

CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE
CENTRO DI STUDI GEOLOGICI E PETROGRAFICI SULLE ALPI

CLAUDIO D'AMICO

LA ZONA CRISTALLINA
AGORDO - CEREDA

—
*(Con una carta geologico-petrografica,
dieci figure nel testo e nove tavole)*
—



PADOVA
SOCIETÀ COOPERATIVA TIPOGRAFICA
1962

Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell' Università di Padova

Volume XXIII

Nel ricordo del mio Maestro
CIRO ANDREATTA

INTRODUZIONE (*)

La zona cristallina Agordo-Cereda si estende, per una lunghezza di circa 13 km ed una larghezza media di 3 km, tra la cittadina di Agordo e i pressi di Passo Cereda, trovandosi a cavallo tra le provincie di Trento e di Belluno. La forma dell'intera zona è ovale allungata, con disposizione NE-SW.

Morfologicamente essa rappresenta una depressione tra la massa altimetricamente molto elevata del Gruppo delle Pale di S. Martino e i gruppi, pure parecchio elevati, del Monte Pizzòn e del Piz di Segròn (Alpi Feltrine). Tale situazione morfologica è diretta conseguenza della situazione geologica, caratterizzata quest'ultima dalla presenza di una stretta fascia anticlinalica compresa tra due più ampie zone sinclinaliche; nella zona anticlinalica l'erosione ha messo a nudo l'infrastruttura cristallina; ai lati invece i terreni dolomitici triasici (dolomia ladinica e norica), in posizione sinclinalica, hanno rappresentato un più efficiente ostacolo all'erosione stessa. Un tipico caso quindi di inversione di rilievo.

I rapporti tra la massa cristallina e le formazioni non metamorfiche sono stati trattati abbastanza esaurientemente da G. DAL PIAZ (1912, 1918) e da B. CASTIGLIONI (1939), e abbisognano qui di pochi cenni soltanto. Sul lato nord-ovest della fascia cristallina si sovrappongono in successione stratigrafica più o meno normale i vari piani dal verrucano al ladinico; faglie e pieghe-faglie con scorrimenti ed eventuali ripetizioni di serie esistono come fatti di estensione locale. Del tutto diverse le relazioni sul lato sud-est, dove le masse metamorfiche vengono a contatto tettonico direttamente con i terreni triasici, lungo una dislocazione potente che è il locale proseguimento della linea della Val Sugana. Verso NE e SW l'ampiezza della dislocazione diminuisce e la linea unica si risolve in una serie di scorrimenti minori, che caratterizzano zone tettonicamente meno elevate, dove i terreni scistoso-cristallini non giungono ad affiorare.

La zona cristallina Agordo-Cereda è da collegare strettamente, nel suo significato geologico regionale, alle altre masse cristalline delle Alpi meridionali, in particolare al cristallino di Cima d'Asta ma anche, più alla lontana, alla regione metamorfica

(*) Il presente lavoro, eseguito nell'Istituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università di Bologna, e già compreso nel programma di ricerche del Centro di Studi per la Petrotettonica del C. N. R., viene pubblicato a cura del Centro Studi di Petrografia e Geologia dell'Università di Padova e della sezione di Bologna (IX) del Centro Studi Geologici e Petrografici sulle Alpi del C. N. R.

Bressanone-Val Pusteria-S. Stefano di Cadore, oltre che con la piccola zona di Re-coaro. La sua piccola estensione e la varietà di tipi litologici che la costituiscono ne fanno un buon campione per lo studio petrografico delle metamorfite sudalpine.

Le notizie petrografiche che si possono ritrovare sulla zona Agordo-Cereda sono piuttosto scarse e poco approfondite. I lavori esistenti trattano soprattutto della tettonica regionale e delle masse mineralizzate di Vall'Imperina (pirite) e Vallalta (cinabro), soffermandosi sulle relazioni genetiche tra queste e la linea Vallalta-Agordo. Questa dislocazione viene definita da MOJSISOVICS (1879) e TARAMELLI (1882, 1883) come proseguimento della « frattura Val Sugana-Cemelico » e riconosciuta più tardi da G. DAL PIAZ (1912, 1918) e dagli autori successivi come lo scorrimento dell'ala sud-orientale di una grande piega anticlinale che ha portato ad un livello molto alto l'infrastruttura cristallina, eliminando i terreni tra questa ed il trias superiore (« piega-faglia Valle Imperina-Vallalta »).

Per quanto riguarda le definizioni petrografiche non si va, a quanto mi risulta, più in là dello STACHE (1874) il quale per la « zona Agordo-Primiero » cita un « gruppo delle filladi quarzifere - rocce semi cristalline ricche in quarzo con talco e grafite ». Anche MOJSISOVICS (1879) parla genericamente di filladi, talora di filladi quarzifere, di talcoscisti, di « Thonschiefer », di « talkige, zuweilen auch quarzreiche Schiefer » che attorniano il giacimento piritifero, senza dare alcuna altra più precisa definizione.

TARAMELLI (1882), pur mantenendosi su un mero piano descrittivo, offre un primo tentativo di distinzione, riconoscendo tra le « rocce scistose precarbonifere » questi tipi: « talcoscisti biancastri », scisti argillosi neri non fossiliferi con pirite e quarzo, una « spilite anfibolica » associata a cloritoscisti verdi somiglianti alle rocce verdi carniche. La mancanza di masse calcaree gli suggeriva l'ipotesi di una età pre-siluriana. Successivamente lo stesso TARAMELLI (1883) ribadendo simili concetti e precisando alcune osservazioni, attribuiva agli « argilloscisti micacei, talcosi e quarzosi » senza calcari, non confrontabili con le rocce carbonifere e siluriane carniche, un'età protozoica, ponendoli nel gruppo più antico degli scisti del Bellunese.

BLAAS (1903) e TRENER (1902-1913; 1923-1924) fanno solo un limitato cenno a filladi esistenti a Cereda, considerandole propaggine di quelle di Cima d'Asta. DE MARCHI (1906) descrive il giacimento piritifero chiuso « entro un rivestimento di scisti feldispatici chiari, racchiusi a loro volta da scisti neri » associati a generici « scisti cristallini (azoici o almeno paleozoici) ».

G. DAL PIAZ (1912) correla come TRENER la massa Agordo-Cereda a quella di Cima d'Asta e applica ad entrambe criteri stratigrafici distinguendo tre gruppi: « A) La parte più giovane della massa scistosa è costituita da filladi feldispatiche, qualche volta quarzifere, di colore vario... Le assise superiori, al contatto con le arenarie del Groden, sono spesso di tipo ardesiaco, come per esempio al Col de Foia presso Agordo. B) Più antichi... sono degli altri scisti micaceo-talcosi... della Val Sarzana e della Valle del Mis. C) Gli scisti... più antichi dei precedenti sono fortemente micacei, sericitici, più chiaramente cloritici... con aspetto argentino-madre-

perlaceo... In alcuni punti essi passano a gneis, che in specie di lenti pare compaia a vari livelli ». Le rocce del gruppo A, per analogia litologica con tipi delle Alpi occidentali, vengono dubitativamente attribuite al carbonifero; quelle del gruppo C sono dette di probabile età prepaleozoica.

In un successivo lavoro G. DAL PIAZ (1918) avvicina piuttosto gli scisti dell'Agordino a quelli del Comelico e riconosce che « dal punto di vista petrografico formano una serie assai complessa » accompagnata da « masse eruttive diabasiche ». Rispetto agli scisti del Comelico « nella conca di Agordo e nel bacino del Mis la descritta massa scistosa appare leggermente più cristallina; questo carattere si accentua ancor più nella Valle di Primiero e nella massa di Cima d'Asta, per modo che... si può ritenere che il metamorfismo aumenti da oriente verso occidente. Nel loro insieme questi lembi scistosi del Comelico e dell'Agordino rappresenterebbero adunque la continuazione... della catena paleozoica carnica ».

BIBOLINI (1924) cita nei pressi del giacimento di Vall'Imperina « dioriti, porfidi e porfiriti di tipo besimauditico » che apparterebbero « all'attività endogena prepermiana (probabilmente carbonifera) ». Egli cita inoltre la locale esistenza di due diverse facies della serie metamorfica: una quarzo-anfibolico-cloritica e una seconda carbonioso-grafitica.

KLEBELSBERG (1928, 1935) riprende le idee di G. DAL PIAZ e nomina un livello più profondo a tipi gneissici (gneis filladici, « Augengneis ») e uno più alto a filladi. Prevarrebbero ovunque le filladi quarzifere; scarse sarebbero le filladi carboniose.

Una più specifica ricerca petrografica è fatta da CASTIGLIONI (1935), il quale suddivide le metamorfite di Agordo-Cereda nei due gruppi di parascisti e di ortogneis. Nel primo gruppo egli distingue: filladi quarzifere, scisti grafitici, paragneis muscovitici, quarziti micacee e una varietà « data da scisti scuri tenaci, particolarmente ricchi di anfiboli ». Al gruppo degli ortogneis CASTIGLIONI attribuisce le « dioriti, porfiriti e porfidi besimauditici » di BIBOLINI; egli riconosce un prevalente carattere occhiadino degli gneis e la loro eventuale trasformazione in « rocce bianche, a superfici untuose, ricche di sericite, caolino e talco ». Lungo la Val Sarzana è notato l'affioramento di « una roccia verde cloritico-anfibolica », cui viene attribuito il carattere di porfirite laminata e che viene dubitativamente collegata alle vulcaniti permiane. Malgrado varie intercalazioni e sfumature reciproche dei diversi termini, sembra all'autore di poter riconoscere una fascia più o meno assiale dell'affioramento costituita da ortogneis, attorniata ai lati dai terreni parascistosi. L'età degli scisti sarebbe sicuramente precarbonifera ma non sicuramente protozoica. Per la costituzione tettonica della zona CASTIGLIONI accetta la visuale di G. DAL PIAZ.

In un lavoro successivo (1939) lo stesso autore ripropone un'analogia descrizione e si ispira alla stessa visione d'insieme. Così pure nei Fogli « Feltre » e « Belluno » della Carta Geologica d'Italia.

Una breve nota preliminare sulla stessa zona è stata di recente da me pubblicata (D'AMICO, 1959), per dare notizia di alcune prime osservazioni. Molto recentemente è uscito un lavoro di ACTERBERG (1961), nel quale viene sviluppata la tettonica del

basamento cristallino delle dolomiti e nel quale si tratta specificatamente anche della zona Agordo-Cereda. Petrograficamente il lavoro si limita a descrizioni generiche, utilizzando anche alcune mie comunicazioni orali in uno stato ancora di precoce elaborazione. I risultati tettonici di questo lavoro saranno discussi alle pagine 61-62.

PETROGRAFIA, CHIMISMO E PETROGENESI DELLE ROCCE CRISTALLINE

Sono stati distinti nella zona cristallina di Agordo-Cereda i gruppi di rocce che vengono elencati di seguito. Si riconoscono, e talora sono frequenti, sfumature fra un gruppo e l'altro; così pure entro ciascun gruppo sono possibili suddivisioni ulteriori.

- 1 - Rocce filladiche.
- 2 - Filladi a blastesi ⁽¹⁾ muscovitica postcinematica.
- 3 - Filladi e gneis filladici a blastesi albitica postcinematica.
- 4 - Filladi carboniose.
- 5 - Adinoli scistose.
- 6 - Paragneis porfiroblastici albitici a sericite e cloriti.
- 7 - Porfiroidi.
- 8 - Rocce verdi.
- 9 - Paragneis albitico-muscovitici.

I gruppi 1-8 costituiscono una formazione mista, spesso con intercalazioni e sfumature reciproche; il gruppo 9 costituisce una formazione omogenea sottostante alla precedente.

1. - ROCCE FILLADICHE.

A) PETROGRAFIA

Le rocce filladiche sono alquanto diffuse nella zona Agordo-Cereda, con tipi che variano da quarziti a filladi sericitiche e gradualmente sfumano verso le filladi a blastesi postcinematica o ai paragneis porfiroblastici albitici. Aspetto, colore, consistenza sono variabili in funzione soprattutto della composizione e di alcune caratteristiche di compagine; prevalgono le rocce molto scistose ma non mancano alcuni tipi quasi massicci. Il colore varia da toni biancastri a toni grigio-scuri, grigio-verdi grigio-bruni o rossastri. Sono molto diffuse delle intercalazioni, lenti, ghiandole di quarzo bianco o bianco-grigio.

Il campo di composizione è molto ampio, tanto da poter schematizzare i seguenti sottotipi, tra i quali esistono tutti i più sfumati o veloci passaggi: *quarziti*,

⁽¹⁾ Per i criteri d'uso del termine « blastesi » o « metablastesi » (SCHEUMANN, 1936) si veda la discussione già pubblicata (D'AMICO, 1961); v. anche ANDREATTA, 1961.

filladi quarzifere, filladi quarzifero-albitiche, filladi sericitico-quarzifere, filladi sericitiche. Prevalgono i tipi intermedi.

L'albite ha composizione Ab_{100} o molto vicina ⁽¹⁾; raramente è geminata a due individui. La *mica bianca* è quasi sempre microscagliosa, colorata in verde chiaro, spesso un po' pleocroica con $Z > X$; per essa si adopererà il termine di *sericite*, com'è uso comune nelle descrizioni petrografiche. Molto più rara e limitata nella sua distribuzione è la *muscovite* in lamelle singole e ben definite. Le *cloriti* sono date spesso da *pennina* verde, con la caratteristica birifrangenza anomala, oppure da termini verdi, a birifrazione non troppo bassa e allungamento positivo delle lamelle, la cui posizione nei normali schemi di classificazione delle cloriti su base ottica non è chiara. Molto rara è una *biotite* rossastra, a medio pleocroismo e media birifrazione, secondaria su clorite. *Calcite, ematite e idrossidi di ferro, sostanze carboniose, tormalina verde e verde bruna, apatite, zircone, zoisite, magnetite, pirite, titanite, granati* sono presenti in quantità accessorie o soltanto in modo sparso.

La compagine delle rocce filladiche è complessa e varia. Vi si riconoscono normalmente due serie di superfici orientate ⁽²⁾, una delle quali (S_1) è sempre fortemente ondulata e dà luogo, per una sorta di ultrapiiegamento, alla seconda serie (S_2) (tav. I, fig. 1, 2, 3); quest'ultima coincide con la scistosità rilevabile in campagna. S_1 rappresenta l'originaria stratificazione, come indicano la frequente alternanza su di essa di bande di colore, la successione di straterelli o lenticelle a diversa composizione, la disposizione di residui blastosammitici (tav. I, fig. 4), di straterelli o lenticelle di sostanze carboniose, di calcite ecc. Si può inoltre osservare un'alternanza, ancora secondo S_1 , di letti carboniosi e di letti terrigeni, alternanza che viene smembrata dallo sviluppo delle superfici S_2 . Ancora secondo S_1 si sviluppano intercalazioni quarzose relativamente potenti, alla cui genesi è in realtà molto probabile che cooperi una segregazione sinmetamorfica operante una certa differenziazione.

Di rado si osservano parti nelle quali S_2 non si è sviluppata. In modo quasi generale invece il piegamento di S_1 secondo macro- e micro-pieghe, genera il sorgere di piani di taglio S_2 (tav. I, fig. 1, 2, 3), i quali nella loro media sono coincidenti con i piani assiali delle pieghe stesse e possono stare, rispetto a S_1 , in qualsiasi posizione da subperpendicolare e subparallela, a seconda della posizione tettonica di osservazione. I nuovi piani di taglio formano su S_1 prevalentemente angoli tra 30° e 60° . Il movimento di porzioni lungo di essi è ridotto, tanto che si può ricostruire facilmente la originaria alternanza di letti secondo S_1 (tav. I, fig. 3).

Lo sviluppo della scistosità trasversale S_2 si manifesta con grande facilità nelle parti sericitico-cloritiche o nelle parti miste quarzo-albitico-sericitico-cloritiche, mentre più raramente interessa i letti granoblastici sufficientemente estesi e le intercalazioni di quarzo; anzi è osservazione comune che le superfici S_2 si spengano contro di essi (tav. II, fig. 1) risolvendosi in pieghe di più ampio raggio.

⁽¹⁾ $2Vz = 74^\circ-80^\circ$; la proiezione dell'indicatrice e dei poli dei piani di sfaldatura o di geminazione dà valori angolari valevoli per l'albite pura secondo le curve di KÖHLER e VAN DER KAADEN.

⁽²⁾ Per la doppia serie di superfici orientate sarà usata quasi sempre la terminologia di SANDER (1948-50): S_1, S_2 , piani S; qualche volta si parlerà anche di prima e seconda scistosità (v. D'AMICO, 1961).

Le superfici S_2 hanno spesso il semplice significato meccanico di piani di rotura e di taglio e vengono sottolineate soltanto dalla presenza di idrossidi limonitici o di sostanze carboniose. Con altrettanta frequenza però si manifesta sulle superfici S_2 una ricristallizzazione orientata a vario stadio di sviluppo (tav. II, fig. 2) che può giungere fino alla avanzata obliterazione del motivo preesistente (tav. II, fig. 3) per formazione di bande sericitiche.

Quarzo, apatite, zircone, granati e tormalina sono in parte sotto forma probabile di residui elastici. Il quarzo stesso in gran parte, l'albite, la sericite e le cloriti ricristallizzano invece in momenti successivi, determinando variabili rapporti pre-, sin- e post-cinematici rispetto alla deformazione su S_2 .

Il diverso comportamento delle parti sericitico-cloritiche o miste, che tendono a micropieghearsi e a laminarsi, rispetto alle intercalazioni quarzose e ai letti più riccamente quarzoso-albitici, che tendono ad ondularsi soltanto con raggio di piega più ampio (tav. II, fig. 1), indicano una diversa adattabilità alla deformazione; essa sembra riferibile soprattutto ad una maggiore capacità e omogeneità di ricristallizzazione dei letti granoblastici e delle intercalazioni quarzose rispetto ai letti misti e sericitico-cloritici; questi ultimi, sottoposti ad una deformazione postcristallina, oltre un certo limite di piegamento subiscono una serie di rotture nella direzione dello spostamento di massa (piano assiale delle pieghe, S_2).

Lo sviluppo delle superfici S_2 ha richiamato i materiali più mobilizzabili a disporsi lungo di esse: idrossidi limonitici, ematite, calcite, sostanze carboniose hanno di solito prontamente risposto e si sono disposti a sottolineare l'andamento di S_2 . La sericite si è pure mobilizzata facilmente, ricristallizzando e orientandosi nelle nuove condizioni anisotrope, al contrario del quarzo che si è rigenerato in misura molto minore lungo le nuove superfici S_2 . Per questa ragione quando la ricristallizzazione su S_2 è abbastanza avanzata si opera una locale differenziazione metamorfica e le nuove bande sono più ricche in sericite del rimanente della roccia (tav. II, fig. 2); dato però il basso grado metamorfico e lo stesso carattere della deformazione, la differenziazione si è potuta sviluppare solo in misura limitata.

La presenza di brevi venuzze di quarzo (talora con albite) discordanti sulle due scistosità è segno di una tardiva mobilizzazione lungo fratture, di difficile posizione temporale.

Il grado della ricristallizzazione metamorfica è alquanto vario, pur non uscendo mai da condizioni epizonali: mentre all'estremo nord-orientale (Col di Foglia) le filladi si trovano ancora ad uno stato semimetamorfico ed il loro aspetto è ardesiaco, in alcuni punti delle porzioni occidentale e centro-meridionale della zona Agordo-Cereda invece la cristallinità è discreta. Si riconosce cioè una variazione in senso crescente del grado metamorfico passando da est ad ovest e da nord-est a sud-ovest. Contemporaneamente al crescere del grado di cristallinità si manifesta la tendenza alla micropiegheatura piuttosto che alla genesi della scistosità trasversale.

TABELLA 1

% in peso					% dei cationi						
	1	2	3	4	5		1	2	3	4	5
SiO ₂	77,15	65,28	63,71	53,34	44,43	Si	77,15	64,14	63,07	52,32	43,70
TiO ₂	0,48	0,66	0,63	1,25	1,26	Ti	0,36	0,49	0,47	0,92	0,93
Al ₂ O ₃	11,07	17,72	16,64	24,87	29,45	Al	13,04	20,51	19,41	28,75	34,12
Fe ₂ O ₃	1,05	3,14	6,46	2,55	3,68	Fe ^{'''}	0,79	2,32	5,41	1,88	2,73
FeO	3,94	3,78	0,72	5,39	5,55	Fe ^{''}	3,29	3,10	0,59	4,42	4,57
MnO	0,07	0,02	0,12	0,12	0,10	Mn	0,06	0,02	0,10	0,10	0,08
MgO	1,24	1,38	1,04	2,09	1,68	Mg	1,85	2,02	1,53	3,05	2,46
CaO	0,12	0,10	0,36	0,18	0,06	Ca	0,13	0,11	0,38	0,19	0,07
Na ₂ O	0,25	1,29	1,49	1,28	0,46	Na	0,48	2,45	2,86	2,44	0,88
K ₂ O	2,23	3,86	4,73	4,74	8,34	K	2,85	4,84	5,97	5,93	10,46
P ₂ O ₅	n. d.	n. d.	0,25	n. d.	n. d.	P	—	—	0,21	—	—
H ₂ O+	2,15	2,96	3,61	4,25	4,67		100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
H ₂ O—	0,16	0,26	0,41	0,08	0,29						
	99,91	100,45	100,17	100,14	99,97	O	175,60	162,71	159,94	150,47	142,07
						OH	14,32	19,38	23,82	27,80	30,62

Valori Niggli

	1	2	3	4	5	
si	539,5	299	285	185,5	134	1 - Quarzite micacea; Vallalta (anal. Ceroni).
ti	2,5	2,5	2	3,5	3	2 - Fillade semimetamorfica; Col di Foglia (anal. D'Amico).
al	45,5	47,5	44	51	52	
fm	42	35	34,5	33,5	30	3 - Fillade quarzifero-albitico-sericitica; strada Digoman-Miotte (anal. D'Amico).
c	1	0,5	1,5	0,5	0,5	
alk	11,5	17	20	15	17,5	
k	0,86	0,66	0,68	0,71	0,92	4 - Fillade sericitico-quarzifera; F. Aurine (anal. Ceroni).
mg	0,31	0,27	0,20	0,32	0,25	
p	—	—	0,5	—	—	
c/fm	0,02	0,01	0,04	0,01	0,02	5 - Fillade sericitica; Cristo delle Traversade (anal. D'Amico).
qz	+393,5	+131	+105	+35,5	-36	

B) CHIMISMO

Si riferiscono in tabella 1 i dati analitici di cinque rocce filladiche, scelte in modo da esemplificare la gamma di tipi riconosciuti, assieme ad alcuni valori petrochimici calcolati (¹).

Nella classificazione su base chimica di NIGGLI (1934) la roccia 1 rientra nel gruppo VIII (« SiO₂-Gesteine »; quarziti) e le altre rocce filladiche nel gruppo VII (rocce allumosilicatiche), tipici gruppi para di composizione silicatica (²). Per il valore *alk* la roccia 1 cade nel diagramma B e le altre nel diagramma C; la roccia 4 è però al limite tra i due diagrammi.

Sono state eseguite le determinazioni di K₂O e di Na₂O per altri tre campioni, in quanto le variazioni quantitative dei metalli alcalini sono particolarmente significative a scopo di confronto con le altre rocce della zona cristallina. I dati seguono (anal. Ceroni):

	I	III	II
Na ₂ O	1,17	0,85	0,42
K ₂ O	4,93	3,16	1,15
k	0,73	0,71	0,64

I - Fillade muscovitico-quarzo-cloritica; Giandi (Gosaldo).

II - Fillade quarzifera minuta; Ponte Alto.

III - Quarzite blastopsammitica; Curti.

Il carattere petrochimico è tipicamente di rocce pelitiche o pelitico-arenacee e rientra in normali schemi ben conosciuti, con la somma *al* + *fm* altissima rispetto a *c* + *alk*, con il netto prevalere di K₂O su Na₂O e conseguente parametro *k* sempre alto, con la scarsezza estrema in CaO; caratteri tutti che si mantengono per qualsiasi acidità delle rocce analizzate. Anche le oscillazioni che si notano tra le quantità dei vari ossidi e gruppi di ossidi sono facilmente riferibili allo stesso carattere.

E' da sottolineare la costante prevalenza delle quantità degli ossidi di ferro sulla magnesia, con valore del rapporto *mg* sempre rimarchevolmente basso; inoltre un variabile rapporto di ossidazione Fe₂O₃/FeO, che raggiunge un valore massimo nella roccia 3.

La roccia 2 serve da utile confronto perchè rappresenta il tipo meno metamorfosato tra quelle studiate: si tratta infatti di una fillade semimetamorfica, a sviluppo planare di S₁, senza cenno di S₂. Per tutti i rapporti fra gli ossidi essa non si

(¹) Si riportano per tutte le rocce analizzate le percentuali dei cationi ed i valori NIGGLI; le percentuali dei cationi, costruite in base alle indicazioni e considerazioni di ESKOLA (1954) e di BARTH (1955), sono utili per operare confronti razionali tra le varie grandezze petrochimiche e permettono inoltre una facile ricostruzione normativa, con conseguente controllo modale dell'analisi chimica. I valori Niggl rappresentano aggruppamenti petrochimici di massima razionalità e semplicità ed offrono ampie possibilità di confronti (BURRI, 1956).

(²) La classificazione NIGGLI sembra utilizzabile soprattutto come inquadramento generale, dato che i dodici gruppi sono distinti per mezzo di pochi valori-base (*al-alk* e *c*, a volte *si*), e vengono solo suggerite le possibilità di ulteriori suddivisioni in base agli altri caratteri petrochimici (valore di *fm*, *k*, *mg*) senza dare al riguardo precisi dati quantitativi. La si utilizza qui ugualmente per la sentita necessità di una base quantitativa per la classificazione delle metamorfiti.

discosta fundamentalmente dalle altre rocce; è da dedurre quindi che il chimismo delle filladi ripeta con grande fedeltà quello dei sedimenti diagenizzati da cui derivano.

C) PETROLOGIA

Molti dei fatti petrogeneticamente significativi sono già stati sottolineati nelle pagine che precedono. Si possono da essi riassumere le seguenti tappe:

A) Deposito di serie arenaceo-argillose. Probabilmente erano scarse le arenarie grossolane o medie, mentre prevalevano i tipi siltosi.

B) Ricristallizzazione diagenetico-metamorfica delle serie sedimentarie, con orientazione dei minerali costituenti nelle superfici di microstratificazione (S_1) e limitati effetti di differenziazione metamorfica.

C) Piegatura generale con micropieghe e deformazione post-cristallina degli aggregati orientati e con parziali ricristallizzazioni sincinematiche; sviluppo delle superfici S_2 e parziale effetto di differenziazione metamorfica con formazione di bande sericitiche.

La genesi di S_1 non sembra tanto dovuta a fatti tettonici quanto piuttosto ad un modellamento della ricristallizzazione sull'originaria stratificazione: la pressione di carico non può non avere avuto influenza, ma probabilmente solo nel sottolineare la funzione di superfici già esistenti e definite. E' da notare come alcuni residui blastosammitici siano stirati e allungati in S_1 , il che implica presumibilmente l'effetto di una pressione orientata, tangenziale o di carico che sia.

Tutti i fatti petrogenetici connessi alla genesi di S_2 sono metamorfico-tettonici nel senso di SANDER (1948) e di ANDREATTA (v. p. es. 1937, 1956), con relazioni temporali e spaziali variabili tra deformazione e ricristallizzazione, ma con evidente ed unica causale tettonica dell'episodio metamorfico. La tendenza delle rocce filladiche a maggior grado metamorfico, e quindi più profonde, a micropieghe e di quelle a minor grado, più superficiali, a microfagliersi su S_2 , incasellano in modo perfetto il quadro complessivo della deformazione nello schema presentato da FOURMARIER (1951, 1953). Le filladi qui studiate apparterebbero per la massima parte alla zona del « *clivage schisteux* » sia « *de fracture* » sia « *de flux* », sfumando nelle parti inferiori alla zona del « *microplissement* ».

La ricristallizzazione ed ancor più la parziale differenziazione metamorfica che si sviluppano in seguito alle azioni deformanti sottolineano ancora una volta come deformazione e ricristallizzazione metamorfica siano effetti strettamente e reciprocamente connessi, secondo le idee ben note di ANDREATTA (v. tra l'altro 1954 e 1956), SANDER (1948) ecc.; e come in particolare nello studio di una deformazione non si possa prescindere dagli effetti chimico-fisici ad essa connessi (GOGUEL, 1953) e che ne permettono lo svolgimento.

2. - FILLADI A BLASTESI MUSCOVITICA POSTCINEMATICA.

Si tratta di alcuni tipi di filladi sericitiche o sericitico-quarzifere, nelle quali molte lamelle tozze o allungate di *muscovite* si generano a spese della più minuta compagine di base, interrompendone la continuità (tav. II, fig. 4). Molte determinazioni dell'angolo $2V$ (-36° in media) di singole lamelle hanno indicato una composizione di muscovite normale. Le dimensioni delle lamelle sono comprese tra 0,02 mm e 0,10 mm per i lati più corti e tra 0,06 mm e 0,34 mm per i lati più lunghi. Qualche cristallo di *pennina* può mostrare relazioni analoghe, ma sempre in modo meno tipico e quantitativamente subordinato.

La blastesi muscovitica inizia di solito con lamelline irregolari disposte lungo le ali o nelle cerniere delle micropieghe, con una certa orientazione sulle stesse (tav. II, fig. 4). All'interno delle lamelle, particolarmente al loro bordo, rimangono piccoli residui orientati su S_1 o su S_2 . Man mano aumenta l'intensità della blastesi, crescendo sia le dimensioni delle lamelle che il loro numero, i cristalli di muscovite assumono forme regolari (tav. III, fig. 1) e tendono a purificare il loro interno dai residui inglobati nella loro crescita.

Sono frequenti i casi in cui le lamelle blastiche di muscovite dimostrano una sensibile isorientazione mimetica secondo una o entrambe le orientazioni preesistenti (tav. II, fig. 4). Che tale disposizione ordinata sia mimetica è provata dalla assoluta analogia tra lamelle orientate e disorientate, dal mantenimento di inclusi indisturbati, dalla possibilità che una stessa lamella sia parallela alla orientazione di base per un certo tratto e ne sia discordante in un altro.

La blastesi tardiva, chiaramente postcinematica, conclude una storia geologica analoga a quella delle filladi già esaminate. Il processo blastico produce un riassetto strutturale e si esplica di preferenza in rocce già riccamente micacee. Dal punto di vista petrochimico non si può presumere alcuna fondamentale variazione rispetto alle filladi di base.

3. - FILLADI A BLASTESI ALBITICA POSTCINEMATICA.

A) PETROGRAFIA

Sono rocce scistose, di aspetto filladico, a grana molto minuta, caratterizzate da una irregolare distribuzione di minuti cristallini albitici; macroscopicamente esse sono del tutto simili alle filladi a blastesi muscovitica, con le quali d'altra parte hanno molto in comune, dato che la blastesi albitica e quella muscovitica quasi sempre si accompagnano (tav. III, fig. 4).

La compagine è molto simile a quella delle filladi sericitiche o sericitico-quarzose, con la prima orientazione S_1 e la scistosità trasversale S_2 ; l'albite è dispersa in minuti cristallini di genesi postcinematica e nasce di preferenza nelle fasciette micaeo-cloritiche, interrompendone col suo crescere la disposizione ed eventualmente inglobando parte della compagine minuta (tav. III, fig. 2, 3, 4; tav. IV, fig. 1). L'ordine di grandezza delle sezioni di cristalli singoli di albite blastica è il decimo o il centesimo di millimetro: estremi misurati sono $0,07 \times 0,03$ mm e $0,37 \times 0,20$

mm rispettivamente; gli occhietti albitici hanno talora dimensioni un po' maggiori per associazione di più granuli.

I valori di $2V$ ($2V_z = 76^\circ-80^\circ$) e la proiezione completa delle direzioni ottiche e dei poli di piani cristallografici (sfaldature, rare geminazioni) confermano sempre una composizione di albite pressochè pura. E' molto comune che i cristalli albitici contengano inclusioni: oltre a microliti mal determinabili (rutilo?) frequentemente inclusi nell'albite sono *tormalina*, *ematite*, *idrossidi di ferro*, *quarzo*, *sostanze carboniose*; rarissima è la *sericite* in lamelline residue, eventuali sono *apatite* e *zircono*. In genere si tratta degli stessi minerali della compagine filladica inclusi dalla crescita dell'albite, come attestano il mantenersi nella medesima posizione dei microliti entro e fuori del feldispato ed il continuarsi delle striscie di ossidi limonitici e di sostanze carboniose attraverso il corpo dell'albite. Il quarzo è in gocce, non di rado allungate e orientate.

Di rado gli inclusi mostrano lievi tracce di spostamento rispetto alla orientazione esterna (tav. III, fig. 2), indicanti un movimento del cristalloblasto in una tappa della sua crescita. Cristalli spostati e cristalli staticamente cresciuti sono presenti in una stessa roccia.

In alcuni casi l'albite blastica è libera da inclusi (tav. III, fig. 4); essa è nata in una paragenesi filladica già priva di microliti oppure ha potuto purificarsi per uno sviluppo più avanzato della blastesi; entrambe le possibilità sono effettive. Tra albite e muscovite blastica le relazioni sono di crescita più o meno contemporanea, con possibili reciproci disturbi e parziali inclusioni.

La blastesi si manifesta per lo più con la crescita di cristallini o piccoli aggregati sparsi, aventi una forte tendenza a disporsi a sciami lungo le superfici S_2 , agenti da più facile via di migrazione. Talora però l'intensità della blastesi è tale da trasformare la compagine, che diviene quasi massiccia (tav. IV, fig. 2); questo fatto, piuttosto raro, si manifesta in lenticelle irregolari di gneis albitici minuti dispersi nei tipi filladici.

Raramente *cloriti*, *quarzo* e listarelle rettangolari di *idrossidi limonitici* possono costituire cristalli o aggregati blastici postcinematici. Idrossidi di ferro sono talora in stretta associazione con i blasti albitici, li orlano e li intersecano.

B) CHIMISMO

In tabella 2 si danno i risultati dell'analisi chimica di tre campioni, assieme ai valori petrochimici da essi calcolati.

Sono state eseguite le determinazioni degli alcali in altri tre campioni, onde avere a disposizione maggiori dati di confronto per un giudizio più completo sulla petrochimica delle filladi a blastesi postcinematica. Seguono i dati (anal. Ceroni):

	IV	V	VI
Na ₂ O	1,52	1,32	2,66
K ₂ O	6,52	4,56	3,01
k	0,72	0,69	0,43

TABELLA 2

	% in peso			% dei cationi			
	6	7	8	6	7	8	
SiO ₂	60,63	57,43	55,04	Si	59,73	56,19	53,35
TiO ₂	0,82	1,06	1,02	Ti	0,61	0,78	0,74
Al ₂ O ₃	19,89	21,39	21,58	Al	23,09	24,66	24,65
Fe ₂ O ₃	1,00	0,97	3,24	Fe ^{'''}	0,74	0,72	2,36
FeO	6,27	7,02	4,03	Fe ^{''}	5,17	5,74	3,27
MnO	0,11	0,21	0,28	Mn	0,09	0,17	0,23
MgO	2,07	2,40	3,25	Mg	3,04	3,50	4,69
CaO	—	0,28	0,49	Ca	—	0,29	0,51
Na ₂ O	1,45	1,48	2,80	Na	2,77	2,81	5,26
K ₂ O	3,79	4,12	3,99	K	4,76	5,14	4,94
H ₂ O+	3,58	3,57	4,05		100,00	100,00	100,00
H ₂ O—	0,12	0,18	0,17				
	99,73	100,11	99,94	O	156,73	154,03	149,40
				OH	23,52	23,30	26,18

Valori Niggli

	6	7	8	
si	245	210	187,5	6 - Fillade a blastesi albitica e scarsa blastesi muscovitica; Miotte (anal. Ceroni).
ti	2,5	3	2,5	
al	47,5	46	43	
fm	37	38	37	7 - Fillade a sola blastesi albitica; presso Ponte Alto (anal. D'Amico).
c	—	1	2	
alk	15,5	15	18	
k	0,63	0,65	0,48	8 - Gneis albitico minuto con ricristallizzazione blastica pressochè completa; presso F. Aurine (anal. D'Amico).
mg	0,34	0,35	0,44	
c/fm	—	0,03	0,05	
qz	+83	+50	+15,5	

Tutte le rocce rientrano nel gruppo VII, rocce allumosilicatiche, di NIGGLI.

