

GIULIANO PICCOLI

METASOMATISMO E MIGMATITI NELLE ROCCE VERDI DI NOVATE MEZZOLA (SONDRIO, ALPI LOMBARDE)

Riassunto. — Intercalate agli gneiss biotitici e biotitico-anfibolici nella zona di Novate Mezzola (Sondrio, Alpi Lombarde) si rinvennero numerose lenti di rocce verdi olivinico-serpentinose, nonché di anfiboliti e di marmi. Alcune lenti sono probabilmente di origine eruttiva (e filoniana), altre sedimentogene.

Il granito di S. Fedelino ha provocato nelle rocce in esame notevoli fenomeni chimico-metamorfici, ed ha dato origine ad alcuni tipi di migmatiti. Nelle rocce anfibolitiche si formarono diadisi ed epiboliti ad opera di filoncelli e vene aplitiche, nelle olivinit e serpentine si originarono in prevalenza agmatiti.

In alcuni casi attorno ai nuclei olivinici si generò, per effetto metasomatico, un alone anfibolico fibroso e marginalmente flogopitico. All'esterno si formò talora un alone biotitico-quarzoso-feldspatico con grossi cristalli di plagioclasio. La roccia in questione deve essere considerata una plagioclasite di reazione per contatto, di aspetto pegmatitico.

Alla fine viene discusso brevemente l'assetto tettonico di questa parte marginale della regione gneissica lepontina.

Ho in corso da tempo lo studio geologico-petrografico della zona di *Novate Mezzola* (Prov. di Sondrio, Alpi Lombarde) allo sbocco della Val Codera, dove i Proff. ANGELO BIANCHI e GIAMBATTISTA DAL PIAZZ mi affidarono l'interpretazione delle complesse *formazioni migmatitiche* legate al *granito di S. Fedelino*, da essi constatate molti anni or sono. Le ricerche di campagna e di laboratorio, ormai in via di conclusione, formeranno l'argomento di una prossima memoria. Mi sembra opportuno rendere noti fin d'ora i risultati conseguiti nello studio di quelle particolari formazioni che vanno sotto il nome di *rocce verdi*, per i peculiari problemi petrografici che esse presentano e per la luce che la loro soluzione porta allo studio della zona.

Questa nota rappresenta lo sviluppo di un analogo lavoro più breve presentato al XXI Congresso Geologico Internazionale di Copenhagen (1960), contenuto negli Atti del congresso medesimo.

Le rocce verdi di cui stiamo trattando sono rappresentate da oli-

viniti e serpentine (con anfiboliti associate) a Nord di Novate Mezzola, e da anfiboliti accompagnate da marmi (e calcefiri) tra Novate e Verceia.

In una zona complessa come quella in esame, dove coesistono una certa uniformità nell'insieme ed una straordinaria varietà di particolari, la presenza delle rocce verdi è un mezzo utilissimo per chiarire almeno in parte la struttura della regione.

Delle rocce verdi oliviniche esistenti nelle vicinanze di Riva presso Novate Mezzola e soprattutto attorno a Chiavenna e delle anfiboliti con marmi si occuparono in passato ed anche recentemente vari autori italiani e svizzeri. Ricorderemo gli studi di F. ROLLE (1878, 1879), di E. MATTIROLO (1895), di E. REPOSSI (1914, 1915-17), di G. MERLA (1935) e il Foglio « Chiavenna » (N. 17) della Carta Geologica d'Italia alla scala 1 : 100.000 (rilevato per il settore in esame da G. MERLA, E. MINUCCI e S. CATALISANO). Più recentemente si occuparono della zona R. STAUB (1916-1958), S. VENZO e G. FAGNANI (1954-1956) ed E. WENK (1956).

Assieme alla carta geologica del Gruppo del Bernina di R. STAUB (1946) è pubblicato uno schizzo tettonico alla scala 1 : 250.000, dello stesso autore, che comprende la regione di Novate. Lo studioso svizzero segna qui il limite fra i due ricoprimenti penninici del Tambò in senso stretto e dell'Adula (rispettivamente penninico medio e inferiore), cui si interpongono la zona di Mesocco e Castione e le ofioliti di Chiavenna-Riva-Bondasca. Alla formazione di Mesocco-Castione sarebbero riferibili i marmi e le anfiboliti che affiorano presso S. Giorgio di Novate (REPOSSI) e altrove. Nota infatti WENK (1956 b, pag. 259) che: « *diese Gesteine (marmi e anfiboliti) nicht ein isoliertes Vorkommen (REPOSSI), sondern Glieder einer marmor- und amphibolitreichen Zone darstellen... Wenn auch der genaue Verlauf der Zone und ihre Verbindung gegen Tessin und Graubünden noch unsicher ist, da sie erst durch Detailkartierung abgeklärt werden könnten, so bezeugt die der Struktur gut angepasste Linie von STAUB doch den Scharfblick des grossen Tektonikers* ».

Le lenti di « ofioliti » presenti fra l'altro in alcuni punti del versante sinistro della Valchiavenna e del versante destro della media e alta Val Codera hanno consentito a R. STAUB di istituire delle suddivisioni tettoniche entro il cristallino del Tambò (massiccio del Gruf o Droso fra la Val Codera, la Val Bregaglia e la Val Chiavenna). Alcune

di queste lenti non erano descritte nella letteratura geologica, ma indicate per la prima volta nello schizzo tettonico di STAUB.

Dalle citazioni precedenti si comprende quale interesse presentino le rocce in parola. Che il loro decorso accompagni quello degli gneiss della regione risulta chiaramente dal confronto della carta tettonica di STAUB con lo schizzo alla scala 1 : 50.000 contenuto nel lavoro citato di E. WENK (1956 b, pag. 257). In questo schizzo sono rappresentate la direzione e l'immersione delle superfici *s* degli scisti e l'andamento degli assi anticlinali e della lineazione attorno al Lago di Mezzola. Si conferma l'esistenza di una stretta anticlinale, il cui asse immerge verso oriente, come aveva già constatato REPOSSI (1915, pag. 49).

Sarà qui opportuno ricordare come WENK proponga di considerare quale grande unità tettonica alpina la *regione gneissica lepontina*, che si può affiancare alle Elvetidi, alle Pennidi e alle Austridi, per cui si dovrebbe parlare anche di *Lepontidi*. Esse rappresentano la parte più profonda affiorante dell'*Unterbau* alpina, il cui stile tettonico è caratterizzato dalla presenza di pieghe locali con assi da suborizzontali fino a subverticali, dai contatti concordanti fra le varie formazioni (sono discordanti solo i contatti intrusivi), dalla presenza di vortici e pieghe a laccio (*Schlingen*) o comunque di pieghe trasversali rispetto alle direttrici tettoniche maggiori. Le loro caratteristiche geologico-petrografiche più salienti sono la cristallizzazione alpina in condizioni mesotermiche, la tessitura gneissica compatta con passaggi a massiccia, la presenza di rocce granitoidi. Anche una parte delle Alpi Retiche, che comprende la zona di Novate Mezzola, fa parte di questa grande regione gneissica.

Nel suo lavoro più recente, riguardante anche la zona di Novate, R. STAUB (1958) ha modificato alquanto l'interpretazione del significato tettonico delle rocce verdi e dei marmi, pur mantenendo il ruolo loro assegnato, di elementi separatori di grandi unità strutturali. Queste sarebbero da riferire tutte al sistema penninico inferiore o profondo. La sinclinale di Mesocco-Castione, cui apparterrebbero le anfiboliti e i marmi di S. Giorgio, da riguardare come facenti parte del Mesozoico dell'Adula, si interpone tra gli elementi tettonici inferiori dell'Adula e la massa del M. Gruf o Droso. Le lenti oliviniche e serpentinosi di Riva apparterrebbero invece alla zona Aul-Uccello e alle scaglie tettoniche connesse.

Nello schizzo della fig. 1 sono riportate le maggiori lenti di rocce nominate, quali risultano dal rilevamento di dettaglio alla scala 1 : 10.000 da me eseguito a partire dal 1955. Per evidenti ragioni di scala le proporzioni di queste lenti sono enormemente esagerate. Per

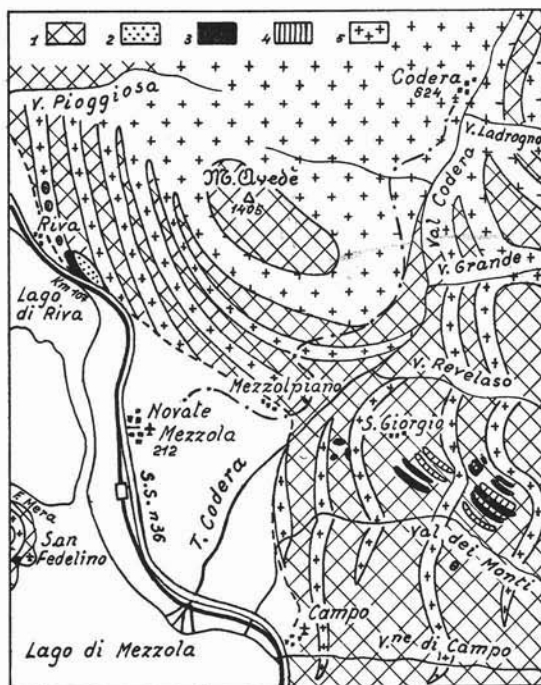


Fig. 1. — Schizzo geologico della zona di Novate Mezzola. 1. gneiss e migmatiti; 2. olivinit e serpentine; 3. anfiboliti e pirosseniti; 4. marmi e calcefiri; 5. granito di San Fedelino. Scala 1 : 50.000. (Le dimensioni delle piccole lenti di rocce verdi sono enormemente esagerate per necessità di rappresentazione).

uno studio tettonico sarebbe utile l'estensione del rilevamento anche al di là della zona studiata; si deve però tenere presente che la regione è una delle più impervie e difficilmente percorribili delle Alpi Centrali, come hanno fatto rilevare del resto i vari studiosi da ROLLE (1881) in poi.

