

MARIO BERTOLANI

LA PETROGRAFIA
DELLA COSIDETTA SECONDA ZONA KINZIGITICA
NELLE ALTE VALLI DEL MASTALLONE E DEL SERMENZA
(VALESIA) (*)

RIASSUNTO. — E' stato studiato, dal punto di vista petrografico, un largo tratto della seconda zona kinzigitica: dal crinale con la Valle Strona al Vallone di Rima (Piemonte). La serie è paragonabile a quella principale della Valsesia e della Valle Strona: un'alternanza di stronaliti, anfiboliti e calcefi, spesso attraversati da filoni pegmatitici. Queste rocce appartengono a una facies intermedia tra quella delle anfiboliti e quella delle granuliti. La differenza di grado di metamorfismo tra le rocce della seconda zona kinzigitica non è grande e aumenta da S verso N. Questo fatto concorda coll'ipotesi che la seconda zona kinzigitica rappresenti un lembo della formazione principale sovrascorso sulla formazione Sesia-Lanzo.

Le rocce della zona esaminata solo raramente non sono trasformate; di solito hanno subito una retrocessione da parziale a totale nella facies degli scisti verdi, subfacies a quarzo, albite, muscovite, clorite. Gli Scisti di Fobello e Rimella rappresentano una delle fasce più intensamente retrocesse di questa serie kinzigitica dislocata.

ABSTRACT. — A large tract of the second kinzigitic zone, from the Strona Valley to the Rima Valley (Piedmont), has been petrologically studied. The series is comparable with the main one of the Sesia and Strona valleys, which is formed of alternating stronalites, amphibolites and marbles, often crossed by pegmatitic dikes. These rocks belong to the intermediate facies between amphibolites and granulites. The difference in the degree of metamorphism in the rocks of the second kinzigitic zone is small and increases from S to N. This fact is in agreement with the supposition that the second kinzigitic zone is a portion of the principal formation that has slipped over the Sesia-Lanzo formation.

The rocks of the examined zone are almost invariably transformed; usually they have undergone a partial or complete retromorphism in the green-schists-facies, quartz-albite-muscovite-chlorite subfacies. The Fobello and Rimella schists constitute one of the most strongly laminated bands of this displaced kinzigitic series.

(*) Lavoro effettuato col contributo del Consiglio Nazionale delle Ricerche.

Introduzione.

L'esistenza di una seconda zona kinzigitica era già nota ai tempi degli studi di Artini e Melzi (1900) sulla petrografia e geologia della Valsesia. Naturalmente era indicata sotto altro nome, chè il termine « kinzigitica » fu introdotto successivamente da Franchi (1905) e ribadito da Novarese (1929, 1931). Artini e Melzi parlavano infatti di una seconda zona eruttiva, formata prevalentemente da gabbri zonati e da stromboliti, con qualche lente di marmo; ed era tanta la loro convinzione che si trattasse di un complesso eruttivo, da classificare eruttive, differenziate dai gabbri, anche le stromboliti, rocce iperalluminifere, contenenti spesso sillimanite e grafite e da usare frasi poco lusinghiere nei confronti di Schaefer (1898), che aveva indicato le rocce della loro seconda zona eruttiva col nome di anfiboliti e gneiss a granato e sillimanite.

Artini e Melzi riconoscevano però che solo la parte centrale della seconda zona eruttiva aveva gli stessi caratteri della formazione basica principale, mentre ai margini orientazioni e laminazioni facevano sfumare i gabbri zonati e le stromboliti negli scisti adiacenti, che, come è noto, venivano indicati, per la fascia passante dai paesi di Fobello e Rimella, appunto col nome di « Scisti di Fobello e Rimella » e, per le restanti zone di confine, col nome di « Gneiss Sesia ».

Franchi (1905), d'accordo con Stella (1943), introdussero il termine « Formazione diorito-kinzigitica » per l'associazione delle rocce massicce basiche con quelle di tipo gneissico e riconobbero, circa con gli stessi confini assegnati da Artini e Melzi per la seconda zona eruttiva, una seconda zona kinzigitica, formata, secondo detti autori, da un'alternanza di gneiss biotitico-granatifero-sillimanitici con lenti eruttive basiche.

La posizione della seconda zona kinzigitica veniva considerata come un'intercalazione tettonica tra la Falda del Canavese (Scisti di Fobello e Rimella) e la serie di Lanzo (Gneiss Sesia).

Ho avuto occasione di occuparmi marginalmente della seconda zona kinzigitica in occasione dello studio della valle Strona (Bertolani 1964, 1968b), scorrendo un rapporto tra essa e la formazione diorito-kinzigitica principale, assai più stretto di quanto non fosse indicato in pre-

cedenza, in quanto le metamorfiti in facies degli scisti verdi, che costituiscono gli Scisti di Fobello e Rimella, sono inequivocabilmente, nella zona esaminata, prodotti diaftoretici delle rocce della formazione diorito-kinzigitica, rappresentanti una grande dislocazione accompagnata da laminazione.

Tale concetto è stato ribadito anche in un lavoro successivo sulle masse gabbroidi delle alte valli del Mastallone e del Sermenza (Bellentani, Bertolani 1969), estendendolo anche a parti marginali degli Gneiss-Sesia, che, in alcuni casi, sfumano, con netta evidenza nelle sopra nominate masse gabbroidi. Ciò in accordo con quanto osservato da Baggio e Friz (1968) in val d'Ossola.

Lo stesso Baggio (1966) aveva affrontato il problema degli Scisti di Fobello e Rimella nell'alta val Mastallone, riconoscendo non esistente il rapporto con la falda del Canavese.

Recentemente è apparso un lavoro sulla seconda zona kinzigitica e sui rapporti con le formazioni adiacenti da parte di Carraro, Dal Piaz e Sacchi (1970). Questo lavoro che prende in particolare esame i lembi più occidentali, ma che perviene a un quadro globale dell'intera zona, se da un lato anticipa alcune considerazioni emerse nel presente studio petrografico, dall'altro mi esime dallo stendere una lunga e particolareggiata introduzione, in quanto i sopra citati autori hanno provveduto ad un'ampia illustrazione dei problemi che coinvolgono la 2^a zona kinzigitica, la formazione principale Ivrea-Verbanese e i ricoprimenti alpini. Detti autori suddividono la 2^a zona kinzigitica in tre lembi: I, seconda zona sensu-stricto (Alta valle Strona, Alta val Mastallone, Alta val d'Egua); II, Valle Vogna - Valle di Gressoney; III, piccoli lembi della Valle dell'Orco.

Le conclusioni di Carraro, Dal Piaz, Sacchi sono a favore di una identità petrografica e strutturale tra seconda zona kinzigitica e zona kinzigitica principale, con trasformazioni epimetamorfiche nella seconda zona; di una sua sovrapposizione tettonica sugli gneiss e micascisti della zona Sesia-Lanzo; di una non facile attribuzione dei fenomeni tettonici a un ciclo tardo ercinico o alpino precoce.

