

GIOVANNA PEYRONEL PAGLIANI e ATTILIO BORIANI

MILONITI E CATACLASITI AL LIMITE FRA
« ZONA DIORITICO-KINZIGITICA » E
« ZONA STRONA ORIENTALE » NELLA BASSA
VAL D' OSSOLA E LORO SIGNIFICATO TETTONICO (*)

Durante una campagna di rilevamento, tutt' ora in corso, nella bassa V. d' Ossola, è stata individuata e delimitata una linea di scorrimento che attraversa la parte più meridionale della Valle e che non compare nei rilevamenti precedenti di altri Autori.

La fascia di rocce milonitiche forma un banco subverticale di potenza variabile da 10 a 20 metri con direzione NE-SW, intercalato in concordanza entro gli scisti biotitici e i paragneiss plagioclasici che prevalgono nella zona. La fascia milonitica compare sia sul versante orientale che su quello occidentale della valle ed è accompagnata da cataclasiti la cui tettonizzazione appare sempre meno intensa man mano ci si allontana da essa. Sul versante occidentale il banco affiora sul fondo valle a circa 150 m a N delle case di Camponi ed è rintracciabile fino a q. 560 dove scompare definitivamente sotto una grande placca morenica. Sul versante occidentale, a causa dell' intensa copertura, è stato possibile rintracciarlo solo sul fondo valle e poco sopra, sul fianco settentrionale dello sperone che si eleva nei pressi della cappella di S. Andrea (Tav. 1). La linea di disturbo scorre quindi in corrispondenza o quasi del limite segnato sulla carta geologica d' Italia al 100.000, foglio Varallo, fra la zona « dioritico kinzigitica » che costituisce la massima parte della bassa Valle del Toce e la cosiddetta « zona Strona orientale » facente parte della « serie dei Laghi ».

La denominazione « zona Strona orientale » usata per la prima volta da Artini e Melzi (1) fu poi mantenuta dal Novarese (2) per de-

(*) Lavoro eseguito presso l' Istituto di Mineralogia dell' Università di Milano, sotto gli auspici del C.N.R., nel quadro del « gruppo di ricerche geologico-petrografiche sulle Alpi ».

signare la parte più meridionale della formazione gneissico-micascistosa costituente la bassa Val d'Ossola che si differenzia dalla parte settentrionale in quanto è stata interessata da intrusioni e apofisi di rocce appartenenti alla formazione dei graniti dei Laghi e affatto indipendenti dal magmatismo basico che prevale più a nord, fino alla linea insubrica; questa divide nettamente la zona Ivrea-Verbano dalla zona radicale alpina del Canavese.

Può la linea di disturbo della bassa Val d'Ossola, che chiameremo « linea Camponi-Sant' Andrea », essere considerata come un limite fra due formazioni diverse o il suo significato tettonico è assai più modesto? Abbiamo cercato di dare una risposta a questo interrogativo in base allo studio sia delle rocce coinvolte nella milonizzazione sia delle formazioni che le fiancheggiano.

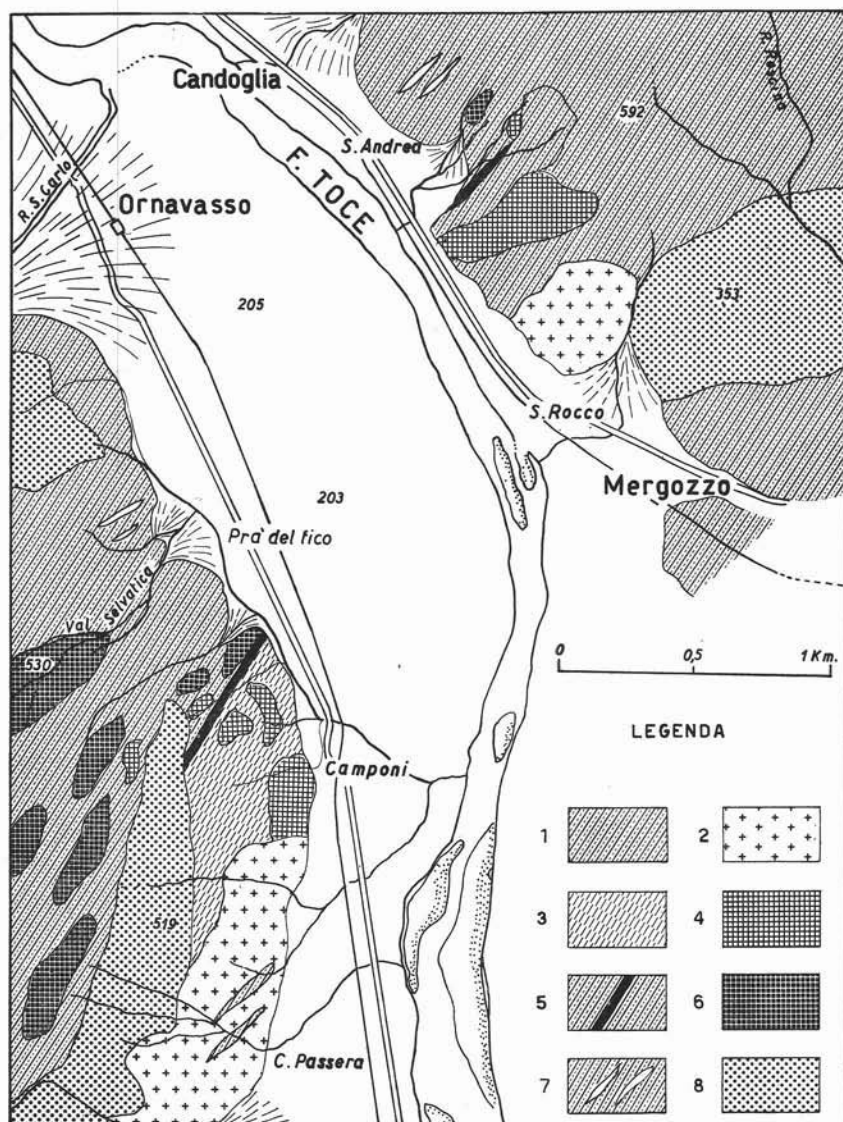
Le rocce del versante occidentale della bassa valle del Toce (dintorni di Camponi).