Avendo accennato all'importanza tettonica delle rocce verdi, passerò ora alla loro descrizione petrografica, illustrando i vari fenomeni

metamorfico-metasomatici cui furono soggette ad opera del granito di S. Fedelino.

Le rocce verranno descritte in ordine geografico e litologico, cominciando dalle più settentrionali. Si tratta comunque di facies metamorfiche, che, come gli gneiss incassanti, avevano subito un intenso metamorfismo regionale (o di dislocazione) prima di essere soggette alle azioni chimiche delle soluzioni granitiche.

Rocce oliviniche di Riva di Novate.

Una grande lente di rocce ad olivina e serpentino, della dimensione massima di circa 400 metri, affiora presso il Km 107 della Strada Statale N. 36 (del Lago di Como e dello Spluga), a Riva di Novate Mezzola. Alcune lenti minori si allineano con essa dalla Cava Palazzetta alla Cava del Pescarino, nella quale ultima sono immerse nella massa granitica maggiore, mentre negli altri casi sono situate al limite tra granito e scisti cristallini o in questi ultimi (gneiss laminati di Samolaco).

Le rocce in parola sono costituite da oliviniti e serpentine, con poche anfiboliti. La lente maggiore prima nominata è suddivisa in numerose zolle minori da un intreccio di filoni aplitici e pegmatitici, che danno luogo alla formazione di AGMATITI. Il metamorfismo di reazione al margine dei filoncelli è molto sviluppato.

Il nucleo di queste zolle, come delle lenti minori, è costituito da una facies olivinitica. Verso i margini si passa ad un orlo formato di anfibolo aciculare e ancora più esternamente da anfibolo e mica flogopitica o da sola flogopite.

La descrizione petrografica verrà iniziata da nuclei di OLIVINITE.

Macroscopicamente la roccia si presenta di colore grigio-verdastro, a tessitura massiccia, ma variamente attraversata da fili e vene più chiari, verdi, lucenti, untuosi al tatto, ad evidente struttura lamellare o aciculare. La facile incisione con l'unghia dà luogo alla formazione di una fine polvere bianca. La roccia nel complesso è molto tenace.

Al *microscopio* è facile riconoscere una massa di fondo olivinaica da un feltro talcoso e cloritico che interseca variamente la roccia. L'*olivina* è presente in piccoli cristalli subidiomorfi e in individui maggiori a contorno meno regolare. Le proprietà ottiche nei due casi sono ana-

loghe: estinzione retta, elevati indici di rifrazione, assenza di pleocroismo, alta birifrangenza. L'angolo degli assi ottici, prossimo a 90° , indica trattarsi di termini magnesiaci. I piani di sfaldatura sono poco evidenti, le fratture numerosissime. I cristalli maggiori presentano a volte tracce di geminazione lamellare e accenni ad estinzione ondulata. Gli individui olivini minori sembrano formare la massa di fondo della roccia assieme a magnetite; la loro distribuzione è irregolare e parimenti l'orientazione. I cristalli più sviluppati, pur presentando un'orientazione varia, si mostrano allineati in fasce subparallele e talvolta includono cristalli olivini piccoli. Potrebbero derivare dagli ultimi per ricristallizzazione. Gli *anfibioli fibrosi*, incolori, con indici di rifrazione minori dell'olivina, ma birifrangenza alquanto più elevata, derivano dall'ultimo minerale. Trattasi di termini poco feriferi della serie tremolite-attinoto. Hanno subito profonde alterazioni idrotermali trasformandosi in *talco*. Le *cloriti*, che si accostano alle varietà magnesiache dei tipi antigoritici, presentano toni di pleocroismo tenuissimi e birifrangenza molto bassa, con colori di interferenza varianti dal centro alla periferia dal bruno-grigio al grigio. Dove i colori di interferenza sono grigiastri si notano associati ossidi di ferro. Delle cloriti si possono distinguere agevolmente due generazioni: l'una di grossi cristalli idiomorfi, deformati plasticamente, l'altra di piccole lamelle associate a serpentino, in vene entro l'olivina e il talco. Il *serpentino*, associato al talco e alle cloriti, è incolore, con toni di interferenza grigio-bruni chiari. Il *talco*, lamellare, incoloro, con vivaci tinte di interferenza, è associato agli anfibioli aciculari. Si notano inclusi piccoli cristalli di anfibolo e serpentino. Gli *ossidi di ferro*, opachi o di colore bruno intenso, sono sparsi in granuli nelle olivine o associati alle cloriti. *Carbonati* ad elevati indici di rifrazione e birifrangenza altissima formano plaghe strettamente associate al talco.

La roccia può essere quindi definita un'*olivinite* che ha subito azioni dinamiche e fenomeni metamorfici di contatto in senso lato. La composizione mineralogica primitiva, rappresentata da olivina forsteritica e ossidi di ferro, è stata modificata per formazione di anfibolo tremolitico e clorite. Ad azioni idrotermali finali si può ricondurre la formazione di clorite in lamine minute, serpentino, talco e carbonati dall'olivina e dall'anfibolo. Tutta la compagine rocciosa presenta deformazioni post-cristalline modeste. Fratture subparallele attraverso la roccia

rappresentano probabilmente la via di adduzione a venute idrotermali. Tra la geminazione della clorite della prima generazione e delle grosse olivine e le fratture tardive vi è un angolo di circa 45°.

Considerando ora il margine dei frammenti ultrabasici trattati finora, si può riconoscere un'azione di contatto molto più intensa, per cui l'associazione mineralogica primitiva viene completamente trasformata. L'ORLO DI CONTATTO della roccia è formato quasi esclusivamente da anfibolo aciculare e da talco.

Macroscopicamente la roccia verso il margine con il granito mostra una quantità sempre maggiore di fibre bianco-argentee, per lo più untuose al tatto, anche se ruvide in certi casi. Le fibre sono sempre tra loro parallele, con disposizione prevalente perpendicolare alla superficie limite tra granito (o aplite) e zolla basica. Lo spessore totale della fascia anfibolica è generalmente di alcuni centimetri. I singoli cristalli aciculari possono essere lunghi 2-3 cm.

Al *microscopio* la roccia si riconosce formata da *anfiboli aciculari* incolori, sia rombici che monoclini. Gli anfiboli rombici sono rappresentati da termini *antofillitici*; quelli monoclini, con angolo di estinzione secondo $\hat{c}\gamma$ di circa 20°, da termini *cummingtonitici*, come risulta dall'analisi del tenore in Ca gentilmente eseguita da E. CALLEGARI e A. MONESE (Ca = 1,38%). I cristalli passano da un'orientazione piuttosto indifferente ad un pronunciato parallelismo avvicinandosi al contatto con il granito. Gli assi cristallografici maggiori sono allungati secondo una stessa direzione, mentre gli altri sono variamente disposti. Gli anfiboli dovrebbero derivare dall'olivina per azione metasomatica di contatto con il granito. Il *talco* è abbondante sia in forma lamellare che in minute scaglie. Presenta indici di rifrazione minori e birifrangenza molto più alta dell'anfibolo, con cui è associato. Gli *ossidi di ferro* sono sparsi nella roccia lungo i piani di sfaldatura o ai margini dei cristalli anfibolici. Accanto alla magnetite si riconoscono granuli e polvere limonitici.

La facies costituisce l'orlo di contatto per reazione su una roccia ultrabasica da parte di aplite granitica.

L'ESTREMO ORLO DI CONTATTO presso l'aplite granitica contiene quale minerale caratteristico la *flogopite*. Per lo studio in sezione sottile si è scelto un campione in cui si potessero esaminare assieme orlo di contatto e aplite, ricavandone un preparato in cui sono comprese entrambe le facies.

Già ad un esame *ad occhio nudo* si può osservare a volte la disposizione delle laminette talcose parallelamente al contatto, sebbene il caso più comune sia la perpendicolarità. Per una stretta fascia lungo il contatto alle scagliette di talco si accompagnano lamelle micacee di colore bruno tenuissimo.

L'aplite granitica presenta i cristalli orientati parallelamente alle salbande filoniane. Pur avendo limiti netti rispetto alla roccia ospite, ingloba sottili striscie o frammenti talcosi e micacei di lunghezza dell'ordine del centimetro e con spessore di pochi millimetri. L'aplite è granatifera.