IV - Fillade sericitico-quarzosa a media blastesi albitica; F. Aurine.

V - Fillade a scarsa blastesi albitica; Vassère.

VI - Gneis filladico ad abbondante albite sia xenoblastica che metablastica.

E' evidentissimo il carattere petrochimico proprio di rocce pelitiche, rilevabile dai soliti rapporti tra ossidi. I motivi più significativi riguardano le variazioni connesse alla blastesi albitica, cioè i valori di Na_2O rispetto a K_2O e agli altri ossidi. Per buona parte dei casi (analisi 6, 7 IV e V) le quantità di soda restano piuttosto scarse, dell'ordine di grandezza valevole per le filladi normali con albite granoblastica, tanto da legittimare la supposizione di una semplice risistemazione del sodio, già presente nella roccia filladica, senza apporto dall'esterno. Considerando però come le analisi 7 e VI rivelino un evidente aumento della quantità di sodio rispetto alle filladi, e constatando che l'albite di fondo può mantenersi indisturbata accanto all'albite blastica, si è indotti a ritenere che il carattere strutturale metasomatico della blastesi sia effettivamente dovuto in massima parte ad un apporto di sodio dall'esterno.

Il potassio mobilizzato dalla sostituzione metasomatica dell'albite sulla mica bianca si rifissa almeno in parte nella muscovite di seconda generazione. Invece le cloriti sono state talora sostituite senza rigenerarsi; da ciò una frequente segregazione di ossidi di ferro entro o nei pressi dei cristalli albitici. L'analisi 8 è significativa al riguardo mostrando, assieme ad un forte aumento di Na_2O , una forte ossidazione del ferro, che è spesso contenuto come idrossido entro l'albite.

C) PETROLOGIA

La serie di atti genetici riconoscibili nelle filladi e nei rari gneis filladici a blastesi albitica è, fino ad un certo momento, identica a quella delle rocce filladiche nella successione di deformazione e ricristallizzazione. Soltanto nelle tardive fasi della deformazione generante S_2 e nelle successive condizioni postcinematiche, si manifesta una diversificazione, quando inizia a svilupparsi la blastesi albitica sotto l'influsso di un certo apporto sodico e in parte anche probabilmente con la parziale rimobilizzazione del sodio già esistente nella roccia.

L'albite cresce sostituendo muscovite e cloriti e sfruttandone parzialmente i componenti; infatti miche e cloriti mancano completamente entro i blasti albitici, segno questo della loro avvenuta distruzione; invece vengono mantenuti intatti nel corpo del cristallo albitico i microliti (tormalina, ossidi di ferro, sostanze carboniose ecc.) inerti verso la venuta sodica. La disposizione di questi ultimi indica, come si è visto, prevalenti condizioni statiche postcinematiche della blastesi albitica.

Una blastesi muscovitica accompagna spesso, sviluppata in vario grado, quella albitica e nasce probabilmente per la liberazione di K seguita alla sostituzione di albite a muscovite. In casi rari e per tratti limitati, quando la blastesi albitica sia particolarmente sviluppata e l'apporto sodico sensibile, si ha una ricristallizzazione quasi completa della roccia con tendenza ad una compagine massiccia (gneis albitici filladici).

La blastesi si è sviluppata quasi soltanto nei suoi stadi iniziali, come indica la organizzazione poco avanzata dei blasti (forma a bordi irregolari e sfrangiati,

SCHEUMANN, 1936; presenza di inclusi); non è raro però lo sviluppo di forme regolari, più facilmente nelle lamelline di muscovite che nei cristallini albitici. Ad uno stadio più avanzato della blastesi si ha la purificazione almeno parziale dei cristalli dai loro inclusi e il raggiungimento di forme subidiomorfe anche nell'albite; questo caso è molto raro.

4. - FILLADI CARBONIOSE.

Le filladi carboniose sono alquanto diffuse nella regione attorno a Tisèr, nel versante occidentale di Vall'Imperina e in parte del Col di Foglia; altri punti, sede di intercalazioni troppo esigue, non sono stati cartografati. Si tratta di rocce scistose, nere o nerastre, spesso a macchie, a volte in fitta alternanza con filladi chiare. Come composizione sono da associare alle filladi sericitico-quarzifere o alle filladi a blastesi albitica, con l'aggiunta di abbondante sostanza carboniosa; non mancano però tipi più riccamente quarziferi. Le sostanze carboniose sono diffuse nei letti micaceo-cloritici, nei quali possono formare piccole zone particolarmente concentrate; in qualche punto a sud di Gosaldo si possono addirittura raccogliere piccole lenticelle di un carbone ad aspetto antracitoso lucente ⁽¹⁾. Le compagini osservate ricalcano e rendono ancora più evidente, grazie alle parti carboniose, quanto già descritto per le rocce filladiche, mostrando quasi sempre la già citata tendenza ad una notevole mobilità delle parti carboniose lungo S_2 . La blastesi albitica è talora diffusa e interessa sia le parti carboniose che le intercalazioni chiare (tav. IV, fig. 3), con le relazioni strutturali già descritte.

Notevole interesse rivestono delle luditi nere a netta fissilità piana, costituite da quarzo minutissimo e sostanze carboniose, le quali presso Lavedèr mantengono quasi intatte le originarie caratteristiche sedimentarie, non mostrando sviluppo di S_2 . Sulle superfici di fissilità si riconoscono forme allungate che molto dubitativamente possono venire riferite ad impronte fossili. Serie di minutissimi vacuoli sono forse da collegare alla dissoluzione di sostanze organiche. Le caratteristiche litologiche e l'aspetto generale le fanno identiche alle luditi gotlandiane delle Alpi Carniche ⁽²⁾.

Frequente è la presenza di pirite in cristallini isolati o in piccole lenticelle e masserelle irregolari, mescolate o meno a calcite, quarzo o altri minerali. Spesso i singoli cristalli di pirite mostrano un orlo di calcedonio concrezionare fibroso-raggiato; le relazioni sono sempre di genesi successiva ad ogni altro atto minerogenico.

5. - ADINOLI SCISTOSE.

A) PETROGRAFIA

Costituiscono una piccola massa che si ritrova ad est della cappelletta del Cristo delle Traversade (Forcella Aurine). E' costituita da una roccia biancastra, scistoso-ondulata, microcristallina, priva di grossi cristalli, la quale lateralmente e superior-

⁽¹⁾ Di questa intercalazione, che rientra in realtà nella formazione dei paragneis albitico-muscovitici (v. pag. 37), si è fatto un esame roentgenografico, che ha escluso la presenza di grafite in quantità rilevabili.

⁽²⁾ Ringrazio il Prof. R. Selli che ha avuto la bontà di esaminare queste rocce, dandomi preziose delucidazioni.

mente sfuma a filladi albitiche a blastesi postcinematica. Costituenti fondamentali sono: *albite*, *quarzo*, *muscovite*, *pennina* nell'ordine di quantità; in piccole proporzioni *biotite rossastra*, *apatite*, *zircono*, *pirite* ematizzata ed *ematite*.

L'*albite* è molto abbondante (dai risultati di analisi chimica si ottiene più del 60 % di albite normativa), microcristallina e strettamente associata a *quarzo*. I due minerali costituiscono ampi letti ondulati, alternati con frammentari letti muscovitico-cloritici; è spesso molto evidente che muscovite e cloriti sono sostituite dalla crescita di albite; esse inoltre hanno talora subito nei nuclei delle micropieghe una forte compressione, con nascita iniziale o solo accennata di S_2 . I letti quarzo-albitici mostrano un arricchimento di quarzo nelle loro parti centrali e un fortissimo arricchimento in albite nelle parti marginali, dove l'albite, almeno in parte metasomatica sugli aggregati muscovitico-cloritici, tende a cristallizzare in piccoli individui allungati nella scistosità e seguenti le ondulazioni di questa; quindi con tipiche relazioni sincinematiche.

La scarsissima *biotite* cresce al bordo di aggregati cloritici e pare secondaria su di essi. E' interessante notare come l'*apatite* minuta, relativamente abbondante, sia concentrata entro lenticelle ondulate concordanti con l'orientamento generale, che sono forse corrispondenti a microorizzonti sedimentari. La *pirite* e l'*ematite* da essa derivata sono tipicamente postcinematiche, attraversando indisturbate ogni motivo orientato e ponendosi a cavallo delle micropieghe.

Qualche venuzza discordante di quarzo e albite è presente.

B) CHIMISMO

Di un campione è stata eseguita l'analisi chimica (v. tabella 3).

TABELLA 3

9		9		9	
% in peso		% dei cationi		Valori Niggli	
SiO ₂	68,25	Si	62,26	si	287
TiO ₂	0,35	Ti	0,24	ti	1
Al ₂ O ₃	15,97	Al	17,17	al	39,5
Fe ₂ O ₃	0,86	Fe ^{'''}	0,59	fm	26,5
FeO	1,79	Fe ^{''}	1,36	c	2
MnO	0,05	Mn	0,04	alk	32
MgO	2,73	Mg	3,71	k	0,11
CaO	0,41	Ca	0,40	mg	0,65
Na ₂ O	7,02	Na	12,41	c/fm	0,07
K ₂ O	1,34	K	1,56	qz	+60
P ₂ O ₅	0,34	P	0,26	p	1
H ₂ O+	1,20		100,00		
H ₂ O—	0,09				
	100,40	O	161,14		
		OH	6,70		

La roccia rientra nel gruppo I di NIGGLI, diagramma D (rocce alcali-allumosilicatiche). In questo gruppo NIGGLI cita specificatamente le adinoli.

Il dato saliente è la straordinaria ricchezza in sodio attribuibile ad un calcolo normativo al 62 % di albite. La quantità scarsa di muscovite, deducibile dal basso contenuto in potassio, è in accordo con le osservazioni petrografiche e con il basso valore della differenza $al - (alk + c)$; è da notare ancora la discreta femicità, in particolare l'abbondanza di magnesio.

C) PETROLOGIA

Le adinoli scistose costituiscono un piccolissimo affioramento unico di notevole interesse in sè, ma di mediocre importanza nel quadro petrogenetico delle masse studiate, data la sua limitatissima estensione. Le definisce l'elevatissimo contenuto in albite che si è formata con meccanismo metasomatico entro una roccia di tipo filladico, ad orientazione ben evidente e divisione in lettini alternati. La ricristallizzazione ha carattere sincinemato, come dimostra la disposizione dei cristallini albitici con netta orientazione di forma nella scistosità ondulata e la mancanza di deformazioni postcristalline o di espansioni postcinematiche. Dato che lateralmente e superiormente l'adinole sfuma a rocce filladiche nelle quali S_2 si è sviluppata in modo netto, si può precisare che la fase sincinemato di ricristallizzazione coincide con la deformazione generante S_2 ; e che la forte ricristallizzazione di albite ha permesso una deformazione plastica senza sviluppo di una scistosità trasversale di rottura; accenni ad una deformazione di quest'ultimo tipo esistono solo in alcuni nuclei di piega costituiti da aggregati micaceo-cloritici.

6. - PARAGNEIS PORFIROBLASTICI ALBITICI A SERICITE E CLORITI.

A) PETROGRAFIA

I paragneis porfiroblastici albitici sono molto diffusi, particolarmente nella porzione settentrionale e centro-settentrionale della zona. Le loro caratteristiche e la loro stessa composizione possono variare entro limiti abbastanza ampi, per quanto alcuni loro caratteri si mantengano con notevole costanza: in particolare la presenza di grossi cristalli feldispatici, ben rilevabili anche macroscopicamente, entro una mesostasi minuta solitamente di tipo filladico ricco in quarzo.

Si tratta di rocce biancastre, grigio-verdi, talora rossastre, per lo più massiccie, a scarse e frammentarie superfici di scistosità; esse sono frequentemente listate, con rottura della disposizione dei letti secondo superfici inclinate rispetto ad essi (v. fig. 1); con altrettanta frequenza però la disposizione orientata si dimostra vaga o mancante del tutto; più rare sono nette inomogeneità di colore che danno ai paragneis porfiroblastici albitici un aspetto maculoso. Numerose e graduali sfumature verso termini filladici sono di solito segnalate da una accentuata laminazione e da una aumentata fissilità. Vene, lenti e ghiandole di quarzo biancastro sono molto frequenti e diffuse.

La struttura (tav. IV, fig. 4) è sempre complessa: nelle sue caratteristiche essenziali è riconducibile agli effetti deformativi già descritti per le filladi, vale a dire: pieghettatura fitta di S_1 e genesi a vario sviluppo di S_2 . Tutto il quadro è però complicato dalla abbondanza dei porfiroblasti, i quali vengono deformati e frantumati in connessione con la genesi di S_2 . L'abbondanza dei porfiroblasti, che suddividono o deviano le fascie micacee ed i piani di taglio e rottura, rende la macroscistosità poco evidente; perciò i paragneis porfiroblastici, pur mostrando microscopicamente nettissime anisotropie, risultano spesso quasi massicci.

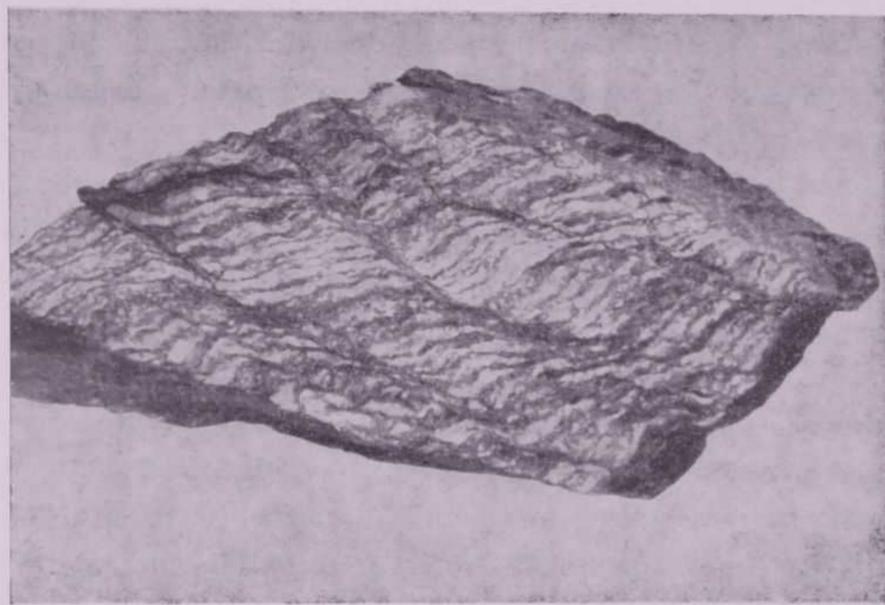


FIG. 1

Paragneis albitico porfiroblastico, a monte di Giove. È molto evidente la disposizione listata secondo S_1 , smembrata dallo sviluppo di S_2 in superfici non molto fitte e inclinate su S_1 . Si riconoscono qua e là occhietti feldspatici. 4/5 della grandezza naturale.

I grossi cristalli sono costituiti da *albite* e qualche volta da *quarzo*, le cui dimensioni sono dell'ordine di grandezza del millimetro: per l'albite gli estremi misurati sono mm 7 e mm 0,4 di diametro massimo; per il quarzo mm 1,2 e mm 0,4 rispettivamente. Sono sempre fortemente deformati e cataclastizzati.

I cristalli di albite hanno composizione Ab_{100} o molto vicina ⁽¹⁾, frequentemente geminati secondo le leggi albite e periclino spesso associate, più raramente secondo albite-Carlsbad, ma spesso anche in cristalli non geminati; non mancano infine dei cristalli geminati a scacchiera. Il *microclino* è presente molto raramente sotto forma di esigui e frammentari orli ai maggiori cristalli albitici. I componenti fondamentali della mesostasi minuta sono: *quarzo*, *albite*, *sericite*, (*muscovite*), *cloriti*; *calcite*, *ossidi di ferro*, *apatite*, *zircono*, *tormalina*, *zoisite*, *epidoti*, microliti non definibili otticamente sono presenti saltuariamente o in scarse proporzioni. *Biotite* e *anfiboli* sono stati riscontrati in un solo punto. La mica bianca e le cloriti dimostrano di frequente una crescita sincinemica su S_2 e sulla micropieghettatura. Molto

⁽¹⁾ $2V_z = 76^\circ-84^\circ$; est. simm. $16^\circ-18^\circ$; $X^A(010)$ visto nella direzione $[100] = 15^\circ-17^\circ$, determinati a T.U. Sulle curve di KÖHLER e VAN DER KAADEN i punti proiettati indicano una composizione di albite pura.

rara è la presenza di microaggregati prevalentemente sericitici, la cui forma esterna sembra da far risalire ad originari plagioclasti.

La composizione dei paragneis porfiroblastici albitici è molto variabile, sia a causa della varia ripartizione e grandezza dei porfiroblasti, sia per la natura della compagine minuta entro cui i maggiori cristalli vengono a trovarsi, tanto che si possono schematizzare, all'interno del gruppo, alcuni sottogruppi paragenetici variamente sfumati fra loro. Le paragenesi *albite-quarzo-muscovite* e *albite-quarzo-muscovite-clorite* sono di gran lunga le più comuni. Sfumature a filladi, anche a blastesi postcinematica, sono frequenti. La composizione varia spesso secondo lettini o lenticelle disposti in S_1 , con probabile riferimento a originarie inomogeneità di stratificazione; non è raro però nemmeno che la distribuzione sia invece omogenea. Le intercalazioni di quarzo più o meno ondulate si ripetono secondo S_1 come nelle filladi.

La grana del fondo è molto minuta, assimilabile a quella delle filladi più comuni, con una certa variazione spaziale pure essa confrontabile a quella delle rocce filladiche: vale a dire lieve maggiore cristallinità nelle parti occidentali e centrali della zona e grana molto minuta nelle parti nord-orientali.

Grossi cristalli e compagine di base preesistevano alla deformazione. La violenta micropieggettatura e la laminazione su S_2 hanno piegato, spezzato e fratturato i porfiroblasti, operando in essi delle ricristallizzazioni, avvolgendoli nelle fascie sericitiche stirate o neoformate in S_2 . Nello stesso tempo i porfiroblasti albitici si sono sericitizzati e intorbidati secondo un effetto ben noto (v. figg. di tav. V). La deformazione elastica ha sollecitato entro i grossi cristalli una parziale ricristallizzazione di risanamento delle rotture, con mobilizzazione di quarzo e albite in aggregati minuti che possono invadere e sostituire gran parte del cristallo fino a sua pressochè completa distruzione.

In alcune parti localmente sfuggite agli effetti più violenti della deformazione è dato riconoscere come molti cristalli albitici e qualcuno di quarzo siano cresciuti blasticamente entro gli aggregati filladici disposti in S_1 , sviluppandosi per sostituzione di questi (tav. V, fig. 1 e 2). In tali casi si può dedurre una crescita di albite e quarzo entro una compagine filladica. Se si possa generalizzare o meno tale osservazione è cosa che verrà discussa in seguito.

Alla prima generazione albitica in grossi cristalli e nel fondo minuto (dove l'albite può essere localmente molto abbondante) e alla seconda generazione, sin- e postcinematica nel fondo stesso e come risanamento della clastesi, ne segue una terza, postcinematica, rappresentata da orli limpidi e indeformati generatisi in continuità cristallografica sui cristalli intorbidati e sericitizzati (tav. V, fig. 3) e da singoli cristallini albitici in tutto analoghi a quelli delle filladi a blastesi postcinematica; alla stessa ultima generazione appartengono i rarissimi orli di microclino e le lievi biotitizzazioni di cloriti.

Una parola a parte meritano alcuni tipi ricchi in clorite, albite e quarzo, che costituiscono piccole intercalazioni stratiformi o lentiformi su S_1 entro i normali paragneis porfiroblastici albitici; e soprattutto l'unica roccia (a monte di Coltamai) in cui si è riscontrata una notevole abbondanza di biotite in via di scolorimento e la

presenza di scarsi anfiboli (tremolite e orneblenda verde chiaro in via di cloritizzazione), oltre ad albite e quarzo, scarse cloriti e scarsissima muscovite. In entrambi i casi la composizione è alquanto differente da quella dei più comuni paragneis porfiroblastici; per i tipi cloritici sono però frequenti le sfumature a termini più comuni e più ricchi in sericite.

B) CHIMISMO

Si riportano in tabella 4 i risultati dell'analisi chimica di sette campioni di paragneis porfiroblastici albitici con i valori petrochimici da essi calcolati.

Tutte le rocce tranne la 15 rientrano nel gruppo VII di NIGGLI, diagrammi C e D; le rocce 13 e 16 rientrano in pieno nel gruppo VII (rocce allumosilicatiche), mentre le rocce 10, 11, 12, 14 si avvicinano o toccano il limite coi campi dei gruppi I e II (entrambi per le rocce alcali-allumosilicatiche, distinti dal vario valore di *alk*). La roccia 15, grazie al più alto valore di *c*, rientra nel gruppo II, al limite col III (rocce calcio-alcali-allumosilicatiche).

Di altri tre campioni sono stati determinati gli ossidi alcalini; i valori seguono (anal. D'Amico):

	VII	VIII	IX
Na ₂ O	1,79	3,04	4,13
K ₂ O	3,44	4,07	3,64
k	0,56	0,47	0,37

VII - Paragneis porfiroblastico albitico a tendenza filladica; F. Aurine.

VIII - Paragneis porfiroblastico albitico a sericite; a monte di Giove.

IX - Paragneis porfiroblastico albitico a sericite e muscovite; a est di Vallasìn, strada Gosaldo-Tisèr.

Le analisi fatte corrispondono praticamente a tutta la gamma di tipi che si sono potuti osservare. Il carattere petrochimico si rivela, malgrado la frequente alta quantità di sodio, proprio di rocce pelitico-arenacee per vari caratteri: per l'alto valore positivo della differenza *al* — (*alk* + *c*), compreso tra 7,5 e 26; si noti che il valore più piccolo è proprio della roccia 15, dove praticamente tutto il calcio trova posto nella calcite e quindi non dovrebbe a rigore essere considerato nel parametro *c* della differenza di cui sopra; per la quantità sempre elevata dei componenti femici, la cui variazione è in alta misura indipendente dalla quantità di silice; per la quantità di calcio irregolarmente variabile e talora bassissima; infine per la quantità di silice sempre relativamente alta, le cui variazioni coprono un campo meno vasto di quello delle rocce filladiche. Rispetto a queste e alle filladi a blastesi postcinematica la differenza più netta si ha nelle più alte quantità di Na₂O e nel più basso parametro *k*, che è sempre inferiore a 0,5 tranne per la roccia VII; ma questa ha un forte carattere filladico e in essa l'albite è solo mediocrementemente diffusa. L'esistenza di paragneis porfiroblastici albitici a contenuto sodico mediocre permette di rilevare anche per questa via come esistano quelle sfumature verso le rocce filladiche che già l'esame petrografico mette facilmente in evidenza.

TABELLA 4

	% ₀ in peso						
	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	74,02	72,22	68,57	65,44	64,73	63,74	59,58
TiO ₂	0,50	0,88	0,70	0,55	0,91	0,72	0,70
Al ₂ O ₃	14,41	11,88	16,05	20,06	16,28	15,06	19,54
Fe ₂ O ₃	1,05	1,62	1,02	2,18	1,86	1,36	5,41
FeO	1,31	4,28	3,36	1,07	4,39	3,83	0,48
MnO	0,02	0,03	0,04	0,04	0,02	0,23	0,02
MgO	1,10	1,88	2,24	1,09	2,35	2,28	2,97
CaO	1,38	1,96	0,05	0,10	0,82	3,15	1,17
Na ₂ O	3,29	2,46	5,64	3,66	4,64	2,22	2,50
K ₂ O	1,81	0,85	0,92	3,78	1,35	2,65	3,69
CO ₂	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	2,47	0,84
H ₂ O+	1,50	1,84	1,86	1,78	2,43	1,95	2,86
H ₂ O-	0,04	0,22	0,03	0,42	0,21	0,18	0,07
	100,43	100,12	100,48	100,17	99,99	99,84	99,83

	% ₀ dei cationi						
	10	11	12	13	14	15	16
Si	70,44	70,49	64,00	61,91	61,78	61,14	57,28
Ti	0,36	0,64	0,49	0,39	0,65	0,52	0,51
Al	16,16	13,66	17,66	22,37	18,31	17,02	22,14
Fe ^{III}	0,75	1,20	0,73	1,56	1,34	0,98	3,92
Fe ^{II}	1,04	3,49	2,62	0,83	3,50	3,07	0,39
Mn	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,18	0,02
Mg	1,56	2,73	3,12	1,54	3,34	3,26	4,25
Ca	1,41	2,05	0,05	0,10	0,84	3,24	1,21
Na	6,07	4,66	10,20	6,71	8,58	4,12	4,65
K	2,19	1,06	1,10	4,56	1,64	3,24	4,53
C	—	—	—	—	—	3,23	1,10
	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
O	176,85	169,71	162,75	163,02	159,41	167,66	158,16
OH	9,50	11,98	11,56	11,22	15,46	12,46	18,34

	Valori Niggli						
	10	11	12	13	14	15	16
si	414,5	367,5	304	296	265	267	225
ti	2	3,5	2,5	2	3	2,5	2
al	47,5	35,5	42	53,5	39	37,5	43,5
fm	20	39	31	19	35	32,5	33,5
c	8	10,5	0,5	0,5	4	14	5
alk	24,5	15	26,5	27	22	16	18
k	0,27	0,18	0,10	0,40	0,16	0,44	0,49
mg	0,46	0,37	0,48	0,39	0,41	0,44	0,50
c/fm	0,40	0,27	0,01	0,03	0,11	0,43	0,15
qz	+218	+207,5	+98	+88	+77	+103	+53
co ₂	—	—	—	—	—	14	4,5

- 10 - Paragneis porfiroblastico quarzo-albitico-muscovitico-epidotico; presso Case Dorigo (anal. Ceroni).
- 11 - Paragneis porfiroblastico quarzo-albitico-cloritico-zoisitico; pendici meridionali del Collazzo (anal. D'Amico).
- 12 - Paragneis porfiroblastico quarzo-albitico-cloritico; Col Pianezze (anal. Ceroni).
- 13 - Paragneis porfiroblastico quarzo-albitico-muscovitico; presso S. Antonio, Rivamonte (anal. Ceroni).
- 14 - Paragneis porfiroblastico quarzo-albitico-cloritico-muscovitico; Fienile Val di Coda, Bosco del Poi (anal. D'Amico).
- 15 - Paragneis porfiroblastico quarzo-albitico-muscovitico-calcitico; est del Collazzo (anal. D'Amico).
- 16 - Paragneis porfiroblastico albitico-muscovitico; sotto Col Paternoster (anal. D'Amico).

Si noti la grande variazione nelle quantità FeO, in parte certo dovuta al diverso grado di ossidazione delle rocce. La quantità di MgO è molto meno variabile; è da dedurre che cloriti e miche presentino un variabile rapporto MgO/FeO da roccia a roccia, cosa questa che vale anche per le filladi di vario tipo.

Nella roccia 15 esiste una quantità di MnO molto più alta che nelle altre rocce; essa è riferibile alle discrete quantità di calcite presenti in cui il manganese sia costituente minore particolarmente concentrato.

C) PETROLOGIA

I paragneis porfiroblastici albitici corrispondono a gran parte degli « ortogneis » di CASTIGLIONI (1935, 1939). La loro storia geologica, negli stadi finali, è del tutto riferibile agli episodi riconosciuti nelle rocce filladiche. Si può riassumere in un episodio di violenta deformazione, con fitta pieghettatura e nascita di una scistosità trasversale, nella quale vengono coinvolti sia la mesostasi minuta che i grossi cristalli; i rapporti cristalloblastici sono in gran parte precinematici, ma è frequente anche una ricristallizzazione sin- e postcinematica microcristallina sia nelle fascie micropieghettate, sia nelle superfici S_2 , sia infine come risanamento nelle fratture dei porfiroblasti; in minor misura si osserva una ricristallizzazione solo postcinematica, soprattutto di albite.

Per questo stadio è degna di essere sottolineata la trasformazione dell'albite con lieve, generale intorbidamento e irregolare sericitizzazione a lamelline sparse, che sembra nascere direttamente da un fenomeno d'ordine metamorfico-tettonico. Per la sericitizzazione ciò è perfettamente in quadro con la visuale di ANDREATTA (1933, 1954) e BIANCHI (1934) sulla nascita dei « gefüllte Feldspäte », in disaccordo con Autori di diversa opinione (CHRISTA, 1931; CORNELIUS, 1935, 1937) sullo stesso argomento ⁽¹⁾. Pure l'intorbidamento, sempre lieve, sembra da attribuire all'effetto della deformazione; non pare di poter escludere però in via assoluta che esso possa essere anche precedente ad essa.

Le osservazioni riguardanti la blastesi albitica e quarzosa in una compagine filladica non autorizzano l'estensione diretta di questa modalità genetica a tutti i porfiroblasti delle rocce. Anzi è da ritenere che per quanto riguarda il quarzo l'esistenza di residui blastopsammitici sia diffusa e che la blastesi quarzosa sia avvenimento di importanza secondaria.

Per la ricchezza in albite si hanno due fondamentali possibilità interpretative: 1. L'abbondanza di sodio è carattere originario delle rocce e quindi il metamorfismo, almeno riguardo a questo elemento, è essenzialmente isochimico. - 2. L'abbondanza di sodio è carattere acquisito durante il metamorfismo per provenienza da fonti esterne. Nel primo caso la blastesi rappresenterebbe soltanto una risistemazione strutturale degli elementi chimici, eventualmente con possibilità di effetti locali

⁽¹⁾ Le rocce da quegli Autori considerate sono di tipo granitico-tonalitico od ortogneissico; per estensione il problema si può però considerare del tutto analogo, soprattutto nella discussione di CORNELIUS.

metasomatici. Nel secondo caso la metasomatosi assumerebbe carattere fondamentale e sarebbe da inquadrare regionalmente.

Si consideri il caso 2, metasomatosi dall'esterno. L'ipotetico apporto potrebbe derivare da masse magmatiche (v. per es. GOLDSCHMIDT, 1921); o potrebbe essere attribuito ad un fronte regionale, esterno alle zone di gneissificazione e granitizzazione (JUNG e ROQUES, 1952; MICHEL, 1953).

Una diretta influenza magmatica sugli gneis porfiroblastici albitici di Agordo-Cereda è da considerare assolutamente improbabile; infatti manca alcun segno di metamorfismo di contatto anche apomagmatico e la facies metamorfica è la più bassa possibile, e manca altresì l'accenno ad una successione zoneografica, anche irregolare, nella feldispatizzazione che una siffatta concezione richiederebbe. Tale eventuale azione telemagmatica inoltre si sarebbe dovuta verificare prima della più violenta deformazione e della genesi di S_2 ; questo non si accorda con i rapporti di età tra il metamorfismo epizonale e le intrusioni di Cima d'Asta,

Attribuire la formazione dell'albite ad un fronte metasomatico regionale sodico è ipotesi a favore della quale non è possibile trovare alcuna prova o indicazione. Manca in particolare, come sopra ricordato, una disposizione zoneografica della eventuale feldispatizzazione, come è richiesto dalle idee dei fronti. La cosa sarà discussa di nuovo alle pagine 53-56.

Si consideri ora l'ipotesi del sodio già presente in abbondanza nelle rocce prima del metamorfismo. Una legittima supposizione è che queste fossero rocce vulcaniche o loro immediati prodotti di disfacimento. Al proposito è da ricordare che RITTMANN (1960, pag. 55) attribuisce i « gneis minuti e le besimauditi dei geologi italiani » a originarie ignimbriti affermando categoricamente: « senza dubbio si tratta, per i gneis albitici minuti, di originari tufi o ignimbriti e non di arenarie albitizzate come generalmente ammesso ». Egli si basa su un suo lavoro petrografico (RITTMANN, 1955) e su una serie di lavori di A. AMSTUTZ (1954, 1955, 1955, 1959), nei quali si afferma la derivazione di molti gneis albitici della Val d'Aosta da vulcaniti acide.

Il meccanismo di trasformazione indicato da AMSTUTZ e da RITTMANN è il seguente: il quarzo ricristallizza come tale; il sanidino dà muscovite, albite e quarzo; l'oligoclasio e l'andesina danno albite ed epidoti; i femici danno clorite, eventualmente epidoti, actinolite, glaucofane. Tale meccanismo, rientrando in ben note variazioni di facies mineralogica, non trova applicazione per i paragneis porfiroblastici albitici di Agordo-Cereda per le seguenti ragioni:

a) mancano relitti strutturali e mineralogici vulcanitici che il basso grado metamorfico della trasformazione avrebbe dovuto mantenere (p. es. in porfiroidi e rocce verdi, a pari grado metamorfico, si riconoscono vari relitti);

b) gli attuali caratteri petrochimici presupporrebbero che si fosse verificato un forte arricchimento di Al ed in parte di Na, Fe, Mg e Si, oltre a un ampio allontanamento di K e Ca, senza possibilità di valutare il bilancio geochimico; si introdurrebbe in tal modo un ampio margine di incertezza e di incontrollabilità, almeno pari a quello insito nella ipotesi di una metasomatosi sodica regionale;

c) anche ammessa tale fortissima variazione chimica non si potrebbe spiegare la disposizione strutturale dei minerali di ricristallizzazione che è del tutto riferibile alla compagine delle rocce filladiche (S_1 coincidente con la stratificazione, disposizione a lettini ecc.).

Resta da considerare l'ipotesi che le rocce originarie dei paragneis porfiroblastici albitici costituissero serie psammitico-pelitiche, nelle quali la ricchezza in sodio fosse carattere primario.

SHAND (1947, pag. 264) suggerisce la possibilità che nei fenomeni di granitizzazione si verifichi in larga misura una redistribuzione degli alcali contenuti nelle acque impregnanti i pori dei sedimenti. Riprendendo tale idea NIEUWENKAMP (1948) cerca di ovviare con essa alle lacune nel bilancio geochimico del sodio che risultano dalle classiche teorie petrogenetiche; in particolare egli suppone che « per gneis e graniti... il sodio, assorbito dalle argille, è catturato nei feldispati durante il metamorfismo, mentre sfugge dai sedimenti non metamorfosati ». Successivamente egli (1956) amplia ulteriormente l'idea e inquadrandola nella teoria persedimentaria (1956) ammette non solo un adsorbimento di sodio da parte delle argille, ma anche la capacità dei sedimenti geosinclinalici di mantenere l'acqua marina che li impregna fino a grande profondità. Analoghe idee sono state proposte da v. GAERTNER (1951) e sono state utilizzate per l'interpretazione genetica di altri gneis albitici (GUITARD, 1958).

Le stesse idee divengono più immediatamente applicabili al caso qui trattato se si considera che le grovacche (PETTIJOHN, 1958; RUCHIN, 1958; REED, 1957; CAROZZI, 1960; ENGEL e ENGEL, 1953) ⁽¹⁾ sono caratterizzate da un contenuto sodico abbastanza elevato, del tutto riferibile quantitativamente a quello dei paragneis porfiroblastici albitici di Agordo-Cereda.