La linea di disturbo ha attraversato su questo versante i paragneiss della « zona Strona orientale » ed ha interessato soprattutto la « granodiorite di Camponi » a sud della linea stessa e, a nord, una formazione basica di tipo « gabbrodioritico » le cui apofisi sono state segnalate anche a quote più elevate su ambedue i versanti della valle.

Paragneiss plagioclasico biotitico: costituisce una fascia della potenza di circa 300 m intorno all'affioramento granitico dei pressi di Pedemonte; i banchi gneissici, subverticali con direzione N 50 E, sono limitati a SE dal granito stesso e a NW da una fra le maggiori apofisi della « gabbrodiorite », affiorante nei pressi di Prà del Fico. Entro ai paragneiss, poco sopra Camponi, sono incluse apofisi più o meno potenti di una facies granodioritica del granito di Pedemonte; tali apo-

SPIEGAZIONE LEGENDA TAVOLA 1

- 1) Micascisti biotitico-granatiferi, talvolta sillimanitici
- 2) Graniti di Pedemonte e di S. Rocco
- 3) Paragneiss plagioclasico biotitico
- 4) Facies granodioritiche e tonalitiche dei graniti di Pedemonte e di S. Rocco
- 5) Miloniti lungo la linea di disturbo « Camponi-S. Andrea »
- 6) Diorite anfibolica (gabbrodiorite)
- 7) Filoni di pegmatite entro i micascisti biotitico-granatiferi
- 8) Morene



Schizzo geo-petrografico della bassa V. d' Ossola

(A. Boriani).

fisi solcano fittamente la formazione gneissica, soprattutto in vicinanza della linea di disturbo, poco sopra Camponi, ove filoncelli di ogni dimensione della roccia ignea appaiono intrusi, sempre in discordanza, negli scisti che appaiono localmente piegati e fagliati; spesso le iniezioni granodioritiche hanno provocato lo spostamento della roccia in posti i cui blocchi appaiono ruotati e disseminati entro le maggiori apofisi della granodiorite, dando a tutta la formazione affiorante in quella zona l'aspetto di una vera e propria breccia di intrusione. Al contatto con i filoni magmatici gli scisti appaiono nettamente feldspatizzati e la granodiorite passa ad una diorite quarzifera fortemente biotitica.

La composizione del paragneiss è estremamente variabile da punto a punto; la facies più diffusa è rappresentata da una roccia a tessitura scistosa manifesta, con alternanze di letti più chiari e di letti più scuri ricchi di biotite. La grana è media e nel suo insieme la roccia appare compatta ed eccezionalmente fresca.

Al microscopio in sezione sottile, la struttura appare granoblastica ipidiomorfa, la tessitura parallela, la grana variabile ma per lo più media.

I componenti fondamentali sono: plagioclasio, quarzo, biotite con muscovite subordinata, raro feldspato potassico, per lo più microclino; gli accessori sono poco diffusi e rappresentati da apatite, zircone, granato e rarissimi minerali opachi. In vicinanza della zona di disturbo appaiono in quantità notevole clorite ed epidoto secondari. Inoltre lo Schilling (3) segnala per il gness biotitico affiorante a sud della lente granitica anche il distene.

Il *plagioclasio* è il componente più diffuso; per lo più idiomorfo, presenta una leggera alterazione sericitica e tracce di deformazioni sia para che posteristalline. Numerose le inclusioni « a goccia » di quarzo. Sempre geminato, per lo più sec. la legge dell'albite, più raramente dell'albite-perielino. La composizione è quella di un'andesina acida con $2V_a = 82^\circ - 84^\circ$, angolo massimo di estinzione in zona simmetrica = 15° (32% An). Effetti di deformazioni paracrystalline evidenti nell'incurvamento delle lamelle di geminazione.

Il *quarzo* è assai abbondante sia in grandi plaghe corrodenti il feldspato e le miche, a estinzione fortemente ondulata, sia in minute granulazioni risananti fratture e rinsaldanti i granuli feldspatici. In vicinanza del contatto con le rocce magmatiche numerosi i concrescimenti mirmecitici e le microimplicazioni quarzo-feldspato e quarzo-muscovite.

Il *feldspato potassico* è assai poco diffuso, soprattutto nelle zone più lontane dal contatto; è in plaghe allotriomorfe limpidissime o in minute granulazioni associato a quarzo. Talvolta è lievemente pertitico; sovente è presente la geminazione a grata del microclino. $2V_a = 76^\circ$. La *biotite* è assai abbondante in letti subparalleli in cui le singole lamelle appaiono intrecciate fra loro e talvolta perpendicolari alla direzione di scistosità. Generalmente le lamine sono notevolmente sviluppate, con forte pleocroismo dal giallo pallido al bruno; diffuse le inclusioni di *zircone* con alone policroico e di *apatite*. Sia nelle vene di biotite con cui spesso è concresciuta, sia in grandi lamine isolate la *muscovite* appare sempre subordinata alla biotite.

Nella facies più comune del paragneiss plagioclasico il *granato* è assai scarso, talvolta assente; diventa più abbondante sia al contatto con il granito sia nella zona tettonizzata.