Al *microscopio* la facies di contatto risulta costituita in prevalenza da *talco* lamellare. Il rilievo è sensibile secondo un asse, minore per gli altri due. Il pleocroismo varia dall'incolore al giallo molto tenue, l'estinzione è retta. I colori di interferenza sono elevati. I vari individui cristallini si presentano subparalleli. Le deformazioni postcristalline sono sensibili soprattutto nella zona marginale, dove le laminette sono talmente stracciate e incurvate da formare dei vortici. *Ossidi di ferro*, per lo più pulverulenti, sono abbondanti lungo i piani di sfaldatura del talco o fra i vari cristalli. La *flogopite* forma una fascia sottilissima vicina al contatto, con spessore da pochi micron a qualche millimetro (in altri casi raggiunge però anche un paio di centimetri di spessore). La disposizione dei pacchi di lamelle è per lo più parallela al contatto (come per il talco vicino), pur non essendo questo il caso esclusivo. Il pleocroismo varia dal bruno pallido al giallo quasi incolore; l'estinzione è retta; i colori di interferenza sono del primo ordine.

Nella successione petrografica spaziale tracciata si riconosce la gamma di minerali che si formano, a partire da termini basici, per una normale *serie di reazioni* in seguito a fenomeni di contatto con una soluzione magmatica acida. La successione è infatti: olivina → anfibolo fibroso (→ talco) → flogopite e comprende la serie degli allumosilicati magnesiaci formantisi per reazioni discontinue in seguito ad arricchimento progressivo in silice, alcali ed acqua. Si rientra cioè nel quadro classico del metasomatismo di contatto da parte di soluzioni magmatiche peracide su rocce ultrabasiche.

Accanto alla documentazione petrografica, fornita dalle sezioni sottili che studiai al microscopio e dall'osservazione di campagna ese-

guita in precedenza e controllata anche successivamente allo studio a tavolino, devo citare le ricerche chimiche di E. CALLEGARI e A. MONESE, che analizzarono i campioni da cui vennero ricavate le sezioni sottili. Si ha quindi a disposizione anche una precisa valutazione quantitativa degli scambi di materia avvenuti nel corso dei processi metasomatici. Per ogni riferimento rimando senz'altro alla nota presentata dai due Autori a questo stesso Congresso. Le loro osservazioni confermano e precisano quanto ho descritto in precedenza. Le analisi chimiche si riferiscono ad un caso citato più avanti, ma che ripete press'a poco quello qui trattato, per cui il ricordarle già ora sembra opportuno.

Passando a considerare l'APLITE GRANITICA dei filoni che rilegano le zolle basiche in un intreccio agmatitico, si dovrà considerare innanzitutto la variabilità di grana dei componenti. Accanto a una frazione quarzoso-feldispatica a grana minuta, estremamente elastica fino a scistosa, esiste una parte, ugualmente quarzoso-feldispatica, in cui gli individui cristallini presentano dimensioni vistose e contorni regolari. I plagioclasii sono subidiomorfi. Anche i grossi cristalli presentano una certa elastesi, con le fratture ricementate da quarzo. Potrebbe trattarsi di elastesi differenziale. La mica muscovitica è in parte ricristallizzata. I componenti dell'aplite sono *quarzo*, sempre molto elastico; *ortoclasio* in plaghe allotriomorfe e rari geminati tipo Carlsbad; *plagioclasio* ricco in sodio con 8% An (albite-oligoclasio). La geminazione dei plagioclasii è di tipo albite e albite-pericline, i massimi angoli di estinzione simmetrica in geminati albite sono di circa 13°, gli indici di rifrazione inferiori ad ω del quarzo. Non mancano aggregati *mirmechitici*. La *sericite* è presente quale prodotto di alterazione del feldispato. La scarsa *flogopite* proviene dalla roccia incassante. Fra gli accessori si notano *zircone*, *xenotimo* ed altri minerali radioattivi in minuscoli cristalli, e *granato* almandino, comune del resto nel granito a due miche di S. Fedelino. Alcune venule di *clorite* secondaria attraversano la roccia in associazione parallela.

Riassumendo le osservazioni petrografiche sull'aplite granitica che attraversa le rocce basiche, si può notare innanzitutto l'intensa elastesi cui fu soggetta e una certa ricristallizzazione, forse ad opera di soluzioni alcaline e silicee. Il quarzo che risana le ultime fratture potrebbe essere prodotto di rimobilitazione locale. Ultima di tutte è una venuta idrotermale cloritica.

Nella fig. 2 sono rappresentate le facies fin qui descritte.

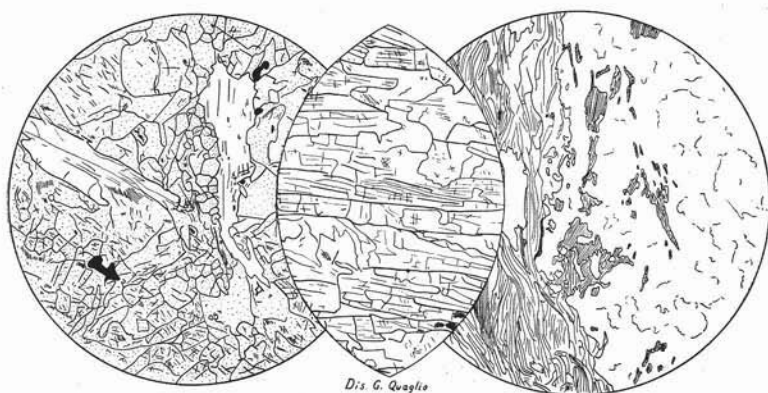


Fig. 2. — La successione delle facies principali delle zolle basiche presso Riva di Novate (km 107 della Strada Statale N. 36): a sinistra il nucleo olivinico serpentinoso, al centro la fascia di anfibolo aciculare, a destra il margine flogopitico con l'aplite granitica filoniana, che provocò i fenomeni metamorfici di reazione per contatto. Disegno a nicols ||, ingr. lineare 17,5 $\times$.

Nella parte più settentrionale della grande lente di rocce verdi trattate, alle olivinita si accompagnano anche ANFIBOLITI, che formano la parte marginale della zolla basica.

L'aspetto macroscopico delle anfiboliti permette di riconoscere in molti casi l'allineamento e l'alternanza di letti anfibolici verdastri e letti feldispatici chiari più sottili.

Al microscopio si distinguono ancor meglio le fasce orneblendiche da quelle feldispatiche, nelle quali ultime sono presenti anche minori individui anfibolici. L'orneblenda verde presenta i seguenti toni di pleocroismo: α incolore, β verde chiaro, γ verde chiaro. Nelle sezioni basali si ritrova il tipico incrocio a losanga dei piani di sfaldatura. L'angolo di estinzione in (010) è di 22°. La maggior parte degli anfiboli presenta orientazione subparallela nel senso della lunghezza, ma variabile attorno all'asse di allungamento. I vari cristalli infatti non estinguono contemporaneamente e mostrano colori d'interferenza diversi. La grana cristallina è abbastanza omogenea, con cristalli idiomorfi o subidiomorfi. Si nota qualche individuo cristallino idiomorfo di dimensioni maggiori. Nelle fasce feldispatiche i cristalli di orne-

blenda presentano invece dimensioni minori, simili a quelle dei plagioclasti cui sono associati o anche inferiori ad esse. Le alterazioni *cloritiche* sono rare e limitate lungo i piani di sfaldatura o le fratture. I *plagioclasti* sono in media di dimensioni minori degli anfiboli. La loro disposizione in fasce è netta; l'orientazione dei vari cristalli è invece variabile, com'è da attendersi per la minore sensibilità dei plagioclasti alle azioni orientatrici. Sono per lo più geminati secondo la legge dell'albite e meno frequentemente dell'albite-pericline. Comuni le zonature. Gli angoli massimi di estinzione in zona simmetrica sono elevati, con medie dell'ordine dei 35°. Ciò indica una composizione labradoritica con 67% An. Frequente e talora molto avanzata l'alterazione *sericitica* e *caolinica*. Cristalli di feldispati sono talora inclusi negli anfiboli, mentre il caso opposto è più raro. Lo *zirconio* è presente in rari cristalli. Si nota qualche plaga irregolare di *calcite* o *magnesite*. La contemporaneità degli anfiboli e dei feldispati appare evidente da quanto si è detto finora.

La roccia in esame è la facies dinamometamorfica di un'originaria roccia basica, forse filoniana. Si può parlare pertanto di un'*anfibolite gabbrica*.

Nelle orneblenditi testè descritte si sono verificate in vari punti penetrazioni di soluzioni peracide, che hanno provocato la neoformazione di plagioclasti e perfino di cristalli di quarzo. La permeazione è avvenuta secondo i piani di scistosità della roccia, la cui originaria orientazione è rispettata. La migmatite formata è un'*EPIDOLITE* (nel senso di JUNG e ROQUES).

Ad occhio nudo si riconoscono le venette chiare feldispatiche e quarzose, ben individuate, che attraversano in modo concordante la roccia anfibolica.