Chimicamente la somiglianza è fortissima, a parte singoli valori molto bassi per CaO e un po' elevati per K_2O rispetto ai più comuni chimismi di grovacche; si tratta però di differenze di non gran conto e assolutamente non vincolanti. Esiste pure una certa diversità petrografica: non si sono infatti osservati nei paragneis porfiroblastici dei residui di strutture gradate, di granuli detritici di specie varia (a parte alcuni presumibili plagioclasti trasformati), di frammenti rocciosi, che sono comuni nelle grovacche. Si è già detto indietro come il basso grado metamorfico ed il carattere in buona parte meccanico della trasformazione non potrebbero aver distrutto completamente granuli o frammenti detritici ed omogeneizzato gli eventuali prodotti di trasformazione; è da ritenere quindi piuttosto che le rocce originarie costituissero una varietà di grovacche con sviluppo della maturazione diagenetica molto avanzata, con mancanza dei frammenti litici e albitizzazione totale dei feldispati. I paragneis porfiroblastici con biotite e anfiboli di Coltamai si avvicinano di più a tipi di grovacche normali.

In questo quadro molti porfiroblasti albitici sono da considerare residui blastosammitici. La crescita di albite entro fascie micacee e a spese di queste e la sua

⁽¹⁾ La definizione di grovacche non è univoca; accanto all'uso che ne fanno gli Autori citati è da ricordare l'uso riservato ai prodotti clastici di rocce basiche (TWENHOFEL, 1950).

locale tendenza a forme idiomorfe (nelle grovacche i frammenti sono spigolosi o talora arrotondati) sembrano però indicare che parte dell'albite è cresciuta blasticamente in loco. Anche l'unicità del tipo di porfiroblasti e la loro unitarietà paragenetica con le associazioni del fondo (l'associazione mineralogica rientra perfettamente nella subfacies a quarzo-albite-muscovite-clorite - TURNER, 1958) si accordano con una riorganizzazione metamorfica. Risulterà particolarmente difficile distinguere l'albite residuale da quella blastica; anche accrescimenti dell'una sull'altra sono tutt'altro che da escludere.

L'albite blastica deriva probabilmente in buona parte da riorganizzazione di albite minuta o di originari prodotti di adsorbimento sodico; non pare probabile possa derivare per rimobilizzazione di cristalli maggiori. Non mi sembra però di poter trascurare anche la possibilità che il sodio di soluzioni marine residue sia stato sfruttato nello stadio iniziale del metamorfismo. La nota tendenza dell'albite a crescere in porfiroblasti ha generato motivi strutturali apparentemente metasomatici (TURNER, 1948); la mobilizzazione differenziata di sodio può d'altra parte aver dato luogo a veri effetti metasomatici locali.

7. - PORFIROIDI.

A) PETROGRAFIA

I porfiroidi, comprendendo fra essi anche clastoporfiroidi e tufoidi ⁽¹⁾, compaiono intercalati alle filladi di vario tipo e ai paragneis porfiroblastici albitici. I loro affioramenti hanno forma allungata e potenze variabili da alcuni metri ad alcune decine di metri, tranne nella zona di Ren dove si possono calcolare oltre cento metri di potenza effettiva.

Sono rocce di colore grigio, talora maculate; di aspetto massiccio, mostrano solo di rado superfici scistose abbastanza sviluppate. La struttura più tipica e comune è blastoporfirica (v. tav. VI), con sviluppo molto variabile di fatti cataclastici e fillonitici. Abbondanti fenocristalli pertitici e di quarzo ondulato, più raramente di albite, con dimensioni fino ad oltre un millimetro di diametro massimo, compaiono in un fondo minuto, talora corrosi secondo un tipico carattere di roccia vulcanica (v. tav. VI, fig. 1, 2, 3). Sia i grossi cristalli che il fondo appaiono alquanto deformati e trasformati, con genesi principalmente di sericite e quarzo. Una certa stratificazione o una più irregolare distribuzione dei fenocristalli, o ancora un carattere tessiturale detritico suggeriscono in qualche punto la presenza di clastoporfiroidi.

I fenocristalli pertitici, spesso idiomorfi, sono costituiti da una base continua di feldispato potassico entro cui l'albite forma serie di plaghe geometriche, isorientate o meno (tav. VI, fig. 1). Talora si ha una associazione semizonare entro il fenocristallo con nucleo albitico, orlo di feldispato potassico e parti intercalate con caratteri ottici intermedi.

I rapporti quantitativi fra i due feldispati variano molto sia da campione a

⁽¹⁾ Per semplicità sarà spesso utilizzato in seguito il solo termine porfiroide per indicare anche clastoporfiroidi e tufoidi.

campione sia entro una stessa roccia; la tabellina che segue esemplifica la cosa, dando la valutazione (% in volume), eseguita con tavolo integratore Leitz, per quattro campioni esaminati.

	% medie	% estreme in singoli cristalli	
1 - K-feldispato	66,8	75	57,3
albite	33,2	25	42,7
2 - K-feldispato	55,2	61,8	52,3
albite	44,8	38,2	47,7
3 - K-feldispato	76	81	71
albite	24	19	29
4 - K-feldispato	53,7	73,2	34,4
albite	46,3	26,8	65,6

Si tenga però presente che data l'eterogeneità e la grossa grana della pertite è possibile che il taglio della sezione di ogni singolo fenocristallo simuli variazioni non corrispondenti del tutto a quelle reali.

L'albite ha composizione del 100 % Ab ($2V_z = 76^\circ$, molto costante; $X^\wedge (010)$ visto nella direzione $[100] = 16^\circ$; est. simm. = 17°).

Il feldispato potassico è rappresentato da ortoclasio e microclino non graticciato, la cui caratteristiche risultano le seguenti:

ortoclasio $2V_x = 68^\circ-74^\circ$; Y^\wedge polo (001) = 4° ;

microclino $2V_x = 76^\circ-86^\circ$; Y^\wedge polo (001) = $11^\circ-12^\circ$; X^\wedge polo (001) = $83^\circ-84^\circ$.

Accanto alle $\{001\}$ e $\{010\}$ è presente anche la sfaldatura $\{110\}$; qualche geminazione Carlsbad e Baveno è stata osservata. Argillificazioni possono essere presenti; più scarsa la calcite secondaria.

Ortoclasio e microclino sono presenti negli stessi campioni; gli apparenti unici cristalli sono spesso fortemente maculati e costituiti da parti irregolari aggregate con orientazione ottica reciprocamente spostata, per altro in modo assai lieve. Soltanto alcune parti unitarie più limpide ed estese permettono di ricavare i dati di cui sopra.

L'albite in grossi cristalli singoli è presente solo in alcuni campioni delle parti marginali dell'affioramento di Ren. Si tratta di cristalli sempre geminati polisinteticamente e quasi sempre a scacchiera; spesso in essi sono presenti venuzze o fasciette di feldispato potassico. Frequenti pure delle fratturazioni, con ricristallizzazione di albite minuta o invasione per sostituzione da parte di aggregati quarzosi.

Qualche grumo sericitico entro la pertite richiama forme di plagioclasio.

Il fondo minuto residuo mostra la rifrazione e birifrazione molto basse del feldispato potassico, ma non è mai scindibile nei suoi singoli individui costituenti. Gradualmente e irregolarmente esso si trasforma in microaggregati di sericite accompagnata eventualmente da quarzo; non è possibile dire quanto di questo quarzo microcristallino sia primario e quanto sia secondario. Sicuramente secondario è invece il quarzo che invade i grossi feldispati e costituisce nidi o venuzze pieghettate ad aspetto ptigmatico. La fitta compressione rivelata da queste forme trova riscontro

nella particolare pieghettatura di certi aggregati sericitici (tav. VI, fig. 4) allungati in striscie più o meno continue.

La *biotite* è di solito rara; molto pleocroica, tende a scolorirsi, a cloritizzarsi e più spesso a trasformarsi in muscovite e ossidi di ferro. Essa è più frequente nei elastoporfiroidi di Marcùz, dove si concentra in lettini o lenticelle; qui in luogo della *biotite*, con la stessa disposizione, può comparire della *muscovite* verde e pleocroica, ad angolo $2V_x = 38^\circ 40'$, a lamelle talora rotte e piegate.

Apatite, *zirconio*, *epidoti* pistacitici, *ortite* possono essere qua e là presenti. *Ematite*, *pirite* ematitizzata, *ossidi limonitici* sono diffusi con grande irregolarità. Nella zona di Marcùz, al contatto tettonico della linea Vall'Imperina-Vallalta, compaiono abbondanti cristallini di un carbonato romboedrico orlato costantemente da ematite, di genesi probabilmente secondaria.

Presso Case Dorigo si hanno tufoidi con enorme sviluppo del fondo minuto poco trasformato e scarsi, piccoli fenocristalli idiomorfi di K-feldispato, fittamente riempiti da sericite e talora da quarzo e albite. Schegge e granuli di quarzo ondulato di varie dimensioni sono sparsi in modo da definire una struttura detritica. Si tratta forse di un originario tufo cineritico.

Nella zona di Pianà compaiono delle rocce compatte di aspetto afanitico, ma con una certa fissilità piana, ricchissime in muscovite bene orientata entro superfici piane, associata a quarzo, microclino graticciato, albite granulare e ossidi di ferro; tutto è omogeneo e a grana molto minuta. Solo la stretta associazione di affioramento coi normali porfiroidi, la presenza di abbondante microclino ed il carattere petrochimico (v. anal. X) permettono di comprenderli nel gruppo metavulcanico. Si tratta anche qui con tutta probabilità di originari tufi cineritici, forse fortemente argillificati.

B) CHIMISMO

Si riferiscono in tabella 5 i risultati petrochimici di tre campioni esaminati. La roccia 17 rientra nel gruppo I di NIGGLI (rocce alcali-allumosilicatiche) nel quale vengono inquadrare molte ortometamorfite di tipo sialico; le rocce 18 e 19 sono al limite fra i gruppi I e VII (rocce allumosilicatiche) caratterizzato da un maggiore eccesso di *al*. Per tutte tre vale il diagramma D.

Di altri 5 campioni di porfiroidi si sono determinati gli ossidi alcalini, che costituiscono il dato più tipico e importante (n. X-XIV di tabella 5).

I porfiroidi mostrano nel complesso un chimismo magmatico acido con uno straordinario carattere alcalino potassico, tanto che il loro valore *k* è compreso tra 0,56 e 0,84, valori che non vengono mai citati nei normali Magmentypen di NIGGLI (1936) per tipi a pari sialicità. Rocce singole con analogo carattere vengono però ricordate in gran numero da JOHANSEN (1949), sia tra le rocce plutoniche (apliti alaskitiche, leucograniti ecc.), sia tra le rocce effusive (rioliti alcaline e normali, ossidiane).

Assieme all'accentuatissimo carattere potassico e all'alcalinità molto spiccata, i porfiroidi si pongono bene nei limiti delle rocce riolitiche alcaline anche per la bassa

TABELLA 5

	<i>% in peso</i>				<i>% dei cationi</i>		
	17	18	19		17	18	19
SiO ₂	75,39	69,51	65,72	Si	71,57	65,00	61,92
TiO ₂	0,27	0,39	0,39	Ti	0,19	0,28	0,28
Al ₂ O ₃	12,91	17,72	19,22	Al	14,44	19,52	21,33
Fe ₂ O ₃	0,53	1,05	1,95	Fe ^{'''}	0,38	0,74	1,38
FeO	0,65	0,41	0,61	Fe ^{''}	0,52	0,32	0,48
MnO	0,01	0,01	0,02	Mn	0,01	0,01	0,02
MgO	0,71	0,56	0,59	Mg	1,00	0,78	0,83
CaO	0,26	0,55	0,71	Ca	0,26	0,55	0,72
Na ₂ O	1,76	3,08	1,71	Na	3,24	5,58	3,12
K ₂ O	6,93	6,06	8,26	K	8,39	7,22	9,92
H ₂ O ⁺	0,98	0,85	1,30		100,00	100,00	100,00
H ₂ O ⁻	0,02	0,10	0,04	O	170,25	166,36	162,94
	100,42	100,29	100,52	OH	6,20	5,30	8,18

Valori Niggli

	17	18	19	
si	470,5	350	300	17 - Porfiroide presso Digomàn (anal. Ceroni).
ti	1,5	1,5	1,5	
al	47,5	52,5	52	18 - Clastoporfiroide, Marcùz (anal. D'Amico).
fm	12,5	10	13	
c	1,5	3	3,5	19 - Porfiroide a monte di Coltamai (anal. D'Amico).
alk	38,5	34,5	31,5	
k	0,72	0,56	0,76	
mg	0,52	0,42	0,30	
c/fm	0,12	0,30	0,27	
qz	+ 216,5	+ 112	+ 74	

	X	XI	XII	XIII	XIV	
Na ₂ O	2,50	2,59	1,78	1,20	1,01	X - A monte di Pianàr.
K ₂ O	5,66	6,18	7,54	9,06	7,87	XI - A monte di Ren.
k	0,60	0,61	0,74	0,83	0,84	XII - Vassère.
						XIII - Case Dorigo.
						XIV - A monte di Giove.

femicità e il basso contenuto in calcio. L'eccesso di allumina è evidentemente secondario, legato alla sericitizzazione dei feldispati, che è riuscita solo a variare ma non a cancellare il carattere petrochimico originario sia per i porfiroidi (n. 17, 19, XI, XII, XIV), che per i clastoporfiroidi e tufoidi (n. 18. X, XIII).

C) PETROLOGIA

I porfiroidi corrispondono a parte degli « ortogneis » di CASTIGLIONI (1935, 1939) e ai « porfidi besimauditici » di BIBOLINI (1924). La loro derivazione da vulcaniti è cosa fuori di dubbio, vista la petrografia ed il carattere petrochimico. I tipi più diffusi rivelano motivi originari di porfidi, lavici o ignimbratici, come indicano il riassorbimento dei cristalli, la distribuzione sufficientemente regolare degli stessi, la mancanza di segni di stratificazione; accanto ad essi, meno frequenti ed intimamente associati, si hanno clastoporfiroidi e tufoidi derivati da tufi di cristalli o da tufi cineritici. La presenza di questi indica che la genesi è stata effusiva.

La trasformazione metamorfica delle vulcaniti segue schemi noti: cristalloclasi, sericitizzazione dei feldispati, segregazione e facile ricristallizzazione del quarzo, ricristallizzazione dell'albite, sviluppo di tessiture dinamo-metamorfiche che, attraverso una fase di microondulazione, possono giungere alla formazione di una scistosità planare di taglio. Le strutture originarie vengono parzialmente mantenute e la eterogeneità di massa (fenocristalli - fondo minuto) si risolve in locali eterogeneità nelle nuove strutture (deviazione dei piani di taglio ecc.). Non si giunge mai ad una fillonitizzazione completa.

I fenocristalli pertitici sono senza dubbio il prodotto di smescolamento di originari feldispati alcalini di alta temperatura ad alto contenuto sodico. Lo smistamento è estremamente avanzato e lo dimostrano sia l'ampiezza delle singole parti albitiche, sia le proprietà ottiche dell'ortoclasio (adularia; TUTTLE, 1952), che lo farebbero corrispondere a termini poveri di sodio. Un certo interesse desta l'osservazione di un feldispato con rifrazione e birifrazione intermedie tra albite e K-feldispato, che compare talora al contatto tra due parti completamente smistate. La frammentarietà di queste porzioni ed il loro non unitario comportamento ottico non hanno mai permesso la loro definizione precisa. E' legittimo però il sospetto che si tratti di residui in via di smescolamento, fissati prima del raggiungimento dell'equilibrio.

Lo smistamento dei feldispati alcalini è con ogni verosimiglianza da ascrivere all'effetto del metamorfismo dinamico, senza il quale non sarebbe avvenuto nè in quella forma nè con quella intensità. In seguito allo smistamento si costruì dell'ortoclasio (adularia) di bassa temperatura il quale, attraverso uno stadio intermedio, passò a microclino, secondo lo schema di GOLDSMITH e LAVES (1954) o di BARTH (1959). La presenza di frequenti, confusi e lievi spostamenti di orientazione ottica di singole porzioni estremamente minute entro il feldispato potassico indicano probabilmente che buona parte di esso è fissato in via di microclinizzazione, mentre alcune parti soltanto hanno mantenuto le caratteristiche della adularia, e non molte altre hanno sviluppato domini triclinici sufficientemente estesi da poter essere rico-

nosciuti sicuramente con metodi ottici. Si sono avuti in definitiva i passaggi seguenti: Na-sanidino → adularia + albite → K-feldispati intermedi + albite → microclino + albite. Anche l'albite ha le caratteristiche di bassa temperatura.

Uno schema molto simile, che vale la pena di essere segnalato, si ritrova in GUITARD (1961), il quale tratta della « mesopertite » di certi porfiroidi dei Pirenei. Gli esempi riferiti da quell'Autore mostrano un contenuto in albite ancora più alto delle pertiti qui considerate.

I grossi cristalli di albite, che accompagnano i fenocristalli pertitici in alcune zone al confine con i paragneis porfiroblastici, presumibilmente non sono primari; infatti in base alla conoscenza sul sistema dei feldispati alcalini ad alta temperatura (BOWEN e TUTTLE, 1950) non sembra probabile una coesistenza primaria, nella paragenesi vulcanica, di sanidino con albite. Una genesi secondaria viene indicata dai residui di microclino che si hanno in alcuni cristalli albitici e dalla geminazione a scacchiera: ciò fa supporre che si tratti di forme di smistamento di feldispati alcalini sodici, per es. anortoclasio; oppure, più probabilmente, che una certa albitizzazione abbia interessato localmente i grossi cristalli pertitici.

8. - ROCCE VERDI.

A) PETROGRAFIA

Le rocce verdi costituiscono alcuni piccoli affioramenti dei quali solo quelli di Val Sarzana e Forcella Aurine raggiungono spessori abbastanza cospicui. Petrograficamente si distinguono diversi tipi di rocce che vengono descritti separatamente, cioè: α) metadiabasi albitico-epidotico-cloritico-anfibolici; β) metadiabasi albitico-cloritico-(calcitici); γ) cloritoscisti albitici da tufi; δ) adinoli.

α) metadiabasi albitico-epidotico-cloritico-anfibolici.

Sono stati ritrovati unicamente al nucleo della mandorla sita nei pressi di Forcella Aurine. Sono rocce verde scuro, massicce, talora listate o interessate da irregolari superfici di laminazione, mantenenenti a volte una microbollosità. La loro composizione mineralogica è variabile. Costituenti fondamentali sono: *albite*, *cloriti*, *anfiboli*, *epidoti*, *calcite*, *ossidi di ferro*, *apatite*, *pirite*, associati in modo vario. Restano tracce frequenti di una struttura ofitica o intergranulare (tav. VII, fig. 2) entro una compagine ricca di motivi cristalloclastici e cristalloblastici, con locali allineamenti di cristalli.

L'albite si ritrova in più generazioni: 1) Cristalli quasi sempre geminati e ricchi di inclusi (epidoti, ossidi di ferro) e intorbidati, spesso deformati clasticamente. 2) Cristalli di varie dimensioni, limpidi, talora geminati a scacchiera, ma spesso non geminati; a loro volta sono interessati da fratturazioni anche con spostamento. 3) Aggregati microgranulari di risanamento tardivo o diffusi in alcune fasce a carattere blastomilonitico.

Gli *anfiboli* sono di due tipi, entrambi incolori e con birifrazione media: *tremolite* con $Z^c = 19^\circ-20^\circ$ e $2V_x = 84^\circ$; *orneblenda* magnesifera con $Z^c = 26^\circ-28^\circ$ e $2V_x = 72^\circ-75^\circ$. Entrambi hanno subito piegamenti, rotture, sfrangiamenti a covone e

sostituzione in particolare ad opera di cloriti e albite. I minerali cloritici hanno carattere di *pennina* e di *clinocloro*; formano grumi irregolari con una certa tendenza a sfrangiarsi infiltrandosi tra e dentro gli altri cristalli. Gli *epidoti* pistacitici incolori sono in cristallini o microgranulazioni. La *calcite* non è presente in tutti i campioni esaminati; forma cristalli abbastanza grossi. Gli *ossidi* di ferro sono abbondanti; l'*apatite* è in aghetti incrociati; la *pirite* è in cristalli sparsi.

β) *metadiabasi albitico-cloritico-(calcitici)*.

Costituiscono la massa di Val Sarzana e le masserelle di California, mentre sono meno abbondanti nella mandorla di F. Aurine. Sono rocce verdi, massiccie, ricche di venature bianche o grigio-giallastre e di superfici di cataclastesi irregolarmente disposte.

Nella struttura trovano posto motivi blastofitici (tav. VII, fig. 3) analoghi a quelli già visti sopra, ma con maggior tendenza a dissolversi in motivi cataclastici e cristalloblastici. Con gradualità si giunge ad una compagine costituita da singoli cristalli o aggregati albitici, immersi in una base continua di pennina e calcite granulare o fibrolitica, che si suddivide in un complicatissimo anastomizzarsi di venuzze (tav. VII, fig. 4). Tale compagine simula talora una struttura clastica. La mancanza di residui di stratificazioni e la presenza dei motivi blastofitici sono però forti indicazioni di una natura diabasica ⁽¹⁾, non tufacea.

Raramente si sviluppano accenni di scistosità, con allineamento dei costituenti. E' più frequente che si abbiano irregolari fascie blastomilonitiche che però non producono una fissilità.

L'*albite* è anche qui in più generazioni, in modo identico a quanto visto per l'altro gruppo di metadiabasi. Un po' di *biotite* rossiccia si forma talora a spese di *clorite*. La *calcite* può mancare o essere abbondante; da alcune prove calcimetriche risulta una proporzione massima di calcite del 18 % circa in campioni privi di vene. Spesso la calcite costituisce vene o ghiandole, dove eventualmente è associata ad albite e quarzo granoblastici.

Idrossidi di ferro ed *ematite* sono abbondanti in aggregati caratteristici, in parte probabilmente derivati da ilmenite. La *pirite*, qua e là presente in granuli isolati piuttosto grossi, si dimostra di genesi posteinematica e sollecita al suo contorno la ricristallizzazione di clorite in lamelle più grandi e indisturbate.

γ) *cloritoscisti albitici da tufi*.

Si tratta di rocce di un verde più chiaro dei metadiabasi, a scistosità da piana a molto micropieggettata, di aspetto e composizione varia. Essi compaiono nell'affioramento di F. Aurine, all'esterno delle parti metadiabasiche, e costituiscono i piccoli affioramenti dei Martinoi e di Case Dorigo.

A F. Aurine si riconoscono due tipi differenti, entrambi soprastanti ai metadiabasi. L'uno è dato da *cloritoscisti albitico-actinolitici* pieghettati minutamente, con l'iniziale formazione di S_2 quasi perpendicolare a S_1 e con alternanza non molto evidente di lettini. La clorite è più abbondante che nei metadiabasi dei due tipi,

⁽¹⁾ Si intende diabasica nel senso paleovulcanico dei geologi tedeschi.

mentre l'albite è più scarsa. L'actinolite (birifrazione medio bassa, $Z^c = 15^\circ$) è di generazione da sin- a postcinematica, come dimostra il suo seguire la pieghettatura senza deformazioni. L'albite è in parte precinematica ed in parte sincinematica. La calcite ha limitata diffusione, mentre gli epidoti mancano quasi completamente; abbondanti gli ossidi metallici.

Il secondo tipo, esterno al precedente, ha colore verde più chiaro; è pure micropieggettato ma le rare e poco sviluppate direzioni S_2 sono inclinate di circa 20° su S_1 . Netta è la microstratificazione (tav. VIII, fig. 1) con alternanza di letti più o meno ricchi di clorite e di albite; i più grossi aggregati albitici sono ruotati e ricristallizzati internamente (tav. VIII, fig. 2) nei nuclei di micropieghe rovesciate. Abbondanti gli ossidi di ferro; mancano calcite, epidoti e anfiboli; presente è invece in piccole quantità la biotite rossiccia secondaria su cloriti.

Ai Martinoi compare un'intercalazione sottile allineata secondo S_1 degli scisti circostanti, di una roccia cloritico-albitica verde, con microbande più chiare ricche in calcite, a netta scistosità piana. Entro di essa alcune ghiandole si rivelano ricche in quarzo, calcite e albite. L'albite compare in cristalli anche grossi disposti con irregolarità e si rivela di due generazioni: 1) cristalli deformati e intorbidati; 2) cristalli di neoformazione metamorfica e di probabile genesi postcinematica, perchè indipendenti da ogni deformazione. Abbondanti ossidi metallici sottolineano la scistosità.

L'intercalazione di Case Dorigo è pure sottile e allineata secondo S_1 dei parascisti circostanti. La roccia che la costituisce è di un verde abbastanza chiaro, discretamente scistosa. La grana è molto minuta, a parte alcune lenti calcitico-quarzose. Abbondante è il clinocloro; l'albite è in assoluta prevalenza di neoformazione, perfettamente limpida, da sin- a postcinematica; più scarsa l'albite precinematica in cristallini più grandi, deformati e sericitizzati. Frequenti sono invece degli aggregati sericitico-epidotici su forme tipiche di plagioclasti, che gradualmente si distruggono stirandosi nelle superfici di scistosità in fasciette allungate. Non molto abbondanti gli ossidi metallici.

δ) *adinoli felsitiche.*

Costituiscono minute venuzze grigio-giallastre di sostituzione entro le filladi a lato dell'affioramento di F. Aurine. La grana è minutissima, con una scistosità quasi perfettamente piana. Costituente assolutamente preponderante è l'albite (la norma calcolata dall'analisi chimica — n. 23 — dà l'81 % di albite), in prevalenza microblastica ma anche in occhietti glomeroblastici minuti; seguono muscovite, quarzo, cloriti, ossidi metallici; scarse calcite ed apatite. Tra la parte filladica e l'adinole esiste un passaggio graduale anche se rapido; mentre la fillade è fortemente microondulata con parziale sviluppo di S_2 , l'adinole ha cenni di scistosità piana coincidente con S_1 della fillade stessa. Si deduce da queste relazioni che l'adinolizzazione è antecedente alla pieghettatura della fillade.

B) CHIMISMO

Sono stati analizzati quattro campioni i cui risultati con i valori petrochimici calcolati si trovano in tabella 6.

TABELLA 6

	% in peso				% dei cationi				
	20	21	22	23	20	21	22	23	
SiO ₂	44,28	45,40	52,60	65,80	Si	42,65	42,32	50,65	58,56
TiO ₂	1,55	1,47	1,66	0,22	Ti	1,12	1,03	1,20	0,15
Al ₂ O ₃	18,48	15,26	18,56	20,55	Al	20,97	16,76	21,06	21,55
Fe ₂ O ₃	4,61	3,21	4,63	0,85	Fe ^{'''}	3,34	2,25	3,35	0,57
FeO	6,61	7,45	6,53	0,31	Fe ^{''}	5,32	5,81	5,26	0,23
MnO	0,21	0,20	0,23	0,01	Mn	0,17	0,16	0,19	0,01
MgO	7,45	8,86	5,14	0,39	Mg	10,69	12,32	7,37	0,52
CaO	7,47	5,39	0,75	0,83	Ca	7,70	5,38	0,77	0,79
Na ₂ O	3,67	4,55	5,17	9,37	Na	6,85	8,22	9,65	16,15
K ₂ O	0,83	0,45	0,40	0,99	K	0,97	0,54	0,50	1,12
P ₂ O ₅	0,27	n. d.	n. d.	n. d.	P	0,22	—	—	—
CO ₂	n. d.	4,10	n. d.	0,29	C	—	5,21	—	0,35
H ₂ O+	4,11	3,85	3,82	0,54		100,00	100,00	100,00	100,00
H ₂ O—	0,58	0,26	0,38	0,02					
	100,12	100,45	99,87	100,17	O	139,34	146,10	146,72	159,89
					OH	26,00	23,92	24,52	3,20

Valori Niggli

	20	21	22	23	
si	102,5	109,5	155,5	272	20 - Metadiabase albitico-cloritico-epidotico-anfibolico; F. Aurine (anal. D'Amico).
ti	2,5	2,5	3,5	0,5	
al	25	21,5	32,5	50	21 - Metadiabase albitico-cloritico-calcitico; Val Sarzana (anal. D'Amico).
fm	47	53	49,5	6	
c	18,5	14	2,5	4	22 - Cloritoscito albitico; F. Aurine (anal. Ceroni).
alk	9,5	11,5	15,5	40	
k	0,13	0,06	0,05	0,06	
mg	0,55	0,60	0,45	0,39	
c/fm	0,39	0,26	0,05	0,66	
qz	-35,5	-36,5	-6,5	+12	23 - Adinole felsitica; F. Aurine (anal. Ceroni).
co ₂	—	13,5	—	1,5	

Nella classificazione chimica di NIGGLI la roccia 20 cade nel diagramma B al limite fra i campi dei gruppi IV (rocce calcio-allumo-silicatiche), corrispondente a composizioni gabbroidi, gabbrodioritiche ecc. e VI (rocce silicatiche alcaline ricche in Fe, Mg, Ca), corrispondente a ortometamorfiti femiche a tendenza alcalina. La roccia 21 rientra nel gruppo VI, diagramma B. La roccia 22 è al limite tra il VII (rocce allumosilicatiche) e il II (rocce alcali-allumosilicatiche) grazie ai suoi più alti valori *al* e *alk*. L'adinole, n. 23, infine rientra nel gruppo I, diagramma D.

I metadiabasi possono venir confrontati facilmente con tipi magmatici basici, come la loro stessa natura petrografica indica. L'evidente carattere gabbroide del metadiabase albitico-cloritico-epidotico-anfibolico — n. 20 —, eventualmente con una certa tendenza sodica, indica che ci troviamo di fronte ad un prodotto metamorfico grosso modo isochimico. La stessa cosa non è per il diabase cloritico-albitico-calcitico nel quale, pur tralasciando l'aggiunta di CO₂, si deve sottolineare una certa perdita di Ca e Al (mancano infatti epidoti ed anfiboli) ed un arricchimento, presumibilmente indiretto, di sodio e magnesio. Ancora più accentuato si rivelerebbe l'effetto allochimico se si scegliesse un metadiabase senza calcite: si è ritenuto superfluo compiere l'esame di questo per la facile prevedibilità dei dati e anche perchè il cloritoscisto n. 22 mostra una paragenesi somigliante e quindi dati chimici strettamente confrontabili; per quest'ultimo non si ha somiglianza con alcun tipo magmatico.

Del tutto a parte è il problema dell'adinole, il cui spiccatissimo carattere sodico non abbisogna di commenti. A parte i costituenti dell'albite si noti il carattere pelitico dei rapporti tra ossidi, in accordo con l'osservazione petrografica; ciò indica che l'adinole è il prodotto di metasomatosi sodica su peliti.

C) PETROLOGIA

Le rocce verdi costituiscono antiche masse vulcaniche, le quali rivelano ancora attraverso frequenti residui strutturali la loro natura lavica o tufacea. I singoli affioramenti sono così costituiti:

1. - Val Sarzana - Metadiabasi albitico-cloritico-(calcitici) ricchi in vene. Massa di un centinaio di metri di potenza, nella quale non si sono trovati residui a carattere tufaceo.

2. - F. Aurine - Metadiabasi albitico-cloritico-epidotico-anfibolici sfumanti a metadiabasi albitico-cloritici, con copertura di cloritoscisti derivati da tufi e produzione locale di adinoli. 30-40 m di potenza.

3. - Case Dorigo - Cloritoscisti albitico-epidotici da tufi plagioclasici. Strato di 2-3 m di potenza.

4. - Martinoi - Cloritoscisti albitico-calcitico-quarzosi derivati da tufi. Strato di alcuni metri di potenza.

5. - California - Metadiabasi albitico-cloritici con ghiandole di quarzo e calcite. Due masserelle della potenza di vari metri.

L'affioramento di F. Aurine è il più interessante sia per la sua costituzione più complessa, sia per la gradualità di trasformazione che dimostra. Le paragenesi dei metadiabasi: *albite-epidoti-clorite-tremolite* e *clorite-albite-(calcite)* rientrano entrambe nella facies degli scisti verdi, subfacies a « quarzo-albite-muscovite-clorite » sec. TURNER (1958) ⁽¹⁾. Esse si sono reciprocamente differenziate soprattutto in funzione di un diverso ambiente chimico: diverso valore di P_{CO_2} , diversa tendenza alla migrazione del calcio ecc., come viene indicato dallo stesso TURNER (pag. 222). Nella trattazione di ESKOLA (BARTH-CORRENS-ESKOLA, 1939) le due paragenesi apparterebbero a due facies differenti (delle anfiboliti epidotiche e degli scisti verdi rispettivamente), in quanto fenomeno generale nel metamorfismo a temperatura man mano più bassa, secondo quell'Autore, è la tendenza alla migrazione del calcio, se non in presenza di abbondante CO_2 . Le due posizioni sono diverse più apparentemente che sostanzialmente e servono a sottolineare entrambe lo stato dei fatti nei metadiabasi di F. Aurine, cioè: passaggio graduale dalla paragenesi « albite-epidoti-clorite-tremolite » alla paragenesi « albite-clorite-(calcite) » e congelamento di gran parte della massa in un equilibrio intermedio. Il passaggio tra le due paragenesi va inteso nel senso di gradini successivi di trasformazione.

Queste trasformazioni possono essersi verificate in condizioni autometasomatiche oppure in condizioni epimetamorfiche; i dati strutturali non danno indicazioni univoche. La presenza di abbondante calcite dà indicazioni in favore di una trasformazione autometasomatica nella quale si può ritrovare facilmente una fonte di CO_2 , che è difficile invece ritrovare nel caso di una semplice trasformazione epimetamorfica. Anche la locale osservazione di piccole bollosità è da far risalire a caratteristiche originarie delle rocce vulcaniche.

Il metamorfismo tettonico avrebbe quindi agito su rocce spilitizzate (chiamare metaspiliti invece che metadiabasi queste rocce è questione nomenclatoria di scarso interesse), producendo in esse parziali ricristallizzazioni, cristalloclastesi, blastomilonisi, ma senza produrre mai una vera scistosità per la mancanza di originarie strutture anisotrope. Considerazioni del tutto analoghe valgono per la massa di Val Sarzana.

Nei cloritoscisti derivati da tufi la scistosità si è invece sviluppata grazie alla presenza delle originarie superfici di microstratificazione, e ha dato luogo a motivi non dissimili da quelli già descritti nei parascisti. Accanto a parti a deformazione posteristallina, si hanno abbondanti parti a ricristallizzazione sincinemica, con buoni orientamenti di cristalli e locale sviluppo di una scistosità trasversale S_2 . Nel complesso dei cloritoscisti si nota una certa omogeneità di caratteristiche generali, salvo per l'intercalazione di Case Dorigo, dove si riconoscono le forme di antichi plagioclasti idiomorfi e la clorite è alquanto alluminifera.

Le venuzze adinoliche, interessanti per la loro non comune natura, sono però di tanta ridotta estensione da non avere particolare interesse petrogenetico. Il fatto che esse mantengano una orientazione piana su S_1 (microstratificazione), mentre le

⁽¹⁾ L'orneblenda presente è sempre chiaramente instabile e non può essere considerata nella definizione di facies.

filladi immediatamente adiacenti sono fortemente ondulate, sembra indicare che l'albitizzazione sia pretettonica e che l'adinole non abbia subito una particolare influenza da parte del metamorfismo tettonico. In questo quadro l'adinolizzazione sembra da attribuire all'attività delle vulcaniti basiche sui sedimenti circostanti.

CASTIGLIONI (1935, 1939) propone la possibilità che l'affioramento della Val Sarzana (Egli cita come costituenti della roccia degli anfiboli che non sono stati ritrovati da me) rappresenti una porzione porfirica delle vulcaniti atesine. La descrizione e la discussione qui fatte escludono questa possibilità per varie ragioni: infatti l'intercalazione è interna ad altre rocce cristalline e non ricoperta da sedimenti permiani; essa è in tutto analoga alle altre masse basiche entro la formazione cristallina; e infine non si conoscono porfiriti del vulcanesimo permiano che siano somiglianti a queste rocce.

Per quanto riguarda gli « scisti quarzo-anfibolici » ricordati dallo stesso CASTIGLIONI non si sa a che cosa attribuirli, dato che non ho mai trovato nulla di simile. Ugualmente non ho ritrovato una « spilite anfibolica » nei pressi di Digomàn, quale viene citata da TARAMELLI (1882, 1883); non so se con quella indicazione si possa intendere la massa di Val Sarzana.