Deformazioni e fenomeni di elatesi non sono molto evidenti, neppure nelle zone più vicine alla fascia milonitica che pure coinvolge lembi di questo gneiss; si notano solo estinzioni ondulate assai accentuate nel quarzo e minutissime fratture nel plagioclasio. E' invece evidente un metamorfismo retrogrado di epizona con comparsa di clorite, epidoto, prodotti argillosi entro il plagioclasio man mano ci si avvicina alla zona di disturbo.

La composizione mineralogica della roccia in esame, in un affioramento assai vicino alla fascia di miloniti, è data dalla analisi modale in % di volume che qui sotto è riportata:

quarzo	47,1
plagioclasio (30% An)	33,9
ortose	6,4
biotite	8,7
muscovite	2,3
granato	1,2
accessori	0,4
	100,0

Il gneiss sopradescritto passa gradualmente ed insensibilmente verso N agli scisti biotico-granatiferi, talvolta sillimanitici, della zona dioritico-kinzigitica di cui è una facies, modificata profondamente dalle iniezioni magmatiche in relazione con la massa granitica di Pedemonte che rappresenta il prolungamento, oltre le alluvioni del Toce, del granito di Montorfano.

Granodiorite di Camponi: lenti ed apofisi di questa roccia affiorano su ambedue i versanti della Valle del Toce, a quote piuttosto basse e per lo più a S della linea di disturbo. Sul versante occidentale i numerosi affioramenti, sempre discordanti, si trovano tutti al disotto di q. 350 e la maggior parte di essi si può osservare in prossimità del passaggio a livello di Camponi per circa 350 m lungo il fianco della valle, intercalati da scisti biotitici fortemente iniettati. L'affioramento più notevole che sovrasta l'abitato di Camponi dà origine, in vicinanza della zona tettonizzata, come si è già detto, ad una breccia di intrusione; in questa zona si possono osservare in breve spazio facies notevolmente diverse, dalla normale all'embrechitica all'anatessitica. Tutto l'insieme è poi attraversato da filoncelli aplitici che dislocano e cementano lembi di scisti e di roccia eruttiva. A S e a W si passa invece gradualmente al gneiss plagioclasico-biotitico.

La granodiorite dell'affioramento principale è stata descritta dallo Schilling (loc. cit.) a cui rimandiamo per la descrizione petrografica.

Secondo quest'A. la composizione mineralogica quantitativa della granodiorite tipica è la seguente:

plagioclasio (oligoclasio-andesina)	42,8
feldspato potassico	12,6
biotite	24,4
quarzo	16,3
muscovite	2,3
granato	1,6

Diorite anfibolica di Prà del Fico (gabbrodiorite di Schilling): nelle vicinanze di Prà del Fico, poco a sud di Ornavasso, affiorano alcune apofisi di una roccia di color verdastro, discordante rispetto ai micascisti incassanti, classificata da Schilling come una «gabbrodiorite».

Come risulta dalla cartina allegata, numerosi sono gli affioramenti di questa roccia, che si susseguono dalla V. Selvatica, a quota 380, fino alla linea di disturbo, in modo assai discontinuo. Essa si differenzia notevolmente dalle rocce gabbriche appartenenti alla zona d'Ivrea per la giacitura sempre discordante, la mancanza di una qualsiasi orientazione dei componenti fibrosi e lamellari e per la composizione chimico-mineralogica.

Mentre la granodiorite precedentemente descritta spinge le sue apofisi al di là della linea di disturbo, verso N, la diorite anfibolica non compare mai a sud della linea stessa. Man mano che ci si avvicina alla

zona di milonisi, la diorite appare sempre più cataclasata e fratturata fino ad essere anch'essa coinvolta nella milonizzazione insieme alle rocce scistose includenti.

Nella sua facies normale la roccia si presenta di color grigio verdastro con chiazze e vene più chiare. Ha struttura granulare ipidioromorfa con tendenza alla porfirica. Leggeri i fenomeni di clastesi e appena accennata l'alterazione degli elementi plagioclasici.

I componenti fondamentali della roccia sono solo due: il plagioclasio e l'orneblenda; accessori epidoto, apatite, clorite, quarzo e minerali opachi. Numerose e diffusissime le strutture di microimplicazione fra plagioclasio e anfibolo; quest'ultimo è sempre fortemente corroso dal primo. Il *plagioclasio* ha un notevole idiomorfismo ed è sempre geminato sia secondo l'albite, che sec. albite-Carlsbad, albite-pericelino, albite-Carlsbad-pericelino. Frequenti gli individui zonati. La composizione varia da un'andesina con il 43-45% An alla periferia ad una labradorite con 60-62% An al nucleo, come risulta da misure di angoli d'estinzione su geminati albite-Carlsbad:

	I	II	
<i>nucleo</i> :	12°	30°	
	10°	31°	$2V_{\gamma} = 84^{\circ}-86^{\circ}$
	14°	30°	

periferia: su geminati albite angolo massimo in zona simmetrica = 22°; $2V_{\gamma} = 80-82^{\circ}$.

Gli individui non zonati hanno una composizione che si aggira intorno al 35-40% di An.

L'*anfibolo* è rappresentato da un'orneblenda verde, in larghe lamine corrose dal plagioclasio. Il pleocroismo non è molto accentuato; va da n_{α} = verde pallido, n_{β} = verde azzurrino e n_{γ} = verde erba; $e:\gamma = 20^{\circ}$, $2V = 76^{\circ}$. Numerosi gli inclusi di apatite e di ossidi di ferro che si addensano lungo i piani di sfaldatura.

Rarissimo il *quarzo* in granuli minuti; *apatite* in individui idiomorfi, di notevoli dimensioni. Assai raro il pirosseno sia rombico che monoclinico.