Ritengo che la pubblicazione del lavoro di Carraro, Dal Piaz e Sacchi non infirmi la validità delle presenti ricerche, anche per il loro carattere essenzialmente petrografico.

La zona presa in esame.

Il territorio esaminato si trova completamente a N della Linea Insubrica, che costituisce un'effettiva netta divisione tra Alpi Meridionali e Pennidi. Esso parte dal crinale della valle Strona e arriva, con andamento NE-SW, al torrente Sermenza, poco a valle di Rima.

Secondo la Geologia tradizionale questa zona confina a SE, nel tratto M. Capezzone-Fobello, con gli Scisti di Fobello e Rimella; nel tratto Fobello-Rima con gli Gneiss Sesia. Il confine NW invece è per intero con gli Gneiss Sesia.

Il rilevamento petrografico è stato eseguito con gli stessi criteri usati per la valle Strona, tenendo cioè separati, all'interno della formazione kinzigitica, i livelli stronalitici da quelli anfibolitici e da quelli di calcefiro. Le rocce divenute scistose per l'intensa azione di retrocessione, ma identificabili, talvolta anche macroscopicamente, riguardo alla loro origine, sono state indicate col nome di «scisti con relitti catazonali», in quanto il termine «rocce di transizione», che poteva più succintamente adattarsi al caso, è già stato usato dallo scrivente per indicare, nella vicina valle Strona, forme di passaggio tra la facies delle anfiboliti e quella delle granuliti.

Sono stati tenuti separati gli Scisti di Fobello e Rimella, anche se, in molti casi, la presenza di relitti indica una genesi simile a quella della categoria sopra citata.

I tipi petrografici.

Nella cosiddetta seconda zona kinzigitica si ritrovano tutte le rocce della formazione kinzigitica principale: stronaliti e gneiss biotitico-granatifero-sillimanitici, anfiboliti e calcefiri. Tuttavia assai raramente le rocce si presentano inalterate, in quanto, più o meno, le azioni del metamorfismo retrogrado nella facies degli scisti verdi ha lasciato il segno, sotto forma di trasformazioni per lo più selettive su alcuni minerali. Perciò nelle categorie seguenti, accanto a qualche roccia indenne, figurano molti tipi parzialmente trasformati. Il 50% di minerali trasformati è stato assunto come limite massimo per considerare una roccia come stronalite, anfibolite o calcefiro. Quelle con oltre il 50% di trasformazioni passano alla categoria degli scisti con relitti catazonali.

Stronaliti e gneiss biotitico-granatifero-sillimanitici.

Si presentano anche qui, analogamente a quanto si verifica nella zona kinzigitica principale, in alternanze con anfiboliti e calcefiri. Il loro massimo sviluppo è in due nuclei principali: uno centrale rispetto al territorio esaminato; comprende la cresta che va dalla Bocchetta



Fig. 1. — Tipica stronalite a monte di S. Maria di Fobello .Alta val Mastallone.

del Rosso alla Massa del Castello, avendo ad E una fascia corrispondente alla dorsale che separa il vallone di Roi dal vallone delle Piane e a W una fascia più stretta che si dirige verso Carcoforo, ma che si arresta alle Alpi Mazzuccone e La Gula. L'altro nucleo decorre parallelo al Mastallone, tra M. Tracciora e Pizzo del Moro.

Le paragenesi più comuni sono del tutto simili a quelle a suo tempo descritte per la valle Strona, la val Sabbiola e la val Bagnola. Riporto nella Tabella 1 la composizione modale dei seguenti 8 campioni:

- GR 3 - Alta valle del Mastallone, lato destro, a 100 m da Alpe Baranca.
- GR 4 - Id., lato sinistro, presso Alpe Catolino.
- GR 5 - Id., presso la Gazza.

- GR 12 - Id., nel piccolo torrente a monte di Oro dei Nivelli.
 GR 18 - Alta valle del Mastallone, presso Alpe Tignoso.
 GR 42 - Vallone di Nava, sotto Alpe Pertugio.
 GR 52 - Alta valle del Mastallone, sopra Oro dei Nivelli, q. 1820.
 GR 90 - Vallone delle Piane, sponda sinistra, oltre Alpe Quartiere, q. 1430.

TABELLA 1. — *Composizione modale
 di stromboliti e gneiss biotitico sillimanitici.*

	GR 3	GR 4	GR 5	GR 12	GR 18	GR 42	GR 52	GR 90
Quarzo	18.6	17.4	47.0	53.1	48.2	32.8	1.9	39.1
Plagioclasio	—	2.2	18.6	1.5	2.1	12.3	15.1	22.8
Pertite	—	55.4	16.5	—	—	—	—	—
Ortoclasio e microclino	—	—	—	20.2	15.3	—	—	34.2
Biotite	—	6.6	10.2	2.5	0.7	18.0	0.2	2.5
Granato	24.2	10.9	3.2	10.5	24.8	4.5	76.2	—
Sillimanite	—	6.1	0.9	11.5	7.0	—	2.7	—
Clorite	2.5	—	—	—	—	—	—	—
Sericite	51.8	—	—	—	—	14.1	—	—
Epidoto	0.8	—	—	—	—	16.6	—	—
Accessori	1.7	1.1	0.2	0.3	1.7	0.5	1.1	0.6
Opachi	0.4	0.3	3.4	0.4	0.2	1.2	2.8	0.9

Il quarzo ha come caratteristica di contenere numerosi aghetti di rutilo. Se la roccia non ha subito intense azioni di retrocessione, il quarzo non si presenta a mosaico.

Il plagioclasio talvolta è antipertitico. Generalmente hanno plagioclasio antipertitico i campioni della parte più a N, mentre gli altri hanno plagioclasio normale. Non sempre il plagioclasio è misurabile al T.U., perché è il primo minerale che si trasforma nei processi di retrocessione. La trasformazione, quasi sempre, porta a un aggregato di epidoto, sericite, albite e quarzo. Qualche volta vi è processo di totale albitizzazione, come nel campione GR 42, dove la percentuale di anortite è risultata del 10% ($2V = +82^\circ$). Misure effettuate su plagioclasii non trasformati hanno dato:

	% An	2V
GR 5	36	—
GR 52	37	+88°
GR 90	40	+83°

Si tratta perciò di valori concordanti con quelli delle zone analoghe della valle Strona.

L'*ortoclasio* o il *microclino* sono variabili come quantità e la loro maggiore o minore presenza è inversamente proporzionale a quella della biotite. Sono stati misurati al Fedoroff i seguenti valori di 2V:

GR 4 (microclino)	2V = -79°
GR 12 (ortoclasio)	2V = -78°
GR 18 (microclino)	2V = -70°
GR 90 (ortoclasio)	2V = -82°

Ortoclasio e microclino sono spesso micropertitici.