In *sezione sottile* si vedono fasce parallele costituite rispettivamente da orneblenda verde associata a minerali leucocrati subordinati e da minerali chiari prevalenti assieme ad orneblenda verde. La grana è variabile da media a piccola sia per i minerali colorati che per quelli incolore. L'*orneblenda*, con pleocroismo α giallo chiaro, β giallo-verde chiaro, γ verde-bruno chiaro, presenta il tipico incrocio a losanga dei piani di sfaldatura in sezione basale, e angolo di estinzione in (010) di 23°. Rari i geminati. Per i feldispati, accanto agli scarsi resti di un'antica generazione, talmente alterati da essere indeterminabili, si riconoscono bellissimi cristalli geminati nei tipi albite e albite-pericline. Non manca talvolta una certa zonatura. Il massimo angolo di estin-

zione simmetrica al centro degli individui è di 36°, corrispondente a labradorite con 67% An, mentre alla periferia è di 44°, cioè bitownite anortitica con 90% An. La zonatura alle volte è molto meno pronunciata o addirittura assente. La presenza di orli di riassorbimento dell'orneblenda da parte del feldispato fa ritenere che l'ultimo rappresenti un prodotto successivo. Si potrebbero forse spiegare in tal modo anche gli orli molto ricchi in calcio di certi cristalli plagioclasici per fenomeni di reazione. I minerali cribrosi sono quasi assenti. I piccoli anfiboli inclusi nei plagioclasii sono idiomorfi. Il quarzo è scarso, in cristalli freschi, raramente cataclastici.

La migmatite descritta si è formata in seguito alla penetrazione di soluzioni ricche in silice nell'anfibolite. L'assenza di orli biotitici di reazione attorno all'orneblenda, nonostante si vedano chiari fenomeni di riassorbimento dell'anfibolo da parte del feldispato, dovrebbe indicare un'elevata temperatura di reazione e povertà in potassio.

L'elenco delle facies petrografiche considerate si chiude con la descrizione di un'APLITE GRANITICA a contatto con le anfiboliti di Riva.

Macroscopicamente l'aplite è chiara, a grana fine, omogenea, punteggiata da rade lamelle biotitiche.

Al *microscopio* la roccia si riconosce come aplite biotitica alquanto cataclastica, con fenomeni di neocristallizzazione quarzosa. I costituenti principali dell'aplite sono quarzo, ortoclasio, plagioclasii, muscovite e biotite. Si possono osservare mirmechiti, rare pertiti e microclino. La grana della roccia è variabile. Una parte del quarzo e dei feldispati è a grana minuta e molto più fresca del rimanente. Questa porzione sembra posteriore alla tettonizzazione della roccia. Il quarzo dei cristalli maggiori è allotriomorfo, con margini seghettati, ad estinzione ondulata. La roccia contiene però anche granuletti quarzosi spesso rotondeggianti, a contorno ben definito. Begli aggregati *mirmechitici* sono presenti ai margini di cristalli di microclino e di plagioclasii, e talvolta sono in via di formazione nel corpo di cristalli feldispatici. L'*ortoclasio*, in grosse plaghe sparse nella roccia, mostra talora carattere micropertitico. Spesso è alterato in *sericite* o *argilla*. Non molto abbondante il *microclino*. I *plagioclasii* sono geminati secondo le leggi dell'albite, dell'albite-pericline e più raramente dell'albite-Carlsbad. La geminazione è sempre fitta e indecisa. Determinazioni su geminati albite-Carlsbad indicano termini oligoclasici al 27% An. L'alterazione dei plagioclasii è frequente. La *muscovite* si presenta in cristalli di svi-

luppo ineguale, oltre che in laminette sericitiche di alterazione dei feldispati. Laminette muscovitiche entro i feldispati estinguono a volte tutte contemporaneamente. La *biotite* possiede pleocroismo accentuato, dal bruno intenso al bruno chiaro, e colori di interferenza del primo ordine, spesso mascherati dal colore carico del minerale. La trasformazione in *clorite* è tutt'altro che rara. Accessorio poco comune lo *zirconio* nella biotite, con aureola policroica.

Nella fig. 3 sono rappresentate l'anfibolite normale e l'aplite granitica filoniana.

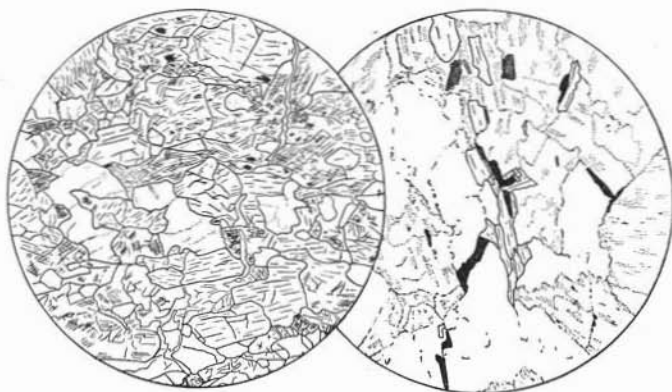


Fig. 3. — Anfibolite a orneblenda verde e labradorite e aplite granitica filoniana presso il km 107 della Strada Statale N. 36, vicino a Riva di Novate. Fra queste due rocce si sono formate alle volte migmatiti epibolitiche. Disegno a nicols ||, ingr. lineare 17,5 $\times$.

Rocce verdi della cava del Pescarino presso Riva di Novate.

Il maggior interesse di tutte le rocce verdi esaminate è presentato dalle lenti oliviniche delle cave del Pescarino (Riva). I fenomeni si presentano più complessi e completi di quelli descritti per la grande lente di olivinite trattata in precedenza. Una serie di piccole lenti di oliviniti si trova nella massa di un potente corpo granitico a forma filoniana, che si continua poi verso settentrione. Anche qui le singole lenti passano da un nucleo olivinicco e serpentinoso ad un margine anfibolico fibroso e infine flogopitico. In aggiunta a questi fenomeni si ha la produzione di un vistoso *alone plagioclasitico*, con grossi cristalli feldispatici compresi nella massa fondamentale micacea.

La descrizione sarà iniziata dal nucleo delle zolle di OLIVINITI.

All'osservazione macroscopica la roccia mostra un'orientazione abbastanza evidente, sottolineata dalla presenza di venule serpentinosi.

Osservata al microscopio si riconosce l'olivina associata a spinelli. L'olivina, in individui tozzi a forte rilievo e birifrangenza abbastanza elevata mostra raramente tracce di sfaldatura, ma piuttosto fratture ad andamento irregolare. E' raramente geminata. Lo *spinello bruno* è sparso nella roccia in granuli numerosi. Gli *ossidi di ferro*, neri, opachi, oltre che in granuli sono disposti in lingue e plaghe irregolari. Rari i minuscoli cristalli di *pirosseno* rombico bronzitico. E' variabile la frequenza dell'anfibolo fibroso *tremolitico*. Incolore, con scarso rilievo, presenta birifrangenza media e angolo di estinzione $\hat{c}\gamma$ di 20°. Il *talco* lamellare, con indici di rifrazione e birifrangenza alti, è associato all'anfibolo. Il *serpentino* fibroso si accompagna all'olivina nelle fratture: mostra indici di rifrazione molto bassi e birifrangenza modestissima. Dovrebbe trattarsi di *antigorite*. Vene e venule prevalentemente subparallele di *antigorite* possiedono tinte leggermente giallognole, senza rilievo, con colori di interferenza grigiastri.

La roccia ha sentito ben poco l'influenza del granito e delle apliti vicine, subendo solo una leggera infiltrazione idrotermale.

Un po' più verso il margine (o al nucleo di qualche zolla minore) si ritrovano gli stessi minerali, ma in proporzioni molto diverse, e con tessitura differente. La SERPENTINIZZAZIONE è più accentuata.

Già ad *occhio nudo* si notano plaghe oliviniche in zone serpentinosi.

Al microscopio si può osservare come l'olivina sia generalmente in via di alterazione o in tutta la sua estensione o almeno lungo le fratture per una fascia molto ampia, con segregazione di *ossidi di ferro* (magnetite con altri spinelli). L'*antigorite* che si forma è limitata alle fratture, mentre le plaghe centrali pseudomorfe su olivina sono costituite da termini giallastri, del tipo delle *saponiti*, con colori di interferenza più alti dell'*antigorite*. L'*anfibolo tremolitico* si mantiene circa nelle stesse proporzioni indicate per il caso precedente. Compare una certa quantità di mica *flogopitica*. La roccia è attraversata da poche vene di *carbonati*.

Procedendo verso la periferia del corpo basico si fanno dunque sentire più intensamente gli effetti idrotermali. Ancor più verso il margine si produce un orlo di anfibolo aciculare ANTOFILLITICO, seguito poi da una stretta fascia in cui prevale la *tremolite* associata a talco e

flogopite. Nel primo caso i minerali fibrosi sono disposti con la maggior lunghezza perpendicolare al limite della roccia verde con il granito.

Si riconosce al *microscopio* un minerale aciculare con colori di pleocroismo molto tenui, rilievo abbastanza elevato, media birifrangenza. L'estinzione sempre retta, per qualunque orientazione dei cristalli, ci conferma trattarsi di *antofillite*, come indicano anche le analisi chimiche di E. CALLEGARI e A. MONESE. Gli sta assieme poco *anfibolo fibroso monoclinico*, con angolo di estinzione su (010) di circa 20°, e rifrangenza e birifrazione simili all'altro minerale. *Talco* in scaglie minute accompagna i due minerali, che presentano belle deformazioni postcrystalline. La mica *flogopitica* è in quantità superiore alla zona più interna, ma comunque in tenore non molto elevato. Il pleocroismo va dal giallo-bruno chiaro al giallo tenuissimo; i colori di interferenza sono piuttosto elevati.

