUILLET R. (1966) - *L'évolution pétrographique des phyllades a l'approche des masses granitiques e la tectonique du cristallin des Monts Peloritains (Sicile)*. Com. Rend. Acad. Sc. Paris, T. 263, pp. 101-104, Ser. D.
- DUBOIS R., TRUILLET R. (1970) - *Condition de gisement et signification pétrogénétique des associations a disthène-andaloussite-staurotide dans les Monts Péloritains de Sicile*. Com. Ren. Acad. Sc. Paris, T. 271, pp. 1245-1248, Ser. D.
- DUBOIS R., TRUILLET R. (1971) - *Le polymétamorphisme et la structure du domaine péloritain (Sicile). La notion de socle péloritain antéhercynien*. Com. Ren. Acad. Sc. Paris, T. 272, pp. 2134-2136, Ser. D.
- DUEÉ G. (1969) - *Etude Géologique des Monts Nebrodi (Sicile)*. Thèse Doct. d'Etat. Paris, N. d'ordre A. O. 3214.
- FERLA P. (1968) - *Il settore di Capo Calavà (Prov. Messina)*. Acc. Sc. Lett. Arti Palermo, S. IX, n. 28, pp. 1-184.
- FERLA P. (1970) - *Le rocce metamorfiche del settore di Gioiosa Marea (Messina)*. Per. Miner. Roma, Anno XXXIX, n. 3, pp. 481-543.

- FERLA P., LUCIDO G. (1971) - *Le rocce di basso e bassissimo stadio metamorfico del settore Capo d'Orlando-Mirto-Capri-Leone (Messina)*. Per. Min. Roma, Anno XL, n. 1-2; pp. 67-110.
- FERLA P., LUCIDO G. (1972) - *Pirofillite nelle filladi presso Gioiosa Vecchia (Messina)*. Per. Min. Roma, Anno XLI.
- FERLA P., NEGRETTI G. (1969) - *Le migmatiti di Capo d'Orlando-S. Gregorio (Prov. Messina)*. Istituto Miner. Petr. Palermo, Quaderno n. 2, pp. 1-162.
- GHEZZO C. (1967) - *Notizie petrografiche e geologiche sui terreni metamorfici rilevati nella tavoletta II SO del foglio Castoreale (Monti Peloritani)*. Rend. Soc. It. Min. Petr., v. 23, pp. 45-57.
- GUIDOTTI (1970) - *The mineralogy and petrology of the transition from the lower to upper sillimanite zone in the Oquosoc Area, Maine*. Jour. Petrology, v. 11, pp. 277-336.
- JACOBACCI A., MARTELLI G. (1957) - *Alcuni risultati del nuovo rilevamento geologico del versante settentrionale dei Monti Peloritani*. Boll. Serv. Geol. It., vol. 79, 3°-4°-5° fasc., pp. 837-880.
- LARDEAUX H., TRUILLET R. (1971) - *Découverte de Dévonien à Dacryconarides (Tentaculites) dans les Monts Péloritains (Sicile)*. Com. Rend. Ser. Geol. Fr., pp. 122-123.
- MATHER S. D. (1970) - *The biotite isograd and the Lower Genschist Facies in the Dalradian Rocks of Scotland*. Jour. Petr., v. 11, pp. 253-275.
- OGNIBEN L. (1960) - *Nota illustrativa dello schema geologico della Sicilia Nord-Orientale*. Riv. Min. Sic. Palermo, XI, 64-65, pp. 183-212.
- OGNIBEN L. (1969) - *Schema introduttivo alla geologia del confine Calabro-Lucano*. Mem. Soc. Geol. It., VIII, pp. 453-763.
- QUITZOW M. W. (1935) - *Der Deckenbau des Kalabrischen Massivs und Seiner Randgebiete*. Abb. Ges. Wiss. Gottingen, Mat. Phys, Kl. 3 Folge, H. 13, pp. 63-179.
- SEIFERT F. (1970) - *Low-temperature compatibility relations of cordierite in haploplites of the system $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$* . Journ. Petrology, vol. 11, part 1; pp. 73-99.
- TRUILLET R. (1963) - *Sur le renversement de la série cristalline des monts Péloritains (Sicile)*. C. R. Acad. Sc. Paris, T. 257, pp. 1787-1790.
- TRUILLET R. (1968) - *Etude géologique des Péloritains orientaux (Sicile)*. These Doct. d'Etat. Paris.
- WINKLER M. G. F. (1970) - *Abolition of metamorphic facies, introduction of the four divisions of metamorphic stage, and a classification based on isograds in common rocks*. N. Jarb. Min., pp. 189-248.
- WINKLER H. G. F. (1967) - *Die Genese der Metamorphen Gestein*. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.