La *biotite* in alcuni casi è abbondante in altri è scarsa. Si arricchisce nella parte sud del territorio e s'impoverisce in quella nord, a favore del granato. Quando la biotite è fresca ha pleocroismo α giallino, $\beta = \gamma$ rosso bruno. Tale schema, secondo molti autori (Howie, Deer, Zussmann) è caratteristico delle biotiti ricche in titanio. Questo si accorda col fatto che quando la biotite cede il posto al granato, si formano numerosissimi aghetti di rutilo, disseminati nel quarzo e nel feldspato.

La biotite è uno dei primi minerali a risentire del fenomeno della retrocessione. Inizialmente si decolora e separa ilmenite o rutilo sagittico, poi passa a clorite.

Il granato è, come si è detto inversamente proporzionale alla biotite, come quantità. Si tratta di granato incolore in sezione sottile; di solito fratturato ma ben conservato. Per avere la trasformazione in clorite occorre che la retrocessione sia molto avanzata, in quanto il granato è uno dei minerali più resistenti alla trasformazione.

La *sillimanite* è frequente. Si riscontra nel 40% dei campioni. I cristalli sono di solito di medie dimensioni. Eccezionali i cristalli molto grandi, ma scarsi anche quelli ad abito fibrolitico. Ricordo qui che in Valle Strona si trovano cristalli grandi di sillimanite nelle pa-

ragenesi granulitiche, minuti nelle paragenesi anfibolitiche. La sillimanite tende a trasformarsi nel metamorfismo retrogrado, in sericite, con relativa facilità.

Gli accessori più comuni sono: *zirconio*, *apatite*, con assai maggiore frequenza del primo, *rutile*, *titanite*. Il rutile non rappresenta di solito un prodotto di retrocessione, ma di metamorfismo progres-

TABELLA 2. — *Analisi chimiche
di stromboliti e gneiss biotitico sillimanitici.*

	GR 3	GR 4	GR 5	GR 12	GR 18	GR 42	GR 52	GR 90
SiO ₂	50.77	48.30	64.25	63.30	43.70	61.75	42.10	72.65
TiO ₂	1.80	2.20	0.72	1.15	2.00	1.80	2.55	0.57
Al ₂ O ₃	24.01	25.22	15.15	12.83	31.90	15.60	19.74	14.20
Fe ₂ O ₃	0.97	1.02	0.84	—	0.86	0.91	1.48	0.38
FeO	9.04	12.56	5.19	7.81	12.16	4.50	20.20	0.76
MnO	0.11	0.15	0.03	0.08	0.12	0.07	0.32	0.02
CaO	0.53	0.63	2.31	0.84	0.90	2.80	2.10	2.24
MgO	3.38	4.28	2.57	2.52	5.10	4.23	7.15	0.65
Na ₂ O	1.64	0.45	2.20	1.63	0.22	2.33	0.52	2.50
K ₂ O	3.23	3.32	2.26	2.32	1.12	2.90	0.35	4.70
P ₂ O ₅	0.02	0.04	0.04	0.07	0.04	0.06	0.01	0.06
H ₂ O ⁺	3.70	1.23	1.69	1.36	1.88	2.44	2.40	1.09
H ₂ O ⁻	0.12	0.09	0.05	0.40	0.40	0.34	0.18	0.43
	99.32	99.49	99.30	99.31	100.40	99.73	99.10	100.24

sivo. E' più frequente nei campioni della parte settentrionale. La titanite invece è legata alla diaforesi. Una sola volta sono stati identificati *spinello verde* e *ortite* in cristalli bruni, metamittici. Rara la *muscovite*.

Tra i minerali opachi predomina la *grafite*, che rappresenta una delle caratteristiche di queste rocce.

Le analisi chimiche degli stessi campioni di cui è stata riportata la composizione modale, figurano nella tabella 2.

Anfiboliti.

Sono in alternanza con le stornaliti o gneiss biotitico-granatifero-sillimanitici, ma, dato che oppongono una maggiore resistenza alla trasformazione per diaforesi, in alcune serie si alternano con gli scisti, che, in tal caso, sono i prodotti di retrocessione delle stornaliti.



Fig. 2. — Ripiegamenti nelle anfiboliti della Valle del Bise Rosso, presso Alpe Chievono.

Vi sono due paragenesi principali delle anfiboliti: orneblenda, pirosseno, plagioclasio e orneblenda plagioclasio. In queste paragenesi si possono inserire: quarzo, granato, biotite e, raramente, ortoclasio. Con la retrocessione si formano actinoto, epidoto, sericite, titanite, albite, clorite, zoisite, più raramente calcite.

L'accessorio più comune è l'apatite, meno frequente lo zirconio, rara l'ortite.

Le composizioni modali di alcune anfiboliti sono riportate nella tabella 3. Le località di raccolta sono le seguenti:

GR 6 - A valle della località Piane (Alta val Mastallone).

GR 13 - A monte di Oro dei Nivelli (Alta val Mastallone).

GR 16 - A S di Oro dei Nivelli, q. 1590 (Alta val Mastallone).

GR 17 - Presso Alpe Tignoso (Alta val Mastallone).

F 61 - Presso Alpe Gula, q. 2400, valle del Cavaglione.

TABELLA 3. — *Composizione modale di alcune anfiboliti.*

	GR 6	GR 13	GR 16	GR 17	F 41
Orneblenda	9.4	14.8	64.2	61.2	50.8
Pirosseno mon.	—	1.7	—	—	8.7
Pirosseno romb.	—	29.1	—	—	—
Actinoto	—	16.5	3.6	—	4.8
Biotite	—	—	—	1.9	—
Plagioclasio	3.2	29.6	26.8	34.3	33.0
Granato	5.3	—	—	—	—
Epidoto	58.2	—	—	—	—
Sericite	14.4	—	—	—	—
Quarzo	5.9	—	—	—	—
Accessori	3.1	3.2	3.9	2.1	0.8
Opachi	0.5	5.1	1.5	0.5	1.9

L'*orneblenda* è di tipo basaltico, con pleocroismo: α giallino, β bruno rossastro, γ bruno. L'angolo assiale ottico si mantiene sui -70° , con la sola eccezione, tra i campioni esaminati, del GR 10 (Parco pubblico di Fobello).

Campione	2V	$c: \gamma'$
GR 6	-70°	16°
GR 10	-84°	13°
GR 13	-72°	15°
GR 16	-70°	15°
GR 17	-70°	14°
GR 20	-72°	14°
F 41	-70°	12°

L'orneblenda mostra una notevole resistenza ai processi di retrocessione metamorfica, tuttavia la trasformazione in *actinoto* è frequente. Spesso la parte interna del cristallo è ancora di orneblenda, ma la parte periferica è actinoto. Il pleocroismo diventa: α incolore, $\beta = \gamma$ verdino. Le altre proprietà ottiche non differiscono molto. Nel campione F 41 l'actinoto ha $2V = -76^\circ$, $c:\gamma = 18^\circ$.