In una zona esterna molto vicina prevale l'anfibolo del tipo della TREMOLITE (con talco), accanto a cui comincia a comparire in quantità notevole la mica *flogopitica*. Alle volte il margine di solo anfibolo passa a distanza di pochi centimetri ad una fascia anfibolico-micacea, per cedere altrove il posto alla sola mica.

La roccia *macroscopicamente*, accanto all'anfibolo fibroso biancastro in associazione parallela, presenta una stretta fascia in cui le fibre hanno lunghezza più modesta, dell'ordine del millimetro e comincia a comparire la mica *flogopitica*.

Al *microscopio* si ritrova l'anfibolo aciculare *tremolitico* con $c\hat{\gamma}$ di circa 20°. Tipico l'incrocio a losanga dei piani di sfaldatura, ben pronunciato nelle sezioni basali. Si può osservare inoltre una sfaldatura fittissima e sottile anche secondo la base (001). Assieme all'anfibolo vi è un po' di *talco*. Ai cristalli anfibolici si associano dapprima poche laminette *flogopitiche*, che si fanno via via più abbondanti verso il margine, dove la flogopite assume colori un po' più intensi, probabilmente per un leggero tenore in ferro. Caratteristici della mica il pleocroismo dal giallo bruno pallido al giallo chiarissimo, il rilievo minore dell'anfibolo, i colori di interferenza più alti. Gli ossidi metallici di segregazione sono più diffusi in seno all'anfibolo che alla mica.

Il margine di sola FLOGOPITE, dello spessore del centimetro o al massimo di un paio di centimetri, è limitato alle parti marginali delle zolle basiche.

In queste fasce la roccia, formata di tante minute scaglie bruno-gialle chiarissime, è molto sfaldabile per la pronunciata orientazione parallela delle laminette micacee.

Al *microscopio* si riconosce la *flogopite* ben cristallizzata, in lamine subparallele. Il rilievo è abbastanza forte secondo β e γ ; il pleocroismo varia dall'incolore al giallo-bruno non molto intenso; l'assorbimento è $\beta = \gamma > \alpha$. I colori di interferenza sono abbastanza alti. La mica è leggermente ferrifera.

La fig. 4 rappresenta le principali associazioni mineralogiche.

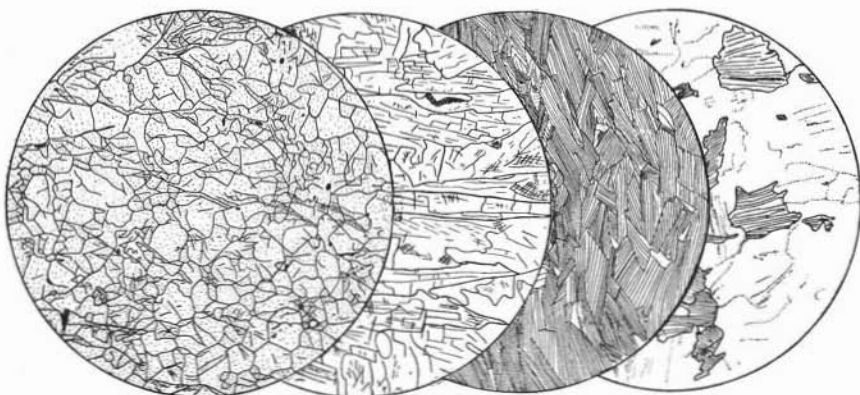


Fig. 4. — Zolle basiche immerse nel granito (Cave del Pescarino, Riva di Novate Mezzola). Da sinistra a destra: il nucleo olivinicco, la fascia antofillitica, il margine esterno flogopitico, la plagioclasite di reazione che circonda il nucleo basico (vedi anche fig. 6). Disegno a nicols ||, ingr. lineare 17,5 $\times$.

La serie di trasformazioni metasomatiche successive, per scambio di sostanze, si presenta dunque simile al caso trattato in precedenza per le rocce di Riva:

forsterite ($\rightarrow$ saponiti + serpentino) $\rightarrow$ antofillite $\rightarrow$ tremolite $\rightarrow$ flogopite.

Anche nell'esempio in questione si deve riconoscere che gli apporti sono avvenuti per via umida: l'avanzata serpentinnizzazione e cloritizzazione della roccia e l'abbondante talco documentano la presenza di acqua nelle varie fasi delle trasformazioni mineralogiche. Tra le sc-

stanze che hanno sostituito i componenti primitivi (alcali, silice, calcio, acqua) si deve anzi riconoscere all'ossidrile la maggior capacità di penetrazione, poichè la sua presenza giunge fin dove alcali e silice permangono con i bassi tenori originari.

Tutt'attorno all'alone anfibolico-micaceo che forma il margine delle zolle basiche si è generato un tipo litologico singolare, che va riguardato come una *PLAGIOCLASITE DI REAZIONE DI ASPETTO PEGMATITICO*. Essa è limitata a fasce piuttosto ampie (spessore dell'ordine del decimetro e del metro) attorno ad alcune delle lenti ofiolitiche. Questa roccia ha richiamato in modo particolare la mia attenzione, perchè mi sembra sia di notevole significato per decifrare rocce analoghe presenti nella zona, ma di genesi molto più incerta.

La facies caratteristica è rappresentata nella fig. 6.

Macroscopicamente la roccia si presenta chiazzata di feldispati grandi e piccoli, a contorno talora regolarissimo, su uno sfondo rosso-bruno di mica biotitica. Le dimensioni dei feldispati possono giungere ad un paio di centimetri. I limiti con il margine anfibolico-talcoso-micaceo della roccia verde sono sempre nettissimi.

In *sezione sottile* si possono determinare i vari componenti. La *biotite* è di tipo *poco ferifero*, con pleocroismo dal rosso al giallo molto pallido ed i soliti colori di interferenza. La mica è però più ferifera di quella che forma il margine della roccia verde vicina, per quanto si debba ricordare come nell'alone marginale la flogopite della roccia verde sembri avere un tenore in ferro leggermente crescente verso la periferia della fascia, ch'essa costituisce. Le lamine biotitiche presentano buono sviluppo cristallino e disposizione del tutto irregolare. Si osserva spesso un'estesa *cloritizzazione*, soprattutto ai margini, con segregazione di ossidi di ferro. Si può notare *rutilo* incluso in biotite decolorata. Non è raro rutilo idiomorfo, talora sagenitico, anche nel feldispato. Alle volte laminette di *biotite* continuano entro un cristallo feldispatico ed estinguono tutte contemporaneamente alla mica esterna vicina. Attorno alla biotite vi è un orlo feldispatico a bassa birifrangenza. La *sericite* è presente fra le fitte lamelle di geminazione dei feldispati e le varie plachette estinguono contemporaneamente: questo fatto è frequente al margine dei grossi plagioclasti con un orlo di geminazione tipo periclino. I *plagioclasti* si presentano in due forme, e cioè in piccoli individui e in grossi cristalli idiomorfi, con dimensioni dell'ordine del centimetro. I cristalli minori, geminati secondo le leggi

dell'albite e dell'albite-Carlsbad, hanno composizione andesinica al 37% An, misurata su geminati dei due sistemi. La zonatura è rara, con margini un po' più sodici. I grossi cristalli plagioclasici sono geminati secondo la legge dell'albite, con un sistema molto fitto di lamelle, e ai margini secondo il tipo periclinio. Includono spesso individui feldispatici minori. La loro zonatura è molto accentuata, alle volte a chiazze. Al centro la composizione è andesinica, con 50% An, mentre alla periferia si sta formando un orlo più sodico, con tenore fino al 38-40% An. All'estremo margine vi è frequentemente un sottile orlo non geminato, a bassa birifrangenza e modesta rifrazione, che dovrebbe essere di plagioclasio molto sodico. Il fenomeno interessa sia i grandi che i piccoli plagioclasii. I grossi cristalli sono spesso fratturati e le fratture rinsaldate da feldispato potassico o quarzo. Attorno a piccole chiazze di plagioclasio sodico, incluso negli individui maggiori, l'ospite presenta un alone più chiaro, più acido, che ripete il contorno della chiazza. Talora nelle fratture dei grossi cristalli si trova sericite: le fratture di questo sistema formano angoli fino a 30° con la geminazione. Il *quarzo* è uno dei componenti più tardivi: corrode feldispati e biotite e risana le fratture dei grandi plagioclasii. A volte però frammenti di quarzo inclusi in plagioclasii sembrano piuttosto relitti di sostituzione anziché cristalli in corso di crescita a spese del feldispato. Quali costituenti accessori si devono ricordare *epidoto* associato a biotite, *titanite* in plaghe e grosse *apatiti* pneumatolitiche. Raro lo *zirconio* e gli altri minerali radioattivi.

Nella ZONA MARGINALE della *plagioclasite di reazione*, a qualche decimetro dal nucleo basico, in vicinanza del granito, il componente feldispatico si fa più abbondante. I minerali presenti sono sempre gli stessi, anche se in proporzione un po' diverse. Il limite verso il granito è netto.