Avvicinandosi alla zona di milonisi, la roccia subisce una sempre più intensa trasformazione; là dove la clastesi e la milonisi hanno più intensamente fratturato la roccia, successivi fenomeni idrotermali hanno provocato una forte caolinizzazione nel plagioclasio e la formazione di

vene epidotico-cloritiche in parte di neo-formazione, in parte dovute all'alterazione dell'orneblenda. Diffusi e di notevoli dimensioni in queste plaghe gli individui di pirite.

Alla periferia delle apofisi e in vicinanza della zona di disturbo la diorite anfibolica viene direttamente coinvolta nella milonisi e si trasforma in una cataclasite; assume infatti un aspetto gneissico, struttura porfiroblastica con noduli plagioclasici di notevoli dimensioni, contornati da elementi lamellari verdastrati fortemente contorti, costituiti da cloriti e da anfibolo più o meno intensamente cloritizzato. Il plagioclasio, anch'esso cataclasato e dislocato, è sempre un'andesina con il 45-50% An. Quarzo e clorite di neoformazione cementano le fratture e circondano in aggregati a mosaico gli idiolasti plagioclasici. A differenza della diorite anfibolica normale, nelle cataclasi il quarzo è assai abbondante, mentre il pirosseno rombico è totalmente scomparso.

Nella Tabella 1 e 2, accanto all'analisi chimica, all'analisi modale, la base, la cata e la epinorma molecolare e i coefficienti molecolari calcolati su di un campione di diorite anfibolica notevolmente cataclata raccolta entro una lente molto vicina alla linea di disturbo, sono riportati i dati analitici forniti dallo Schilling per la « gabbrodiorite » normale di Prà del Fico, per mezzo dei quali abbiamo calcolato la base e la catanorma, con la variante anfibolica.

Come risulta dai dati riportati nelle tabelle, i coefficienti molecolari della diorite anfibolica analizzata dallo Schilling hanno valori assai vicini a quelli di un magma normal-gabbrodioritico, mentre nella roccia tettonizzata stanno fra quelli di un magma tonalitico e quelli di un magma dioritico.

La diorite anfibolica o « gabbrodiorite » di Prà del Fico in effetti si differenzia da tutte le lenti di rocce gabbriche affioranti nella parte settentrionale della bassa V. d'Ossola, fino alla linea insubrica, sia per il diverso chimismo, assai più acido, sia per la struttura granulare senza tracce di tessiture orientate, sia per la giacitura sempre nettamente discordante rispetto alle rocce incassanti. Tutti gli affioramenti gabbriici più a N sono infatti caratterizzati da una tessitura orientata assai manifesta, resa talvolta ancor più evidente da una disposizione a bande alternativamente chiare e scure dei minerali sialici e femici componenti la roccia, perfettamente parallele alla scistosità prevalente delle metamorfite incassanti. L'ipotesi più valida per spiegare tale fenomeno, ampiamente discusso anche dallo Schilling, è quella di una « differenziazione metamorfica » dovuta ad una pressione orientata agente durante la cristallizzazione di questi filoni basici.

TABELLA 1.

<i>Gabbrodiorite di Prà del Fico</i>				<i>Diorite anfibolica tettonizzata</i>			
SiO ₂	50,42	si	120	SiO ₂	55,89	si	170
Al ₂ O ₃	15,72	al	22,0	Al ₂ O ₃	17,23	al	31,5
Fe ₂ O ₃	2,07	fm	45,9	Fe ₂ O ₃	1,47	fm	36,5
FeO	7,92	c	23,8	FeO	6,85	c	22,1
MnO	0,16	alc	8,3	MnO	—	alc	9,9
MgO	7,39	k	0,05	MgO	3,71	k	0,15
CaO	9,38	mg	0,57	CaO	6,70	mg	0,47
Na ₂ O	3,41	c/fm	0,52	Na ₂ O	2,85	c/fm	0,64
K ₂ O	0,28	Q	29,8	K ₂ O	0,80	qz	30,4
TiO ₂	1,28	L	36,0	TiO ₂	1,03	ti	2,4
P ₂ O ₅	—	M	34,2	P ₂ O ₅	0,97	p	1,1
H ₂ O ⁻	—	π	0,45	H ₂ O ⁻	0,15		
H ₂ O ⁺	1,96	γ	0,18	H ₂ O ⁺	2,22		
	<hr/>				<hr/>		
	99,99				99,87		

Analista: Hügi (3)

Analista: A. Boriani

Magma: gabbrodioritico
(tipo normalgabbrodioritico)

Magma: quarzodioritico (tipo
tonalitico) passante al dioritico

% modale in volume		% modale in volume	
quarzo	assente		20,3
plagioclasio	52,2		41,6
orneblenda	42,8		13,6
pirosseno	3,1	assente	
clorite	assente		11,6
sericite	»		8,7
apatite	0,3		1,7
titanite	0,8		0,3
minerali opachi	1,8		2,2

TABELLA 2.

Gabbrodiorite di Prà del Fico

Base		Norma		Variante		} 52 (50% An)
Kp	0,5	Or	0,8	Ab	26,0	
Ne	18,6	Ab	31,0	An	26,0	
Cal	16,4	An	27,3	Ho	43,0	}
Cs	5,9	Wo	7,9	Mt	2,2	
Fs	2,2	Hy	11,2	Ru	0,9	}
Fa	9,5	En	20,8	En	0,8	
Fo	15,6	Mt	2,2			}
Q	30,4	Ru	0,9			
Ru	0,9					

Composizione orneblenda normativa (Ho)

*Diorite anfibolica tettonizzata*

Base		Norma		Variante		} 50 (50% An)
Kp	2,8		Or 4,7	Ab	25,0	
Ne	15,8	Q 43,9	Ab 26,4	An	25,0	
Cal	17,8	L 40,2	An 29,7	Ho	13,0	}
Sp	2,6	M 17,7	Cord 4,7	Muse	6,0	
Fs	1,6	π 0,48	En 9,0	Clor	11,6	}
Fa	8,4	μ 0,40	Hy 10,1	Q	15,8	
Fo	6,8	α 2,9	Mt 1,6	Cp	1,7	}
Q	41,7		Ru 0,8	Ru	0,8	
Ru	0,8		Cp 1,7	Hm	1,1	}
Cp	1,7		Q 11,3			