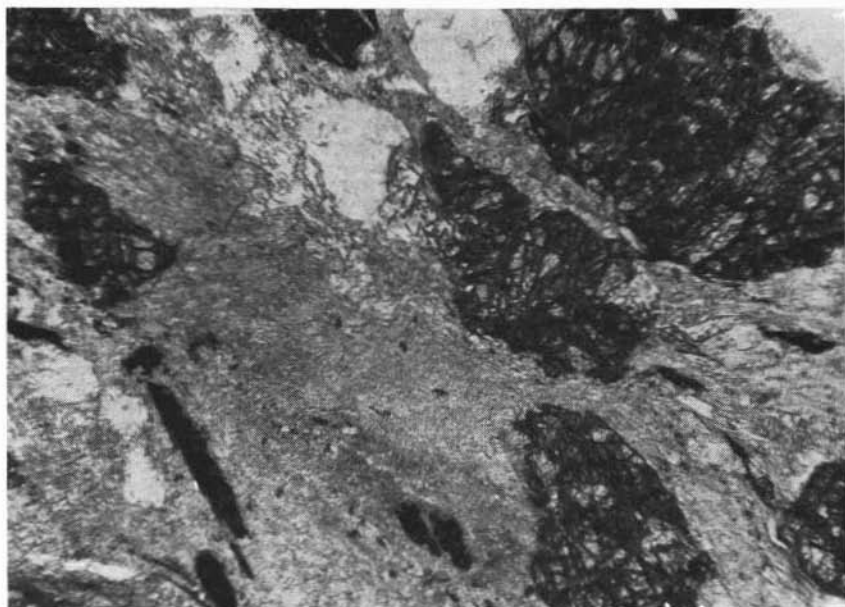


Fig. 3. — Relitti di granato in uno scisto di retrocessione. Campione GR 3, Alta val Mastallone, lato destro, a valle di Alpe Baranea.

(solo polar.; ingr. lin. 45)

Il *pirosseno rombico* si presenta pochissime volte (è comune invece nelle rocce gabbroidi della parte alta). E' pressoché incolore, segno — della birifrazione, riferibile a bronzite.

Il *pirosseno monoclinò* è più frequente. Compare nelle anfiboliti della parte settentrionale. Di solito è incolore. Le proprietà ottiche sono le seguenti:

Campione	$2V$	$c:\gamma$
GR 13	$+57^\circ$	44°
F 41	$+53^\circ$	41°

Si tratta di augite.

La *biotite*, quando è presente, è sempre scarsa. Il suo pleocroismo, a differenza di quella delle stromaliti e gneiss biotitici, va dal giallino al bruno.

Il *plagioclasio* tende a trasformarsi in aggregato di epidoto, sericite e albite. Dato che la sua resistenza alla trasformazione per retrocessione è inferiore a quella dell'anfibolo e del pirosseno, risulta completamente trasformato anche in rocce in cui orneblenda e pirosseno sono ancora freschi.

Le geminazioni più comuni sono quelle dell'albite e del periclino, spesso associate. La percentuale di anortite è la seguente:

Campione	% An	2V
GR 6	10	—
GR 13	47	+81°
GR 17	39	—88°
F 41	45	+80°

Non si tratta di plagioclasio molto calcico. In valle Strona nelle anfiboliti (Bertolani, Rivalenti 1966) si avevano termini simili a questi, ma anche termini molto calcici. Il plagioclasio del campione GR 6 è un tipico prodotto di albitizzazione.

TABELLA 4. — *Analisi chimiche di alcune anfiboliti.*

	GR 6	GR 13	GR 16	GR 17	F 41
SiO ₂	43.30	44.05	44.10	46.16	44.79
TiO ₂	0.85	3.15	2.20	2.60	0.14
Al ₂ O ₃	18.66	15.48	11.08	11.90	14.52
Fe ₂ O ₃	3.14	1.14	1.75	2.00	1.81
FeO	4.93	11.86	10.38	9.24	12.66
MnO	0.13	0.17	0.18	0.22	0.27
CaO	15.90	10.51	9.53	13.51	11.67
MgO	3.88	8.41	13.60	7.01	4.16
Na ₂ O	1.71	2.39	1.44	3.00	2.41
K ₂ O	1.25	0.78	0.80	1.10	0.99
P ₂ O ₅	0.06	0.15	0.06	0.08	0.01
H ₂ O ⁺	5.61	1.40	4.45	2.05	5.61
H ₂ O ⁻	0.15	0.12	0.05	0.33	0.15
	99.57	99.61	99.62	99.20	99.19

Il *granato*, contrariamente a quello delle stronaliti, è leggermente roseo in sezione sottile. E' scarsamente diffuso e la sua distribuzione non sembra legata a metamorfismo progressivo.

Anche il *quarzo* è poco frequente.

Tra i minerali opachi predomina l'*ilmenite*, spesso in via di trasformazione in *titanite*.

Le analisi chimiche dei campioni di cui è data l'analisi modale, sono riportate nella tabella 4.

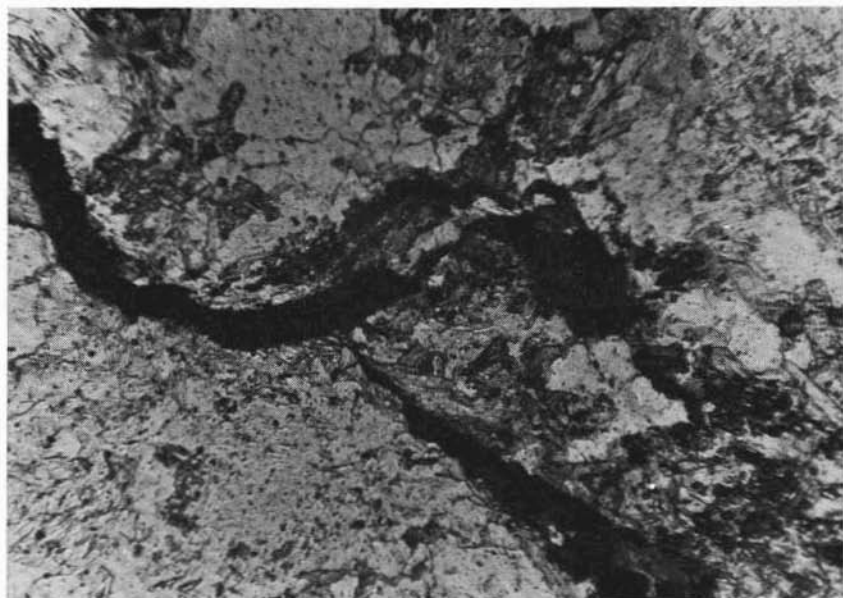


Fig. 4. — Grafite (nera) in uno scisto di retrocessione. Campione GR 7, a valle di Boco.
(solo polar.; ingr. lin. 135)

Calcefiri e rocce calcosilicatiche.