9. - PARAGNEIS ALBITICO-MUSCOVITICI.

A) PETROGRAFIA

α) *paragneis monometamorfici.*

I *paragneis* occupano quasi tutta la parte sud-occidentale della zona cristallina, giungendo con un lembo fino a F. Aurine.

I minerali che li costituiscono sono: *quarzo*, *albite*, *muscovite* sempre presenti; *cloriti* ed *epidoti* presenti quasi sempre in non grandi quantità; *calcite* e *siderite* presenti solo qualche volta con varia abbondanza; *granati* e *biotite* sempre scarsi ma abbastanza diffusi; *tormalina*, *ematite*, *apatite* e *zirconio* presenti in quantità accessorie, talora relativamente alte. I rapporti reciproci di quantità fra i componenti sono molto variabili: costanti sono una notevole quantità di *quarzo* e una buona quantità di *albite*; eventuali variazioni di *paragenesi* si sviluppano su brevissima distanza.

I *paragneis albitico-muscovitici* sono caratterizzati da una cristallinità maggiore delle altre parametamorfite esaminate; da una cristalloblastesi tipicamente sincinemica, rivelata dalla tendenza di *albite* e *quarzo* a disporsi nelle superfici di scistosità con orientamento di forma, in modo perfettamente concordante; dal graduale sviluppo, con locali accentuazioni, di porfiroblasti albitici, pur essi solitamente allungati e orientati; e infine dalla comune presenza di un'unica serie di superfici ondulate di orientazione. Non mancano termini di graduale passaggio verso filladi o *paragneis* porfiroblastici, in particolare nelle zone marginali.

I porfiroblasti albitici hanno dimensioni nel complesso minori che nei *paragneis* porfiroblastici: da 0,3 a 0,4 mm fino a estremi di 1-1,2 mm di diametro massimo

delle sezioni. Sia nei porfiroblasti che nella matrice di fondo l'albite ha composizione sempre vicina al 100 % Ab, ed è spesso non geminata, salvo scarse associazioni a due individui albite-Carlsbad, o polisintetiche secondo l'albite; molto rare le geminazioni a scacchiera.

Allo sviluppo dei maggiori cristalli corrisponde un rarefarsi dell'albite di fondo, fino a sua sparizione quando i porfiroblasti sono abbondanti; la genesi di questi si è quindi verificata essenzialmente attraverso una risistemazione strutturale interna. Tale risistemazione è avvenuta in fase sincinemica gradualmente, per evoluzione di una struttura iniziale omeoblastica (tav. VIII, fig. 3), nella quale vanno formandosi alcuni porfiroblasti albitici in individui singolarmente separati (tav. VIII, fig. 4) che localmente si accumulano in aggregati particolarmente fitti (tav. IX, fig. 1). Un tale motivo potrebbe essere descritto con le parole di SCHEUMANN (1936): « gemmazione di porfiroblasti che si originano nelle parti antiche spesso in fitto ammassamento », per i tipici casi di metablastesi. L'atto blastico dimostra accentuazione molto varia da punto a punto: i cristalli albitici tendono a raggrupparsi in irregolari lenti disposte secondo la scistosità.

Entro i porfiroblasti sono abbastanza frequenti degli inclusi di quarzo, granati, ossidi di ferro, apatite, tormalina, oltre a striscie di microliti nerastri (sostanze carboniose? grafite?). Questi inclusi, occupanti di solito solo la parte centrale del cristallo, sono spesso disorientati rispetto alla scistosità; non è raro nemmeno che l'orientamento sia diverso da un porfiroblasto a quello contiguo (tav. IX, fig. 3). Ciò induce a ritenere che si abbiano due momenti ben separati di crescita, o semplicemente che si sia sviluppato un fenomeno di rotolamento di molti porfiroblasti albitici in un momento precoce della loro genesi, successivamente al quale la blastesi è proseguita con ampliamento dei nuclei albitici, fino eventualmente all'assunzione di forme subidiomorfe. E' raro che la crescita sia avvenuta con diversa orientazione cristallografica dal nucleo più antico e centrale.

Accompagnano la crescita blastica di albite la neoformazione di biotite rossastra come pseudomorfo su cloriti, di cristalli disorientati di muscovite nelle zone di maggior divaricazione delle pieghe, e infine di aggregati raggiati di cloriti e granulazioni o venuzze di ossidi limonitici.

La *muscovite* ha $2V_z = 35^\circ$ e colore verdognolo con lieve pleocroismo; le *cloriti* sono rappresentate quasi sempre da *pennina* verde e pleocroica. Gli *epidoti* hanno carattere pistacitico; la loro ripartizione è variabilissima nello spazio. I *granati*, meno diffusi, mostrano una straordinaria tendenza ad essere inclusi nei blasti di albite, che presumibilmente li hanno imprigionati durante la loro crescita (tav. IX, fig. 2). Essi sono spesso profondamente trasformati in cloriti (ev. + sericite e ossidi di ferro) oppure in aggregati lamellari di aspetto iddingsitico disposti secondo motivi cellulari. *Apatite*, *zirconio* e *tormalina* (Z = verde chiaro, X = verde bruno), relativamente abbondanti, hanno forma quasi sempre arrotondata (soprattutto i primi due), indicando una loro possibile natura di granuli detritici residuali.

La *siderite* ($n_x \cong 1,59$, $n_z \cong 1,83$) è presente in alcuni punti della zona di Mis e di Vallalta; costituisce lettini ondulati nella scistosità o cristalli sparsi e brevi venuzze discordanti. La *calcite* è più diffusa, sia in cristalli singoli che in chiazze

o vene discordanti. *Ematite* ocracea e *idrossidi di ferro* costituiscono granuli, liste e fini depositi irregolari oltre a vene trasversali ed a impregnazioni entro parti cataclastizzate. Molto scarse *magnetite* e *titanite* in granuli e microaggregati. Scarsa *pirite* mostra relazioni di genesi tardiva.

β) *paragneis probabilmente polimetamorfici di Masòch*.

Attenzione particolare merita una piccola zona di *paragneis* vicino a Masòch. Si tratta di rocce scistose, micronodulose, molto compatte; esse sono alquanto più ricche in *granati* ed *epidoti* dei normali *paragneis* mentre mancano di *cloriti* e presentano qualche segno di relitti strutturali. In esse *muscovite* e *biotite* (questa più scarsa) appaiono in due generazioni: la prima è rappresentata da aggregati di lamelle abbastanza grandi, alquanto disorientate rispetto all'andamento della scistosità, talora un po' arcuate e ondulate; la *biotite* è bruna e molto pleocroica. La seconda generazione è data da lamelle più piccole entro i letti quasi piani della scistosità; in questi la *biotite* è più scolorita e meno birifrangente.

L'*albite*, in grossi o medi cristalli spesso geminati a scacchiera, è precinematica, un po' intorbidata e sericitizzata. Non si nota mai una attività di espansione metablastica dei cristalli, ma piuttosto una certa corrosione dell'*albite* da parte del quarzo ed un suo avvolgimento ad opera delle fascie scistogene; anche vari aggregati di *muscovite* sono avvolti nella scistosità. *Muscovite* I e *albite* sono spesso costellate da microgranulazioni, rispettivamente epidotiche e epidotico-sericitiche, che danno il sospetto pure esse di residui strutturali. Anche piccoli resti di *feldispato potassico* torbidiccio entro granuli di *albite* a scacchiera pongono analogo problema.

L'affioramento troppo limitato non permette una sufficiente gamma di variazioni per una più precisa definizione. Il suo confine verso i normali *paragneis* non è rilevabile per la generale copertura morenica e la folta vegetazione.

B) CHIMISMO

Si riferiscono in tabella 7 i risultati della analisi chimica di cinque campioni di *paragneis* albitico-muscovitici, con i relativi valori calcolati.

Tutte cinque le rocce rientrano nel gruppo VII (rocce allumo-silicatiche) diagramma C di NIGGLI (1934); la 25 e la 28 sono vicine al limite col gruppo II (rocce alcali-allumo-silicatiche).

Di altri cinque *paragneis* sono stati determinati gli ossidi alcalini (n. XV-XIX di tabella 7; anal. D'Amico).

Il chimismo è di rocce sedimentarie, come indicano i soliti rapporti tra ossidi e tra parametri. E' da notare la non grande ampiezza dell'intervallo tra i valori di SiO_2 , più o meno corrispondente a quello dei *paragneis* porfiroblastici albitici e molto meno ampio di quello delle rocce filladiche. La variazione di Al_2O_3 è in rapporto diretto con la variazione di K_2O , vale a dire con la quantità di *muscovite* presente nelle rocce. Il rapporto oscillante $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ dipende soprattutto dalla variabile quantità di FeO , mentre le proporzioni di Fe_2O_3 sono sufficientemente costanti (ciò non vale per la roccia 24, impregnata di venuzze ematitiche). Anche le quantità di MgO variano in modo meno accentuato di quelle di ossido ferroso; i rapporti MgO/FeO risultano alquanto variabili.

TABELLA 7

	% in peso					% dei cationi					
	24	25	26	27	28	24	25	26	27	28	
SiO ₂	71,64	71,48	61,12	58,26	69,06	Si	70,99	69,41	59,48	57,30	65,83
TiO ₂	0,68	0,93	0,65	0,92	0,62	Ti	0,50	0,68	0,47	0,68	0,45
Al ₂ O ₃	14,67	13,26	19,12	19,93	15,87	Al	17,13	15,17	21,94	23,10	17,82
Fe ₂ O ₃	4,49	1,03	1,58	1,53	1,65	Fe ^{///}	3,34	0,76	1,16	1,13	1,18
FeO	0,53	3,63	4,78	6,06	1,81	Fe ^{''}	0,44	2,95	3,89	4,99	1,44
MnO	0,01	0,12	0,11	0,09	0,05	Mn	0,01	0,10	0,09	0,08	0,04
MgO	0,59	1,40	2,58	2,15	1,97	Mg	0,87	2,02	3,74	3,15	2,80
CaO	0,42	0,80	1,09	0,82	1,83	Ca	0,44	0,83	1,13	0,86	1,87
Na ₂ O	1,78	3,11	1,70	1,73	2,79	Na	3,42	5,86	3,20	3,30	5,15
K ₂ O	2,26	1,79	3,95	4,31	2,82	K	2,86	2,22	4,90	5,41	3,42
H ₂ O+	2,37	2,58	2,88	3,92	1,56		100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
H ₂ O—	0,28	0,14	0,26	0,19	0,16						
	99,72	100,27	99,82	99,91	100,19	O	167,42	165,66	158,10	152,89	166,58
						OH	15,66	16,70	18,70	25,70	9,92

Valori Niggli

	24	25	26	27	28	
si	422,5	379,5	237,5	219,5	320,5	24 - Paragneis albitico, sopra Zavàt (anal. D'Amico).
ti	3	3,5	2	2,5	2	25 - Paragneis albitico-muscovitico-epidotico, Nogarei (anal. D'Amico).
al	51	41,5	44	44	43,5	26 - Paragneis muscovitico-albitico con tendenza a micascisto muscovitico, Stalle Ronc (anal. D'Amico).
fm	28	32	35,5	36	26,5	27 - Paragneis muscovitico-albitico con tendenza a micascisto muscovitico, a sud di Mis di sotto (anal. D'Amico).
c	2,5	4,5	4,5	3,5	9	28 - Paragneis albitico-muscovitico-epidotico probabilmente polimetamorfico, Masòch (anal. Ceroni).
alk	18,5	22	16	16,5	21	
k	0,46	0,27	0,60	0,62	0,40	
mg	0,19	0,35	0,42	0,34	0,51	
c/fm	0,09	0,14	0,13	0,10	0,34	
qz	+248,5	+191,5	+73,5	+53,5	+138,5	
	XV	XVI	XVII	XVIII	XIX	
Na ₂ O	2,12	2,14	2,00	3,17	2,50	XV - Paragneis albitico-muscovitico, tra Sagròn e Mis.
K ₂ O	3,10	3,22	2,61	2,05	0,71	XVI - Paragneis albitico-muscovitico, Col Cornisin.
k	0,49	0,50	0,46	0,30	0,16	XVIII - Paragneis albitico-muscovitico, Case Titelle.
						XVIII - Paragneis albitico, est di Feste.
						XIX - Quarzite albitica, a valle di Sagròn.

CaO è sempre presente in quantità non minime; ciò sembra distinguere i paragneis albitico-muscovitici da altre rocce esaminate. Le quantità degli ossidi alcalini sono di particolare interesse, perchè rivelano una certa costanza della soda (1,70 % - 3,17 %) e una maggior variazione della potassa (0,71 % - 4,31 %). Le quantità reciproche dei due ossidi alcalini variano molto, come indicano i rapporti k oscillanti tra 0,16 e 0,62.

Tra il paragneis di Masòch — n. 28 — e gli altri le differenze petrochimiche sono veramente lievi: si riducono essenzialmente ad un certo maggior contenuto in calcio, ad una minor quantità di H₂O (mancano le cloriti), ad un valore fm lievemente più basso e ad un più alto rapporto mg ; tutte le altre grandezze sono contenute nella gamma di variazione dei normali paragneis monometamorfici.

C) PETROLOGIA

I paragneis albitico-muscovitici al contrario degli altri gruppi petrografici costituiscono una massa omogenea e unica, senza intercalazioni estranee. Verso i margini della loro zona di affioramento con le altre formazioni epimetamorfiche i caratteri strutturali dei paragneis si modificano, assumendo motivi propri di quelle. In queste zone di margine si notano in luogo dell'unica serie di superfici di scistosità, pur micropieghettate, che caratterizza i tipici paragneis di Mis-Sagròn, stiramenti e strappamenti lungo nuovi piani di taglio (S_2) con una parziale ricristallizzazione orientata.

Vale a dire che se le condizioni petrogenetiche e tettoniche nell'area dei paragneis di Mis-Sagròn, nella loro espressione più tipica, sono state differenti da quelle dominanti nelle altre masse parametamorfiche, pure esiste una gradualità di sfumature che sottolinea la unicità del processo deformativo e costruttivo. Per le ragioni tettonico-stratigrafiche che saranno dette alle pagine 57-63 e per la maggior cristallinità, i paragneis albitico-muscovitici sono da attribuire al livello metamorfico più profondo della zona Agordo-Cereda. Essi sono però ancora chiaramente epizonali, rientrando nella subfacies ad « albite-epidoti-muscovite-clorite » (TURNER, 1958), con sfumature alla subfacies a biotite alla quale invece appartengono in pieno i paragneis di Masòch.

L'eventuale carattere polimetamorfico di questi ultimi è di una certa importanza nel quadro della zona Agordo-Cereda. La roccia antecedente all'ultimo metamorfismo sembra essere stata di natura parascistosa, data la sua composizione ricca di muscovite e granati; i singoli componenti sembrano essere stati disposti secondo moduli scarsamente orientati, la grana della roccia sembra relativamente grossa. Gli aggruppamenti di epidoti inclusi entro lamine di muscovite e i grumi epidotico-sericitici entro granuli di albite possono far sospettare addirittura tre fasi metamorfiche (plagioclasti saussuritizzati e metasomatizzati?); ma i dati sono troppo scarsi per insistere su una simile questione. Per gli altri paragneis non esistono indicazioni di polimetamorfismo. In essi l'esistenza di nuclei albitici spostati o ruotati rispetto all'orientazione della scistosità è facilmente inquadrabile in un unico metamorfismo, nel quale testimonia una duplicità o pluralità di episodi, con variabile

rapporto tra deformazione e blastesi. La presenza di granati in via di trasformazione è facilmente riferibile alla natura arenacea dei sedimenti originari; è noto come i granati siano minerali comuni tra i granuli detritici delle elastiti.

Esisterebbe perciò un vero hiatus tra le rocce di Masòch e i più comuni paragneis, mancando termini di passaggio. Geologicamente i due gruppi di rocce, qui riuniti per la loro analogia petrografica, sono da considerare distinti. Sembra in conclusione che i normali paragneis rappresentino dei sedimenti terrigeni derivati da formazioni metamorfiche, di cui i gneis di Masòch si possono supporre l'unica testimonianza. La diffusa presenza di granati ed epidoti e la relativa uniformità di alcuni caratteri chimici parlano nel senso di una derivazione unitaria. I sedimenti terrigeni potevano essere sabbiosi o sabbioso-argilloso, ma è probabile che non desero luogo ad ampie masse argillose, delle quali mancano i corrispondenti metamorfici.

Il metamorfismo tettonico epizonale, oltre ad operare normali trasformazioni (i granati sono chiaramente instabili) e ricostruzioni (cloriti, muscovite, ecc.), fu caratterizzato dalla blastesi albitica, e si sviluppò e praticamente si esaurì in fase sincinemica. Si noti come manca nei paragneis albitico-muscovitici la molteplicità di episodi che si riconosce nelle altre parametamorfiti. Solo la parziale rotazione dei nuclei albitici suggerisce un confronto con quella successione di episodi che nei paragneis porfiroblastici a sericite è così appariscente. La fase sincinemica di ricristallizzazione e blastesi nei paragneis di Mis-Sagròn ha con ogni probabilità corrisposto a tutta la serie di atti metamorfici riconosciuti nelle altre parametamorfiti, prolungando per un tempo maggiore condizioni molto più omogenee. La crescita dei blasti albitici in questo quadro si è sviluppata, come già notato, attraverso la riorganizzazione e l'accumulo dell'albite granoblastica di prima formazione della mesostasi.

MOTIVI PETROCHIMICI E PETROGENETICI

1. - DISCUSSIONE DEI DATI PETROCHIMICI.

Riportando i dati di chimismo a seguito dei capitoli descrittivi si sono già fatte alcune considerazioni per ogni singolo gruppo petrografico; qui si raffrontano i caratteri petrochimici dei diversi gruppi, sia a scopo classificativo e di definizione, sia per le valutazioni petrogenetiche.

La tabelle 8, 9, 10, 11 alle pagine 43-44-45-46 riuniscono i valori petrochimici che vengono qui utilizzati, precisamente:

Tabella 8 - % dei cationi per le ventotto rocce analizzate;

Tabella 9 - valori Niggli per le stesse;

Tabella 10 - % in peso e valore k per le quarantasette determinazioni di alcali (ventotto dalle analisi complete e diciannove determinazioni parziali);

Tabella 11 - % in peso, % dei cationi, valori Niggli delle medie di ogni singolo gruppo; % medie in peso degli ossidi alcalini (28 analisi complete + 19 parziali) per ogni gruppo.

TABELLA 8

‰ dei cationi delle rocce analizzate

	Rocce filladiche					Filladi e gneis filladici a blastesi albitica posteinematica			Adinole scistosa	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
Si	77,15	64,14	63,07	52,32	43,70	59,73	56,19	53,35	62,26	
Ti	0,36	0,49	0,47	0,92	0,93	0,61	0,78	0,74	0,24	
Al	13,04	20,51	19,41	28,75	34,12	23,09	24,66	24,65	17,17	
Fe ^{III}	0,79	2,32	5,41	1,88	2,73	0,74	0,72	2,36	0,59	
Fe ^{II}	3,29	3,10	0,59	4,42	4,57	5,17	5,74	3,27	1,36	
Mn	0,06	0,02	0,10	0,10	0,08	0,09	0,17	0,23	0,04	
Mg	1,85	2,02	1,53	3,05	2,46	3,04	3,50	4,69	3,71	
Ca	0,13	0,11	0,38	0,19	0,07	—	0,29	0,51	0,40	
Na	0,48	2,45	2,86	2,44	0,88	2,77	2,81	5,26	12,41	
K	2,85	4,84	5,97	5,93	10,46	4,76	5,14	4,94	1,56	
C	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
P	—	—	0,21	—	—	—	—	—	0,26	
	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	
O	175,60	162,71	159,94	150,47	142,07	156,73	154,03	149,40	161,14	
OH	14,32	19,38	23,82	27,80	30,62	23,52	23,30	26,18	6,70	

	Paragneis porfiroblastici albitici a sericite e cloriti								Porfiroidi	
	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Si	70,44	70,49	64,00	61,91	61,78	61,14	57,28	71,57	65,00	61,92
Ti	0,36	0,64	0,49	0,39	0,65	0,52	0,51	0,19	0,28	0,28
Al	16,16	13,66	17,66	22,37	18,31	17,02	22,14	14,44	19,52	21,33
Fe ^{III}	0,75	1,20	0,73	1,56	1,34	0,98	3,92	0,38	0,74	1,38
Fe ^{II}	1,04	3,49	2,62	0,83	3,50	3,07	0,39	0,52	0,32	0,48
Mn	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,18	0,02	0,01	0,01	0,02
Mg	1,56	2,73	3,12	1,54	3,34	3,26	4,25	1,00	0,78	0,83
Ca	1,41	2,05	0,05	0,10	0,84	3,24	1,21	0,26	0,55	0,72
Na	6,07	4,66	10,20	6,71	8,58	4,12	4,65	3,24	5,58	3,12
K	2,19	1,06	1,10	4,56	1,64	3,24	4,53	8,39	7,22	9,92
C	—	—	—	—	—	3,23	1,10	—	—	—
P	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
O	176,85	169,71	162,75	163,02	159,41	167,66	158,16	170,25	166,36	162,94
OH	9,50	11,98	11,56	11,22	15,46	12,46	18,34	6,20	5,30	8,18

	Rocce verdi			Adinole felsitica	Paragneis albitico-muscovitiici				
	20	21	22		23	24	25	26	27
Si	42,65	42,32	50,65	58,56	70,99	69,41	59,48	57,30	65,83
Ti	1,12	1,03	1,20	0,15	0,50	0,68	0,47	0,68	0,45
Al	20,97	16,76	21,06	21,55	17,13	15,17	21,94	23,10	17,82
Fe ^{III}	3,34	2,25	3,35	0,57	3,34	0,76	1,16	1,13	1,18
Fe ^{II}	5,32	5,81	5,26	0,23	0,44	2,95	3,89	4,99	1,44
Mn	0,17	0,16	0,19	0,01	0,01	0,10	0,09	0,08	0,04
Mg	10,69	12,32	7,37	0,52	0,87	2,02	3,74	3,15	2,80
Ca	7,70	5,38	0,77	0,79	0,44	0,83	1,13	0,86	1,87
Na	6,85	8,22	9,65	16,15	3,42	5,86	3,20	3,30	5,15
K	0,97	0,54	0,50	1,12	2,86	2,22	4,90	5,41	3,42
C	—	5,21	—	0,35	—	—	—	—	—
P	0,22	—	—	—	—	—	—	—	—
	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
O	139,34	146,10	146,72	159,89	167,42	165,66	158,10	152,89	166,58
OH	26,00	23,92	24,52	3,20	15,66	16,70	18,70	25,70	9,92

TABELLA 9

Valori Niggl per le rocce analizzate

	Rocce filladiche					Filladi e gneis filladici a blastesi albitica postcinematica			Adinole scistosa	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
si	539,5	299	285	185,5	134	245	210	187,5	287	
ti	2,5	2,5	2	3,5	3	2,5	3	2,5	1	
al	45,5	47,5	44	51	52	47,5	46	43	39,5	
fm	42	35	34,5	33,5	30	37	38	37	26,5	
c	1	0,5	1,5	0,5	0,5	—	1	2	2	
alk	11,5	17	20	15	17,5	15,5	15	18	32	
k	0,86	0,66	0,68	0,71	0,92	0,63	0,65	0,48	0,11	
mg	0,31	0,27	0,20	0,32	0,25	0,34	0,35	0,44	0,65	
c/fm	0,02	0,01	0,04	0,01	0,02	—	0,03	0,05	0,07	

	Paragneis porfiroblastici albitici a sericite e cloriti								Porfiroidi	
	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
si	414,5	367,5	304	296	265	267	225	470,5	350	300
ti	2	3,5	2,5	2	3	2,5	2	1,5	1,5	1,5
al	47,5	35,5	42	53,5	39	37,5	43,5	47,5	52,5	52
fm	20	39	31	19	35	32,5	33,5	12,5	10	13
c	8	10,5	0,5	0,5	4	14	5	1,5	3	3,5
alk	24,5	15	26,5	27	22	16	18	38,5	34,5	31,5
k	0,27	0,18	0,10	0,40	0,16	0,44	0,49	0,72	0,56	0,76
mg	0,46	0,37	0,48	0,39	0,41	0,44	0,50	0,52	0,42	0,30
c/fm	0,40	0,27	0,01	0,03	0,11	0,43	0,15	0,12	0,30	0,27

	Rocce verdi			Adinole felsitica	Paragneis albitico-muscovitici				
	20	21	22		23	24	25	26	27
si	102,5	109,5	155,5	272	422,5	379,5	237,5	219,5	320,5
ti	2,5	2,5	3,5	0,5	3	3,5	2	2,5	2
al	25	21,5	32,5	50	51	41,5	44	44	43,5
fm	47	53	49,5	6	28	32	35,5	36	26,5
c	18,5	14	2,5	4	2,5	4,5	4,5	3,5	9
alk	9,5	11,5	15,5	40	18,5	22	16	16,5	21
k	0,13	0,06	0,05	0,06	0,46	0,27	0,60	0,62	0,40
mg	0,55	0,60	0,45	0,39	0,19	0,35	0,42	0,34	0,51
c/fm	0,39	0,26	0,05	0,66	0,09	0,14	0,13	0,10	0,34

TABELLA 10

% in peso degli ossidi alcalini e valore k

(28 analisi totali + 19 parziali)

Rocce filladiche									
	1	2	3	4	5	I	II	III	
Na ₂ O	0,25	1,29	1,49	1,28	0,46	1,17	0,85	0,42	
K ₂ O	2,23	3,86	4,73	4,74	8,34	4,93	3,16	1,15	
k	0,86	0,66	0,68	0,71	0,92	0,73	0,71	0,64	

Filladi e gneis filladici a blastesi postcinematica							Adinole scistosa
	6	7	8	IV	V	VI	9
Na ₂ O	1,45	1,48	2,80	1,52	1,32	2,66	7,02
K ₂ O	3,79	4,12	3,99	6,52	4,56	3,01	1,34
k	0,63	0,65	0,48	0,72	0,69	0,43	0,11

Paragneis porfiroblastici albitici a sericite e cloriti										
	10	11	12	13	14	15	16	VII	VIII	IX
Na ₂ O	3,29	2,46	5,64	3,66	4,64	2,22	2,50	1,79	3,04	4,13
K ₂ O	1,81	0,85	0,92	3,78	1,35	2,65	3,69	3,44	4,07	3,64
k	0,27	0,18	0,10	0,40	0,16	0,44	0,49	0,56	0,47	0,37

Porfiroidi									
	17	18	19	X	XI	XII	XIII	XIV	
Na ₂ O	1,76	3,08	1,71	2,50	2,59	1,78	1,20	1,01	
K ₂ O	6,93	6,06	8,26	5,66	6,18	7,54	9,06	7,87	
k	0,72	0,56	0,76	0,60	0,61	0,74	0,83	0,84	

Rocce verdi			Adinole felsitica	
	20	21	22	23
Na ₂ O	3,67	4,55	5,17	9,37
K ₂ O	0,83	0,45	0,40	0,99
k	0,13	0,06	0,05	0,06

Paragneis albitico-muscovitici										
	24	25	26	26	28	XV	XVI	XVII	XVIII	XIX
Na ₂ O	1,78	3,11	1,70	1,73	2,79	2,12	2,14	2,00	3,17	2,50
K ₂ O	2,26	1,79	3,95	4,31	2,82	3,10	3,22	2,61	2,05	0,71
k	0,46	0,27	0,60	0,62	0,40	0,49	0,50	0,46	0,30	0,16

TABELLA 11

A⁽¹⁾ % medie in peso dei gruppi di rocce analizzate

Rocce filladiche (2)	Fill. a blastesi post-cin.	Paragneis porfirobl. albitici (3)		Porfiroidi	Rocce verdi (4)	Paragneis albitico-muscoviti (5)		
SiO ₂	60,78	57,70	66,90	66,90	70,21	47,43	66,33	65,63
TiO ₂	0,86	0,97	0,71	0,71	0,35	1,56	0,76	0,80
Al ₂ O ₃	19,95	20,95	16,18	16,18	16,62	17,43	16,57	16,74
Fe ₂ O ₃	3,38	1,75	2,07	2,07	1,18	4,15	2,06	2,16
FeO	3,88	5,77	2,67	2,67	0,56	6,86	3,36	3,75
MnO	0,09	0,20	0,06	0,06	0,01	0,21	0,08	0,08
MgO	1,49	2,57	1,99	1,99	0,62	7,15	1,74	1,68
CaO	0,16	0,26	1,23	0,63	0,51	4,54	0,99	0,78
Na ₂ O	0,95	1,91	3,49	3,49	2,18	4,46	2,22	2,08
K ₂ O	4,78	3,97	2,15	2,15	7,08	0,56	3,03	3,08
H ₂ O+	3,53	3,73	2,03	2,03	1,04	3,93	2,66	2,94
H ₂ O-	0,24	0,16	0,17	0,17	0,05	0,41	0,21	0,22
	100,09	99,94	99,65	99,05	100,41	98,69	100,03	99,96

B⁽¹⁾ % medie dei cationi dei gruppi di rocce analizzate

Si	60,10	56,42	64,25	64,64	66,14	46,03	64,60	64,30
Ti	0,64	0,71	0,51	0,52	0,25	1,14	0,55	0,59
Al	23,24	24,13	18,31	18,42	18,45	19,93	19,02	19,32
Fe ^{III}	2,52	1,29	1,50	1,51	0,84	3,03	1,51	1,59
Fe ^{II}	3,21	4,72	2,15	2,16	0,44	5,57	2,74	3,07
Mn	0,08	0,16	0,05	0,05	0,01	0,17	0,06	0,06
Mg	2,20	3,74	2,85	2,87	0,87	10,33	2,53	2,45
Ca	0,17	0,27	1,26	0,65	0,51	4,72	1,03	0,81
Na	1,82	3,62	6,49	6,53	3,98	8,38	4,19	3,95
K	6,02	4,94	2,63	2,65	8,51	0,70	3,77	3,86
	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
O	158,07	157,68	163,60	163,99	166,53	141,40	162,74	161,84
OH	23,26	24,32	13,00	13,08	6,52	25,42	17,40	19,20

C⁽¹⁾ Valori Niggli delle medie dei gruppi di rocce analizzate

si	253,5	212,5	298,5	307	364,5	120	302,5	298,5
ti	2,5	2,5	2,5	2,5	1,5	3	2,5	2,5
al	49	45,5	42,5	44	50,5	26	44,5	45
fm	34	37,5	30,5	31	12	50	32	33,5
c	0,5	1	6	3	3	12	5	3,5
alk	16,5	16	21	22	34,5	12	18,5	18
k	0,77	0,58	0,29	0,29	0,68	0,08	0,47	0,49
mg	0,27	0,38	0,44	0,44	0,40	0,54	0,37	0,34
c/fm	0,015	0,03	0,20	0,10	0,25	0,24	0,16	0,10

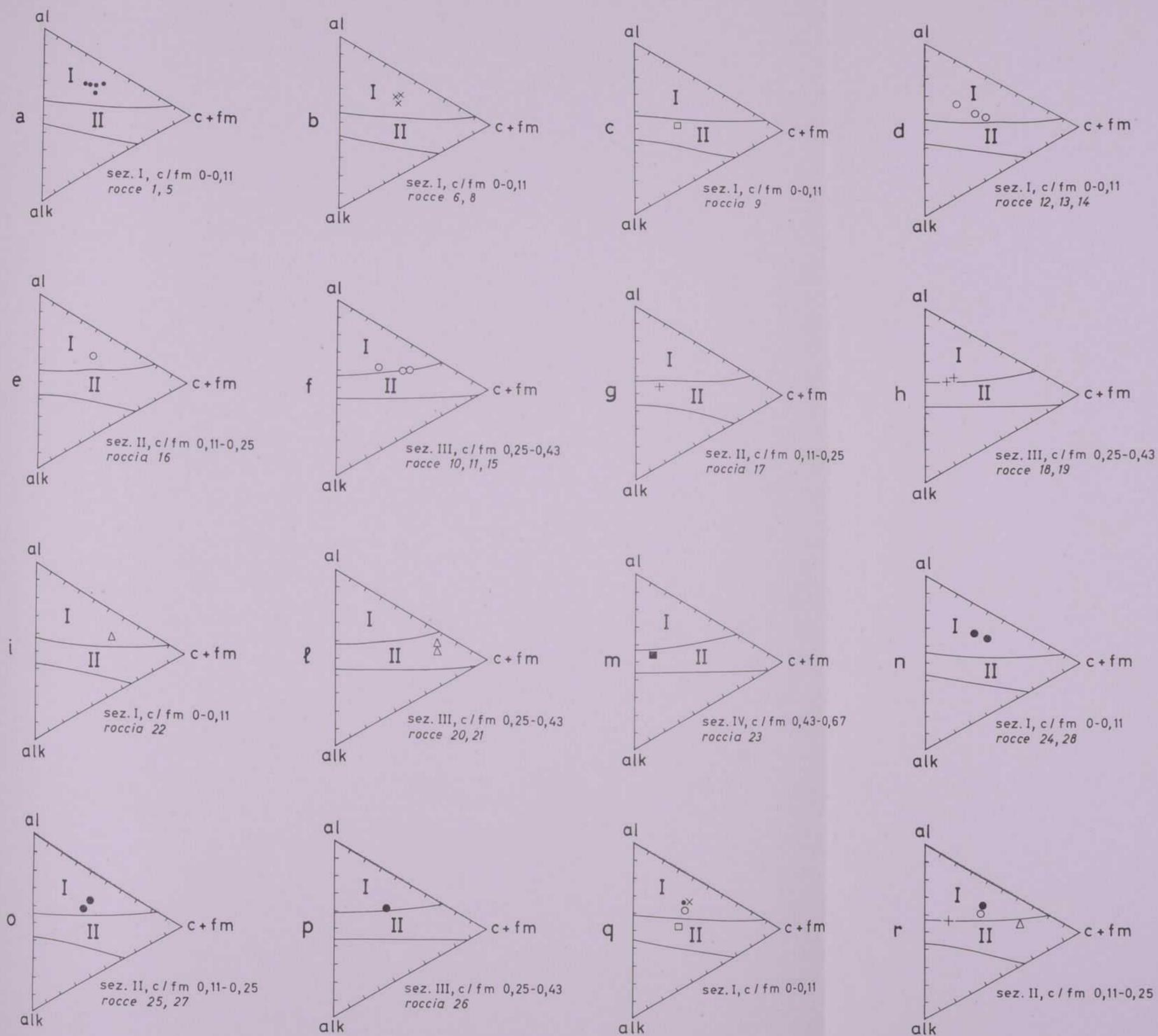
D⁽¹⁾ % medie in peso degli ossidi alcalini e valore k dei gruppi di rocce analizzate

Na ₂ O	0,90	1,87	3,34	1,95	4,46	2,30	2,20
K ₂ O	4,15	4,33	2,62	7,19	0,56	2,68	2,67
k	0,71	0,60	0,34	0,71	0,08	0,43	0,44

(1) Per le analisi singole delle adinoli si rimanda alle tabelle 8-10.

(2) Si tralascia P₂O₅, determinata per un campione su cinque.(3) Per la prima colonna non si calcola la CO₂ (due campioni su sette); per la seconda colonna si sottrae CaCO₃ dai campioni 15 e 16.(4) Si tralasciano CO₂ e P₂O₅.

(5) Nella prima colonna si dà la media dei cinque paragneis analizzati; nella seconda la media dei quattro paragneis monometamorfici, escludendo quello di Masòch. Nella tabellina D la prima colonnina vale per dieci campioni; la seconda vale per nove campioni, escluso il paragneis di Masòch.