Macroscopicamente la roccia, pur non variando di grana, assume una colorazione complessiva più chiara per l'abbondanza del feldispato. I vari cristalli di plagioclasio, con la solita forma regolare, sono a contatto fra loro in molti punti, mentre le chiazze micacee sembrano disperse nella massa feldispatica dominante.

Al *microscopio* le macchie di mica si risolvono in aggregati lamellari di *biotite* rossa a varia orientazione. Talora vi è assieme qualche lamella di *muscovite*. I grossi geminati di tipo albite, presentando al nucleo la composizione labradoritico-andesinica al 56% An (massimi angoli di estinzione simmetrica di 29°), arrivano al margine ad una

composizione oligoclasico-albitica con il 13% An (massimi angoli di 8°, indici di rifrazione inferiori ad ω del quarzo).

La storia petrogenetica della *plagioclasite pegmatitica* ci fa supporre una duplice provenienza dei materiali che formano la roccia: una parte deriva dalla zolla basica racchiusa ed una parte dalle soluzioni magmatiche. La biotite si è formata con l'influenza delle sostanze provenienti dalla roccia verde (anche se non solo con esse); il nucleo andesinico dei feldispati è invece di provenienza esterna. Ai processi autometasomatici successivi va aseritta la formazione degli orli più sodici dei feldispati, con sostituzione contemporanea della biotite. Ultimi vengono il quarzo e l'ortoclasio interstiziali.

Le analisi chimiche di E. CALLEGARI ed A. MONESE, eseguite sulle medesime rocce trattate sinora, oltre a confermare i fenomeni descritti permettono valutazioni quantitative di grande significato. Per esse rimando sen'altro alla nota nei due Autori (vedi bibl.).

I rapporti con filoni granitici zonati e aplitico-pegmatitici adiacenti, delle ultime fasi del ciclo granitico (PICCOLI 1957), nonchè l'esame microscopico di questi filoni, indicano l'indipendenza dei processi metasomatici dalla presa di posizione di detti filoni. Essi dipendono invece dalle azioni esercitate dalla massa granitica maggiore incassante.

Rimangono da chiarire le durate dei lassi di tempo che hanno separato il metamorfismo di dislocazione, le fasi granitiche principali, gli sforzi tettonici, l'intrusione dei corpi filoniani e il metasomatismo delle rocce verdi. Il problema esula dai limiti di questo lavoro e va affrontato nello studio generale delle migmatiti del granito di San Fedelino.

Altri nuclei di serpentine.

Piccoli nuclei di SERPENTINE, di qualche decimetro di diametro al massimo, affiorano sui dirupi della Val dei Monti, sovrastanti la conoide del Torrente Codera, a Sud di S. Giorgio di Campo.

La roccia è formata in gran parte di *antigorite*, con qualche lamella di *talco*. La tessitura a intreccio di queste rocce ricorda da vicino le serpentine della grande massa di Val Malenco.

Anfiboliti presso Novate.

Le lenti più settentrionali di anfiboliti affiorano assieme alle serpentine ed oliviniti di Riva, e di esse si è già parlato trattando di queste rocce, cui sono strettamente collegate sul terreno.

Piccole lenti di ANFIBOLITI, delle dimensioni maggiori di qualche decimetro, fino a corpi che si sviluppano per parecchi metri, si trovano negli gneiss biotitico-anfibolici compatti (tipo « valcondria ») nelle immediate vicinanze di Novate Mezzola, allo sbocco destro della Val Codera, sulle pendici del Monte Avedè (zona delle cave granitiche La Foppa e I Crotti Bianchi). Le anfiboliti sono concordanti con gli gneiss che le includono.

Ad *occhio nudo* l'anfibolite si riconosce per il colore verde intenso dell'orneblenda, cui si accompagna in proporzione variabile il bianco del feldispato, che talora manca del tutto. In via più comune la grana della roccia è abbastanza grande, con cristalli orneblendici che superano il millimetro di lunghezza. Non mancano però facies più minute orientatissime, costituite da anfibolo e feldispato in misura quasi uguale. Esse fanno passaggio agli gneiss a orneblenda e biotite, in cui si intercalano. Si può trovare tutta la gamma di composizione e tessitura fra i tipi ricordati.

Al *microscopio* si riconosce l'*orneblenda verde*, con il solito pleocroismo dal giallo-verde chiaro al verde vivo. Essa è il componente principale, cui si associa un po' di *biotite*, talora inclusa nell'anfibolo. Rare le deformazioni para- o posteristalline. Il *feldispato* è in genere talmente alterato da essere indeterminabile. Dov'è meglio conservato presenta geminazione di tipo albite, indici superiori al balsamo e ad ω del quarzo, massimo angolo di estinzione in zona simmetrica di 20° . La composizione è andesinica al 37% An. L'orientazione dei minerali descritti in letti subparalleli è abbastanza chiara. Si può osservare talora la presenza di quarzo, che oltre ad essere contenuto originariamente nella roccia potrebbe derivare da apporto successivo. Infatti in alcuni casi rende picchiettata la roccia di granuli rotondeggianti entro gli altri minerali e sembra in corso di formazione. Non è raro l'*epidoto* in proporzioni molto variabili.

La presenza di anfiboliti ad epidoto ci indica l'ambiente di metamorfismo (zona delle anfiboliti epidotiche di ESKOLA), di *mesozona superiore*, con basse temperature.

Nelle *facies minute* all'anfibolo *orneblendico*, unico componente melanocrato, si accompagna abbondante *plagioclasio*, ordinato in associazione parallela con l'orneblenda. La geminazione, di tipo albite, non è frequente. Angoli di estinzione simmetrica con valori massimi di 30° e indici di rifrazione superiori al balsamo documentano una compo-

sizione labradoritica al 55% An. Granuletti di *titanite* sono sparsi sia nell'anfibolo che nel plagioclasio.

Tipi simili di *anfiboliti* non sono rari in vari punti della regione, sempre in lenti di esiguo volume. La presenza di facies più ricche di biotite, che fanno passaggio agli gneiss biotitico-anfibolici incassanti, la variabilità delle rocce anfibolitiche e la concordanza con gli scisti che le comprendono fanno ritenere le rocce descritte di probabile *origine sedimentaria*, come lo sono gli gneiss della zona.

Le anfiboliti trattate finora sono attraversate in vario modo da filoncelli aplitici e talora hanno subito processi di impregnazione granitica abbastanza intensi. Si formarono in conseguenza MIGMATITI EPIBOLITICHE, come si è già visto per le anfiboliti di Riva (presso il Km 107 della Strada Statale N. 36) e DIADISITICHE.

La roccia *macroscopicamente* appare *venata* di bianco da filoncelli dello spessore di qualche millimetro. Talora le venule sono diramate. Il tipo di migmatite è EPIBOLITICO. Nei casi di *impregnazione* si vede aumentare la porzione leucocrata dei minerali e la roccia assume aspetto nebulitico, con resti compatti di anfibolite in una massa mista di anfiboli e minerali chiari. Siamo in presenza di una DIADISITE.

Lo studio in *sezione sottile* dei FILONCELLI che venano le epiboliti permette di determinare la loro composizione, che risulta quarzoso-feldispatica. Il *quarzo* in plaghe allotriomorfe è abbastanza abbondante e forma microimplicazioni con i feldispati. A volte cementa le fratturine dei plagioclasii, fenomeno comune nelle rocce della regione. Il *plagioclasio*, fittamente geminato secondo il tipo albite, ha una composizione andesinica con il 37% An: l'angolo di estinzione simmetrica è di 20°; gli indici di rifrazione sono superiori ad ω quarzo. Il valore è indubbiamente elevato per una aplite granitica, e si deve ritenere derivato da assorbimento di calcio della roccia ospite. A convalidare la supposizione si deve notare la presenza di *biotite* ai margini del filoncello, evidentemente smistata dall'orneblenda, e il fatto che la stessa biotite sia in parte riassorbita con segregazione di *epidoti*. Ai margini il filoncello presenta grana più minuta. Essa occupa una tipica frattura di dilatazione della roccia anfibolitica.

Nei casi di IMPREGNAZIONE dell'anfibolite da parte di soluzioni alcaline e silicee in *sezione sottile* si osservano quarzo e feldispati diffusi tra i letti orneblendici. In alcuni cristalli di plagioclasio fra le lamine di geminazione sono contenuti granuli di anfibolo, i quali estin-

guono contemporaneamente fra loro e con piccoli frammenti anfibolici contigui al plagioclasio. Il feldispato *plagioclasico* ha una composizione andesinica con 38% An, calcolata misurando il massimo angolo di estinzione simmetrica (21°) e confrontando gli indici di rifrazione con il quarzo. La geminazione albite è frequentissima e a volte molto fitta. La zonatura è appena accennata. Si può osservare qualche fenomeno di incurvamento paracristallino delle lamelle; più frequente la frattura dei cristalli con ricementazione quarzosa. Il *quarzo* è disposto in plaghe irregolari, notevolmente cataclastico. In alcuni casi forma microimplicazioni intime con il feldispato e penetra nell'anfibolo. Dovrebbe trattarsi di una venuta tardiva di soluzioni silicee; forse è la stessa fase di rimobilitazione quarzosa cui è dovuto in genere il risanamento delle fratture cristalline.