I calcefiri si riscontrano nella zona esaminata con le stesse caratteristiche di giacitura di quelli della valle Strona, o della zona kinzigitica principale della Valsesia. I processi di retrocessione possono in qualche caso trasformarli in scisti calcarei, come a S. Gottardo e nell'alta valle Strona, interpretati da Franchi (1905) come lembi di Trias, ma riconosciuti, più recentemente, oltre che dallo scrivente (Bertolani

1964), da Porada (1967) come prodotti di retrocessione di calcefi. Solitamente però la variazione è solo di tipo strutturale. Si hanno calcefi a grana più minuta, spesso a grana eterogenea, intercalati a scisti quasi completamente laminati e retrocessi.

Accade anche qui che i calcefi subiscano processi di silicizzazione, a volte anche totale. Questa trasformazione risulta precedente il metamorfismo regionale retrogrado, che anzi tende a cancellare gli effetti della silicizzazione. Le rocce calcosilatiche sono perciò rare.

Nei calcefi e rocce calcosilatiche della zona esaminata ho trovato le seguenti paragenesi:

- GR 1 - Alto bacino del Mastallone, sponda destra a q. 1460 (quarzo, plagioclasio, granato, epidoto, titanite, zircone, apatite).
- GR 95 - Vallone delle Piane, a q. 1540 sopra Alpe Piane superiore (calcite, quarzo, titanite, opachi).
- F 16 - Valle Mastallone; q. 1330, sopra Torno (calcite, epidoto, actinoto, granato, quarzo, plagioclasio, titanite, opachi).
- F 24 - A NW di Oro dei Nivelli (calcite, tremolite).
- F 29 - Valle del rio Scarpola (calcite, muscovite, quarzo, titanite, zircone, epidoto, opachi).
- F 35 - Vallone di Nava, sotto Alpe la Rossa (calcite, flogopite, tremolite, zoisite, quarzo, plagioclasio, titanite, apatite, opachi).
- F 39 - Vallone di Nava, sotto Alpe Ovaghe (calcite, actinoto, quarzo).
- F 48 - Vallone di Roi. Sentiero per la Finestra, q. 1460 (calcite, quarzo, muscovite, tremolite, titanite, opachi).

Le composizioni modali dei campioni GR 1 (roccia calcosilatica e GR 95 (Calcefiro), compaiono nella tabella 5.

I minerali presenti danno indicazione di metamorfismo non eccessivamente profondo, perciò forse risentono dei processi di retrocessione. Solo in un caso si è vista flogopite, minerale di media profondità, spesso legato alla facies delle anfiboliti, ma talvolta anche di metamorfismo più avanzato.

Il *plagioclasio* del campione GR 1 ha dato un'alta percentuale di anortite (90%), in accordo con quanto ho riscontrato in rocce analoghe della valle Strona (Bertolani 1968).

Il *granato* ha colore giallo-roseo. La *titanite* ha pleocroismo dal giallino al bruno rossastro, molto più forte di quello della titanite delle anfiboliti. Tra i minerali opachi è comune la *grafite*.

TABELLA 5. — *Composizione mineralogica di calcefiri e rocce calcosilatiche.*

	GR 95	GR 1
Calcite	90.6	—
Quarzo	9.2	0.2
Plagioclasio	—	19.2
Granato	—	37.7
Epidoto	—	36.9
Titanite	0.1	5.8
Accessori	—	0.2
Opachi	0.1	—

Le analisi chimiche dei campioni GR 1 e GR 95 compaiono nella tabella 6.

TABELLA 6. — *Analisi chimiche di calcefiri e rocce calcosilatiche.*

	GR 95	GR 1
SiO ₂	3.77	39.85
TiO ₂	0.10	1.80
Al ₂ O ₃	1.52	25.28
Fe ₂ O ₃	0.14	3.35
FeO	0.17	4.74
MnO	0.01	0.05
CaO	53.13	22.12
MgO	0.45	0.60
Na ₂ O	0.07	0.26
K ₂ O	0.09	0.21
P ₂ O ₅	0.01	0.03
CO ₂	39.48	—
H ₂ O ⁺	1.68	1.57
H ₂ O ⁻	0.15	0.18
	100.17	100.04

Pegmatiti.

Sono abbastanza diffuse; talvolta quasi integre, spesso più o meno profondamente trasformate.

I componenti delle pegmatiti sono quelli abituali: quarzo, spesso con struttura a mosaico, ortoclasio o microclino, quasi sempre microperititici. L'angolo 2V del microclino del campione GR 62, proveniente dalla parte bassa del vallone di Roi, sponda sinistra, q. 1060, è risultato -86° . Il plagioclasio è albitico, ma spesso con produzione di epidoto. La biotite è costantemente trasformata in clorite. Frequente anche la trasformazione ilmenite-titanite. Rara l'ortite, pleocroica dal giallino al bruno rosso.

La maggiore frequenza di pegmatiti è nella parte centrale e meridionale. Mancano filoni in quella settentrionale. Tale distribuzione potrebbe trovare spiegazione dal fatto che, analogamente ad altre zone dell'Ivrea-Verbanò, le pegmatiti cessano al passaggio in facies granulitica.

GR 62. <i>Composizione modale</i>		GR 62. <i>Analisi chimica</i>	
Quarzo	35.4	SiO ₂	70.25
Ortoclasio-microclino	39.8	TiO ₂	0.70
Plagioclasio	15.5	Al ₂ O ₃	14.57
Muscovite	7.0	Fe ₂ O ₃	0.87
Accessori	2.2	FeO	0.50
Opachi	0.1	MnO	0.01
		CaO	2.10
		MgO	0.80
		Na ₂ O	2.50
		K ₂ O	5.70
		P ₂ O ₅	0.01
		H ₂ O ⁺	0.22
		H ₂ O ⁻	1.12
		99.30	

Scisti con relitti catazonali.

Sono le rocce più caratteristiche di questa zona, che non trovano riscontro né nella formazione kinzigitica principale, né nei cosiddetti gneiss-Sesia.

Si tratta di rocce non in equilibrio, con una paragenesi mista, formata da tipici minerali della facies degli scisti verdi e minerali della facies delle anfiboliti o anche delle granuliti.

Il rapporto tra i due gruppi è variabilissimo; anzi, intercalati a queste rocce vi sono anche livelli filladici privi di relitti catazonali.

Rocce di questo tipo si trovano anche in alternanze negli Scisti di Fobello e Rimella e si riconoscono macroscopicamente per una scistosità più fibrosa, irregolare e discontinua.