- Rocce filladiche
- × Filladi e gneis filladici a blastesi albitica postcinematica
- Adinole scistosa
- Paragneis porfiroblastici albitici a sericite e cloriti
- + Porfiroidi
- △ Rocce verdi
- Adinole felsitica
- Paragneis albitico-muscovitici

FIG. 2

Diagrammi $al-alk-(c+fm)$ per le rocce analizzate. I = campo dei sedimenti argilloso-arenacei; II = campo delle rocce eruttive. Nei diagrammi *q* e *r* sono riportati i valori medi; per i paragneis porfiroblastici albitici risultano due punti rappresentativi: nel diagramma *r* il punto rappresenta la vera media di analisi; nel diagramma *q* viene rappresentata la media dopo sottrazione del $CaCO_3$ totale (v. tab. 11): si passa dalla sezione I alla II per la variazione del rapporto c/fm , ma si ha buona corrispondenza dei punti. Per il commento si veda il testo.



I numeri di riferimento, arabi per le analisi complete e romani per quelle parziali, sono quelli già utilizzati nei singoli capitoli.

I diagrammi $al - alk - (c + fm)$ sec. NIGGLI di fig. 2 sono costruiti per le singole rocce analizzate e per le loro medie. Si riconosce immediatamente un nettissimo carattere pelitico o pelitico-arenaceo per le filladi e per le filladi albitiche a blastesi postcinematica; un carattere analogo è chiaro anche per i paragneis porfiroblastici albitici a sericite e clorite e per i paragneis albitico-muscovitici, tra i quali l'avvicinarsi al campo eruttivo di qualche punto è legato ad un certo aumento dei valori $alk + c$, che è già stato discusso e su cui si tornerà. La distribuzione ben raccolta dei porfiroidi al limite tra campo eruttivo e campo arenaceo-argilloso indica chiaramente la omogeneità del chimismo di partenza e la semplicità e omogeneità di trasformazione (sericitizzazione, quindi aumento di al). La disposizione più dispersa delle rocce verdi illustra le modalità e le tendenze delle trasformazioni: « albitico-epidotico-anfibolico-cloritica » e « albitico-cloritico-calcitica », che mantengono i fondamentali rapporti petrochimici magmatici; « albitico-cloritica », con uscita dal campo magmatico. Infine le adinoli per la loro spiccatissima natura feldispatica cadono anch'esse nel campo delle rocce eruttive.

I diagrammi di fig. 2 servono bene quindi, malgrado l'inevitabile approssimazione dovuta al raggruppamento dei parametri e alla mancata considerazione di certi valori (k , mg , ecc.), a puntualizzare il carattere fondamentale di ogni singolo gruppo. Riassuntivamente i diagrammi q e r di fig. 2 riportano i valori medi per ogni gruppo, schematizzando quanto sopra notato (non si è riportata l'adinole felsitica dato che essa cade da sola nella sezione IV del tetraedro di NIGGLI e si sarebbe dovuto ripetere il diagramma m): carattere pelitico netto per le varie rocce para; carattere petrochimico magmatico con ricchezza in allumina per porfiroidi e rocce verdi.

Il diagramma $si-fm$ di fig. 3 permette di separare in modo nettissimo le rocce di origine orto da quelle di origine para. Infatti porfiroidi e rocce verdi hanno fondamentalmente mantenuto il rapporto si/fm proprio della loro originaria natura

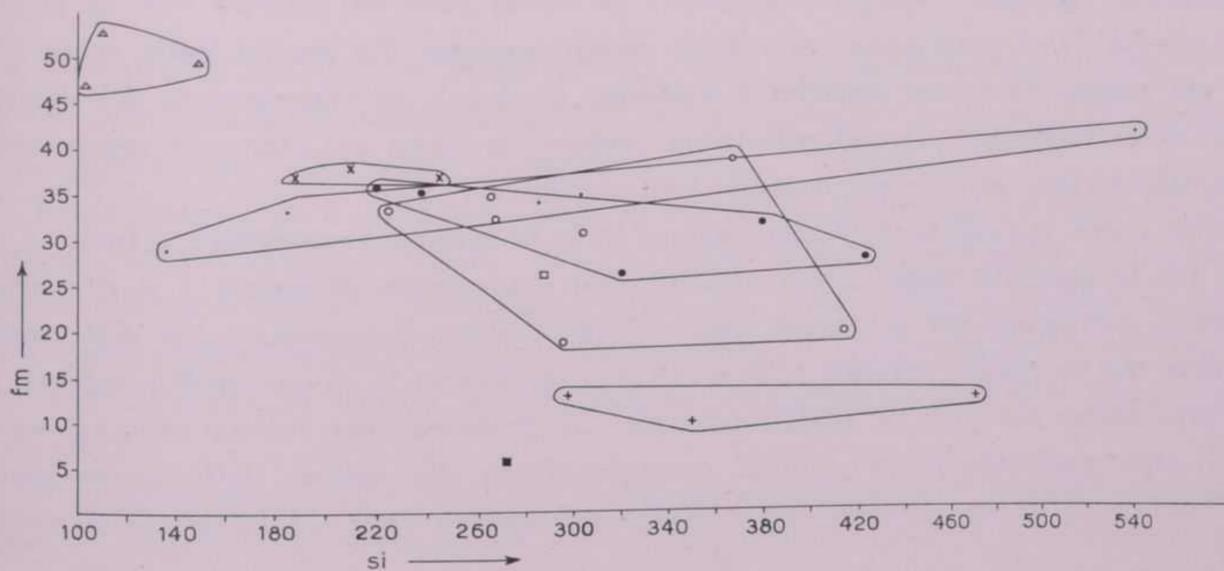


FIG. 3

Diagramma $si-fm$; v. testo e fig. 2 per i segni rappresentativi.

eruttiva; le rocce para occupano invece un'area centrale molto ampia nel diagramma, con reciproca sovrapposizione; esse hanno normalmente un alto valore di fm assieme ad un alto valore di si e irregolare variazione nel rapporto fra i due parametri. Anche per le quantità di Ti e per i rapporti ti (v. tabelle 8-11) si ha una chiara separazione tra porfiroidi e parametamorfiti; le rocce verdi mostrano un rapporto ti corrispondente a quello di rocce basiche.

La figura 4 riporta i diagrammi $(al-alk)-c$ secondo NIGGLI (1934) nei quali sono proiettati i punti rappresentativi dei valori medi dei gruppi rocciosi (v. tab. 11) ⁽¹⁾. Della posizione delle singole rocce si è già detto nei rispettivi capitoli. E' chiaro come tutte le medie delle rocce para di Agordo-Cereda cadano propriamente

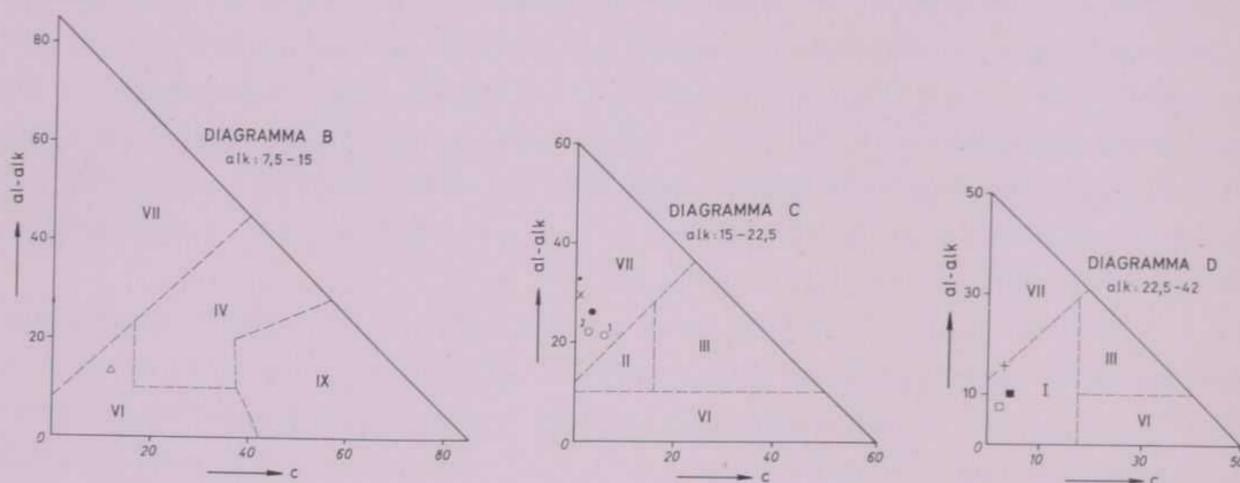


FIG. 4

Diagrammi $(al-alk)-c$ sec. NIGGLI. v. testo e fig. 2 per i segni rappresentativi. I punti 1 e 2 per i paragneis porfiroblastici albitici si riferiscono ai valori della tabella 11.

nel campo VII (rocce allumosilicatiche), con tendenza dei paragneis porfiroblastici albitici verso il campo II (rocce alcali-allumosilicatiche), in accordo con il loro alto contenuto in sodio. La media dei porfiroidi si trova nel campo I (rocce alcali-allumosilicatiche ad alto contenuto alcalino), al limite però col campo VII, in accordo con l'eccesso di al conseguente alla forte sericitizzazione. La media delle rocce verdi cade nel campo VI (rocce basiche a tendenza alcalina), in conseguenza del carattere sodico delle medesime. Le adinoli infine cadono in pieno nel campo I (rocce alcali-allumosilicatiche), in accordo con la loro natura.

Per poter approfondire le distinzioni fatte fa d'uopo considerare a fondo i rapporti tra le quantità degli ossidi alcalini. Nel diagramma di figura 5 si riportano i 47 punti corrispondenti ai valori degli ossidi alcalini determinati sia nelle analisi complete che in quelle parziali (28 + 19); si utilizzano le percentuali ponderali per usufruire anche dei dati di analisi parziale. Si riscontra una buona separazione dei diversi tipi, malgrado le prevedibili sovrapposizioni dei campi delle parametamorfiti. Sembra di dover sottolineare in modo particolare che: 1) Le quantità assolute

⁽¹⁾ La media considerata per i paragneis è quella dei quattro monometamorfici come riferita in tabella 11. Ciò vale anche per i punti rappresentativi medi in successivi diagrammi.

di Na_2O ed il rapporto $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ caratterizzano bene i diversi gruppi. 2) Il campo dei paragneis albitico-muscovitici e delle rocce a blastesi postcinematica è più ristretto di quello delle filladi e dei paragneis porfiroblastici albitici. 3) Mentre l'ampio campo di questi ultimi è soprattutto legato alle variazioni di Na_2O , quello molto più esteso delle filladi dipende soprattutto dalle variazioni di K_2O . 4) La posizione ben

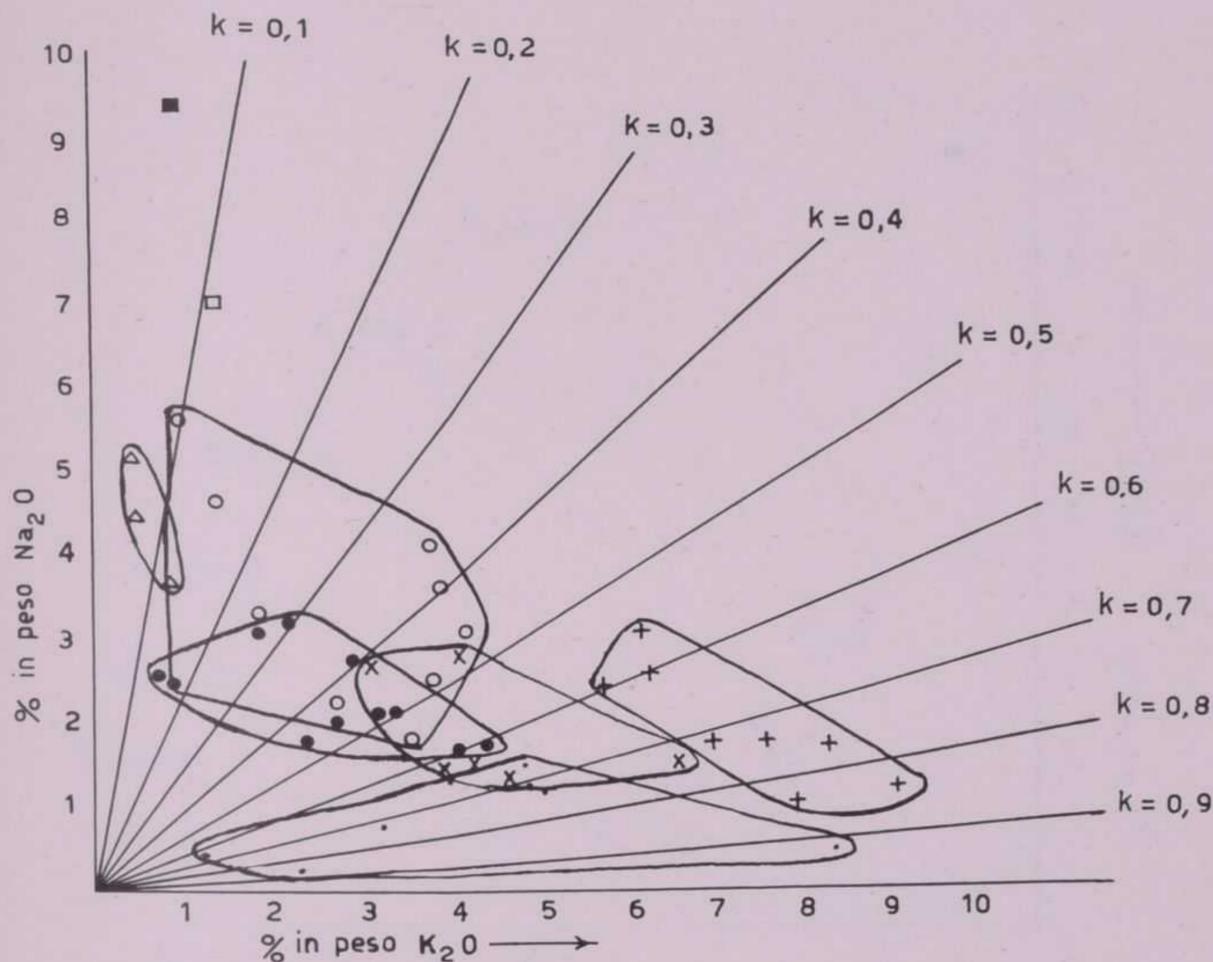


FIG. 5

Diagrammi $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}$ per le 47 analisi complessive; v. testo e fig. 2 per i segni rappresentativi.

separata e delimitata di porfiroidi e rocce verdi sottolinea la loro estraneità genetica nei confronti delle parametamorfiti. 5) La posizione delle adinoli, soprattutto di quella felsitica, è del tutto particolare.

Per i gruppi para si deduce che le rocce filladiche rappresentano all'origine un'ampia serie arenaceo-argillosa; che le filladi albitiche a blastesi postcinematica derivano da peliti probabilmente siltoso-argillose; che paragneis albitico-muscovitici e paragneis porfiroblastici albitici hanno un carattere prevalentemente arenaceo (la loro acidità conferma questo punto). Queste osservazioni concordano con i risultati petrografici.

Il diagramma di fig. 6 riporta i punti rappresentativi per la media dei singoli gruppi (v. tabella 11). Tranne che per adinoli e rocce verdi si riportano due punti per ogni gruppo di rocce: il punto contrassegnato da *a* indica la media di tutti i dati a disposizione (analisi totali + parziali) ed il punto *b* la media per le sole ana-

lisi totali. Tra i punti *a* e *b* dei singoli gruppi la concordanza è buona, tranne in parte per le filladi cui, come si è già notato, corrispondono composizioni estremamente variabili, la cui media è quindi più problematica da ottenere.

Il diagramma di fig. 6 indica che filladi e filladi albitiche a blastesi postcinematica hanno lo stesso medio contenuto potassico; questo conferma la loro stretta parentela e suggerisce che la blastesi albitica è avvenuta senza complessiva perdita

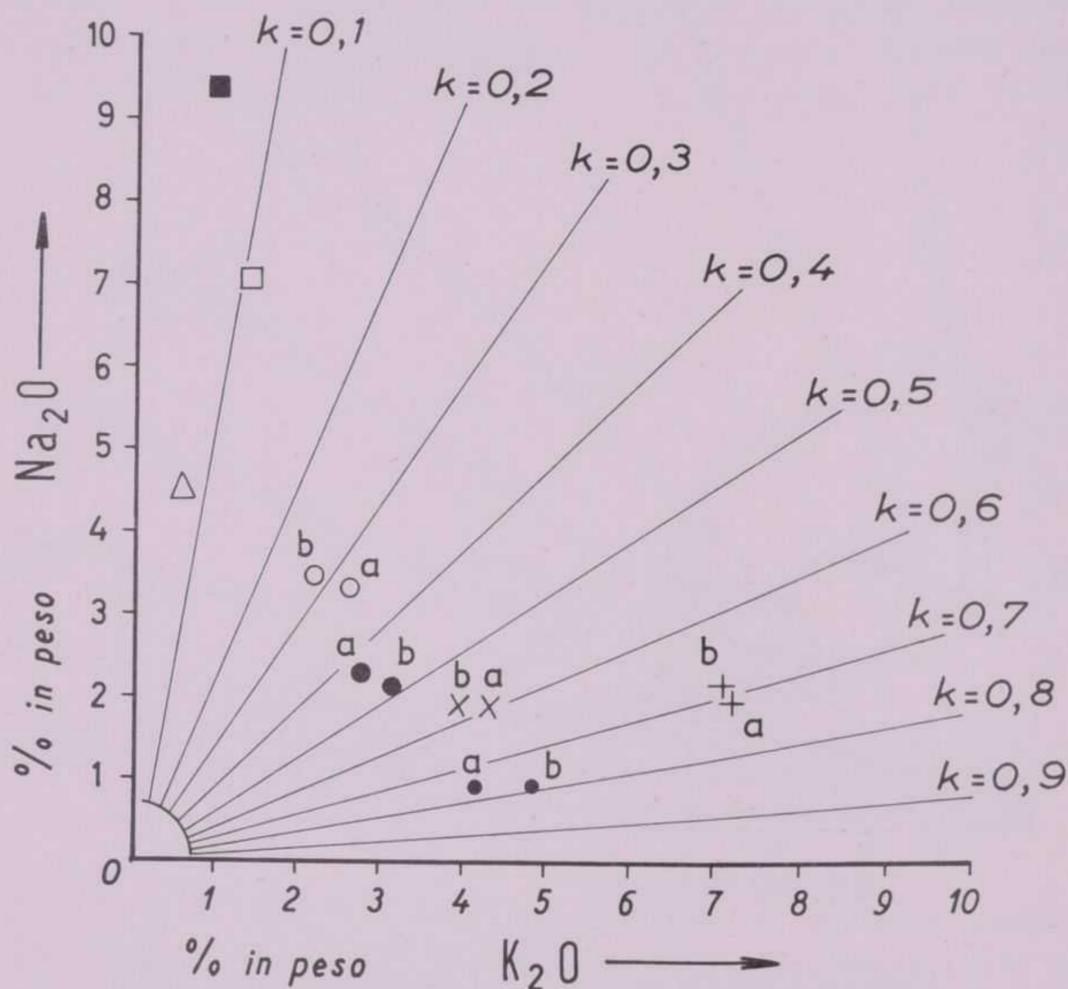


FIG. 6

Diagrammi $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}$ per le medie dei singoli gruppi; v. testo e fig. 2 per i segni rappresentativi.

di potassio. Pure paragneis albitico-muscovitici e paragneis porfiroblastici hanno un contenuto potassico medio molto simile, e quindi simile carattere arenaceo, mentre differiscono notevolmente per il contenuto sodico.

Nei diagrammi Na-Al e K-Al di figura 7 i due elementi alcalini sono considerati separatamente perchè la loro somma non darebbe differenze sensibili tra gruppo e gruppo. Il diagramma Na-Al è scarsamente significativo per l'eccessiva sovrapposizione dei campi; soltanto i campi delle filladi e delle rocce a blastesi postcinematica sono ben separati. Più significativo il diagramma K-Al sia per la netta separazione dei campi sia per il caratteristico allineamento dei campi petrochimici delle rocce para; tale allineamento indica un rapporto medio di crescita K/Al di circa 1:3, che è il rapporto K:Al della muscovite. Ciò è in accordo con il fatto che

l'unico minerale di potassio diffuso nelle rocce para di Agordo-Cereda è la muscovite. Per opposte ragioni tale rapporto di crescita non si ritrova nei porfiroidi e nelle rocce verdi.

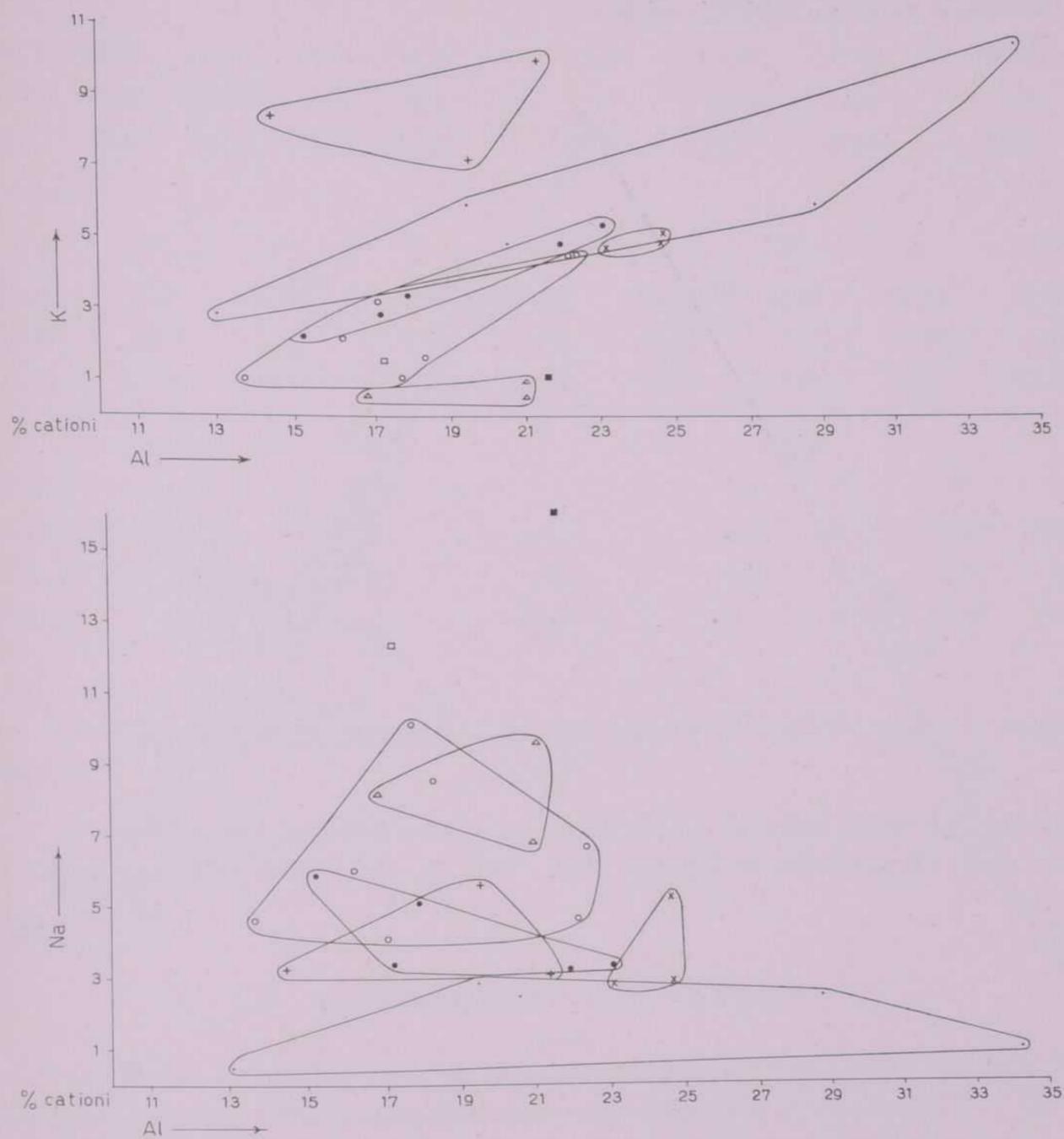


FIG. 7

Diagrammi Na-Al e K-Al (% cationiche); v. testo e fig. 2 per i segni rappresentativi.

Si consideri infine il diagramma (Na + K)-Al-Ca di fig. 8; i valori proiettati sono riferiti in tabella 12. La separazione dei campi è buona e ripete motivi già visti e discussi. Si noti il campo unitario di porfiroidi, rocce filladiche e filladi albitiche a blastesi postcinematica; il campo più ampio e disperso dei paragneis albitico-muscovitici e soprattutto dei paragneis porfiroblastici albitici a sericite e cloriti, e l'irregolare dispersione delle rocce verdi. Per queste ultime è da notare come la loro trasformazione chimico-mineralogica in due sensi trovi in questo diagramma

ampia espressione. I paragneis albitico-muscovitici dimostrano una loro unitarietà per la costante presenza di una certa quantità di calcio; la suddivisione in due sottogruppi è caratteristica, ma probabilmente di scarso significato generale. La dispersione del campo dei paragneis porfiroblastici albitici è molto ampia, soprattutto per la variazione delle quantità di calcio.

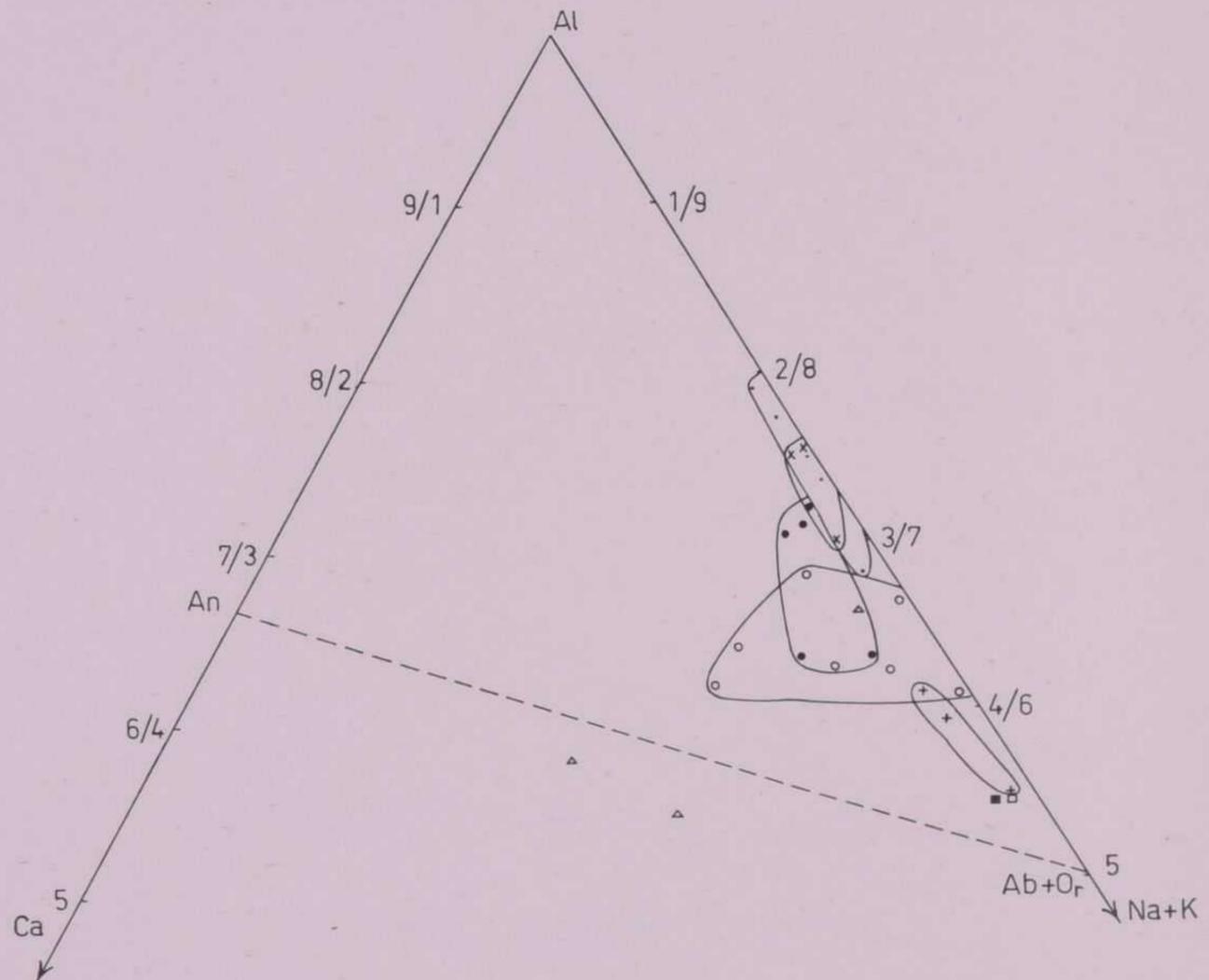


FIG. 8

Diagramma Al-Ca-(Na + K) (% cationiche); v. testo e fig. 2 per i segni rappresentativi.

Riassumendo le considerazioni che precedono si possono fissare i seguenti punti fondamentali:

1 - Si ha chiara e netta separazione dei campi delle parametamorfiti e delle ortometamorfiti, tanto che i soli caratteri petrochimici sono sufficienti alla distinzione.

2 - I gruppi di rocce para si distinguono tra loro per le quantità di silice e per il rapporto tra gli alcali. Le rocce filladiche coprono tutto il campo delle composizioni pelitico-arenacee; le rocce a blastesi postcinematica hanno prevalente carattere pelitico; paragneis porfiroblastici albitici e paragneis albitico-muscovitici hanno componente arenacea abbondante o prevalente.

TABELLA 12

$\%$ di Al, Ca, Na + K, fatta 100 la somma = Al + Ca + (Na + K) ($\%$ cationiche) di ciascuna roccia.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
Al	79,04	73,49	67,82	77,06	74,96	75,41	74,95	69,71	54,44	
Ca	0,79	0,39	1,33	0,50	0,15	—	0,88	1,44	1,27	
(Na + K)	20,17	26,12	30,85	22,44	24,89	24,59	24,17	28,85	44,29	
	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Al	62,56	63,74	60,88	66,30	62,34	61,62	68,06	54,84	59,39	60,79
Ca	5,46	9,57	0,17	0,30	2,86	11,73	3,72	0,99	1,67	2,05
(Na + K)	31,98	26,69	38,95	33,40	34,80	26,65	28,22	44,17	38,94	37,16
	20	21	22	23	24	25	26	27	28	
Al	57,47	54,24	65,87	54,41	71,82	63,00	70,39	70,71	63,05	
Ca	21,10	17,41	2,43	1,99	1,85	3,45	3,62	2,63	6,62	
(Na + K)	21,43	28,35	31,70	43,60	26,33	33,55	25,99	26,66	30,33	

3 - Tra le parametamorfiti sono più fortemente sodiche quelle a carattere arenaceo.

4 - Le adinoli rappresentano casi particolari e di scarsa importanza generale. Altre considerazioni sono già state fatte o seguono direttamente dalle precedenti.

2. - CONSIDERAZIONI PETROGENETICHE.

Il problema geochimico più interessante che nasce dalle pagine che precedono riguarda la presenza differenziata del sodio nella serie delle parametamorfiti. Alle pagine 23-26, discutendo la petrologia dei paragneis porfiroblastici albitici, sono state prospettate le possibili fonti di provenienza di quel metallo, giungendo alla conclusione che il sodio doveva essere già presente nelle rocce prima del metamorfismo, tanto sotto forma di composti silicatici, quanto di prodotti di adsorbimento e forse di soluzioni marine residue. La variazione del contenuto sodico nei diversi gruppi di parametamorfiti esaminate impone qui di ridiscutere il problema in modo comparativo.

A) IPOTESI DI UNA METASOMATOSI SODICA REGIONALE

E' citata più volte la possibilità che il sodio di certe rocce metamorfiche albitiche provenga da masse magmatiche intrusive o da zone di plutonizzazione.

Una simile concezione ha avuto un suo tentativo di rappresentazione quantitativa in due lavori di LAPADU-HARGUES (1945, 1949), il quale afferma, sulla scorta di un ampio lavoro di elaborazione petrochimica, l'esistenza di un costante apporto alcalino dal profondo nei complessi pelitico-detritici in via di metamorfismo e di granitizzazione. Il sodio mostrerebbe un aumento massimo nelle rocce di basso e medio grado metamorfico ed uno meno accentuato negli stadi più avanzati del metamorfismo e della granitizzazione; per il potassio si verifica l'inverso. Di qui la conclusione che il sodio si diffonde più ampiamente del potassio, tendendo però ad esaurire la sua diffusione nelle zone metamorfiche più esterne.

Ai lavori di LAPADU-HARGUES sono stati fatti appunti per la scelta di certi dati di analisi, per la schematicità di successione dei gruppi distinti e per una certa forzatura in alcune conclusioni geologiche. Tuttavia quei lavori, grazie al loro ampio carattere statistico, assumono una certa importanza e hanno il merito di proporre un quadro unitario della fenomenologia della migrazione di materia.

E' applicabile lo schema di LAPADU-HARGUES alle rocce di Agordo-Cereda? Si dirà alle pagine 57-59 che si può ricostruire una stratigrafia da cui risulta che i paragneis albitico-muscovitici di Mis-Sagròn sottostanno ai paragneis porfiroblastici albitici e sono più cristallini di questi. I due gruppi rocciosi derivano da sedimenti arenacei non dissimili; essi devono quindi essersi per loro natura comportati omogeneamente e difficilmente possono aver dato luogo ad eccezioni ad una regola di distribuzione: i paragneis albitico-muscovitici, più profondi, dovrebbero avere, nella serie unitaria monometamorfica, un maggior contenuto sodico rispetto ai paragneis porfiroblastici sovrastanti; si verifica invece l'opposto e con una differenza davvero rimarchevole (v. tab. 8-11).

Nelle rocce di Agordo-Cereda non esiste quindi alcuna indicazione che possa suggerire la provenienza del sodio da una fonte esterna, profonda, per diffusione regionale; in tal quadro anzi la distribuzione del sodio sarebbe da considerare anomala. Si è già discussa e negata a pag. 24 la possibilità di derivazione del sodio da una fonte magmatica con argomentazioni non dissimili.

B) MODELLI DI DERIVAZIONE PER LE PARAMETAMORFITI

Alle pagine 25-26 si è già parzialmente discussa la probabile derivazione dei paragneis porfiroblastici albitici a sericite e cloriti da sedimenti arenacei del tipo delle grovacche. PETTIJOHN (1958), CAROZZI (1960), REED (1957) insistono sulla scarsa maturazione diagenetica delle grovacche, attestata dai frammenti litici e dai molti minerali instabili in esse normalmente presenti. Questo non sembra il caso dei gneis porfiroblastici albitici di Agordo-Cereda, nei quali tracce residuali di detriti o minerali instabili non sono praticamente osservabili; d'altra parte è da escludere una loro completa sparizione e omogeneizzazione ad opera del dinamometamorfismo per la ragione che altri motivi residui sono abbondanti sia nelle stesse parametamorfite che

nelle ortometamorfiti. Sembra di dover ammettere quindi che le grovacche da cui derivarono i paragneis porfiroblastici fossero molto più selezionate di quelle finora riportate in letteratura: che cioè in esse mancassero i frammenti litici e che i feldspati si limitassero all'albite. Problemi e risoluzioni simili si ritrovano in ENGEL e ENGEL (1953) per i paragneis della serie di Grenville, Adirondack Mountains.

Ammessa una forte maturazione per queste grovacche, la loro natura sodica non sarebbe da vedere come carattere residuale quanto piuttosto come carattere acquisito diageneticamente. Purtroppo questo interessante argomento è stranamente trascurato dai petrografi sedimentari e non si hanno quindi precisi dati a disposizione; esistono pochi accenni soltanto di PETTIJOHN (1958, pag. 308) secondo il quale « nè incompleta alterazione, nè incompleta selezione possono spiegare la prevalenza del sodio sul potassio » nelle grovacche; egli aggiunge altrove (pag. 304): « l'albitizzazione di queste rocce è stata attribuita al sodio dell'acqua marina o a quello delle acque residue dei sedimenti ». NIGGLI (1952, pag. 155) ricorda: « il sedimento può venir ricoperto senza che cessi la circolazione delle soluzioni »; le soluzioni circolanti in un sedimento marino sono certamente ricche in sodio e sembra logico supporre che esse impongano una tendenza all'arricchimento diagenetico in questo elemento. Si può anche supporre che con l'accentuarsi dello sprofondamento le acque in circolazione siano rimaste imprigionate nel sedimento, rappresentando un'ulteriore fonte di sodio per le rocce quando il metamorfismo inizia la sua azione e sollecita più profonde ricristallizzazioni.