Piccoli nuclei di anfiboliti sono presenti anche presso Mezzolpiano, dove hanno subito una cloritizzazione molto spinta dell'orneblenda e della biotite, con presenza di abbondanti titanite ed epidoto, forse in corrispondenza ad una zona di intensa elastesi.

Anfiboliti e pirosseniti di San Giorgio.

Il maggior numero di corpi anfibolitici e le dimensioni più sviluppate degli stessi si possono osservare nei pressi del paesetto di S. Giorgio di Campo, nella zona in cui affiorano anche lenti di marmo. La formazione scistosa incassante è rappresentata dagli *gneiss laminati* di Verceia.

L'origine delle *anfiboliti* in parola può essere ampiamente discussa. La loro composizione è variabile (REPOSSI 1915-1917), passando dai tipi ad anfibolo a quelli ad anfibolo e pirosseno fino a vere *pirosseniti* con orneblenda subordinata. Per i corpi stratoidi *anfibolitici* che accompagnano i marmi in sciame parallelo (zona del Vallone del Frate) si potrebbe pensare ad una primitiva deposizione sedimentaria. Le lenti a composizione variabile tra l'anfibolite e la pirossenite, parallele fra loro e discordanti rispetto agli *gneiss* che le includono, sarebbero piuttosto da interpretare come originari corpi filoniani basici successivamente coinvolti nei movimenti tettonici.

La descrizione macroscopica e microscopica ripete molti dei caratteri già visti per le rocce analoghe.

Accanto alle rocce formate da *orneblenda verde* quasi esclusiva si trovano facies a *orneblenda* e *plagioclasio labradoritico* al 50% An,

eventualmente con tracce di *biotite*. Talora vi è abbondante *epidoto* con *carbonati*, *titanite*, *apatite*, *ossidi di ferro*. In alcuni casi si associa anche un po' di *quarzo*. I processi di *cloritizzazione* presentano intensità variabile, da modesti a molto spinti. All'anfibolo, come già detto, si aggiunge a volte il *pirosseno augitico*, che può diventare prevalente. Per la descrizione di queste facies rimando senz'altro al lavoro di REPOSSI citato in precedenza.

In vicinanza di filoni aplitici e granitici si riconoscono scarsi fenomeni di contatto, mentre si formano, come per i casi descritti, *migmatiti* di tipo *epibolitico* e *diadisitico*.

Anfiboliti di S. Fedelino e della Val dei Monti.

Negli gneiss laminati della fascia meridionale, che affiorano sulla sponda opposta del Lago di Mezzola, sul promontorio di San Fedelino, si intercalano parimenti alcuni piccoli *corpi anfibolitici*. I loro caratteri sono simili a quelli indicati finora: grana media, composizione orneblendico-andesinica, alle volte con granuli di titanite sparsi nella roccia, rara biotite, tessitura omogenea in letti melanocrati e leucocrati paralleli.



Fig. 5. — Anfibolite non lontana dalla chiesetta di San Fedelino, con orneblenda verde, andesina, ossidi di ferro e granuli di titanite. Disegno a nicols ||, ingr. lineare 17,5 $\times$.

Lo stesso dicasi per le piccole lenti di *anfiboliti ricche di epidoto* della Val dei Monti fra S. Giorgio e Campo Mezzola, comprese negli gneiss di Verceia. Rocce analoghe si trovano fino all'alta Val Codera.

Marmi e calcefiri di S. Giorgio.

Lenti di *marmi* concordanti negli gneiss, presso S. Giorgio di Campo, formano una stretta associazione parallela con alcune lenti anfibolitiche (Vallone del Frate). Si tratta di rocce calcitiche cristalline a grana grossa, omogenee, in cui gli effetti *metamorfici di contatto* del granito di San Fedelino provocarono la formazione di bellissimi *calcefiri* (REPOSSI). Si originarono nella massa carbonatica *olivina*, *humite*, *diopside*, *tremolite*, *flogopite*, *granato*, *vernerite*, *epidoto* e *titanite* (vedi REPOSSI), mentre il granito adiacente si chiazzò per *endometamorfismo* di *epidoto*, *titanite* e in minor quantità di *orneblenda verde* e *pirosseno diopsidico*, pur rimanendo il plagioclasio a composizione non molto calcica (andesina al 33% An). Ho ricordato queste rocce per il grande significato tettonico attribuito loro da qualche autore.

Cenni tettonici.

Ho già accennato, all'inizio di questa nota, quale importanza venga attribuita dal punto di vista tettonico alle rocce verdi oliviniche e anfibolitiche e ai marmi ed ho riassunto le idee espresse al riguardo dagli studiosi della regione.

Pur non volendo entrare in merito al problema, riservando la discussione ad altro lavoro, vorrei qui ricordare brevemente alcune questioni particolari. Tra le interpretazioni più autorevoli, una ipotesi considera le rocce in parola quali rappresentanti di una sinclinale mesozoica, molto stirata e laminata, mentre altre concezioni prendono in considerazione piuttosto l'assetto degli scisti cristallini in un'anticlinale serrata, di cui le rocce trattate seguono il decorso, a forma d'arco, per l'immersione assiale della piega verso Est. Mi sembra che sia più semplice interpretare queste lenti come intercalazioni di origine sedimentaria e in parte come antichi corpi filoniani, di età indeterminabile, entro alla grande formazione gneissica, in cui si svilupparono i processi del granito di San Fedelino, piuttostochè come lame e trucioli tettonici mesozoici in posizione di sinclinale fra due ricoprimenti. Non vi sono del resto dati di fatto sufficienti per affermare con sicurezza o comunque sostenere validamente un'età mesozoica. Se in effetto si pensa che queste rocce possano essere ben più antiche, coeve agli gneiss

incassanti, ne derivano conseguenze di grande rilievo non solo per la tettonica, ma anche per l'età da attribuire al metamorfismo e all'ascesa del granito.

* * *

Sento il gradito dovere di ringraziare i Proff. Angelo BIANCHI e Giambattista DAL PIAZ, Direttori degli Istituti di Mineralogia e di Geologia dell'Università di Padova e del Centro di studio per la Petrografia e la Geologia del Consiglio Nazionale delle Ricerche, per i consigli scientifici e gli aiuti finanziari di cui mi furono sempre prodighi. Ad essi, che mi avviarono agli studi sulle formazioni cristalline, voglio esprimere anche in questa sede la mia riconoscenza.

Padova, 30 settembre 1960.

Istituti di Geologia e di Mineralogia dell'Università e Centro Studi di Petrografia e Geologia del Consiglio Nazionale delle Ricerche.

BIBLIOGRAFIA

- AMBÜHL E. (1929) - *Petrographie und Geologie des zentralen Gotthardmassivs südlich Andermatt*. « Schw. Min. Petr. Mitt. », 9, 265-441.
- AMSTUTZ A. (1955) - *Pennides au N et NW du Lac de Côme*. « Arch. de Sc. », 8, 417-421.
- ANDREATTA C. (1935) - *La formazione gneissico-kinzigitica e le olivinit di Val d'Ultimo (Alto Adige)*. « Mem. Museo St. Nat. Venezia Tridentina », 5, 87-245.
- ANDREATTA C. (1954) - *La Val di Pejo e la catena Vioz-Cevedale: Studio geopetro-tettonico e minerario di una parte del massiccio dell'Ortles*. « Acta geol. alpina », 5, 1-337.
- BALCONI M. (1938) - *Contributo allo studio petrografico delle Valli del Masino e di Chiavenna*. « Rend. R. Ist. Lomb. Sc. e Lett. », 76, 1-7.
- BALCONI M. (1941) - *Ricerche petrografiche sulla regione del Serizzo*. « Period. di Miner. », 12, 175-298.
- BIANCHI A. e DAL PIAZ Gb. (1948) - *Metamorfismo selettivo e processi metasomatici di contatto nel massiccio dell'Adamello*. « Int. Geol. Congr., Rep. XVIII Sess. Great Britain, 1948 », 3, 81-89.
- BIANCHI A. e DAL PIAZ Gb. (1948) - *Differenziazioni petrografiche e metamorfismi selettivi di contatto nel massiccio dell'Adamello*. « Rend. Soc. Miner. Ital. », 5, 77-102.
- BIANCHI A. e DAL PIAZ Gb. (1958) - *Il Cristallino antico delle Alpi con particolare riguardo al versante italiano*. Relazione riservata inedita, C.N.R.N., Padova e Roma.