La zonatura in essi non è sempre egualmente evidente ma decresce da N verso S e così la tessitura orientata; la diorite di Prà del Fico infatti, che si trova all'estremo limite della formazione basica, è nettamente discordante e non reca traccia nè di zonatura nè di allineamento. Queste osservazioni hanno portato l'A. sopra citato a fare una sintesi cronologica per quanto riguarda le intrusioni gabbriche della bassa V. d'Ossola. Vi sarebbe stata cioè una continuità di intrusioni da N verso S dal momento iniziale di un'orogenesi fino al suo termine, dalle rocce ultrabasiche a N fino alle rocce acide, granitiche, a S. La diorite di Prà de Fico, posta nella zona di passaggio fra rocce derivate dal magmatismo basico e susseguenti rocce acide, è con ogni probabilità un ibrido formatosi in seguito all'assimilazione da parte del magma gabbrico di zolle scistose; su di essa, messasi in posto probabilmente in una fase tardiva dell'orogenesi, non avrebbe agito la pressione orientata che aveva provocato l'allineamento nei filoni più settentrionali. L'arricchimento in SiO_2 nelle facies più cataclasate deriva infine da azioni idrotermali probabilmente susseguenti alla milonisi.

Le miloniti: le rocce coinvolte nella milonisi sul versante occidentale sono in massima parte i paragneiss plagioclasico-biotitici e la diorite anfibolica in essi inclusa. Mentre quest'ultima sfuma gradualmente in una vera e propria cataclasite, indi in una milonite, i paragneiss mostrano scarsi e poco appariscenti fenomeni di tettonizzazione anche a grande vicinanza della zona di disturbo.

Lo spessore medio della zona entro la quale le rocce possono venire considerate delle vere miloniti non supera i 20 m; esse formano un banco che affiora sul fondo valle a circa 150 m a nord delle case di Campioni ed è rintracciabile in vari affioramenti fino a q. 560 dove viene ricoperto da una grande placca morenica.

Le rocce più fortemente tettonizzate hanno color grigio verdastro, talvolta omogeneo; talaltra appaiono costituite da bande sinuose di color grigio e di color verdastro alternate. La roccia è fittamente attraversata da piccole fratture risanate da epidoto e clorite. La grana finissima non permette di distinguere macroscopicamente i singoli componenti. Al microscopio è evidente e marcata una struttura milonitica notevolmente accentuata e in alcune plaghe una tessitura zonata. Negli stadi di tettonizzazione più avanzata tutta la roccia appare costituita da un feltro milonitico in cui è possibile riconoscere solo il quarzo in un impasto di granuli stirati, a forte estinzione ondulata e clorite ed epidoto in bande più o meno piegate. Quarzo di neoformazione è assai

diffuso nelle vene cloritiche o nella massa epidotica risanante tutto un fitto intreccio di fratture che solcano la roccia e che si anastomizzano fra loro.

Il plagioclasio, soprattutto nella diorite anfibolica cataclasata e nelle miloniti da essa derivate, si può presentare sia relativamente fresco nei tipi meno tettonizzati, anche se fortemente fratturato e suddiviso in frammenti, sia in parte sericitizzato o caolinizzato, fino a scomparire totalmente nelle rocce più fortemente laminate e retromorfosate, da considerarsi vere ultramiloniti.

Le rocce del versante orientale della bassa Valle del Toce (dintorni di S. Andrea).

Su questo versante la linea di disturbo scorre entro i micascisti biotitici, talvolta sillimanitici, della zona dioritico-kinzigitica nei quali sono incluse, a nord del banco milonitico, apofisi di diorite anfibolica intensamente tettonizzata, filoni pegmatitici, lenti calcaree; a sud invece affiora una lente di granodiorite, passante a diorite quarzifera al contatto con i micascisti biotitici.

A differenza di ciò che si osserva sul versante opposto, non sono state ritrovate apofisi della roccia granodioritica a nord della linea di disturbo; il passaggio fra roccia magmatica e scisti è in questo versante graduale e di tipo migmatico; non si notano fenomeni di iniezione così diffusi ed evidenti come sul versante occidentale. Sono invece su questo versante molto più accentuati anche a qualche centinaio di metri dalle miloniti i fenomeni di tettonizzazione e di retromorfismo; ne è un esempio la lente granitica affiorante in prossimità di Mergozzo — segnalata erroneamente sulla carta geologica d'Italia come « gneiss molto biotitico a grossi elementi » — estremamente tettonizzata e retromorfosata; essa costituisce (v. Schilling, op. cit. e Huttenlocher, 4) un'apofisi del granito di Montorfano che con ogni probabilità è stata coinvolta nella dislocazione che ha dato origine alla linea di disturbo di Camponi.

Purtroppo la fitta vegetazione e le coltri detritiche hanno ostacolato notevolmente il rilevamento su questo versante.

Micascisti biotitico-granatiferi, talvolta sillimanitici: costituiscono la parte più meridionale dell'estesa formazione di parascisti di catazona che occupa gran parte della superficie della bassa Val d'Ossola, fra la linea insubrica a N e i graniti dei Laghi a S. Essi formano banchi raddrizzati con direzione WSW - ESE e includono in concordanza apofisi di rocce gabbriiche della zona di Ivrea, lenti calcaree, calcefiri, fi-

loni pegmatitici e quarzosi; nella ristretta zona che ci interessa includono una piccola lente di diorite anfibolica in tutto simile a quella del versante opposto e vari affioramenti di rocce granitiche e granodioritiche.