Le filladi rappresentano una serie arenaceo-argillosa molto ampia. I termini più riccamente sericitico-cloritici, di evidente derivazione argillosa, prevalgono nella parte alta della serie; i termini quarziferi, da riferire a tipi arenacei, sono diffusi più ampiamente e rappresentano masse differenziate all'origine rispetto alle grovacche sopra esaminate, o differenziate nel corso delle diagenesi e del metamorfismo. La prima ipotesi sembra più probabile, ma non si può escludere l'influenza che forse ha avuto una perdita prematura delle soluzioni marine residue per « risalita permeabile » o per tettonizzazione precoce. Nel caso di masse differenziate già in fase sedimentaria la successione dei tipi litologici dovrebbe essere stratigrafica; la momentanea mancanza di rilevazioni tettoniche a carattere statistico (v. pag. 60-63) non permette di precisare questo punto e consiglia di rimandare la trattazione di questo problema.

Le filladi a blastesi albitica postcinematica rappresentano antichi livelli argillosi o siltoso-argillosi, come le filladi sericitiche o sericitico-quarzose. Questi livelli stanno almeno in parte al di sopra dei paragneis porfiroblastici albitici (v. pag. 58-59); si tratta quindi di una separazione stratigrafica, premetamorfica. L'interpretazione della blastesi postcinematica mi sembra che si possa porre rettamente nei seguenti termini: con la generazione di S_2 durante il periodo di micropieggettatura e la conseguente forte elastizzazione e rimobilizzazione dell'albite dei paragneis porfiroblastici, una parte del sodio liberato può migrare lungo le vie aperte dalla tettonizzazione e reagire con le parti silicatiche delle coperture filladiche, costruendo l'albite

blastica tardo- e post-cinematica; si ricordi che questa si sgrana in fitti cristallini sulle superfici S_2 , che appunto sono da considerare facile via alla nuova migrazione. Questa fenomenologia si accorda con le ben note idee di ANDREATTA (1954, 1960) sulla dipendenza dalle cause tettoniche del movimento di materia durante il metamorfismo.

Le filladi carboniose sono di derivazione evidente. Anch'esse hanno subito le vicende delle filladi sericitico-quarzose e delle rocce a blastesi postcinematica.

I paragneis albitico-muscovitici di Mis-Sagròn hanno originario carattere arenaceo; la grana dei depositi originari era probabilmente minuta; le loro caratteristiche chimiche abbastanza omogenee. La loro derivazione probabile è da masse metamorfiche esemplificate dal paragneis di Masòch, quale doveva essere prima dell'ultimo metamorfismo. E' possibile che il più intenso metamorfismo subito abbia cooperato ad una omogeneizzazione dei motivi petrochimici e strutturali, in modo da rendere difficile il risalire al modello originario. L'insieme delle loro caratteristiche e la loro posizione stratigrafica alla base della serie metamorfica (v. pag. 59) li separano nettamente da tutti gli altri gruppi esaminati.

Quanto sopra serve a concludere che il carattere di ciascuno dei diversi tipi parametamorfici è dipendente in larga misura dalla sua natura originaria; solo per le filladi a blastesi postcinematica è condizionante una mobilizzazione metasomatica conseguente alla tettonizzazione; tale mobilizzazione si riduce però ad uno spazio limitato, interno alla serie parametamorfica.

PRINCIPALI PROBLEMI GEOLOGICI

1. - PROBLEMI GEOLOGICI DELLA ZONA AGORDO-CEREDA.

I problemi geologici, cui servono di base la petrografia e la petrologia in precedenza trattate, sono di vario ordine: stratigrafici, tettonici, geologico-regionali. Alla soluzione finale di tali problemi non si presume di poter giungere in questa sede, perchè manca un numero sufficiente di rilevazioni condotte con questo scopo preciso: in particolare dati quantitativi per una trattazione tettonico-statistica e conoscenze di confronto per un soddisfacente inquadramento regionale.

I dati raccolti nel corso del lavoro, pur condotto con criteri e finalità principalmente petrografiche, sono sufficienti a ricostruire, almeno nelle sue linee più generali, una successione stratigrafica premetamorfica, ed a proporre anche un primo abbozzo di schema tettonico generale.

E' necessario, prima di una discussione, una premessa riguardante il significato delle superfici S . Si è già detto come nelle filladi di vario tipo, nei paragneis porfiroblastici albitici a sericite e cloriti e nelle porzioni marginali dei paragneis albitico-muscovitici si misuri, nelle rilevazioni di campagna, solitamente S_2 ; solo di rado, non comparando localmente quest'ultima, si misura S_1 . Nella formazione dei paragneis albitico-muscovitici di Mis-Sagròn l'unica scistosità è invece S_1 , mentre S_2 compare di

rado e con limitato sviluppo. Vale a dire: *le superfici di scistosità misurate in punti diversi della zona cristallina hanno significato diverso e non sono direttamente confrontabili.*

E' da ricordare come S_1 coincida con la originaria stratificazione (v. per es. pag. 7) e che per una ricostruzione stratigrafica S_2 non ha alcun valore diretto, tendendo a tagliare a vario angolo la successione dei terreni. Al riguardo si fanno interessanti osservazioni al contatto tra un'intercalazione di porfiroidi (strada Voltago-Rivamonte) e una di cloritoscisti (strada Gosaldo-Tisèr) e i paragneis porfiroblastici albitici che le contornano: entrambe le intercalazioni sono concordanti con S_1 di questi ultimi, mentre S_2 si arresta contro di esse o si va spegnendo nel loro corpo.

L'angolo $S_1 \wedge S_2$ copre praticamente tutti i valori fra 0° e 90° ; valori prevalenti tra 30° e 60° . S_2 , nella media dei suoi valori in ciascuna posizione, è subparallela ai piani assiali delle pieghe, come è caso generale e comune (v. DE SITTER, 1956; FOURMARIER, 1953; COLLETTE, 1958).

2. - SCHEMA DI RICOSTRUZIONE STRATIGRAFICA.

Servono di premessa alla ricostruzione stratigrafica i seguenti punti: andamento di S_1 ; crescita di cristallinità generale procedendo da NE a SW; nello stesso senso tendenza alla micropieggettatura piuttosto che alla scistosità trasversale (FOURMARIER, 1951, 1953); costanza di caratteri petrografici nelle serie successive, siano esse unitarie e semplici, siano esse complesse e ricche di tipi litologici.

Si può schematizzare dall'alto al basso la successione seguente (v. fig. 9):

- 1) Formazione Col di Foglia-Valle Imperina-Tisèr;
- 2) Formazione Gosaldo-Giove;
- 3) Formazione di Mis-Sagròn;
- 4) Nucleo polimetamorfico (?) di Masòch.

1) *Formazione Col di Foglia-Valle Imperina-Tisèr.*

Nella disposizione su S_1 si trova nella parte più alta della serie. E' costituita da filladi carboniose e da filladi ricche in sericite, nelle quali si può essere sviluppata una certa blastesi postcinematica. Questi tipi rappresentano i termini a grado metamorfico più basso in tutta la zona Agordo-Cereda; al Col di Foglia i terreni sono addirittura semimetamorfici, di tipo ardesiaco. La serie originale era quindi fortemente pelitica e riccamente carboniosa; eccezionali erano piccole intercalazioni arenacee; mancanti le intercalazioni vulcaniche. Sembra probabile che anche all'estremo meridionale compaiano porzioni di questa formazione; la forte cataclastesi generale di questa area di dislocazione non permette però osservazioni sicure.

2) *Formazione Gosaldo-Giove.*

E' la più ampiamente diffusa e la più complessa, essendo costituita da filladi di vario tipo, spesso quarzifere o quarzifero-albitiche, da filladi a blastesi postcine-

matica, da paragneis porfiroblastici albitici a sericite e cloriti, da adinoli scistose, da porfiroidi e da rocce verdi. Poichè alcune volte si è osservato che le filladi a blastesi postcinematica stanno al di sopra (rispetto a S_1) dei paragneis porfiroblastici, è da supporre una ulteriore suddivisione, forse più di significato locale che valevole per

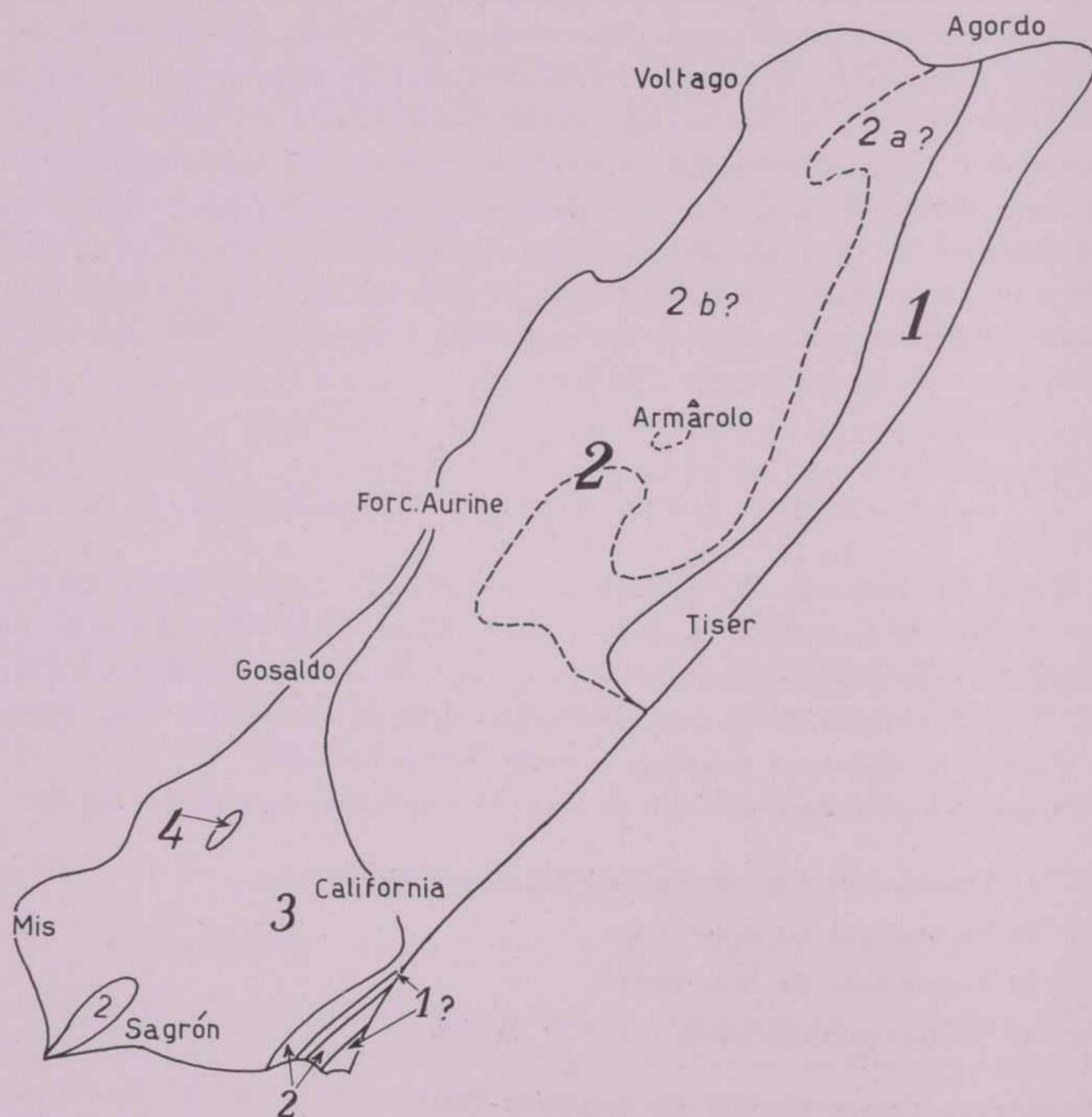


FIG. 9

Schema di ricostruzione stratigrafica entro la zona Agordo-Cereda. Dalla formazione 1 alla formazione 4 si discende la serie; v. testo.

tutta la formazione: 2a, in prevalenza con rocce filladiche a blastesi postcinematica, rappresenterebbe il passaggio alla formazione sovrastante; 2b, contenente i paragneis porfiroblastici albitici, è sottostante alla precedente.

Le intercalazioni di porfiroidi sono caratteristiche di questa formazione; esse costituiscono probabilmente dei buoni livelli-guida, dato che l'eccezionale carattere alcali-potassico dei porfiroidi rende altamente probabile che essi appartengano ad una manifestazione magmatica unitaria e quindi ad un unico livello stratigrafico. Analoghe considerazioni si possono fare per le intercalazioni di rocce verdi, almeno per quelle metadiabasiche che sono le più importanti.

Sia a letto che a tetto (riferendosi sempre a S_1) delle intercalazioni metavulcaniche si ritrovano tanto paragneis porfiroblastici albitici quanto rocce filladiche di vario tipo, anche a blastesi postcinematica. E' probabile quindi che i diversi tipi di parametamorfiti non abbiano uno stretto significato stratigrafico, ma si ritrovino a vari livelli, con variazioni laterali reciproche; si nota soltanto la forte tendenza delle filladi sericitiche o riccamente micaceo-cloritiche ad arricchirsi nelle parti alte della formazione.

Si tratta in definitiva di una originaria serie prevalentemente arenacea (paragneis porfiroblastici albitici = grovacche, v. pag. 25-26) che verso l'alto si arricchisce piuttosto in termini argillosi (filladi sericitiche e a blastesi postcinematica), ma presumibilmente anche con variazioni laterali e alternanze frequenti. Sulla posizione reciproca degli intercalati vulcanici entro i sedimenti è difficile pronunciarsi.

3) *Formazione di Mis-Sagròn.*

E' alquanto omogenea, costituita da un unico tipo petrografico — paragneis albitico-muscovitici — la cui composizione originaria doveva oscillare nel campo dei sedimenti psammitico-pelitici e la cui potenza non pare molto forte; ai margini essa sfuma rapidamente alle parametamorfiti della formazione Gosaldo-Giove. La blastesi albitica sincinematica propria dei paragneis e la cristallinità di questi mostrano una certa accentuazione media lungo la fascia anticlinalica Mis-Masòch e in una fascia ad ovest-sud-ovest di California, verso il fondo del T. Mis (altra zona anticlinalica? vedi AGTERBERG, 1961, alleg. VII). All'interno della formazione dei paragneis di Mis-Sagròn è quindi possibile riconoscere, anche se in modo puramente indicativo, una diversificazione di livelli in rapporto alla cristallinità delle rocce e all'intensità della blastesi: entrambe tendono a diminuire allontanandosi dalle zone anticlinaliche.

4) *Nucleo polimetamorfico (?) di Masòch.*

Si ritrova nella culminazione anticlinalica vicino a Masòch ed è costituito da un paragneis albitico-muscovitico-epidotico a biotite e granati, che mostra tracce probabili di polimetamorfismo. Esso si differenzia nettamente e senza sfumature rispetto ai paragneis circostanti.

Uno schema di suddivisione stratigrafica negli scisti cristallini sudalpini era stato proposto da G. DAL PIAZ (1912). Esso si accorda bene con il modello qui presentato nei seguenti punti: 1) i tipi ardesiaci, come al Col di Foglia, appartengono al livello più alto; 2) gli scisti della valle del Mis appartengono ad un livello sottostante a quello comprendente le « filladi feldispatiche » e gli scisti ardesiaci.

TRENER (1902-13) aveva dato una serie stratigrafica per il cristallino di Cima d'Asta (nel quale egli comprendeva strettamente la zona Agordo-Cereda), più dettagliata ma simile a quella di G. DAL PIAZ; da essa si ottiene che gneis, « filladi feldispatiche » e filladi quarzifere sono sottostanti alle filladi carboniose e alle « fil-

ladi albitiche »; queste ultime rappresenterebbero il livello più alto. In un tempo successivo TRENER (1923-24; 1933) indica invece le filladi carboniose all'ultimo livello. Esiste quindi un complessivo accordo anche tra la stratigrafia osservata nella zona Agordo-Cereda e lo schema di TRENER.

La possibilità di costruire una stratigrafia del cristallino sud-alpino basata su dati petrografici fu proposta negli ultimi mesi della Sua vita da ANDREATTA (1961).

3. - LINEE GENERALI DI UNO SCHEMA TETTONICO.

Nella porzione sud-occidentale della zona Agordo-Cereda le direzioni e le inclinazioni della scistosità — S_1 — coincidente con la stratificazione, definiscono una anticlinale arcuata secondo lo schema tettonico dato nella carta geologica acclusa. Si noti che proprio sulla cresta di questa anticlinale, in una probabile zona di culminazione assiale, compaiono i paragneis presumibilmente polimetamorfici di Masòch. La genesi dell'anticlinale sembra fenomeno prealpino, dato che il metamorfismo (la ricristallizzazione è qui essenzialmente sincinematica!) e la formazione delle pieghe negli scisti sono prealpini ⁽¹⁾; i movimenti alpini l'hanno ereditata eventualmente adattandola alla piegatura regionale.

Spostandosi verso est e verso nord le cose diventano più complesse e la ricostruzione meno facile. Al bordo della formazione dei paragneis e a nord-est di questa si misura quasi sempre S_2 in luogo di S_1 e l'andamento risulta spesso deviato rispetto alla parte sopra considerata. Tra i fattori che introducono complicazioni al quadro tettonico uno dei principali è la variabilità del valore angolare tra S_1 e S_2 .

Quando S_1 si può misurare ⁽²⁾, nella porzione nord-orientale si riconosce una direzione da NW-SE a NNW-SSE a N-S, inclinazione da NE a E. La stessa disposizione di S_1 nelle rocce ove le due scistosità compaiono assieme mostra con assoluta prevalenza la stessa orientazione di media. Le deviazioni da questo quadro sono effetto dell'andamento variato delle linee prealpine (questo sembra il caso soprattutto dell'estremo nord della zona), oppure dei movimenti alpini.

Si è notato più volte come si riconosca nel complesso un aumento di cristallinità e di grado metamorfico procedendo verso sud-ovest e verso ovest, entro la zona cristallina; d'altra parte esistono anche alternanze, sia con ripetizione di tipi a cristallinità diversa, sia con ripetizioni di tipi petrografici. Le due osservazioni possono venire armonizzate in un sistema di ampie pieghe montanti, con asse in direzione NW-SE o NNW-SSE o N-S (nella parte meridionale tale asse prende direzione NE-SW) e inclinazione a nord, in modo che verso ovest e verso sud-ovest si incontrano i terreni man mano più profondi.

⁽¹⁾ Questo punto è provato tra l'altro dallo studio dei ciottoli verrucani, i quali dimostrano la micropiegatura ed i caratteri delle rocce metamorfiche in posto.

⁽²⁾ La definizione di S_1 e di S_2 necessita quasi sempre di un controllo in sezione sottile: solo quando secondo S_1 si susseguono straterelli a diverso colore e composizione l'osservazione macroscopica può essere sufficiente.

Tale ricostruzione generale e schematica è relativamente semplice e conforme ai risultati petrografici e alla stratigrafia che si è riconosciuta. Essa è in disaccordo invece con una ricostruzione tettonica della stessa zona pubblicata recentemente da ACTERBERG (1961).

Le idee proposte da ACTERBERG possono venire così riassunte: le strutture prealpine (erciniche sec. ACTERBERG), piegate su un asse N-S e rovesciate verso ovest, sono state interessate da movimenti alpini, schematizzabili in una rotazione su un asse E-W e su uno SW-NE e in un sollevamento anticlinalico della porzione meridionale rispetto a quella settentrionale. Nella parte meridionale la fascia assiale dell'anticlinale coincide col corso del torrente Mis. Oltre che la disposizione (non la genesi) delle superfici S, sono da attribuire ai movimenti alpini tutti i fatti milonitici, le faglie, le flessure; quei movimenti sarebbero dovuti sia ad una compressione regionale, sia al sollevamento del plutone di Cima d'Asta.

La elaborazione statistica delle misure di scistosità e degli assi delle pieghe minori inducono ACTERBERG alla conclusione che esista un andamento medio costante della direzione e dell'inclinazione, tale da definire delle « linee delle direzioni medie » a forma di S stirato, che si rinserrano all'orlo meridionale della zona cristallina e si allargano verso est e verso nord; in questo modo la distanza tra due stesse linee sarebbe valutabile in $\frac{1}{2}$ Km per l'estremo sud-occidentale e 4,5 Km per la porzione nord-orientale della zona (pag. 98, fig. 86 op. cit.). Questa considerevolissima variazione di massa, con strizzamento delle parti assottigliate e ispessimento di quelle ingrossate, viene attribuita sia a movimenti meccanici, sia ad apporto chimico con ricristallizzazione e conseguente genesi delle rocce gneissiche del Monte Armarolo, nelle ombre di pressione della massa compressa tra i blocchi rigidi delle scogliere dolomitiche.

L'interpretazione di F. P. ACTERBERG nel suo complesso non mi sembra accettabile per le seguenti ragioni: 1) essa si basa su linee costruite con dati inhomogenei (S_1 nella porzione sud-occidentale e prevalente S_2 in quella centrale e nord-orientale. ACTERBERG assume $S_1//S_2$, ma ciò non risulta dalle mie osservazioni). 2) Essa è in disaccordo con le osservazioni petrografiche in quanto la fenomenologia supposta presupporrebbe una intensa ricristallizzazione anche metasomatica di età alpina con conseguente obliterazione di molti motivi prealpini, sia tettonici che stratigrafici. 3) Un simile fenomeno di movimento di massa non potrebbe verificarsi se non attraverso la nascita di piani di taglio, di fasce milonitiche e forse anche di una scistosità di età alpina nelle zone di assottigliamento e di movimento; e attraverso l'accumulo meccanico di materia o intensissime ricristallizzazioni metasomatiche, pure di età alpina, nelle zone di ispessimento. Motivi simili e di una simile età non si ritrovano.

L'importanza e l'ampiezza della fascia centrale a prevalente direzione di S_2 E-W, incl. N, risultano esagerate nella ricostruzione di ACTERBERG. Infatti la direzione media NE-SW vale non solo per il margine nord-occidentale, ma anche per il margine sud-orientale e per quasi tutta la porzione centrale della zona cristallina; la media direzione E-W vale solo per una fascia relativamente stretta e discontinua

che parte dal Col Campigòl e, dopo un'interruzione, si ritrova lungo la catena Col-lazzo-Armarolo-Paternoster. Tra le varie spiegazioni possibili per tale deviazione nella fascia centrale penso che la più probabile stia nelle proprietà meccaniche delle masse interessate, costituite quasi esclusivamente da rocce compatte e quasi massicce (paragneis porfiroblastici albitici), nelle quali l'angolo $S_1 \wedge S_2$ è spesso notevolmente ampio ($50^\circ-70^\circ$). Mi sembra invece al di fuori di ogni realtà provabile l'ipotesi che un sollevamento « diapirico » (ACTERBERG, op. cit., pag. 102), connesso ad una intrusione plutonica alpina, abbia causato la deviazione di S nella parte centrale della zona.

Infatti la massa di affioramento all'atto delle deposizioni permiane doveva essere già fundamentalmente quale si ritrova ora; ciò viene indicato dal fatto che al margine sud-occidentale i terreni permiani si sovrappongono ai paragneis, cioè ai membri più cristallini e più profondi della serie metamorfica, mentre al margine nord-orientale (Col di Foglia) si sovrappongono ai termini meno cristallini, le filadi semimetamorfiche. Vale a dire che la superficie di erosione prepermiana aveva già scoperto la serie in condizioni simili alle attuali; i movimenti alpini hanno operato solo in modo secondario sull'assetto generale della zona.

Ritengo in definitiva che la massima parte dei motivi tettonici studiabili nella zona Agordo-Cereda siano prealpini. Ciò non toglie che esistano alcuni motivi di età alpina: flessure, faglie, fascie milonitiche.

Le flessure sono molto frequenti, dimostrando una relazione piuttosto stretta con le zone di forte dislocazione e di milonisi, specialmente nelle vicinanze della grande linea della Val Sugana. Esse si impostano quasi sempre su S_2 , causando un'ulteriore complicazione nella interpretazione della scistosità.

Le fascie milonitiche e le faglie sono numerose in tutta la massa cristallina, anche se raramente si può valutare lo spostamento per la mancanza di indiscutibili punti di riferimento. I fenomeni di dislocazione elastica sono molto vistosi nei pressi della linea Vall'Imperina-Vallalta, dove danno luogo a raddrizzamenti e pieghettature di S, a fascie milonitiche, alla mescolanza e alla ripetizione plurima di tipi litologici; al bordo occidentale le faglie sono più limitate e di minor spostamento. Ancora di minori proporzioni sono le linee di movimento interne alla zona cristallina, diffuse soprattutto tra Frassenè-F. Aurine e Ren-California; esse sono facilmente osservabili per esempio in vari punti della strada Gosaldo-Tisèr. Tra Frassenè e Case Dorigo si osserva una serie di faglie a gradino e parzialmente vicarianti, con spostamenti dell'ordine di grandezza di qualche metro, messe in evidenza dalla rottura di intercalazioni carboniose e metadiabasiche. Queste faglie hanno costante direzione NNE-SSW, subparallela alle dislocazioni alpine al bordo della zona cristallina, con costante abbassamento in direzione della linea Vall'Imperina-Vallalta.

Anche S_2 può essere localmente di età alpina; si osserva al Col di Foglia per esempio che lungo una faglia di età alpina (essa sposta anche gli strati di Gardena) lo scisto semimetamorfico, poco ondulato ad un bordo della faglia, si pieghetta violentemente sull'altro lato, dando luogo alla nascita di piani di taglio nelle modalità descritte per S_2 , secondo lo schizzo di fig. 10. Se questo è un caso vistoso,

non mancano indicazioni nello stesso senso anche altrove, in particolare per un forte accentuarsi di S_2 nelle vicinanze di linea di milonisi, per lo svilupparsi di scorrimenti lungo le stesse direzioni S_2 ecc. Tali casi sono però eccezionali e locali.

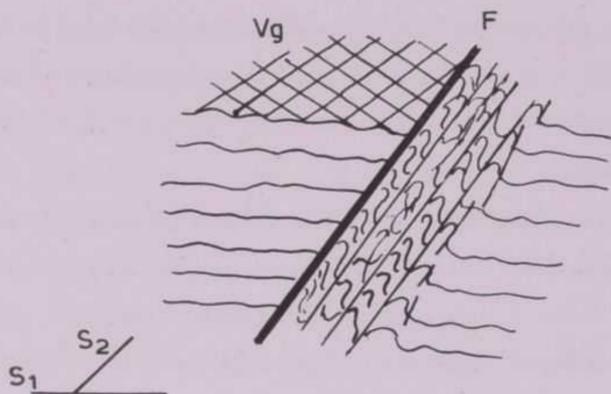


FIG. 10

Faglia di età alpina (l'arenaria conglomeratica di Valgardena (Vg) è anch'essa spostata) che provoca una pieghettatura con genesi di S_2 ; Col di Foglia, Agordo.

4. - L'ETA' DELLE METAMORFITI DI AGORDO-CEREDA.

La attribuzione delle rocce di Agordo-Cereda ad un periodo antecedente al permiano è cosa ammessa da tutti gli Autori citati senza eccezioni: infatti la sovrapposizione della serie di terreni dal verrucano al trias, i ciottoli di metamorfite nei conglomerati verrucani, tutti i confronti regionali sono ragioni inoppugnabili per sostenere un'età prepermiana.

Per una valutazione più precisa, il problema dell'età è bene sia visto in due diverse cornici: come problema stratigrafico, riguardante la datazione delle rocce rispetto alla loro genesi primaria; come problema metamorfico-tettonico, riguardante la datazione dell'atto o degli atti metamorfici principali.

A) DATAZIONE DEI DEPOSITI PRIMARI, PRE-METAMORFICI

Questo problema viene solo sfiorato da CASTIGLIONI (1935, 1939) e da ACTERBERG (1961). Il primo, senza distinguere alcuna successione tra i vari terreni metamorfici entro la zona, ritiene possibile un'età cambriana o ordoviciana per confronto con le Alpi Carniche, o anche un'età precambriana in base a quanto ritenuto da Gb. DAL PIAZ (1934) per altre masse metamorfiche delle Alpi meridionali. Come si è già ricordato nell'introduzione, G. DAL PIAZ tendeva a sostenere piuttosto una datazione paleozoica, ancora per analogia con la catena Carnica.

Il mancato ritrovamento di fossili rende al momento impossibili le determinazioni su base paleontologica così discusse per altre metamorfite sudalpine (Gb. DAL PIAZ, 1942). Io ritengo non si possa trascurare un confronto di tipi litologici con regioni viciniori aventi formazioni datate, utilizzando porfiroidi, rocce verdi e

in parte scisti carboniosi. Porfiroidi e rocce verdi infatti derivano da prodotti vulcanici, i quali per loro natura devono essere abbastanza ben localizzati nel tempo e corrispondere a particolari fasi dei cicli geologici, cui stratigraficamente corrispondono livelli o piani o al più serie di piani ben definiti e solitamente di grande estensione regionale. Se in alcuni punti questi livelli o piani sono datati, è legittimo estendere tale datazione anche agli altri affioramenti. Gli scisti carboniosi non sono utilizzabili con un identico criterio, ma la scelta in questo caso è legata alla presenza di una loro facies particolare. Gli altri termini parascistosi non sono ritenuti utilizzabili per evidenti ragioni.

Scisti carboniosi. Tra gli scisti carboniosi nei pressi di Lavedèr sono state ritrovate alcune parti, sfuggite alla tettonizzazione, di carattere estremamente simile alle luditi gotlandiane delle Alpi Carniche. Tale facies sembra molto caratteristica stratigraficamente e molto diffusa regionalmente (Prof. R. SELLI, comun. pers.).

Porfiroidi. VETTERS (1947) cita alcuni casi di affioramenti di porfiroidi nelle Alpi Austriache ⁽¹⁾; per quelli datati (Kitzbühler Alpen, Mittersill, Bramberg, Blasseneck, Sausal) egli riferisce costantemente un'età paleozoica, o più precisamente paleozoica antica, siluriana inferiore (porfiroidi della zona delle grovacche, pag. 163, op. cit.).

Ugualmente HERITSCH e KÜHN (1951) citano porfiroidi nell'ordoviciano — caradoc — nella facies Himmelberger e Plenge delle Alpi Meridionali Austriache. CORNELIUS e CLAR (1939) invece attribuiscono un'età cambriana a certi porfiroidi della fascia a settentrione degli Alti Tauri.

Metadiabasi e cloritoscisti. Per queste rocce i riferimenti sono meno chiari, data l'esistenza di due serie di vulcaniti basiche o loro derivati metamorfici: una siluriana inferiore ed una carbonifera, probabilmente superiore, quali si ritrovano nelle Alpi Carniche (v. F° Ampezzo e F° Pontebba) e nelle Alpi Meridionali Austriache (VETTERS, 1947; HERITSCH e KÜHN, 1951); o addirittura di un'altra (?) serie devoniano-carbonifera (Eisenkappel-St. Veit, in VETTERS, 1947). HERITSCH e KÜHN distinguono le due serie, asserendo che quella siluriana (serie di Plenge e Luggauer) è metamorfica mentre quella sopracarbonifera, o infrapermiana, lo è solo eventualmente in scarsa misura. E' da notare però che VETTERS descrive rocce verdi metamorfiche delle Murauer Alpen, di presumibile età carbonifera. E' noto come nella serie argilloscistosa carnica, cui sono legate le rocce verdi, l'età di attribuzione sia incerta, tanto da preferire spesso la definizione di una serie comprensiva silurico-carbonifera (v. per es. in parte il F° Ampezzo). Pur con questi motivi di incertezza, è evidente che rocce confrontabili con i metadiabasi e i cloritoscisti di Agordo-Cereda sono presenti nei terreni paleozoici di zone vicine.

Per un riferimento cronologico si possono avere quindi a disposizione alcuni dati indicanti con chiarezza la possibilità che le metamorfite di Agordo-Cereda con-

⁽¹⁾ Questi confronti non hanno alcun carattere petrogenetico, magmatologico, metamorfico o di altro tipo; per il momento essi sono eseguiti unicamente in funzione di un inquadramento cronologico; per questa ragione ci si riferisce soltanto a opere di carattere generale e riassuntive quali quelle citate, salvo qualche citazione non conforme ad esse. Vengono qui naturalmente trascurati i porfiroidi derivati dal metamorfismo di vulcaniti acide permiane, in quanto un'età permiana per i porfiroidi di Agordo-Cereda è evidentemente da escludere.

tenenti porfiroidi, rocce verdi e scisti carboniosi (formazione Gosaldo-Giove e formazione Col di Foglia-Vall'Imperina-Tisèr) abbiano un'età paleozoica. Essendo una *età ordoviciana* denominatore comune alla massima parte dei porfiroidi e ad un gruppo di rocce verdi di riferimento, mi pare legittimo suggerire la stessa possibile età per le corrispondenti rocce della zona in istudio e per i loro involucri parascistosi. Si pensi che, come citano HERITSCH e KÜHN (1951), l'associazione fra porfiroidi e rocce verdi si ripete caratteristicamente nel ricoprimento infrasilurico di Plenge, Alpi Austriache.

Un'età *gotlandiana* andrebbe invece attribuita alle luditi e agli scisti carboniosi, in accordo con la ricostruzione stratigrafica vista in precedenza, secondo cui la formazione carboniosa di Col di Foglia-Vall'Imperina-Tisèr occupa le parti più alte di tutta la serie di terreni della zona Agordo-Cereda.

Per i paragneis albitico-muscovitici di Mis-Sagròn non si possono avere riferimenti diretti, ma essi dovrebbero essere più antichi degli eventuali terreni ordoviciani. I paragneis di Masòch, se sono polimetamorfici, sono sicuramente precambriani, dato che non si conoscono fasi orogeniche caledoniane nelle Alpi.

E' da ricordare che al paleozoico è stata attribuita la « fillade quarzifera di Bressanone » (SANDER, 1925; PELTZMANN, 1935), o forse una parte di essa (Gb. DAL PIAZ, 1942) ed anche le metamorfite della Val Sugana (TRENER, 1933). Anche ANDREATTA (1961) propone un'età paleozoica per buona parte del cristallino delle Alpi Meridionali.

B) ETÀ DEL METAMORFISMO

L'età della fase metamorfica principale è sicuramente prepermiana, per le ragioni addotte; ACTERBERG (1961) l'attribuisce decisamente all'orogenesi ercinica. Se i confronti litologici di cui sopra hanno valore, essi sarebbero decisivi, per evidenti ragioni, in favore di un'età ercinica del metamorfismo.

Non è mia intenzione affrontare così ardua questione che, con ben maggiore competenza, è già stata più volte discussa da altri; tanto più che sembra probabile o almeno possibile che tra le metamorfite sudalpine si ritrovino o sovrapposizioni o giustapposizioni di prodotti di diversa età di metamorfismo. Ricordo solo che l'attribuzione del metamorfismo sudalpino alle fasi erciniche si ritrova più volte in ANDREATTA (v. per es. 1954, 1955, 1957, 1961), mentre Gb. DAL PIAZ (1942) tende a considerare precambrica — iotnica — la fase metamorfica principale delle filladi delle Alpi Meridionali.

5. - PRIMI CONFRONTI CON LE METAMORFITI DI CIMA D'ASTA.

La stretta correlazione esistente tra la zona Agordo-Cereda ed il Cristallino di Cima d'Asta, affermata da molti degli Autori citati (TRENER, G. DAL PIAZ, ACTERBERG, ecc.), rende inevitabili alcuni cenni di confronto tra i due settori del basamento sudalpino.