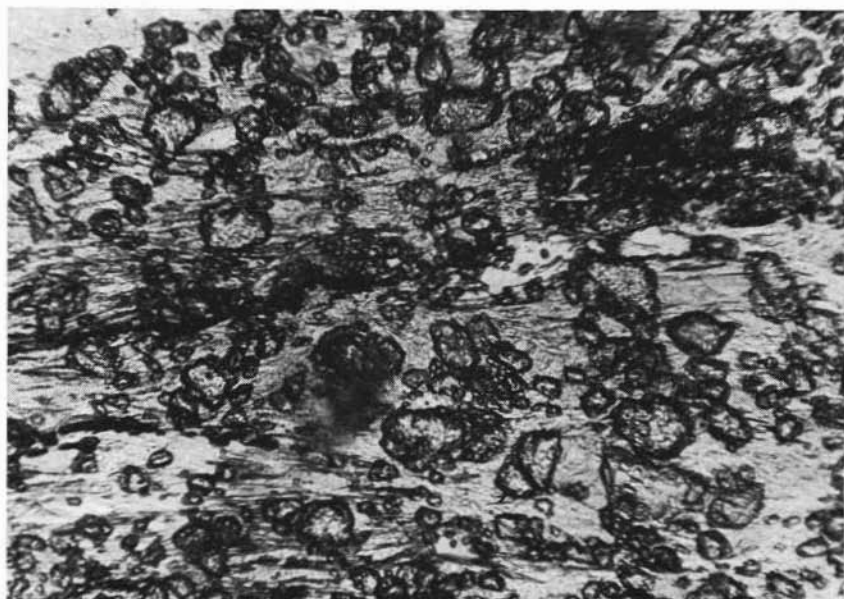


Fig. 5. — Granato di neoformazione negli scisti di retrocessione. Campione GR 15 a S di Oro dei Nivelli. (solo polar.; ingr. lin. 135)

Esiste un ordine di resistenza alla retrocessione nei minerali di queste rocce in disequilibrio, che si può desumere dalle osservazioni sui numerosi campioni esaminati, circa 80. Il minerale che si manifesta con relitti più numerosi, anche quando gli altri sono tutti trasformati, è il granato. Non v'è dubbio che si tratti di granato di vecchia generazione, in quanto appare smembrato e con trasformazione periferica in clorite. Quando è secondario è facilmente riconoscibile, in quanto si presenta in cristalli piccoli e sani.

Meno resistente del granato, ma anch'essa assai frequente in resti è l'orneblenda basaltica. E' molto comune una struttura con orneblenda al centro e actinoto secondario alla periferia.

Anche la biotite, sia pure in misura minore, si presenta in resti, assai bene distinguibili dalla biotite di neoformazione. La biotite primaria è pleocroica dal giallino al bruno rosso, quella secondaria dal giallino al verde.

La sillimanite è scarsamente resistente, trasformandosi con estrema facilità in sericite. Viene conservata solo se inclusa nel quarzo.

Tra i minerali sialici quello più resistente è l'ortoclasio, che spesso appare fratturato e ricementato, mentre il plagioclasio si trasforma totalmente in albite, sericite ed epidoto.

Il quarzo può restare inalterato attraverso i nuovi processi metamorfici, ma è difficile stabilire quando è in resti. La trasformazione risulta evidente solo quando il quarzo assume struttura a mosaico.

Tra i minerali opachi la grafite è quella che non subisce alterazioni, ma solo deformazioni meccaniche e sbriciolamenti. Si trova grafite anche in scisti di aspetto filladico. L'ilmenite tende a trasformarsi in titanite, ma spesso la trasformazione non è completa. Lo stesso accade per la trasformazione di pirrotina e pirite in limonite.

TABELLA 7. — *Composizione mineralogica di alcuni scisti con relitti catazonali.*

	GR 14	GR 20	GR 43	GR 66	F 45
Granato	18.4	1.0	—	—	—
Orneblenda	—	1.2	—	—	—
Biotite	—	0.4	—	—	—
Microclino	—	—	—	32.8	—
Quarzo	—	22.8	44.3	27.8	18.3
Sericite	58.6	7.2	—	—	—
Actinoto	—	2.9	—	—	—
Clorite	4.3	—	4.6	—	—
Epidoto	12.5	58.3	46.4	9.6	21.1
Calcite	1.5	—	—	—	—
Albite	—	1.9	—	16.5	14.7
Muscovite	—	—	—	12.1	8.1
Glaucofane	—	—	—	—	36.0
Accessori	4.5	3.3	0.7	1.0	1.3
Opachi	0.2	1.0	2.9	0.2	0.5

Tipici minerali dovuti a retrocessione sono l'albite, la sericite, la clorite, l'epidoto, l'actinoto, la titanite. Ad essi si possono aggiungere in alcuni casi: quarzo, muscovite, ortite, calcite. Eccezionale la presenza di glaucofane e di granato secondario.

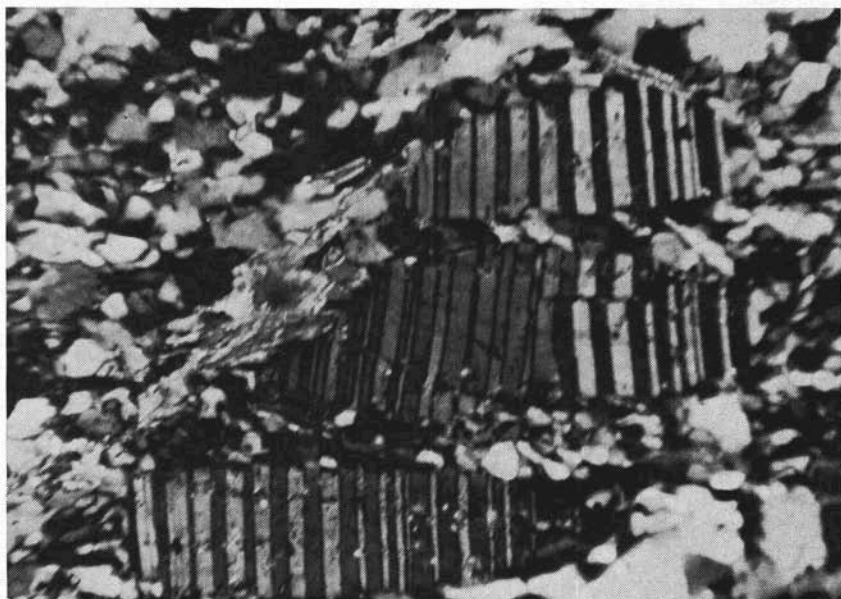


Fig. 6. — Plagioclasio fratturato, deformato e ricementato negli scisti di retrocessione. Campione GR 23, tra Boco e le Piane. (nicols iner.; ingr. lin. 135)

La paragenesi di alcuni scisti contenenti più o meno abbondanti relitti è riportata nella tabella 7. I campioni hanno la seguente provenienza:

- GR 14 - Rio a S di Oro dei Nivelli, q. 1600.
- GR 20 - Valle del Mastallone. Tra Boco e la Piana.
- GR 43 - Alpe Pertugio. Vallone di Nava.
- GR 66 - Vallone di Roi a q. 1250 sopra Alpe Giavinella.
- F 45 - Alpe del Laghetto. Alto vallone delle Piane.

Il microclino del campione GR 66 ha $2V = -84^\circ$.