I micascisti biotitico-granatiferi hanno color grigio scuro, con tonalità violacee o brunee, sono fortemente scistososi, ricchi di lenti feldspatiche e quarzose subparallele.

Al microscopio, in sezione sottile, evidente la struttura lepidoblastica a grana media e una tessitura zonata caratterizzata da lenti micacee molto contorte e da vene formate da una massa di fondo quarzoso-plagioclasica racchiudente frammenti corrosi e spostati di biotite. Numerose e talvolta abbastanza fitte le micropieghe ed evidente la clastesi.

Componenti fondamentali sono quarzo, biotite, plagioclasio, talvolta sillimanite. Gli accessori apatite, zircone, clorite, muscovite, granato. Quest'ultimo è in quantità variabile, talvolta è assai abbondante.

Il quarzo è il componente più diffuso; in grandi elementi dai bordi sinuosi, a forte estinzione ondulata, ricchi di minute inclusioni o in plaghe costituite da piccoli individui di neoformazione. Corrode fortemente e sostituisce biotite e plagioclasio.

La biotite è pure abbondante, in letti subparalleli molto contorti; quasi sempre freschissima, in lamine idiomorfe fortemente pleoeroiche dal giallo chiaro al rosso bruno. Frequenti le inclusioni di zircone di notevoli dimensioni con vistose aureole policroiche.

Il plagioclasio è in questi micascisti nettamente subordinato al quarzo e alla biotite, a differenza che negli scisti gneissici affioranti più a Nord. Sempre allotriomorfo e in individui privi o poveri di lamelle di geminazione, è risultato un oligoclasio con 20-25% An; ha infatti estinzione massima in zona simmetrica di 12° ; $2V_\alpha = 84^\circ-86^\circ$. Lieve la sericitizzazione; fratturazione molto accentuata.

La sillimanite è abbondante soprattutto nei micascisti biotitici passanti agli gneiss kinzigitici prevalenti più a N. E' in grossi fasci sfrangiati, talvolta in concrescimenti paralleli con la biotite.

Il granato è in grandi individui leggermente rosati; poca la muscovite, generalmente concresciuta con la biotite, in lamine sempre ben sviluppate. Scarsi clorite, epidoto; abbastanza diffusa l'apatite in grandi individui notevolmente fratturati. I minerali opachi sono rappresentati soprattutto da magnetite.

Avvicinandosi alla linea di disturbo diminuisce la grana, scompare la sillimanite e si accentuano gli effetti di clastesi fino a giungere, con il progredire dell'influenza delle deformazioni, a micascisti milonitici, indi a miloniti.

Granodiorite: sul versante occidentale la granodiorite affiora entro gli scisti biotitici in vicinanza della cappella di S. Andrea (Candoglia); il contatto scisti-granodiorite è graduale e non presenta, come si è già detto, quei vistosi e diffusi fenomeni di iniezione e di sintesi presenti sul versante opposto della valle.

Il primo affioramento, di modesta estensione, appare sul sentiero che sale dalla cappella di S. Andrea alla Colma, a q. 280; qui la granodiorite si presenta in apofisi, discordanti rispetto agli scisti, che includono numerosi lembi di roccia incassante. Un affioramento più esteso occupa una larga parte del versante da q. 350 fino al fondo valle; al contatto con gli scisti la granodiorite passa ad una diorite quarzifera molto ricca di biotite e granato, priva o quasi di feldspato potassico; per un continuo aumento nelle percentuali di granato, di quarzo e biotite questa roccia sfuma nello scisto biotitico.

Macroscopicamente la diorite quarzifera si presenta di color grigio, con struttura granulare a grana media, tessitura leggermente orientata negli affioramenti più vicini al contatto. Al microscopio la roccia mostra una struttura granulare ipidiomorfa, grana da media e minuta; la clastesi è assai spinta. Frequenti i relitti scistosi di dimensioni estremamente variabili.

I componenti fondamentali sono: plagioclasio, biotite e quarzo; gli accessori granato, apatite, minerali opachi, rara tormalina, clorite, sericite e sostanze argillose secondarie.

Il *plagioclasio* è il componente più diffuso, in individui di dimensioni notevoli, generalmente idiomorfi. Presenta sempre geminazioni secondo la legge dell'albite, albite-periclino, albite-Carlsbad e albite-Carlsbad-periclino; alterazione irregolare, in alcune zone assai intensa, in genere di tipo argilloso, più raramente sericitico. Gli angoli di estinzione misurati su geminati albite-Carlsbad e i valori di $2V$ ($2V_y = 88^\circ$) corrispondono a quelli di un'andesina con il 40% di An. Le deformazioni sia parà che postèristalline sono negli individui plagioclasici assai evidenti e diffuse; esse hanno portato all'incurvamento delle lamelle di geminazione, ad una forte estinzione ondulata, indi a fratture con spostamento talvolta risanate da quarzo in aggregati minutissimi e da clorite.

La *biotite* è molto abbondante, soprattutto là dove la diorite è più vicina al contatto; ha le stesse caratteristiche della biotite della granodiorite.

TABELLA 3.

Diorite quarzifera (S. Andrea)

SiO ₂	57,88	si	187	% modale in volume	
Al ₂ O ₃	17,70	al	33,5	plagioclasio	43,3
Fe ₂ O ₃	0,36	si	187	biotite	25,3
FeO	6,22	fm	34	quarzo	24,0
MnO	0,10	c	17,5	granato	1,4
MgO	3,37	alc	15	clorite	3,0
CaO	4,99	k	0,35	sericite	1,6
Na ₂ O	3,11	mg	0,49	accessori	1,4
K ₂ O	2,59	ti	2,96		
TiO ₂	1,12	p	0,69		
P ₂ O ₅	0,56	c/fm	0,50		
H ₂ O —	0,08	qz	+ 30		
H ₂ O +	1,83				
	<u>99,91</u>				

Analista: A. Boriani.