ANDREATTA (1955), ANDREATTA e GUIDICINI (1957) ed io stesso (1957) abbiamo avuto occasione di studiare alcune parti del cristallino di Cima d'Asta; nella complicata serie di fenomeni osservata abbiamo creduto di poter riconoscere un generale fenomeno di granitizzazione, a relativamente bassa temperatura, di rocce filladiche, con conseguente passaggio a rocce gneissiche di vario tipo. Tale granitizzazione si sarebbe esplicata soprattutto attraverso un apporto irregolarmente distribuito di sodio, potassio e calcio, e sarebbe stata antecedente al metamorfismo epizonale che ha lasciato la sua impronta più evidente nell'attuale scistosità. Quest'ultimo fatto avrebbe due conseguenze immediate: 1) Le metamorfite di Cima d'Asta sono poli-metamorfiche; 2) La granitizzazione non è da legare direttamente al plutone granitico ma è fenomeno antecedente alla sua ascesa. Con ipotesi di lavoro ispirata ad una simile visuale iniziai lo studio della zona Agordo-Cereda (D'AMICO, 1959).

Il riesame critico del materiale a disposizione e la raccolta di nuovo materiale mi hanno indotto, per la parte che mi riguarda, alla necessità di una revisione. La grande complessità esistente nel settore orientale di Cima d'Asta, ove metamorfite feldispatiche di vario tipo sono intimamente mescolate, con probabili reciproci scambi di materia e sovrapposizione di fenomeni blastici, e dove piccole intrusioni granitiche e gabbrodioritiche complicano i rapporti di giacitura e le stesse possibilità di interpretazione, non mi hanno permesso di valutare a suo tempo la presenza di porfiroidi. Accertata tale presenza, all'esame di nuovi reperti in punti di minor trasformazione, è nata la supposizione che anche molte delle rocce con feldispato potassico già esaminate fossero pur esse porfiroidi o simili, nei quali le strutture residue di sicura valutazione mancano o sono scarse per la più avanzata ricristallizzazione. Con tale premessa prima conseguenza è che non si possa più parlare di granitizzazione nè per i porfiroidi nè eventualmente per i locali prodotti di arricchimento potassico nelle filladi e nei gneis albitici circostanti, avvenuto per scambio di materia con i porfiroidi stessi durante il metamorfismo.

Osservazioni analoghe sono state da me fatte, durante esplorazioni preliminari in corso, anche in altre zone del cristallino di Cima d'Asta. E' stata accertata la presenza di porfiroidi, di gneis albitici porfiroblastici, di filladi a blastesi postcinematica, di rocce filladiche di vario tipo. Già da tempo del resto rocce albitiche, forse parzialmente riferibili alle filladi a blastesi postcinematica qui descritte, erano state studiate petrograficamente (AZZINI, 1932). Scisti carboniosi sono segnalati da TRENER (1902-13; 1923-24; 1933; F° Trento e F° Feltre) e sono stati osservati anche da me. Infine un'intercalazione di rocce verdi metamorfiche (paragenesi: quarzo-albite-epidoti-cloriti-calcite) è stata da me osservata nelle vicinanze di Roncegno.

Lasciando ad altra occasione un confronto approfondito, che per ora pare inopportuno, si possono fissare i seguenti punti, che confermano motivi già parzialmente riconosciuti da TRENER e da G. DAL PIAZ: 1) si riconosce una chiara analogia litologica e stratigrafica tra la zona di Agordo-Cereda ed il cristallino di Cima d'Asta. 2) Molti motivi petrografici sono simili. 3) Nel cristallino di Cima d'Asta il grado metamorfico tende ad essere più alto sia per la maggior cristallinità sia, talora, per la facies mineralogica.

6. - RICOSTRUZIONE DELLA STORIA GEOLOGICA DELLE MASSE
METAMORFICHE DI AGORDO-CEREDA.

In base allo studio petrografico e a tutte le considerazioni di vario carattere che sono state fatte, sembra di poter fissare le seguenti tappe, interessanti ciascuna tutti o parte dei terreni componenti la zona Agordo-Cereda. Molti fatti che vengono sotto descritti sono da considerare accertati; altri sono supposti per ragioni di probabilità e attendono conferma.

- I) Formazione di paragneis (attuali paragneis polimetamorfici di Masòch) scarsamente orientati e a grado metamorfico medio, presumibilmente della subfacies più elevata degli « scisti verdi » sensu TURNER (1958). Questo punto non è da considerare certo in modo assoluto. L'età di questi paragneis è da considerare precambriana.
 - II) Formazione di una serie arenaceo-argillosa, forse derivata dal disfacimento dei paragneis di cui sopra, con caratteristiche mineralogiche e chimiche sufficientemente costanti (attuali paragneis albitico-muscovitici) e con limitatissime intercalazioni carboniose. Età incerta, quasi certamente preordoviciana.
 - III) Continua il deposito della serie arenaceo-argillosa che tende a differenziare parti più riccamente arenacee (alcune filladi quarzifere e quarziti), in buona parte del tipo delle grovacche (paragneis porfiroblastici albitici) e porzioni più riccamente argillose (attuali filladi sericitiche, sericitico-quarzifere e a blastesi postcinematica). Queste ultime prevalgono verso l'alto; sono però probabilmente presenti anche variazioni laterali. Prodotti di vulcanismo acido (attuali porfiroidi) e di vulcanesimo basico (metadiabasi e cloritoscisti) si interpongono alla serie sedimentaria. Sui rapporti temporali e spaziali tra i due tipi di vulcanesimo non è possibile pronunciarsi. Possibile età ordoviciana.
 - IV) Deposito di una serie argilloso-siltosa, riccamente carboniosa soprattutto nelle parti più alte (attuali filladi minute e scisti carboniosi di Col di Foglia, Val-Imperina e Tisèr). Possibile età gotlandiana.
 - V) Piegamento e metamorfismo prealpino di tutta la serie con ampie ricristallizzazioni, molto avanzate nella porzione sud-occidentale e meno intense in quella nord-orientale, con genesi della scistosità S_1 modellata sulla originaria stratificazione. Segregazione metamorfica di vene quarzose concordanti con S_1 . Nelle masse di grovacche, aventi un certo carattere sodico, si sviluppa una parziale blastesi albitica, con ricristallizzazione di albite microcristallina e reazione della parte silicatica con prodotti sodici di adsorbimento argilloso ed eventualmente con le soluzioni saline dei pori.
- Nello stesso tempo entro le intercalazioni di porfiroidi si hanno trasformazioni da fasi di alta temperatura a fasi di bassa temperatura accompagnanti la deformazione epimetamorfica.
- Con l'intensificarsi del piegamento si ha la generazione delle micropieghe e della scistosità trasversale S_2 . Lo sviluppo di questi motivi è diverso da por-

zione a porzione: nella formazione dei paragneis albitico-muscovitici le più intense ricristallizzazioni e la blastesi sincinematica si oppongono alla genesi di S_2 ; nelle altre masse invece si ha una fase di forte elastesi, con parziali ricristallizzazioni sin- e postcinematiche. Con la clastesi e la parziale ricristallizzazione si ottiene nei paragneis albitici la liberazione di sodio in relativa abbondanza, il quale rigenera l'albite nella stessa roccia o, migrando lungo le nuove superfici S_2 , dà luogo ad una blastesi postcinematica entro parti filladiche esterne ai paragneis porfiroblastici albitici. In queste parti la nuova albite cresce in fitta schiera sgranata su S_2 ; in connessione ad essa anche muscovite ed altri minerali tendono a ricristallizzare. Si generano in questo modo le filladi a blastesi postcinematica. L'età del metamorfismo è forse ercinica, sicuramente prealpina.

- VI) Il piegamento aveva determinato una elevazione anticlinalica della zona dei paragneis di Mis-Sagròn ed un graduale abbassarsi del livello tettonico fino agli scisti semimetamorfici del Col di Foglia; la degradazione successiva al sollevamento mette in evidenza i vari livelli in successione dai più profondi a SW ai più elevati a NE; su di essi si effondono limitate masse di vulcaniti permiane e coll'inizio del permiano la sedimentazione riprende.
- VII) Segue il deposito della serie sedimentaria della regione dolomitica, per la quale si rimanda altrove (v. i già citati TRENER, G. DAL PIAZ, KLEBELSBERG, CASTIGLIONI e LEONARDI, 1955 ecc.). Questo periodo è di inattività assoluta per i terreni cristallini i quali subiscono soltanto, dopo la degradazione verrucana, un processo di graduale abbassamento.
- VIII) I movimenti alpini, sviluppatasi in connessione con lo scorrimento lungo la linea della Val Sugana, hanno determinato un sollevamento assiale nella parte sudoccidentale e centrale della zona cristallina, ripetendo in parte l'innalzamento anticlinalico ercinico. Essi hanno forse sovrapposto una certa tendenza alpina alla disposizione delle superfici S , ma soprattutto hanno causato serie di flessure, faglie, zone di milonisi ecc. A questa fase alpina sono da attribuire varie venuzze discordanti e impregnazioni quarzose, calcitiche, sideritiche, limonitiche ecc.; ed anche depositi argillosi (caolino) che costituiscono piccoli giacimenti nella parte nord-orientale; tali depositi sembrano da collegare alla massa piritoso-cuprifera di Vall'Imperina (DE MARCHI, 1906) e sono in riempimento di faglie. La locale diffusione di cristallini piritici euedrali e indisturbati è uno dei fatti minerogenici finali.

Sento doveroso ringraziare il Prof. P. GALLITELLI per la lettura critica del manoscritto e i preziosi consigli datimi; il Prof. A. BIANCHI per l'aiuto non solo scientifico sempre generosamente offertomi; il Prof. Gb. DAL PIAZ per consigli, discussioni e delucidazioni di carattere geologico che mi sono state essenziali. Ringrazio inoltre i Proff. G. SCHIAVINATO, R. SELLI, W. NIEUWENKAMP per alcune discussioni o chiarimenti veramente proficui.

Bologna, dicembre 1961.

Istituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università di Bologna.

RIASSUNTO

Nella zona cristallina Agordo-Cereda si riconoscono vari tipi di metamorfiti epizonali: filladi da quarzifere a sericitiche; filladi a blastesi postcinematica di muscovite e di albite; filladi carboniose; adinoli scistose; paragneis porfiroblastici albitici a sericite e cloriti; paragneis albitico-muscovitici; porfiroidi; metadiabasi, cloritoscisti e venuzze di adinoli felsitiche. Tranne gli ultimi gruppi si tratta di parascisti con chiari caratteri sia petrografici che petrochimici attestanti una derivazione arenaceo-argillosa; le adinoli sono di minima diffusione e di scarsa importanza regionale.

Nelle parametamorfiti si riconosce solitamente l'esistenza di complessi rapporti tra deformazione e ricristallizzazione; in gran parte della zona si hanno due serie di superfici: S_1 , coincidente con la stratificazione originaria; S_2 , quale clivage o scistosità trasversale di piega. Soltanto nella porzione sud-occidentale (paragneis albitico-muscovitici) S_1 è l'unica scistosità rilevabile ed è fittamente pieghettata.

I paragneis porfiroblastici a sericite e cloriti sono caratterizzati da un alto contenuto in albite e da un forte carattere sodico accompagnante normali rapporti petrochimici pelitici; l'albite porfiroblastica è tipicamente precinematica rispetto a S_2 e alquanto sericitizzata e sostituita; più scarsa l'albite sin- e postcinematica di risanamento. Dopo aver discusso ed escluso altre possibilità genetiche, si giunge a considerare i paragneis porfiroblastici come derivati da originarie grovacche fortemente diagenizzate.

Le filladi a blastesi albitica postcinematica sono interpretate come prodotti di limitata metasomatosi sodica locale; il sodio proviene dai paragneis porfiroblastici albitici in seguito alla tettonizzazione di questi e conseguente rimobilizzazione chimica; esso migra verso l'alto lungo le nuove superfici S_2 generatesi nelle coperture filladiche, rifissandosi nell'albite di nuova generazione.

I paragneis albitico-muscovitici costituiscono una massa unitaria nella porzione sud-occidentale. Essi sono nettamente più cristallini delle altre parametamorfiti (pur con passaggi gradualis o rapidi) e sono caratterizzati da una blastesi albitica sincinematica, con forte riorganizzazione strutturale.

I porfiroidi, con elastoporfiroidi e tufoidi, hanno straordinario carattere alcalipotassico; essi derivano da porfidi lavici o tufacei.

Le rocce verdi sono date da metadiabasi di chiara derivazione e da cloritoscisti albitici probabilmente derivati da tufi.

I diversi tipi rocciosi sono disposti con un certo ordine che permette di suddividere la zona in quattro formazioni, le quali si susseguono secondo S_1 , costituendo una successione stratigrafica (S_2 taglia la serie dei terreni). Dall'alto al basso: 1) *formazione Col di Foglia-Vall'Imperina-Tisèr*, costituita da filladi minute, talora semi-metamorfiche, e da abbondanti filladi carboniose; diffusa è una certa blastesi albitica minuta postcinematica. 2) *formazione Gosaldo-Giove* costituita da filladi di vario tipo (verso l'alto prevalgono le filladi sericitiche), filladi a blastesi postcinematica, paragneis porfiroblastici albitici a sericite e cloriti, porfiroidi e rocce verdi; questa formazione è la più potente ed estesa. 3) *formazione Mis-Sagròn*, costituita unicamente da paragneis albitico-muscovitici. 4) *nucleo polimetamorfico (?) di Masòch*, piccolo affioramento di paragneis a biotite con tracce probabili di polimetamorfismo.

Il grado metamorfico aumenta da NE a SW secondo la serie, dalla formazione 1 alla formazione 4; non si esce però mai da condizioni epizonali, tranne in parte per i gneis di Masòch. Sulla base di confronti litologici (porfiroidi, rocce verdi, alcune luditi nere) con altre formazioni delle Austridi e delle Alpi Meridionali si suggerisce la possibilità che la formazione 1 sia gotlandiana e la formazione 2 ordoviciana; se ciò fosse provato il metamorfismo sarebbe da considerare ercinico; sicuramente esso è prealpino.

Iniziali confronti con il cristallino di Cima d'Asta mostrano forti analogie petrografiche e buone analogie stratigrafiche.

ZUSAMMENFASSUNG

In der kristallinen Zone Agordo-Cereda sind verschiedene epizonale Schiefer und Gesteine zu bezeichnen: Quarz- bis Serizit-Phyllite; Phyllite mit postkinematischer Albit-Muskowit-Blastese; schiefrige Adinolen; porphyroblastische Albit-Serizit-Chlorit-Paragneise; Albit-Muskowit-Paragneise; Porphyroide; Metadiabase und Chloritschiefer mit dünnen Adinolendern. Ausser den letzten Gruppen, handelt es sich um Paragesteine, die deutlich aus Sandstein-Tonschiefer-Serien entstehen, so wie ihre petrographische und petrochemische Merkmale beweisen. Die Adinolen sind sehr wenig verbreitet und regional unwichtig.

Die Paragesteine zeigen verwickelte Beziehungen zwischen Verformung und Umkristallisation; im allgemeinen zeigen sie eine erste Reihe Flächen (S_1), die mit der ursprünglichen Schichtung zusammenhängt, verknüpft mit einer zweiten Reihe (S_2), die als clivage oder Transversalschieferung bestimmbar ist. Nur im südwestlichen Teil der Zone (wo Albit-Muskowit-Paragneise vorkommen) ist S_1 die einzige bemerkbare Schieferung.

Die porphyroblastischen Albit-Serizit-Chlorit-Paragneise sind sehr albitreich; ihr Chemismus ist pelitisch, aber Na-reich. Die Albit-Porphyroblaste sind vorkinematisch und öfters durch Serizit und granoblastische Aggregate von Quarz oder Quarz-Albit ersetzt; in spärlicher Weise sind Albitkristalle para- oder postkinematisch eingewachsen. Mit grosser Wahrscheinlichkeit sind die porphyroblastischen Paragneise aus grauackentartigen Sandsteinen entstannt, die schon vor der Metamorphose stark diagenisiert und sortiert waren.

Die Phyllite mit postkinematischer Albit-Blastese sind von einer lokal beschränkten Na-Metasomatose erzeugt worden; Natrium entfernt sich von den tektonisierten und mobilisierten porphyroblastischen Albit-Paragneisen (s. oben) gegen die phyllitischen Decken, längs S_2 ; in den S_2 -Flächen der Phyllite sprossen Albit-Kristalle neuer Erzeugung.

Die Albit-Muskowit-Paragneise bilden eine einheitliche Masse SW in der Zone. Sie gehören einer höheren metamorphen Stufe als die übrigen Paragesteine, zu denen sie graduell oder rasch übergehen, und weisen eine bezeichnende parakinematische Albit-Blastese mit einer deutlichen gefüglichen Neugestaltung auf.

Die Porphyroide, mit Klastoporphyroiden und Tuffoiden, sind extrem Kali-reich; sie entstammen aus alkali-rhyolitischen Lava- oder Tuff-Porphyren.

Unter den Grüngesteinen sind Metadiabase und Albit-Chloritschiefer; letztere abstammen wahrscheinlich von basischen Tuffen.

Die verschiedenen Gesteinstypen sind in ziemlich regelmässiger Weise verteilt, so dass man vier Formationen unterscheiden kann, die nach S_1 aufeinanderfolgen und eine stratigraphische Folge bilden (S_2 schneidet die stratigraphische Folge). Von oben bis unten erkennt man: 1) *Col di Foglia-Vall'Imperina-Tisèr Formation*, die von feinkörnigen, teilweise emimetamorphen Phylliten und Kohlschiefer gebildet ist. 2) *Gosaldo-Giove Formation*, die mächtigste, in der phyllitische Gesteine (Quarz- bis Serizit-Phyllite; die letzten vorwiegend in den oberen Teilen), postkinematisch blastische Phyllite, porphyroblastische Albit-Serizit-Chlorit-Paragneise; Porphyroide und Grüngesteine vorhanden sind. 3) *Mis-Sagròn Formation*, die nur aus Albit-Muskowit-Paragneise besteht. 4) *Polimetamorpher Kern, Masòch*; ein kleiner Aufschluss von Quarz-Albit-Muskowit-Epidot-Paragneise mit Biotit und Granat, der wahrscheinlich polimetamorph ist.

Die metamorphe Stufe steigert von NO bis SW, nach der stratigraphischen Folge; sie ist aber epizonal in allen Fällen, ausser zum Teil in den Gneisen von Masòch. Litologische Vergleiche von Porphyroiden, Grüngesteinen und einigen Lyditen mit ähnlichen Gesteinen in der Karnischen Gebirgskette und in Österreich (Südalpen so wie Austriden) lassen die Möglichkeit aufkommen, dass Formation 1) gotlandisch ist und Formation 2) ordovizisch. Wenn das bewiesen werden könnte, so würde die Metamorphose herzynisch sein; sie ist sicherlich voralpidisch.

Im Vergleich zum Cima d'Asta-Kristallin sind deutliche petrographische so wie stratigraphische Ähnlichkeiten erkennbar.

B I B L I O G R A F I A

- AGTERBERG F. P. - *Tectonics of the crystalline basement of the Dolomites in North Italy.* Geol. Ultraiectina, n. 8, Utrecht, 1961, pp. 232.
- AMSTUTZ A. - *Nappe de l'Emilius.* Arch. de Sciences, v. 7, fasc. 6, 1954, pp. 463-473.
- AMSTUTZ A. - *Roches de ravin de Lessert dans la Val d'Aoste.* Arch. de Sciences, v. 8, fasc. 4, 1955, pp. 6-9.
- AMSTUTZ A. - *Sur le Permocarbone des Pennides.* Com. Ren. sean. Acad. de Sciences, t. 241, 1955, pp. 1150-1152.
- AMSTUTZ A. - *Roches Saint-Bernard entre Etrouble et Liddes.* Arch. de Sciences, v. 12, fasc. 4, 1959, pp. 669-675.
- ANDREATTA C. - *Analisi strutturali di rocce metamorfiche. III. La disposizione dei microliti micacei nei plagioclasti di ortogneis.* Per. Min., 4, 1933, pp. 375-392.
- ANDREATTA C. - *Petrografia strutturale e Petrotettonica.* Boll. Soc. Geol. Ital., 57, 1937, pp. 517-530.
- ANDREATTA C. - *Stoffmobilisierung und Stoffbewegung bei der tektonischen Metamorphose.* N. Jb. Min., Mh., 1954, pp. 2-17.
- ANDREATTA C. - *Ueber die Verglimmerung der Plagioclase in der tektonischen Metamorphose.* Tsch. Min. Petr. Mitt., 1954, pp. 350-359.
- ANDREATTA C. - *Appunti sul metamorfismo: I - Mobilizzazione e movimenti di materia nel metamorfismo tettonico.* Rend. Soc. Min. Ital., X, 1954, pp. 3-18.
- ANDREATTA C. - *La Val di Peio e la Catena Vioz-Cevedale.* Acta Geol. Alpina, 5, 1954, pp. 1-337.
- ANDREATTA C. - *Il metamorfismo tettonico e la granitizzazione del cristallino di Cima d'Asta.* Rend. Soc. Min. Ital., XI, 1955, p. 343.
- ANDREATTA C. - *Mineralogia e Cristallografia.* II^a Ed., pp. XII-870, Libr. Univ. Bologna. Parte V, cap. 23, *Processo metamorfico*, 1957, pp. 695-713.
- ANDREATTA C. - *Betrachtungen über die Unwahrscheinlichkeit stabiler Gleichgewichte bei der Gesteinsmetamorphose.* Geol. Rundschau, Bd. 50, 1960, pp. 190-192.
- ANDREATTA C. - *Metablastesen im kristallinen Sockel der Südalpen.* N. Jb. Miner., Abh., Bd. 96, H. 2/3, 1961, pp. 228-232.
- ANDREATTA C. e GUIDICINI B. - *Nota preliminare di ricerche petrotettoniche sulle filladi feldispatizzate di Tenna (Trentino).* Rend. Soc. Min. Ital., XIII, 1957, pp. 108-113.
- AZZINI F. - *Ricerche petrografiche sul Monte Panarotta (Trentino).* Atti R. Ist. Ven. Sci. Lett. Ar., XCI, II, 1932, pp. 1125-1148.
- BARTH T. F. W. - *Presentation of rock analyses.* J. of Geology, 63, 4, 1955, pp. 348-363.
- BARTH T. F. W. - *The diffusive transformation sanidine-microcline.* Estudios Geolog., XV, C.S.I.C., Madrid, 1959, pp. 31-38.

- BARTH T. F. W., CORRENS C. W. e ESKOLA P. - *Die Entstehung der Gesteine*. pp. VIII-422, 1939, Springer, Berlin.
- BIANCHI A. - *Studi petrografici sull'Alto Adige orientale e regioni limitrofe*. Mem. Ist. Geol. R. Università Padova, vol. X, 1934, pp. VIII-1-244; 17 tav.
- BIBOLINI A. - *Le miniere di Agordo*. Boll. Soc. Geol. Ital., vol. XLIII, 1924, pp. 243-44.
- BLAAS J. - *Geologischer Führer durch die Tiroler-und Voralberg-Alpen*. - 5, Südtirol. 1903, pp. 709-845, Wagner, Innsbruck.
- BOWEN N. L. e TUTTLE O. F. - *The system $NaAlSi_3O_8$ - $KAlSi_3O_8$ - H_2O* . J. of Geology, 58, 5, 1950, pp. 489-511.
- BURRI C. - *Bemerkungen zur Anwendung der Niggli-Werte*. Schw. Min. Petr. Mitt., 36, 1956, pp. 29-48.
- CAROZZI A. V. - *Microscopic sedimentary petrography*, 1960, pp. 485, Wiley, New York.
- CASTIGLIONI B. - *Costituzione geologica della depressione Agordo-Primiero (Alpi dolomitiche)*. St. Trent. Sci. Nat., XVI, I, 1935, pp. 39-60.
- CASTIGLIONI B. - *Il gruppo delle Pale di S. Martino e le valli limitrofe*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, XIII, 1939, pp. 1-104.
- CHRISTA E. - *Das Gebiet des Oberen Zemmgrundes in den Zillertaler Alpen*. Jb. d. Geol. Bundesan., Bd. 81, H. 3-4, 1931, pp. 533-634.
- COLLETTE B. J. - *On the origin of schistosity; I e II*. Kon. Nederl. Akad. v. Wetensch, sez. B, 61, n. 2, 1958, pp. 121-139.
- CORNELIUS H. P. - *Zur Deutung gefüllter Feldspäte*. Schw. Min. Petr. Mitt., 15, 1935, pp. 4-30.
- CORNELIUS H. P. - *Nochmals zur Deutung gefüllter Feldspäte*. Schw. Min. Petr. Mitt., 17, 1937, pp. 80-84.
- CORNELIUS H. P. e CLAR E. - *Geologie des Grossglockner-gebietes*. Abh. Zw. Wien d. Reichst. f. Bodenforschung, Bd. XXV, H. 1, 1939, pp. 1-306.
- DAL PIAZ Gb. - *Studi geologici sull'Alto Adige orientale e regioni limitrofe*. Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova, vol. X, 1934, pp. X-1-242.
- DAL PIAZ Gb. - *Geologia della bassa Val d'Ultimo e del Massiccio granitico di M. Croce*. Mem. Mus. St. Nat. Ven. Trid., A. X, vol. V, f. 2, 1942, pp. 177-360.
- DAL PIAZ G. - *Studi geotettonici sulle Alpi Orientali*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, vol. I, 1912, pp. 1-195.
- DAL PIAZ G. - *Descrizione geologica del bacino della Piave*. Pubbl. n. 74, 1918, R. Magistrato alle Acque - Venezia, pp. 1-38.
- D'AMICO C. - *Studio delle filladi e delle rocce granitizzate derivate dell'Alta Val Cismòn (cristallino di Cima d'Asta)*. Rend. Soc. Min. Ital., XIII, 1957, pp. 139-186.
- D'AMICO C. - *Nota preliminare sullo studio petrografico dell'anticlinale cristallina tra Sa-gròn-Mis e Agordo*. Rend. Soc. Min. Ital., XV, 1959, pp. 25-26.
- D'AMICO C. - *Sulla utilizzazione del concetto di metablastesi per molte metamorfiti sud-alpine*. Rend. Soc. Min. Ital., XVII, 1961, pp. 219-244.
- DE MARCHI L. - *Un giacimento di caolino nell'Agordino*. Atti Mem. R. Acc. Sci. Lett. Ar. in Padova, vol. XXIII, 1906, pp. 297-302.
- DE SITTER L. U. - *Structural Geology*. McGraw-Hill, New York, 1956, pp. 1-552.
- ENGEL A. E. J. e ENGEL C. G. - *Grenville series in the Northwest Adirondack Mountains, New York - P. II Origin and metamorphism of the major paragneiss*. Bull. Geol. Soc. Am., 64, 9, 1953, pp. 1049-1098.

- ESKOLA P. - *A proposal for the presentation of rock analyses in ionic percentage.* Am. Ac. Sci. Fen. s. A, III, 38, 1954, pp. 1-15.
- FOURMARIER P. - *Schistosité, foliation et microplissement.* Arch. d. Sciences, vol. 4, 1951, pp. 5-23.
- FOURMARIER P. - *Schistosité et phénomènes connexes dans les séries plissés.* Congr. Geol. Inter., XIX, sess. 3, 1953, pp. 117-131.
- v. GAERTNER H. R. - *Über die Alkali-Quelle der Granitisierung.* Zeitsch. d. Deuts. Geol. Gesell., 103, 1951, pp. 7-8.
- GOGUEL J. - *Importance des facteurs physico-chimiques dans la déformation des roches.* XIX Congr. Geol. Int., sect. III, 1953, pp. 133-142.
- GOLDSCHMIDT V. - *Die Injektionsmetamorphose im Stavanger-Gebiete.* Vidensk. Skr. I Mat. Nat. Kl. N. 10, 1921, pp. 1-142.
- GOLDSMITH J. R. e LAVES F. - *Potassium feldspars structurally intermediate between microcline and sanidine.* Geoch. Cosm. Acta, 6, 1954, pp. 100-118.
- GUIARD G. - *Aperçu et réflexions sur les schistes cristallins et les granites de la zone axiale pyrénéenne entre l'Ariège et la Méditerranée.* Bull. Soc. geol. France, 6 s. VIII, 1958, pp. 825-852.
- GUIARD G. - *Microperthites d'origine volcanique dans les gneiss oeilles du Canigou (Pyrénées-Orientales).* Bull. Soc. Fr. Min. Crist., LXXXIV, 1961, pp. 92-93.
- HERITSCH F. e KÜHN O. - *Die Südalpen, in Schaffer, Geologie von Österreich, 1951, Dentike, Wien, pp. 233-301.*
- JOHANNSEN A. - *A descriptive Petrography of the igneous rocks.* vol. II, 1949, Univ. Chicago Press, III ed., pp. 1-428.
- v. KLEBELSBERG R. - *Südtiroler Dolomiten, 1928, Borntraeger, Berlin, pp. VIII-362.*
- v. KLEBELSBERG R. - *Geologie von Tirol, 1935, Borntraeger, Berlin, pp. XII-872.*
- LAPADU-HARGUES P. - *Sur l'existence et la nature de l'apport chimique dans certaines séries cristalloyphylitiques.* Bull. Soc. Geol. France, 5, 1945, pp. 255-310.
- LAPADU-HARGUES P. - *Contributions aux problèmes de l'apport dans le métamorphisme.* Bull. Soc. Geol. France, 5, 19, 1949, pp. 89-109.
- LEONARDI P. - *Breve sintesi geologica delle Dolomiti occidentali.* LVIII Riunione Est. Soc. Geol. Ital., 1955, pp. 1-80, 38 tav. 1 carta.
- MICHEL R. - *Les Schistes Cristallins des Massifs du Gran Paradis et de Sesia-Lanzo.* Science de la Terre, n. 3-4, 1953, pp. XXII, 1-287, Nancy.
- MOJSISOVICS E. - *Die Dolomit-Riffe von Südtirol und Venetien, 1879, pp. 1-435, Wien.*
- NIEUWENKAMP W. - *Geochemistry of sodium.* Int. Geol. Congr., 18 sess., p. II, 1948, pp. 96-100.
- NIEUWENKAMP W. - *Geochemie classique et transformiste.* Bull. Soc. Geol. France, 6° ser., t. VI, 1956, pp. 407-429.
- NIEUWENKAMP W. - *Korrelation von Sediment- und Eruptivgesteinen.* Verh. Kon. Nederl. Geol. Mijnb. Genoot., XVI, 1956, pp. 1-8.
- NIGGLI P. - *Die chemische Klassifikation der metamorphen Gesteine.* Schw. Min. Petr. Mitt., 14, 1934, pp. 464-472.
- NIGGLI P. - *Die Magmentypen.* Schw. Min. Petr. Mitt., 16, 1936, pp. 335-399.
- NIGGLI P. - *Gesteine und Minerallagerstätten II., 1952, Birkhäuser, Basel, pp. 1-557.*
- PELTZMANN I. - *Palaeozoikum im brixener Quarz-phyllit.* Verh. geol. Reichsan., 1935, pp. 195-196.

- PETTIJOHN F. J. - *Sedimentary rocks*, 1958, Harper, New York, pp. XVI-718.
- REED J. J. - *Petrology of the lower mesozoic rocks of the Wellington District*, N. Zealand Geol. Survey Bull., n. 57, 1957, pp. 1-60.
- RITTMANN A. - *Sur une enclave volcanique trouvée par A. Amstutz dans les Pennides*. Bull. volc., 17, 1955, pp. 3-12.
- RITTMANN A. - *Vulkane und ihre Tätigkeit*, 1960, Erke, Stuttgart, pp. VII-336.
- RUCHIN L. B. - *Grundzüge der Lithologie*, 1958, Akademie Verlag, Berlin, pp. XIII-806.
- SANDER B. - *Note illustrative della carta geologica delle Tre Venezie - Foglio Bressanone*, 1925, R. Mag. Acque, Sez. Geol., Padova, pp. 60.
- SANDER B. - *Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper, I e II.*, 1948-1950, Springer, Wien, pp. X-215 e XII-409.
- SCHEUMANN K. H. - *Metatexis und Metablastesis*. Min. Petr. Mitt., 48, 1936, pp. 402-412.
- SHAND S. J. - *Eruptive rocks*. III ed., 1947, Murby, London, pp. XVI-488.
- STACHE G. - *Die palaeozoischen Gebiete in Ostalpen*. Jahrb. k. k. geol. R. A., 24 B., 1874, pp. 135-424.
- TARAMELLI T. - *Geologia delle provincie venete*. Mem. Accad. Lincei, vol. XIII, 1882, pp. 303-536.
- TARAMELLI T. - *Note illustrative della carta geologica della Provincia di Belluno*, 1883, Pavia.
- TRENER G. B. - *Note illustrative della Carta Geologica delle Tre Venezie - F^o Trento*, 1933, R. Mag. Acque, sez. geol., Padova, pp. 84.
- TRENER G. B. - *Studi geografici e geologici*. St. Trent. Sci. Nat., A. XXXIV, 2 vol. postumi, 1957, pp. XXVII-652. Memorie seguenti:
- TRENER G. B. - *Geologia delle regioni circostanti al massiccio granitico di Cima d'Asta*. vol. II, 1902-13, pp. 419-590.
- TRENER G. B. - *Morfologia di Cima d'Asta, Lagorai e Valsugana*. vol. II, 1923-24, pp. 591-652.
- TURNER F. J. - *Mineralogical and structural evolution of the metamorphic rocks*. Geol. Soc. Amer. Mem., 30, 1948, pp. XIV-342.
- TURNER F. J. - *Mineralogical Assemblages of individual metamorphic facies*. Cap. VII, pp. 199-239 in *Fyfe-Turner-Verhoogen*. - *Metamorphic reactions and Metamorphic facies*. Geol. Soc. Am. Mem., 73, 1958, pp. XII-259.
- TUTTLE O. F. - *Optical studies on alkali feldspars*. Am. J. Sci., Bowen vol., 1952, pp. 553-567.
- TWENHOFEL W. H. - *Principles of sedimentation*. II ed., 1950, Mcgraw, New York, pp. XII-673.
- VETTERS H. - *Erläuterungen zur geologischen Karte von Österreich und seinen Nachbargebieten*. Geol. Bundesanstalt, Wien, 1947, pp. X-343.