Il plagioclasio del campione F 45 ha 10% An, $2V = +73^\circ$. Il glaucofane, pure del campione F 45, ha $2V = -52^\circ$, $c:\gamma = 3^\circ$. Ha pleocroismo α incolore, β violetto, γ azzurro chiaro.

L'actinoto del campione GR 70 ha $2V = -72^\circ$, $c:\gamma = 14^\circ$.

Le analisi chimiche dei campioni di cui è stata data la composizione modale sono riportate nella tabella 8.

TABELLA 8. — *Analisi chimiche di alcuni scisti con relitti catazonali.*

	GR 14	GR 20	GR 43	GR 66	F 45
SiO ₂	42.10	64.00	60.63	70.27	61.75
TiO ₂	1.95	0.85	1.31	0.79	1.10
Al ₂ O ₃	22.93	18.66	14.01	14.65	12.74
Fe ₂ O ₃	2.02	2.25	4.44	0.87	3.24
FeO	12.82	3.47	2.43	0.39	3.01
MnO	0.76	0.11	0.17	0.16	0.08
CaO	2.24	10.58	11.67	2.52	5.95
MgO	5.04	3.52	1.92	0.70	5.04
Na ₂ O	1.76	1.89	0.65	3.48	3.90
K ₂ O	3.20	1.12	0.16	4.35	0.60
P ₂ O ₅	0.09	0.04	0.07	0.01	0.04
CO ₂	0.59	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	3.44	2.66	2.50	1.47	2.08
H ₂ O ⁻	0.38	0.44	0.09	0.02	0.43
	99.32	99.59	100.04	99.68	99.96

Le formazioni confinanti.

Sui rapporti tra la cosiddetta seconda zona kinzigitica e le formazioni adiacenti si sono occupati in epoca recente Baggio (1966), Baggio e Friz (1968), Carraro, Dal Piaz e Sacchi (1970), aggiungerò solo qualche osservazione di carattere petrografico.

E' noto che tra la Linea Insubrica e la seconda zona kinzigitica sono interposti, per lungo tratto, gli Scisti di Fobello e Rimella. Esami petrografici di questi scisti effettuati nella valle del Cervo di Cer-

vatto, a Fobello, a monte di Rimella, indicano inequivocabilmente che si tratta di rocce di tipo kinzigitico e anfibolitico, nonché calcefiri, retrocesse. La laminazione può distruggere totalmente, in alcune posizioni, la primitiva paragenesi, ad eccezione della grafite, ma inter-



Fig. 7. — Orneblenda basaltica (chiazze scure) nell'actinoto (grigio). In bianco plagioclasio. Campione F 41, anfibolite parzialmente retrocessa, vallone delle Piane, presso Alpe Asino. (solo polar.; ingr. lin. 135)

calati agli scisti completamente trasformati vi sono livelli con resti di granato, orneblenda, biotite, microclino, talvolta con strutture re-litte, che indicano l'esistenza in questa zona degli stessi fenomeni osservati nella seconda zona kinzigitica. Nel vallone di Rimella, poco a monte della Madonna del rumore, cessano le granuliti basiche di tipo noritico e gabbrico e ricompaiono stronaliti, anfiboliti e calcefiri, già interessati dalle dislocazioni della linea insubrica, ma ancora perfettamente riconoscibili. Da questi tipi stronalitici e anfibolitici si passa gradualmente, per aumento della laminazione e delle trasformazioni epizonali, agli Scisti di Fobello e Rimella.

I rapporti con la formazione degli Gneiss Sesia sono più problematici. Effettivamente, come affermano Carraro, Dal Piaz e Sacchi (1970), al contatto tra la seconda zona kinzigitica e gli Gneiss Sesia esistono molto spesso miloniti. In esse troviamo solitamente i compo-

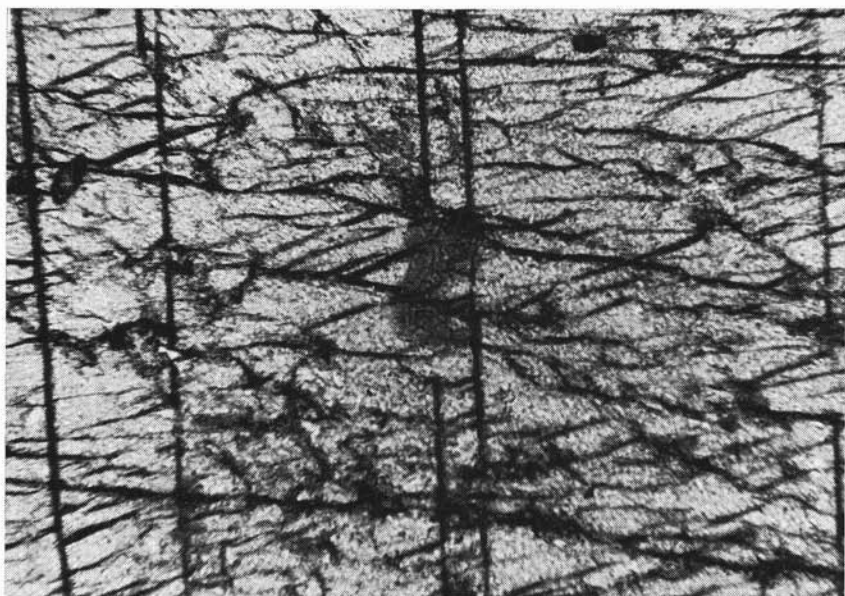


Fig. 8. — Lembi di orneblenda basaltica (scura) nel pirosseno. Camp. GR 100, anfibolite pirossenica, alta val Mastallone. (solo polar.; ingr. lin. 135)

nenti delle rocce kinzigitiche. Invece nel Vallone delle Piane, sulle creste che formano lo spartiacque, nella valle del Riale, in val d'Egua i passaggi tra le due formazioni avvengano gradualmente, anzi per alternanze, senza variare il motivo tettonico o alterare la successione litologica. Si può quindi affermare, analogamente a Baggio e Friz (1968), che, almeno marginalmente, gli Gneiss Sesia siano costituiti da una serie analoga a quella kinzigitica, s'intende, retrocessa.

Tuttavia nelle forme tipiche degli Gneiss Sesia queste derivazioni non sono accertabili, non esistendo relitti idonei ad identificare una paragenesi più antica.

Negli Gneiss-Sesia il granato e la biotite non rappresentano re-litti e di solito manca l'orneblenda. Complessivamente le rocce risul-tano in equilibrio. La presenza di molta muscovite, di biotite, di orto-clasio o microclino, di granato, accanto ad albite, clorite, epidoto, nonché la struttura massiccia danno indicazioni per la facies degli scisti verdi, subfacies a quarzo, albite, epidoto, almandino, perciò di metamorfismo più avanzato rispetto agli Scisti di Fobello e Rimella.

Conclusioni.