Magma: quarzodioritico (tipo tonalitico).

Base				Catanorma		Variante	
Kp	9,4			Or	15,7	Ab	28,5
Ne	17,1	Q	41,8	Ab	28,5	An	22,1
Cal	14,6	L	41,3	An	24,2	Musc	1,5
Sp	1,8	M	16,8	Cord	3,3	Bi	23,2
Fs	0,4	π	0,35	En	8,4	Ant	2,6
Fo	6,3	μ	0,44	Hy	9,6	Gr	1,0
Fa	7,4	α	+ 2,5	Cp	0,6	Ru	0,9
Ru	0,9			Ru	0,9	Cp	0,6
Cp	0,6			Mt	0,6	Hm	0,2
Q	41,5					Q	19,2

} 50,6 (46% An)

Il *quarzo* è piuttosto scarso; però anch'esso aumenta con l'avvicinarsi alle rocce scistose; assai diffuse le microgranulazioni ricementanti in vene e in aggregati minutissimi le fratture diffuse in tutta la compagine della roccia.

Anche il *granato* è presente in quantità molto variabile; è sempre in idiomorfi di notevoli dimensioni, freschi, talvolta fortemente cataclasati. Abbondante l'*apatite*. La *tormalina* è rara, in individui prismatici, assai minuti, di color verde pallido, con pleocroismo non molto intenso dall'incolore al verde pallido.

I coefficienti molecolari calcolati dall'analisi (Tabella n. 3), fanno ascrivere questa roccia al magma normal quarzo dioritico di Niggli.

Come appare dal confronto delle tre analisi modali qui sotto riportate, la graduale scomparsa del feldspato potassico, l'aumento nel tenore di biotite e di granato, sempre più accentuato mano mano che si passa dalla roccia granitica alla granodiorite alla diorite quarzifera, provano l'intensità dei fenomeni di assimilazione che ha subito il magma granitico al contatto con le rocce in posto.

	Granito di S. Rocco (Schilling)	Granodiorite Camponi (Schilling)	Diorite quarzifera (Boriani)
Plagioclasio	20,2	42,8	40,7
Ortose	37,6	12,6	—
Quarzo	34,2	16,3	24,0
Biotite	7,6	24,4	25,3
Muscovite	0,4	2,3	1,6
Accessori	n. d.	n. d.	3,9
Granato	—	1,6	1,4

Confrontando la diorite anfibolica cataclasata, estrema differenziazione del magmatismo basico a N della linea di disturbo e la diorite biotitico quarzosa, estrema differenziazione del magmatismo acido a S della linea stessa, ci si trova di fronte a due rocce miste, facies fra loro eteromorfe, presentanti un chimismo quasi eguale; in effetti solo la loro composizione mineralogica testimonia della diversa origine.

La *diorite anfibolica non quarzifera* affiorante a N della linea di milonisi è su questo versante rappresentata da poche e ridotte apofisi, intensamente cataclasate.

Le miloniti: si presentano su questo versante in banchi subverticali con direzione N 65° E, non molto potenti, talora contorti. La roccia milonitica appare talvolta compatta, nerastra, con aspetto quasi selcioso, a frattura concoide, talaltra a bande alternate, le une nere selciose, le altre grigiastre, minutamente scagliose. Le prime, là dove appaiono pieghe accompagnate da piccole faglie, sono state strizzate, stirate e frantumate entro la massa più plastica delle seconde.

Al microscopio le vene più scure si rivelano formate esclusivamente da individui allungati e stirati di quarzo limpidissimo, a estinzione netta e quasi contemporanea. Le vene scagliose sono invece costituite da brandelli di scisto biotitico fortemente laminato e contorto, immersi in una pasta minutissima cloritico-sericitica. Nei brandelli scistososi sono ancora riconoscibili lamelle di biotite cloritizzata racchiudenti occhi costituiti da *plagioclasio* intensamente cataclasato, pressochè inalterato, raramente geminato; come il *plagioclasio* degli scisti biotitici non tettonizzati, è risultato un oligioclasio con 25% An (angolo massimo di estinzione in zona simmetrica = 12°; 2Va = 88°). Il *quarzo* in queste vene è pressochè assente e così il *granato* ridotto in minutissimi frammenti. E' invece assai diffusa una *tormalina* giallognola, abbastanza nettamente pleocroica, disposta in adunamenti di notevoli dimensioni di minuti granuli ad eguale orientazione ottica; essa sovente cementa e risana le fratture degli individui plagioclasici. La milonisi ha quindi con ogni probabilità su questo versante coinvolto non solo gli scisti incassanti ma anche filoni pegmatitici qui tutt'altro che rari.

Nelle dirette vicinanze del banco milonitico le lame di diorite anfibolica e di diorite quarzifera appaiono trasformate in cataclasiti, ricche di fratture risanate da clorite ed epidoto, con i plagioclasii intensamente sericitizzati, piegati e fratturati e le nicchie e gli anfiboli sfrangiati e contorti, spesso completamente sostituiti da epidoto e clorite.

Considerazioni conclusive.

Riassumendo, le caratteristiche petrografiche delle formazioni affioranti dalle due parti della linea di disturbo che attraversa la parte più meridionale della bassa V. d'Ossola sono:

Sul versante occidentale, a N della linea di disturbo:

1) Micascisti biotitico-granatiferi, passanti verso sud a paragneiss plagioclasico-biotitici più o meno intensamente permeati da materiale granitico.

2) Diorite anfibolica e gabbrodiorite

3) Piccoli lembi di diorite quarzifera, rappresentanti le ultime propaggini (modificate per sintesi e assimilazione delle rocce scistose in posto) dei graniti dei Laghi.