CARTE GEOLOGICHE

- Carta geologica d'Italia: Foglio n° 13 - Ampezzo
» » 14 - Pontebba
» » 21 - Trento
» » 22 - Feltre
» » 23 - Belluno

I N D I C E

INTRODUZIONE	Pag. 3
PETROGRAFIA, CHIMISMO E PETROGENESI DELLE ROCCE	
CRISTALLINE	» 6
1. ROCCE FILLADICHE	» 6
a) Petrografia	» 6
b) Chimismo	» 10
c) Petrologia	» 11
2. FILLADI A BLASTESI MUSCOVITICA POSTCINEMATICA	» 12
3. FILLADI A BLASTESI ALBITICA POSTCINEMATICA	» 12
a) Petrografia	» 12
b) Chimismo	» 13
c) Petrologia	» 15
4. FILLADI CARBONIOSE	» 16
5. ADINOLI SCISTOSE	» 16
a) Petrografia	» 16
b) Chimismo	» 17
c) Petrologia	» 18
6. PARAGNEISS PORFIROBLASTICI ALBITICI A SERICITE E CLORITI	» 18
a) Petrografia	» 18
b) Chimismo	» 21
c) Petrologia	» 23
7. PORFIROIDI	» 26
a) Petrografia	» 26
b) Chimismo	» 28
c) Petrologia	» 30
8. ROCCE VERDI	» 31
a) Petrografia	» 31
α) <i>Metadiabasi albitico-epidotico-cloritico-anfibolici</i>	» 31
β) <i>Metadiabasi albitico-cloritico-(calcitici)</i>	» 32
γ) <i>Cloritoscisti albitici da tufi</i>	» 32
δ) <i>Adinoli felsitiche</i>	» 33
b) Chimismo	» 33
c) Petrologia	» 35
9. PARAGNEIS ALBITICO-MUSCOVITICI	» 37
a) Petrografia	» 37
α) <i>Paragneis monometamorfici</i>	» 37
β) <i>Paragneis probabilmente polimetamorfici di Masòch</i>	» 39
b) Chimismo	» 39
c) Petrologia	» 41

MOTIVI PETROCHIMICI E PETROGENETICI	Pag. 42
1. DISCUSSIONE DEI DATI PETROCHIMICI	» 42
2. CONSIDERAZIONI PETROGENETICHE	» 53
A) Ipotesi di una metasomatosi sodica regionale	» 53
B) Modelli di derivazione per le parametamorfiti	» 54
PRINCIPALI PROBLEMI GEOLOGICI	» 56
1. PROBLEMI GEOLOGICI DELLA ZONA AGORDO-CEREDA	» 56
2. SCHEMA DI RICOSTRUZIONE STRATIGRAFICA	» 57
3. LINEE GENERALI DI UNO SCHEMA TETTONICO	» 60
4. L'ETA' DELLE METAMORFITI DI AGORDO-CEREDA	» 63
A) Datazione dei depositi primari, pre-metamorfici	» 63
B) Età del metamorfismo	» 65
5. PRIMI CONFRONTI CON LE METAMORFITI DI CIMA D'ASTA	» 65
6. RICOSTRUZIONE DELLA STORIA GEOLOGICA DELLE MASSE METAMORFICHE DI AGORDO-CEREDA	» 67
RIASSUNTO	» 69
ZUSAMMENFASSUNG	» 70
BIBLIOGRAFIA	» 72

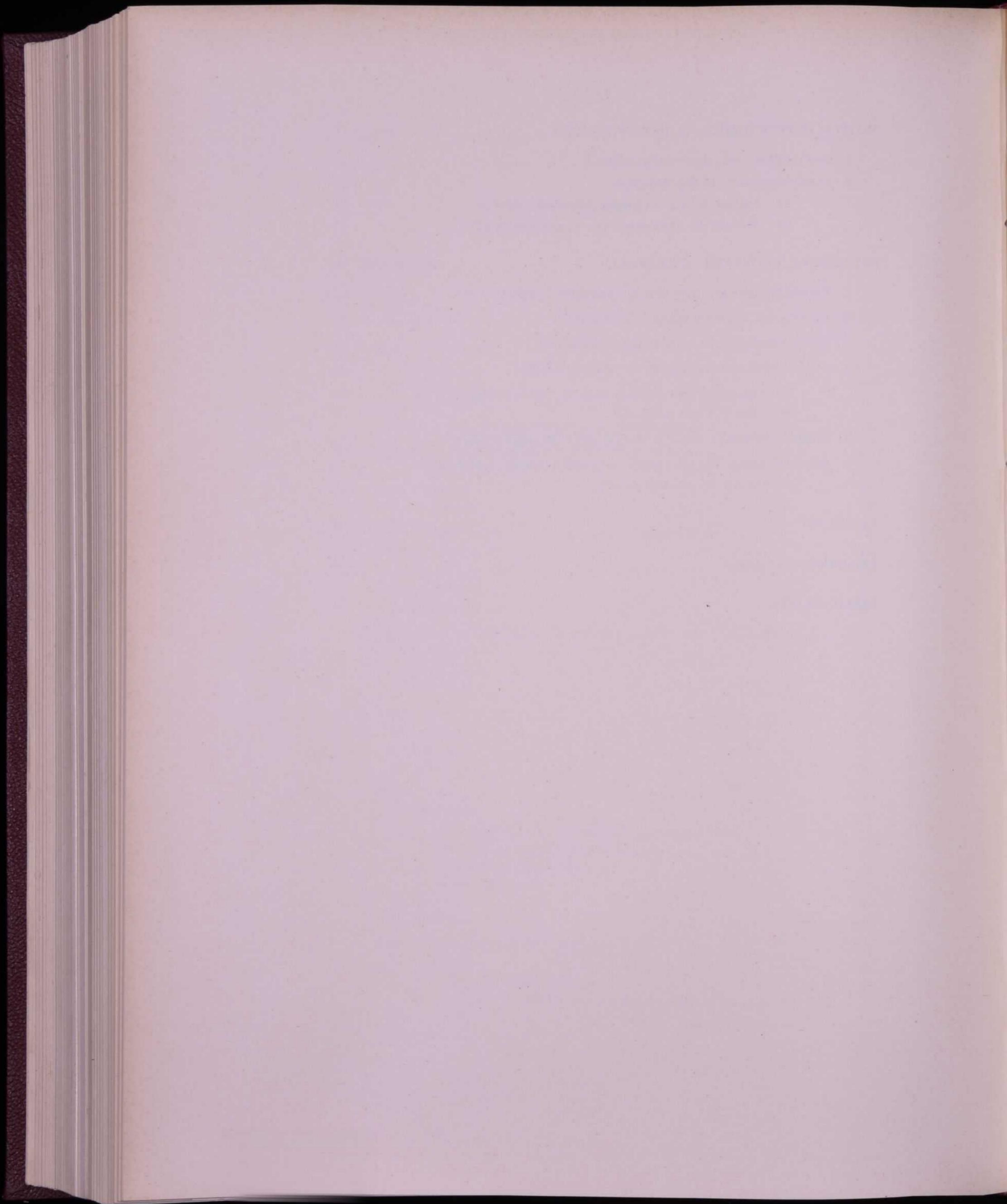


TAVOLA I.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA I.

FIG. 1 - Fillade quarzifera minuta, a monte di Pedandola (Armarolo). E' evidente come S_2 (subverticale) nasca da un ultrapiegamento di S_1 (suborizzontale). Il carattere della deformazione è prevalentemente postcristallino, lo sviluppo di S_2 è a distribuzione irregolare, con carattere semimilonitico; la ricristallizzazione sin- e posttettonica è praticamente mancante. Si noti come S_2 venga sottolineata da depositi limonitici. 35X, 1N.

FIG. 2 - Fillade sericitica, Cristo delle Traversade (F. Aurine). Il piegamento di S_1 (subverticale) si risolve in flessure e in rotture lungo le superfici S_2 (inclinate da sinistra a destra), senza giungere a pieghe fortemente compresse. Manca ogni traccia di ricristallizzazione su S_2 . Nelle lenticelle cloritiche (grigie nella fotografia), partendo dalle superfici di rottura, può diffondersi una biotite rossastra (più scura nella fotografia), chiaramente secondaria sulle cloriti. 90X, 1N.

FIG. 3 - Fillade quarzifera minuta, alta Val Sarzana. La disposizione a bande su S_1 segna l'originaria microstratificazione, smembrata dallo sviluppo di S_2 a circa 50° , con spostamento differenziale delle parti. Nei lettini ricchi in sericite le singole superfici S_2 sono più fitte che nelle porzioni quarzose, contro le quali in parte si spengono. 35X, 1N.

FIG. 4 - Fillade quarzifera blastopsammitica, intercalata agli scisti carboniosi di Lavedèr. Si noti la chiara struttura blastopsammitica e l'unica orientazione secondo S_1 , un pò ondulata e sottolineata dall'allungamento dei granuli di quarzo. 35X, 1N.



FIG. 1



FIG. 2

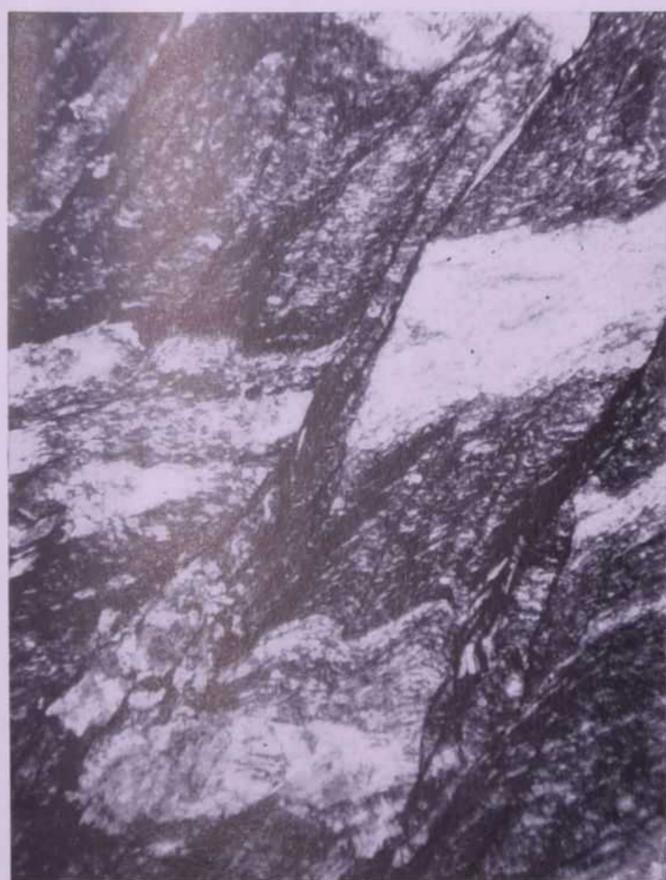


FIG. 3

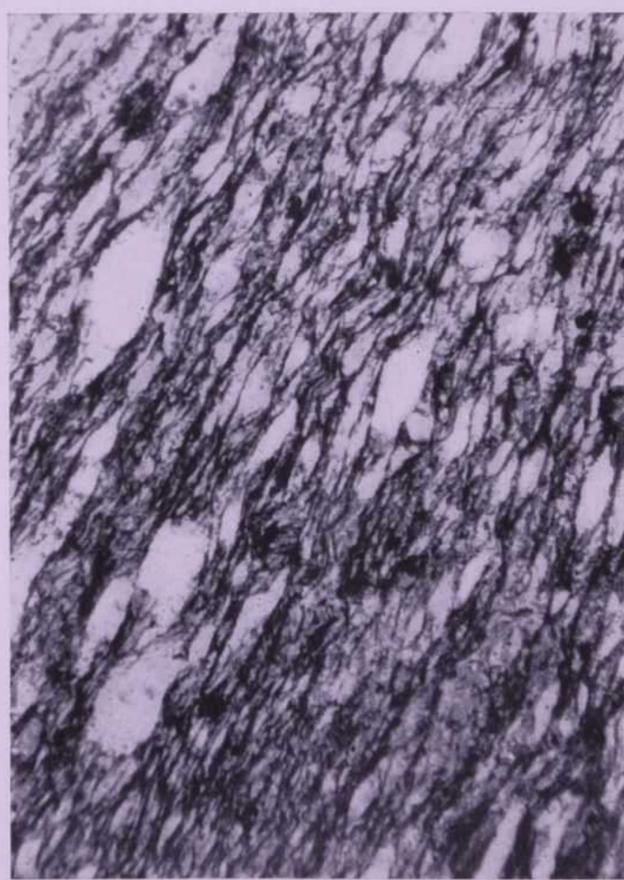


FIG. 4

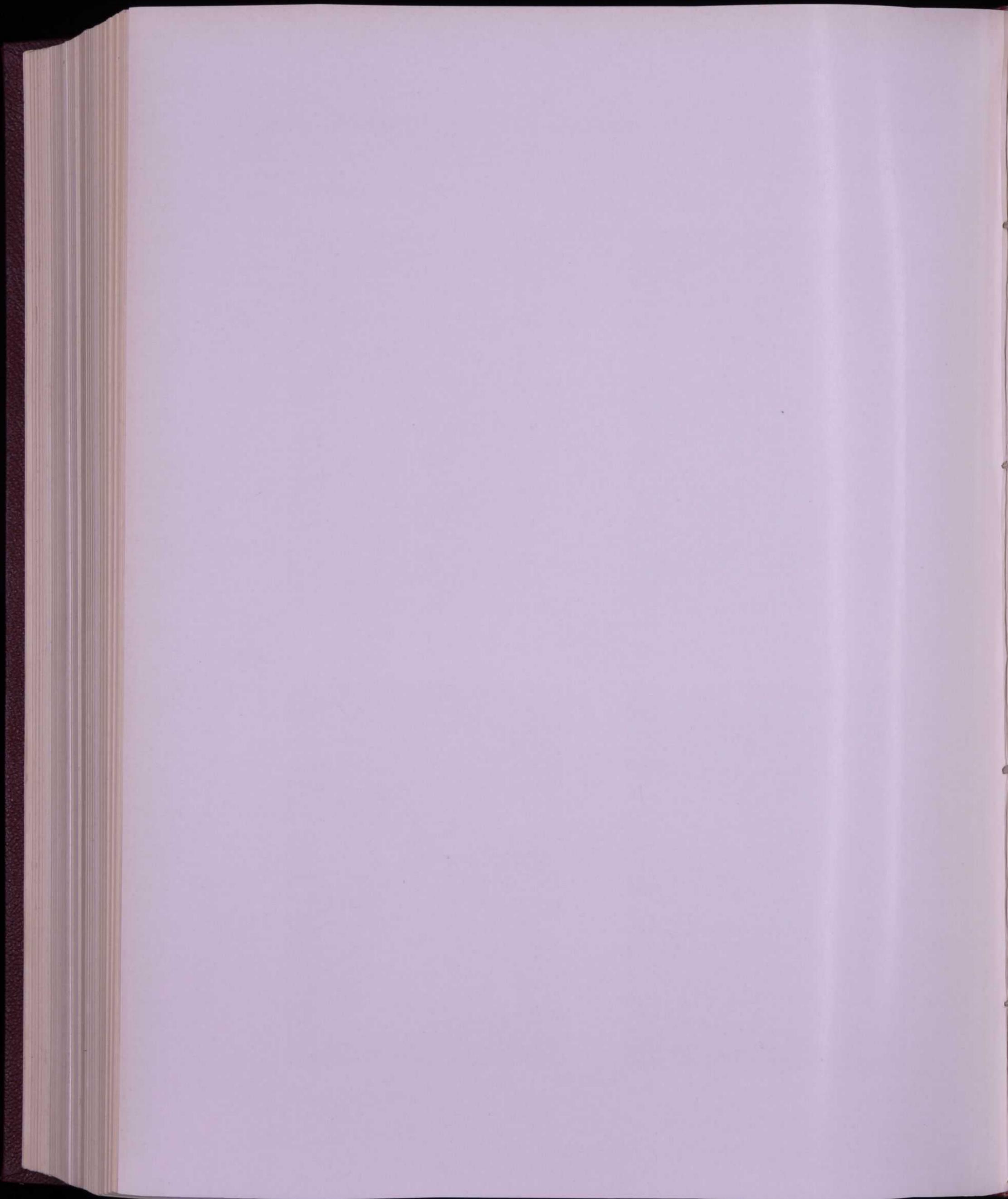


TAVOLA II.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA II.

FIG. 1 - Fillade quarzifera nei pressi di F. Aurine. Chiara differenziazione di letti quarzosi. Le superfici S_2 (subverticali) sono molto fitte nelle parti sericitiche e si spengono in buona parte contro i letti quarzosi, piegati a raggio relativamente ampio. 10X, 1N.

FIG. 2 - Fillade quarzifero-sericitica a Valle di Pedandola (Rivamonte). Lungo S_2 (subverticale) si è fortemente sviluppata una ricristallizzazione selettiva di sericite, dando luogo a bande di differenziazione metamorfica. Nelle parti chiare intercalate si nota ancora la disposizione ondulata (suborizzontale) di S_1 . 35X, 1N.

FIG. 3 - Fillade quarzifera minuta, sud di Ponte Alto. Lungo S_2 (inclinata da destra a sinistra) sono sviluppate una ricristallizzazione ed una differenziazione metamorfica molto avanzata, tanto che di S_1 rimangono scarse tracce, ad apparente piccolo angolo su S_2 . 35X, 1N.

FIG. 4 - Fillade sericitica a blastesi muscovitica postcinematica; pressi di F. Aurine. S_1 (suborizzontale) è fortemente ondulata con parziale sviluppo di S_2 (inclinata da sinistra a destra). Lamelline irregolari di muscovite postcinematica crescono in parte con orientazione indipendente (p. es. la lamella basale nella parte centrale alta) o mimetica sulle due orientazioni. Le forme irregolari semischeletriche indicano una blastesi fermatasi agli stadi iniziali. 90X, NX.



FIG. 1



FIG. 2



FIG. 3

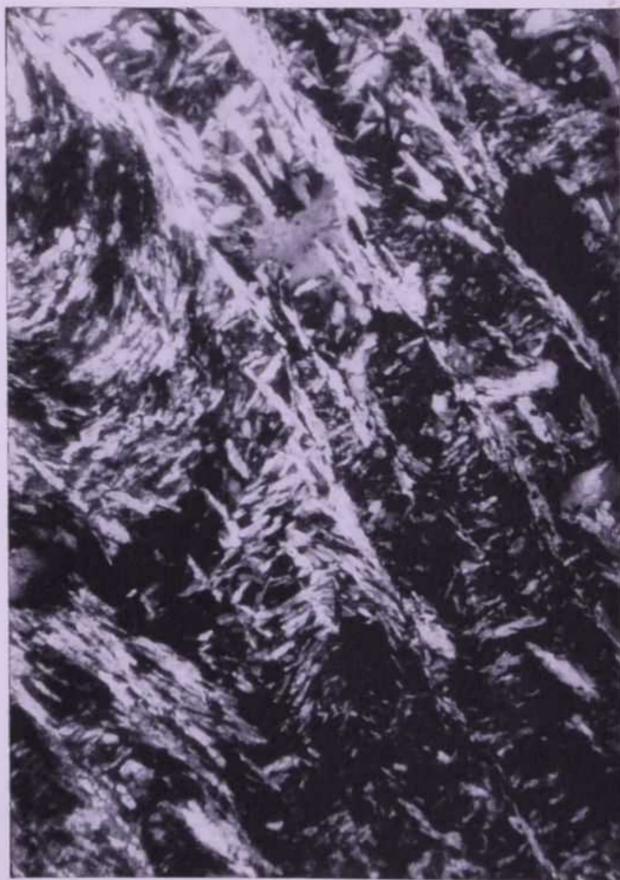


FIG. 4



TAVOLA III.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA III.

FIG. 1 - Fillade sericitica a blastesi muscovitica postcinematica, Cristo delle Traversade (F. Aurine). La ricristallizzazione sericitica su S_2 (verticale) è completa e di S_1 non resta traccia. Una blastesi muscovitica abbastanza avanzata, con prevalente disposizione irregolare (forse in parte mimetica residua su S_1 ?) interessa tutta la roccia. 35X, 1N.

FIG. 2 - Fillade quarzo-sericitica a blastesi albitica postcinematica, Armarolo. In una compagine di roccia filladica ad ampio sviluppo della ricristallizzazione su S_2 (subverticale) nascono piccoli cristalli albitici postcinematici e in parte tardocinematici (inclusi spostati rispetto a S_2). Si noti la tendenza dei piccoli blasti albitici a disporsi a sciami lungo S_2 . Di S_1 restano tracce evidenti. 35X, 1N.

FIG. 3 - Fillade quarzo-sericitica a blastesi albitica postcinematica, Rivamonte. Si noti lo sviluppo irregolare, con parziale ricristallizzazione, di S_2 e l'evidente rapporto postcinematico dei blasti albitici. 90X, 1N.

FIG. 4 - Fillade sericitica a blastesi albitica e muscovitica postcinematica, Collazzo. Su S_2 (unica scistosità visibile nella foto, subverticale ondulata) si sviluppa una ricca blastesi muscovitica e albitica; i blasti sono quasi completamente privi di inclusi. La sericite di fondo è verde, la muscovite blastica è incolore. 90X, 1N.



FIG. 1



FIG. 2



FIG. 3



FIG. 4



TAVOLA IV.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA IV.

FIG. 1 - Fillade quarzo-sericitica a blastesi albitica postcinematica, sopra Miotte. Sono evidenti le due scistosità e le relazioni postcinematiche dei cristalli albitici disposti a sciami in S_2 . 35X, 1N.

FIG. 2 - Gneis filladico a ricristallizzazione blastica postcinematica avanzatissima, Cristo delle Traversade (F. Aurine). Si noti l'abbondanza dei blasti albitici; per tale ricchezza la roccia in alcune porzioni diventa massiccia. Rimangono però tracce evidenti di S_1 fortemente ondulata. Gli inclusi dentro l'albite sono dati esclusivamente da ossidi limonitici. 25X, 1N.

FIG. 3 - Scisto carbonioso, sud di Ponte Alto. Lungo S_2 (inclinata da sinistra a destra) si ha un forte movimento selettivo di sostanze carboniose, che determina una disposizione secondaria a microbande. Si notano lettini chiari, molto smembrati, che mostrano l'antica disposizione di S_1 . Piccoli blasti albitici postcinematici sono visibili. 32X, 1N.

FIG. 4 - Paragneis porfiroblastico albitico a sericite e cloriti, a monte di Giove. Grossi cristalli albitici sono immersi in una pasta a carattere filladico. Una scistosità di rottura nasce disturbando, rompendo o avvolgendo i porfiroblasti. Questi sono intorbidati e sericitizzati con orli o parti interne limpide di ricristallizzazione albitica o quarzosa. 10X, NX.



FIG. 1



FIG. 2



FIG. 3



FIG. 4



TAVOLA V.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA V.

FIG. 1 - Paragneis porfiroblastico albitico a sericite, sud-est di California. Un cristallo albitico è cresciuto espandendosi nella fascia sericitica prima dell'ondulazione di questa, e opponendosi in parte alla deformazione di piega. 90X, NX.

FIG. 2 - Paragneis porfiroblastico albitico a sericite, a monte di Giove. Un porfiroblasto albitico mostra relazioni di espansione nella sericite orientata secondo S_1 ed anche una parziale rotazione deformativa postcristallina. 90X, NX.

FIG. 3 - Paragneis porfiroblastico albitico a sericite, strada Gosaldo-Tisèr, a est del Campigòl. Grossi cristalli rotti, intorbidati e sericitizzati sono contornati da orli limpidi di crescita postcinematica. 35X, NX.

FIG. 4 - Paragneis porfiroblastico albitico a sericite e cloriti, S. Antonio di Rivamonte. Porfiroblasti albitici fortemente cataclastizzati e invasi da quarzo. 90X, NX.



FIG. 1

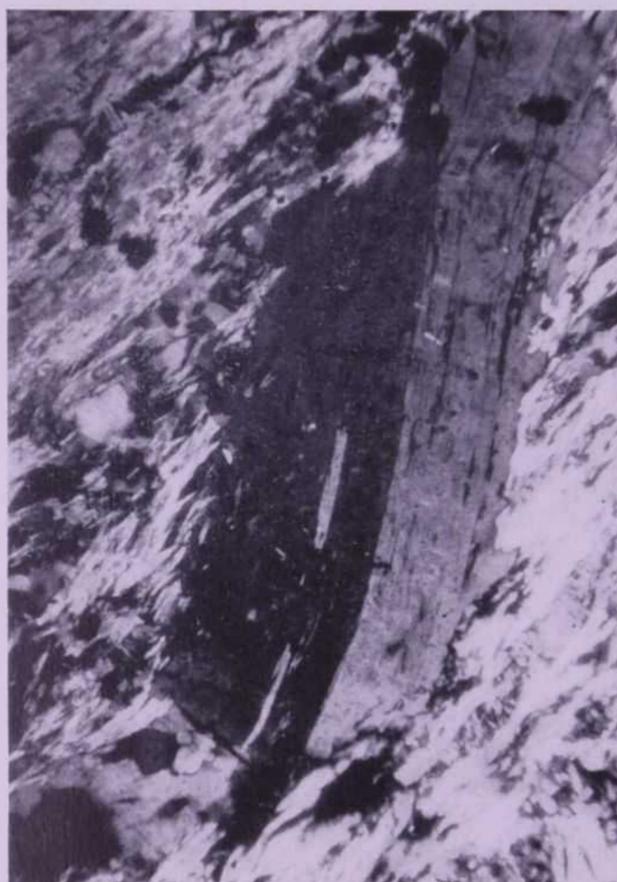


FIG. 2



FIG. 3



FIG. 4



TAVOLA VI.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA VI.

FIG. 1 - Porfiroide, est di Martinoi. Grosso fenocristallo pertitico con irregolare fondo continuo di feldispato potassico ove sono disperse numerose porzioni albitiche isorientate. Il cristallo è idiomorfo, salvo un'ansa di corrosione nella parte superiore; in quest'ansa la sericitizzazione del fondo è molto ridotta, in modo che si conserva l'originario microaggregato ricco in K-feldispato. Grumi interni di sericite sono forse riferiti a originari plagioclasti. Aggregati di quarzo tardivo invadono il fenocristallo. 35X, NX.

FIG. 2 - Porfiroide, tra Digoman e Miotte. Un cristallo di pertite corroso dal fondo è tipicamente di genesi vulcanica. Un fenocristallo di quarzo ondulato (quasi estinto) si trova nella parte inferiore della fotografia. Nel fondo è abbondante il feldispato potassico microcristallino molto sericitizzato; il quarzo di fondo tende a dare granuletti maggiori. 35X, NX.

FIG. 3 - Porfiroide, a monte di Coltamai. Una certa tessitura orientata a bande, presumibilmente primaria, e la scheggia corrosa e allungata di quarzo ricordano motivi di « welded tuffs »; il fondo è ricco di sericite. 35X, NX.

FIG. 4 - Porfiroide a monte di Coltamai. Grosso fenocristallo pertitico molto smembrato e fondo quasi completamente sericitizzato. A lato del grosso cristallo si hanno striscie formate quasi esclusivamente da sericite a fitte pieghe con stiramento. 35X, NX.



FIG. 1

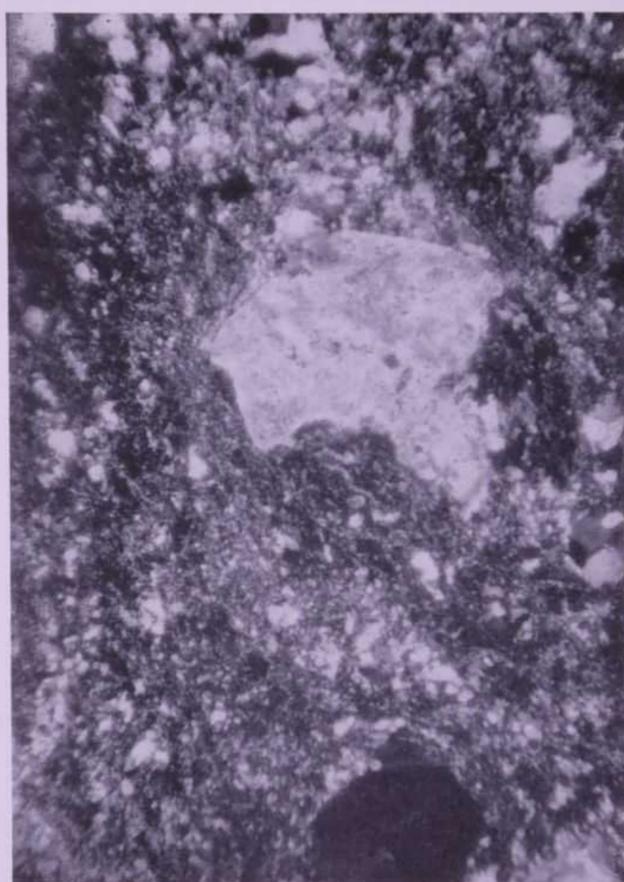


FIG. 2

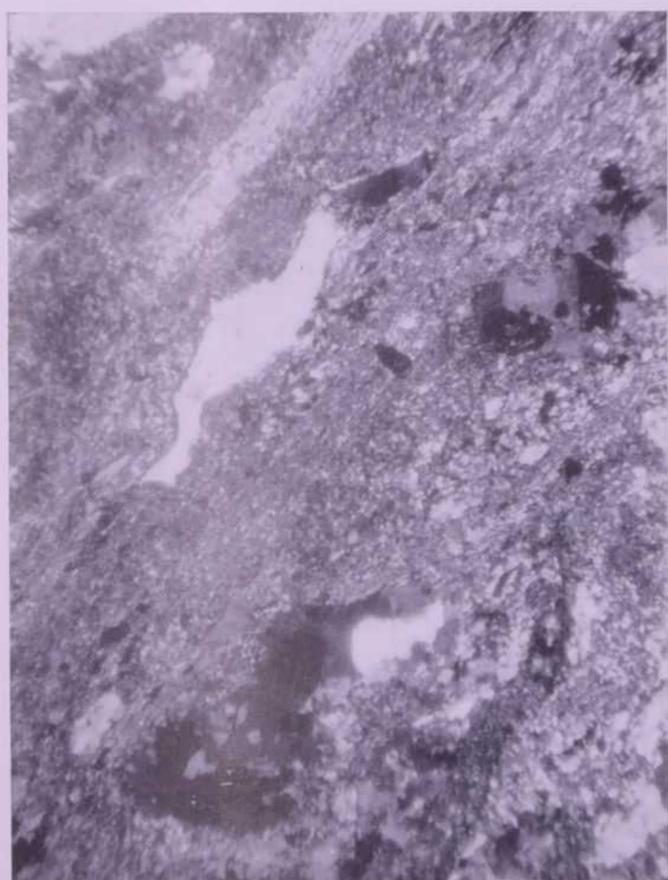


FIG. 3



FIG. 4



TAVOLA VII.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA VII.

FIG. 1 - Clastoporfiroide di Marcúz. La tessitura orientata è messa in evidenza da lenticelle o lettini arricchiti in biotite. Si notino a destra un fenocristallo di feldispato e uno di quarzo. 35X, 1N.

FIG. 2 - Metadiabase di F. Aurine. Residuo strutturale blastofitico. Si riconoscono albite molto intorbidita, cloriti, calcite, ossidi di ferro. 40X, NX.

FIG. 3 - Metadiabase di Val Sarzana. Residuo blastofitico; l'albite è cataclastizzata, sgranulata e in parte sostituita; la parte nera o grigio scura è data da clorite e idrossidi limonitici. 40X, NX.

FIG. 4 - Metadiabase Val Sarzana. Con lo sparire dei residui ofitici l'albite tende a isolarsi in granuli o aggregati racchiusi in un feltro continuo di cloriti, accompagnate da grumi di ossidi limonitici. 40X, 1N.



FIG. 1



FIG. 2



FIG. 3



FIG. 4



TAVOLA VIII.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA VIII.

- FIG. 1 - Cloritoscisto albitico, F. Aurine. Si noti la disposizione a bande poco ondulate di composizione alternata. 35X, 1N.
- FIG. 2 - Cloritoscisto albitico, F. Aurine. Un aggregato albitico derivato forse dalla ricristallizzazione di un più grosso cristallo è ruotato. Si noti l'accumulo di clorite richiamato nelle « ombre di pressione », a lato del cristallo. 35X, NX con compensatore.
- FIG. 3 - Paragneis albitico-muscovitico, Naghér, est di Gosaldo. L'albite diffusa in numerosi cristalli a scarsa tendenza porfiroblastica è chiaramente sincinemica, seguendo indisturbata la piegatura. 35X, NX.
- FIG. 4 - Paragneis albitico-muscovitico, Carrera, sud di Gosaldo. L'albite si è raccolta in porfiroblasti, allineati secondo la scistosità; nel fondo l'albite è molto scarsa. 55X, NX.



FIG. 1



FIG. 2



FIG. 3



FIG. 4



TAVOLA IX.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA IX.

FIG. 1 - Paragneis albitico-muscovitico, Nogarei. I porfiroblasti albitici crescono in gran numero rendendo quasi massicce alcune parti della roccia; gli altri componenti si adattano agli spazi fra i cristalli albitici. 35X, NX.

FIG. 2 - Paragneis albitico-muscovitico, Carréra. I porfiroblasti albitici presentano il nucleo ricco di microliti in striscie allungate, orientate a forte inclinazione sulla scistosità. Nei cristalli di albite si trovano inclusi dei granati. Nelle cloriti delle fasciette centrali si ha una lieve biotitizzazione di bordo (biotite più scura nella fotografia). 35X, 1N.

FIG. 3 - Paragneis albitico-muscovitico, Nogarei. Nei due porfiroblasti centrali le striscie di inclusi hanno andamento reciprocamente diverso. Si noti in tutti i porfiroblasti la ricchezza di granuli di quarzo. 35X, NX con compensatore.

FIG. 4 - Paragneis supposto polimetamorfico di Masòch. Grosso cristallo albitico avvolto nella scistosità e sericitizzato; nel fondo si riconoscono gli epidoti. 90X, 1N.



FIG. 1

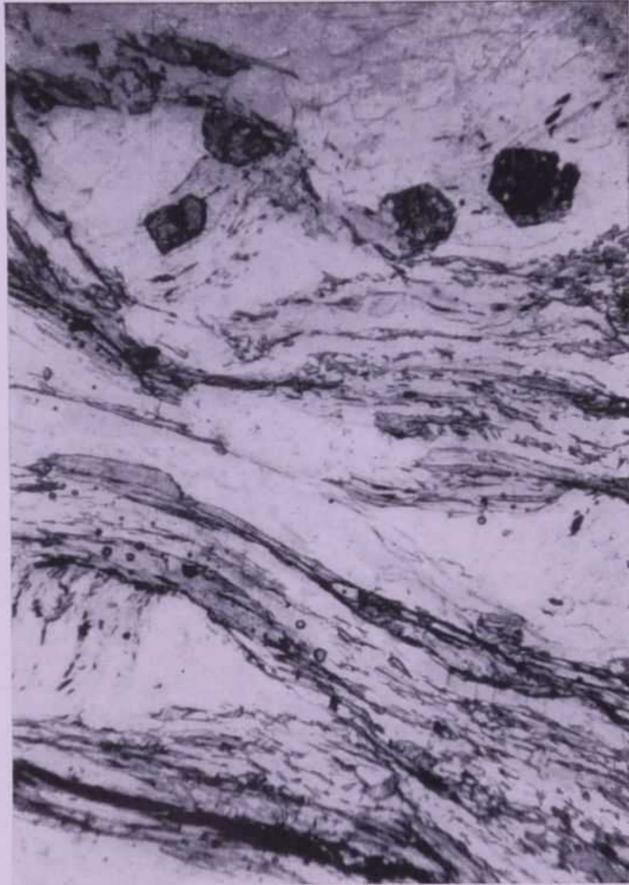


FIG. 2



FIG. 3

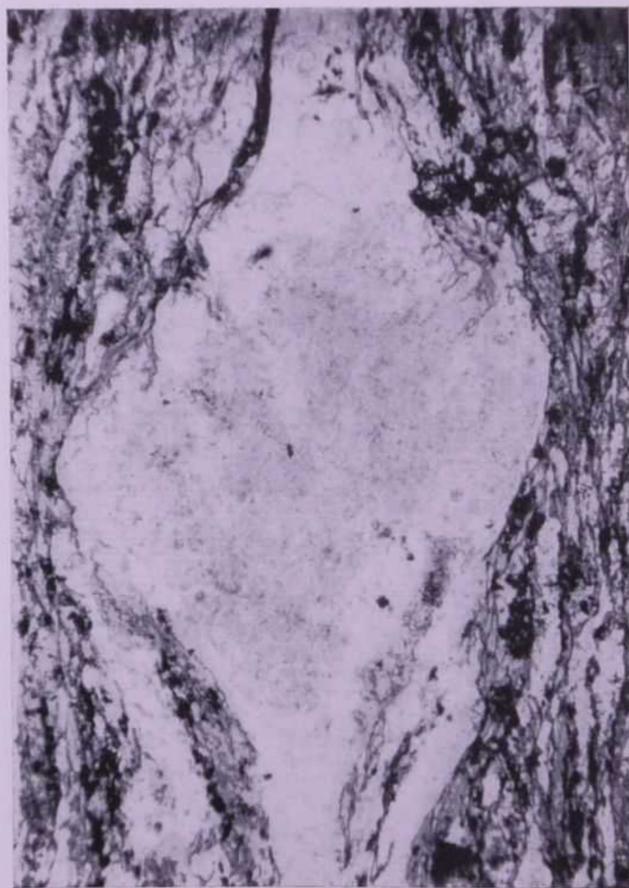


FIG. 4