Lo studio petrografico della seconda zona kinzigitica, nel tratto che intercorre tra la valle Strona e Rima, ha riscontrato nelle alter-nanze della serie kinzigitica, analoghe a quelle classiche della valle Strona, della Valsesia e dell'Ossola, una facies di transizione tra quella delle anfiboliti (subfacies a sillimanite-almandino-ortoclasio) e quella delle granuliti (subfacies anfibolica). Attraverso il rapporto biotite/granato, in base alla frequenza delle antipertiti, all'abito della sillimanite e al rapporto orneblenda/pirosseno nelle anfiboliti, si può affermare che la facies più vicina a quella delle granuliti è nella parte setten-trionale della zona esaminata e, in special modo, nell'alta valle del Mastallone, mentre verso S si passa a una facies nettamente anfiboli-tica. Queste osservazioni sono in accordo con l'ipotesi di Carraro, Dal Piaz e Sacchi, che interpretano la seconda zona kinzigitica come una placca della formazione principale scivolata verso N fino alla Val-pelline. Infatti un incremento del metamorfismo da S verso N nella seconda zona kinzigitica, rappresenta un andamento analogo a quello esistente in Valle Strona e in Valsesia. Le condizioni sono simili a quelle del tratto di Valle Strona compreso tra Marmo e Preia di Forno. (Bertolani 1968b). Se si trattasse del fianco settentrionale tettonizzato e in parte laminato della supposta antiformentale avente come nucleo le masse peridotitiche, dovremmo avere un metamorfismo decrescente da S a N. Il fatto che a ridosso delle rocce di facies quasi granulitica vi siano alcune masse gabbroidi, s'inquadra bene con l'ipotesi del rico-primento proveniente dalla formazione kinzigitica principale. Le masse gabbroidi potrebbero rappresentare lembi della formazione basica so-spinti dalla falda in movimento.

Lo spostamento della placca kinzigitica, avvenuta con forte stress, non è riuscito ugualmente a completare l'opera di retrocessione per la resistenza opposta da tipi litologici molto massicci, di facies quasi granulitica, che compongono buona parte del ricoprimento. Le laminazioni e i cambiamenti paragenetici si sono perciò formati solo lungo piani di minor resistenza con formazione di metamorfiti della facies degli scisti verdi, subfacies a quarzo-albite-muscovite-clorite, con passaggi locali alla subfacies a quarzo-albite-epidoto-biotite. Il processo di diaftoresi ha assunto il suo massimo sviluppo nella parte meridionale, a ridosso della Linea Insubrica, dove costituisce quella parte fortemente laminata e retrocessa, interpretata fino a pochi anni fa come formazione a sè stante, sotto il nome di Scisti di Fobello e Rimella o Falda del Canavese. Tra le fasce di laminazione sono rimasti lembi qualche volta inalterati, generalmente solo parzialmente retrocessi. La maggior resistenza alla diaftoresi è risultata quella delle anfiboliti, che sono ancora identificabili in zone dove gli altri tipi di rocce sono stati trasformati pressoché completamente (alta valle del Cervo, confluenza del vallone di Nava, zona di Rima). Malgrado questo le stronaliti restano le rocce più diffuse, risultando prevalentemente stronalitica la placca staccatasi dalla formazione principale e sovrascorsa.

Qui non è stato effettuato uno studio sugli Gneiss Sesia, tuttavia, come si è già detto, esistono sia passaggi netti tra le rocce kinzigitiche e tali Gneiss, sia rapporti di innegabile continuità. Gli Gneiss Sesia presentano un equilibrio assai più completo degli scisti intercalati alle rocce kinzigitiche, Scisti di Fobello e Rimella compresi, e raggiungono un grado di metamorfismo leggermente ma nettamente più alto, appartenendo sempre alla facies degli scisti verdi, ma subfacies a quarzo-albite-epidoto-almandino. Riesce perciò assai più difficile lo studio su relitti mineralogici e strutturali, soprattutto per la possibilità di convergenze in una stessa paragenesi caratteristica di subfacies di elementi petrografici e strutturali diversi. Perciò nel presente lavoro non è possibile procedere oltre alla segnalazione di fenomeni di tipo locale di partecipazione di rocce della serie kinzigitica alla formazione degli Gneiss Sesia.

AUTORI CITATI

- ARTINI E., MELZI G., 1900 - *Ricerche petrografiche e geologiche sulla Valsesia*. Mem. R. Ist. Lomb. di Sc. e Lett., 18, 219-390.
- BAGGIO P., 1966 - *Il problema geologico degli « Scisti di Fobello e Rimella » nell'alta val Mastallone (Varallo Sesia, Provincia di Vercelli)*. Boll. Soc. Geol. Ital., 85, 253-273.
- BAGGIO P., FRIZ C., 1968 - *Relazioni strutturali tra la zona Sesia e la zona Ivrea-Verbano in val d'Ossola*. Schw. Min. Petr. Mitt., 48, 113-122.
- BELLENTANI M., BERTOLANI M., 1969 - *Le rocce gabbriche dell'alta Valsesia*. Rend. Soc. It. di Min. e Petr., 25, 179-195.
- BERTOLANI M., 1964 - *Le metamorfiti dell'alta valle Strona (Provincia di Novara)*. Per. di Min., 36, 1011-1032.
- BERTOLANI M., 1968a - *Le rocce carbonatate e i loro derivati nella valle Strona (Novara)*. Rend. Soc. It. di Min. e Petr., 24, 3-18.
- BERTOLANI M., 1968b - *La petrografia della valle Strona (Alpi occidentali italiane)*. Schw. Min. Petr. Mitt., 48, 695-732.
- CARRARO F., DAL PIAZ V., SACCHI R., 1970 - *Serie di Valpelline e II Zona Diorito-Kinzigitica sono i relitti di un ricoprimento proveniente dalla Zona Ivrea-Verbano*. Mem. Soc. Geol. It., 9, 197-224.
- DEER W. A., HOWIE R. A., ZUSSMANN J., 1962 - *Rock Forming Minerals*. 3, London a. Beebles.
- FRANCHI S., 1905 - *Appunti geologici sulla zona diorito-kinzigitica Ivrea-Verbano e sulle formazioni adiacenti*. Rend. R. Com. Geol. It., 36, 270-298.
- NOVARESE V., 1929 - *La zona del Canavese e le formazioni adiacenti*. Mem. descr. Carta geol. Ital., 22, 65-212.
- NOVARESE V., 1931 - *La formazione diorito-kinzigitica in Italia*. Boll. R. Uff. Geol. Ital., 56/7, 1-62.
- PORADA H., 1967 - *Zur Deutung der « Rimella Schiefer » (Canavese Zone. Alpen)*. N. Jb. Geol. Pal. Abh., 128, 299-328.
- SCHAEFER R. W., 1898 - *Der basisches Gesteinszug von Ivrea in Gebiete des Mastallone-Thales*. Tscherm. Min. Petr. Mitt., 17, 495-517.
- STELLA A., 1943 - *I giacimenti auriferi delle Alpi Italiane*. Mem. Descr. Carta Geol. Ital., 27, 9-134.