A Sud della linea di disturbo:

4) Paragneiss plagioclasico-biotitici.

5) Lenti granodioritiche passanti verso sud a graniti.

Sul versante orientale la successione è analoga; manca solo la formazione dei paragneiss plagioclasico-biotitici per cui la linea di milonisi è fiancheggiata da ambo i lati dagli scisti biotitico-granatiferi.

La tettonizzazione ha coinvolto tutte le rocce sopraelencate dando origine ad un banco di rocce milonitiche che corre parallelo alla direzione degli strati delle formazioni metamorfiche, e a cataclasiti più o meno fortemente fratturate e retromorfosate. In generale la tettonizzazione aumenta di intensità da N verso S e da W verso E.

Da quanto è stato detto sopra si può quindi affermare che la « linea di Camponi - S. Andrea » non separa due formazioni diverse; in effetti se la formazione dioritico-kinzigitica nella bassa Val d'Ossola è nettamente e inequivocabilmente separata dalla zona radicale alpina, verso N, dalla linea insubrica, verso Sud essa sfuma insensibilmente nella formazione dei Laghi, senza soluzione di continuità. Non ha quindi ragione di esistere una « zona Strona orientale » in quanto i paragneiss biotitico-plagioclasici che la costituiscono non sono altro che scisti biotitico-granatiferi fortemente modificati dalle iniezioni granitiche provenienti dai grandi massicci dei Laghi.

Il movimento tettonico che ha dato origine alle miloniti della bassa Val d'Ossola deve essere pur esso ricollegato alla messa in posto dei graniti ed è probabilmente dovuto ad una reazione disarmonica fra le rocce che stanno a N della linea di dislocazione, per lo più scistose e plastiche, e le rocce che stanno a S, molto più rigide e resistenti. Esso è stato certamente posteriore alla consolidazione di tutte le rocce affioranti nella zona, ad eccezione dei filoni aplitici tardivi che, nella zona estremamente disturbata al di sopra di Camponi, là dove affiora la breccia eruttiva granodioritica, riempiono e risanano le fratture formatesi entro i blocchi della roccia eruttiva e i vuoti fra una zolla e l'altra dei relitti scistosi.

Per quanto riguarda la posizione cronologica della tettonizzazione si potrebbe pensare, in base alle osservazioni qui sopra riportate e ai

dati che emergono dai più recenti studi sulla zona Ivrea-Verbanò (3,5) o su formazioni analoghe (Andreatta, 6), che essa si sia formata o perlomeno impostata alla fine del miagmatismo che ha dato origine ai graniti dei Laghi. Poichè pare accertato, in seguito alle ultime ricerche sull'età dei graniti di Baveno e di Montorfano (7), che questi siano sicuramente prealpini, probabilmente ercinici, la tettonizzazione potrebbe essersi effettuata durante le ultime fasi di quella orogenesi. Le miloniti e le cataclasiti formatesi in questo periodo furono poi riprese da azioni dinamiche successive (con ogni probabilità alpine) che portarono alla formazione di pieghe e di piccole faglie fig. 1 ed alla frat-



Fig. 1. — Milonite tormalinifera localmente piegata e fagliata, nei pressi della Cappella di S. Andrea.

turazione, talvolta con spostamento, delle vene epidotiche e cloritiche formatesi in un periodo antecedente di blastesi nonchè alla minuta fratturazione dei grandi individui di tormalina gialla di cui è ricca la milonite sotto Sant' Andrea. Sempre in fase alpina, si è per ultimo avuto un'intensa alterazione idrotermale con formazione di nuovo epidoto e clorite, cementanti le fratture neo-formatesi, e la deposizione di notevoli quantità di solfuri, soprattutto di pirite.

In merito, tuttavia, ad una definitiva datazione degli eventi tettonici che hanno condotto alla formazione della « linea Camponi - S. Andrea » ci riserviamo di portare ulteriori contributi quando saranno concluse le ricerche ora in corso sulle miloniti e cataclasiti di quel tratto della linea insubrica che attraversa la parte più settentrionale della bassa Val d' Ossola.

Milano. Settembre 1961. Istituto di Mineralogia, Petrografia e Geochimica.

BIBLIOGRAFIA

- (1) ARTINI E. e MELZI S., *Ricerche petrografiche e geologiche sulla Valsesia*. Ist. Lomb. Sc. e Lett. Milano, 1900.
- (2) NOVARESE V., *La zona di Ivrea*. Boll. Soc. Geol. It. XXV. Roma, 1906.
- (3) SCHILLING J., *Petrographische-geologische Untersuchungen in der unteren V. d' Ossola. Ein Betrag zur Kenntnis der Ivrea-zone*. Boll. Svizz. di Min. e Petr. Zurigo, 1957. Vol. 37.
- (4) HUTTENLOCHER H., *Beitrage zur Petrographie des Gesteinzuges Ivreazone. Der gabbroiden Gesteine von Anzola*. Boll. Svizz. di Min. e Petr. Vol. 22. Zurigo, 1942.
- (5) BERTOLANI M., *La formazione basica « Ivrea-Verbano » e la sua posizione nel quadro geologico-petrografico della bassa Valsesia e del Biellese*. Per. di Min. Anno XXVIII, n. 2-3. Roma, 1959.
- (6) ANDREATTA C., *La formazione gneissico-kinzigitica e le oliviniti della Val d' Ultimo (Alto Adige)*. Mem. Museo Storia Nat. della Venezia Trid. Vol. III, fase. 2. Trento, 1935.
- (7) IAGER E. e FAUL H., *Age measurements on some granites and gneisses from the Alps*. Bull. Geol. Soc. Am. Vol. 70, 1959.