- CALLEGARI E. e MONESE A. (1961) - *Studio petrogenetico dei bordi di reazione metamorfico-metasomatica attorno a lenti ultrafemiche incluse nel granito di San Fedelino (Sondrio)*. In corso di stampa nei « Rendiconti della Società Mineralogica Italiana ».
- CATALISANO S. (1930) - *Rilevamenti geologici nell'Alto Lario*. « Boll. Uff. Geol. Italia », 55, 1-9.
- CHENEVOY M. (1950) - *Les enclaves de serpentine dans les gneiss du Massif Central Français*. « Bull. Soc. Franç. Min. Cristall. », 73, 13-26.
- CONTI S. (1955) - *Studi geologici sulle Alpi Occidentali. 3° Contributo. La formazione dei calcescisti nei suoi rapporti stratigrafici e tettonici con i complessi basali e marginali delle Alpi Liguri, Marittime e Cozie*. « Boll. Serv. Geol. Italia », 77, 275-326.
- CORNELIUS H. P. (1916) - *Zur Kenntnis der Wurzelregion in untern Veltlin*. « N. Jb. Min. Geol. Pal. », B. B. (A), 40, 253-363.
- DAL PIAZ Gb. (1928) - *Geologia della catena Herberet-Grivola-Grand Nomenon*. « Mem. Ist. Geol. Univ. Padova », 7, p. 84.
- DAL PIAZ Gb. (1936) - *La struttura geologica delle Austridi. Nota IV. Suoi rapporti che intercorrono fra gli elementi austroalpini dei Grigioni e della Valtellina e quelli delle Alpi Orientali*. « Studi Trentini Sc. Nat. », 17, p. 16.
- DAL PIAZ Gb. (1939) - *Le nuove vedute tettoniche nella regione alpina*, in VINASSA P., ALOISI P., MILLOSEVICH F.: *Geologia, Paleontologia, Mineralogia*. « Enc. Sc. Mon. Ital. XX sec. », 41-68.
- DAL PIAZ Gb. e BIANCHI A. (1934) - *Monografia geologico-petrografica sull'Alto Adige Orientale e regioni limitrofe*. « Mem. Ist. Geol. Univ. Padova », 10, p. 486.
- DAL VESCO E. (1953) - *Genesi e metamorfosi delle rocce basiche e ultrabasiche nell'ambiente mesozonale dell'orogene penninico. Studio petrografico della catena Gaggio-Basal (Cantone Ticino)*. « Schw. Min. Petr. Mitt. », 33, 173-480.
- DE ROEVER P. (1957) - *Sind die alpinotypen Peridotitmassen vielleicht tektonisch verfrachtete Bruchstücke der Peridotitschale?* « Geol. Rund. », 46, 137-146.
- DIEHL E. A., MASSON R., STUTZ A. H. (1951) - *Contributi alla conoscenza del ricoprimento Dent Blanche*. « Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova », 17, p. 54.
- DRESCHER KADEN F. K. (1940) - *Ueber Schollenassimilation und Kristallisationsverlauf im Bergeller Granit*. « Chemie der Erde », 12, 304-417.
- FAGNANI G. (1956) - *Notizie petrografiche sul rilevamento del Foglio « Sondrio » della Carta geologica d'Italia. Riassunto*. « Rend. Soc. Min. Ital. », 12, 128-129.
- FOSTER R. (1947) - *Geologisch-petrographische Untersuchungen im Gebiete nördlich Locarno. Zur Petrographie und Genesis der Amphibolite*. « Schw. Min. Petr. Mitt. », 27, 249-471.
- GANDINI P. e SCHIAVINATO G. (1959) - *Ortoanfiboliti di Dazio in Valtellina*. « Ist. Lomb. Sc. Lett. Arti, Rend. Sc. Mat., Fis, Chim. e Geol. », 93, 73-94.
- MACKENZIE D. B. (1960) - *High-temperatur alpinetype peridotite from Venezuela*. « Bull. Geol. Soc. America », 71, 303-318.
- MALARODA R. e SCHIAVINATO G. (1958) - *Le anatessiti dell'Argentera*. « Rend. Soc. Min. Ital. », 14, 249-274.

- MALARODA R. e SCHIAVINATO G. (1960) - *Agmatiti e migmatiti anfiboliche omogenee nel settore meridionale del massiccio dell'Argentera*. « Rend. Soc. Min. Ital. », 16, 335-346.
- MATTIROLLO E. (1895) - *Note geologiche sulle Alpi Lombarde da Colico al Passo dello Spluga*. « Boll. R. Com. Geol. Ital. », 26, 51-108.
- MENHNERT K. R. (1959) - *Der gegenwärtige Stand des Granitproblems*. « Fortschr. Miner. », 37, 117-206.
- MELZI G. (1893) - *Ricerche geologiche e petrografiche sulla Valle del Masino*. « Giorn. Min. Crist. Petr. », 4, 89-136.
- MERLA G. (1935 a) - *Rocce dioritico-lamprofiriche di Olgiasca e della bassa Val Mera*. « Boll. R. Uff. Geol. Italia », 60, Nota II, 1-12.
- MERLA G. (1935 b) - *Le formazioni cristalline fra l'Alto Lario e la Val Bregaglia*. Nota preliminare. « Boll. R. Uff. Geol. Italia », 60, Nota III, 1-18.
- MERLA G. (1935 c) - *Rilevamento di parte del Foglio « Chiavenna » N. 17 della Carta Geologica d'Italia alla scala 1 : 100.000*.
- MÜLLER R. O. (1958) - *Petrographische Untersuchungen in der nördlichen Adula*. « Schw. Min. Petr. Mitt. », 38, 403-474.
- NIGGLI P., PREISWERK H., GRÜTTER O., BOSSARD L., KÜNDIG E. (1936) - *Geologische Beschreibung der Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Bleniothal*. « Beitr. Geol. Karte Schweiz » N. F., 71. Lief., p. 190.
- PECO G. (1949) - *Le pegmatiti a berillo di Val Codera (Sondrio)*. « Ind. Ceram. Sic. », 2, 7-9.
- PETRASCHEK W. E. jr. (1959) - *Intrusiver und extrusiver Peridotitmagmatismus im alpinotypen Bereich*. « Geol. Rund. », 48, 205-217.
- PHILLIPS A. H. e HESS H. H. (1936) - *Metamorphic differentiation at contacts between serpentinite and siliceous country rock*. « The Amer. Miner. », 21, 333-362.
- PICCOLI G. (1957) - *Osservazioni preliminari sulle migmatiti del granito di San Fedelino (prov. Sondrio)*. « Rend. Soc. Min. Ital. », 13, 325-328.
- PICCOLI G. (1958) - *Il problema delle migmatiti attraverso mezzo secolo di ricerche*. « Period. di Miner. », 27, 1-98.
- PICCOLI G. (1960) - *Fenomeni metamorfico-metasomatici nelle rocce verdi di Novate Mezzola con formazione di migmatiti*. « XXI Intern. Geol. Congr., Norden », Copenhagen, Proceedings 13, 383-393.
- READ H. H. (1934) - *On zoned associations of antigorite, talc, actinolite, chlorite, and biotite in Unst, Shetland Islands*. « Miner. Mag. », 23, 519-540.
- REPOSSI E. (1914) - *Osservazioni geologiche e petrografiche sulla bassa Valle della Mera (Alpi Lombarde)*. Nota preliminare. « Atti Acc. Soc. Ital. Sc. Nat. », 53, 241-242.
- REPOSSI E. (1915-1917) - *La bassa Valle della Mera. Studi petrografici e geologici*. « Mem. Soc. Ital. Sc. Nat. », 8, I e II, p. 186.
- RITTMANN A. (1958) - *Geosynclinal volcanism, ophiolites and Barramiya rocks*. « Egypt. Journ. Geol. », 2, 61-65.
- ROLLE F. (1878) - *Übersicht der geologischen Verhältnisse der Landschaft Chiavenna in Oberitalien*. « N. Jb. Min. Geol. Pal. », 420-421.
- ROLLE F. (1879) - *Studio geologico e petrografico sulle Alpi dei dintorni di Chiavenna*. « Boll. R. Com. Geol. Italia », 10, 474-506.

- ROLLE F. (1881) - *Erläuterungen und Profile zur geologischen Karte der Umgebungen von Bellinzona in Kanton Tessin und von Chiavenna in Italien.* « Beitr. Geol. Karte Schweiz », 23, Lief., p. 59.
- RÜGER L. (1934) - *Zur Altersfrage der Bewegungen und Metamorphosen in Penninikum der Tessiner Alpen.* « Geol. Rund. », 25, 1-10.
- STAUB R. (1916) - *Zur Tektonik der Südöstlichen Schweizeralpen.* « Beitr. Geol. Karte Schweiz », N.F., 46. Lief. (con carta tettonica alla scala 1 : 250.000) p. 41.
- STAUB R. (1924) - *Der Bau der Alpen.* « Beitr. Geol. Karte Schweiz », N.F. 52. Lief. (con carta tettonica alla scala 1 : 1.000.000), p. 272.
- STAUB R. (1946) - *Geologische Karte der Bernina-Gruppe.* « Geol. Spezk. » 118 (con schizzo tettonico alla scala 1 : 250.000).
- STAUB R. (1958) - *Klippendecke und Zentralalpenbau. Beziehungen und Probleme.* « Beitr. Geol. Karte Schweiz », N.F., 103. Lief. (con carta tettonica alla scala 1 : 200.000), p. 184.
- STUDER B. e ESCHER VON DER LINTH A. (1869) - *Carte Géologique de la Suisse.* Winterthur.
- THEOBALD G. (1866) - *Die südöstlichen Gebirge von Graubünden und der angrenzenden Veltlin.* « Beitr. Geol. Karte Schweiz », 3. Lief. p. 359.
- VAN DER PLAS L. (1959) - *Petrology of the Northern Adula Region, Switzerland (with particular reference to the Glaucofane-Bearing Rocks).* « Leidse Geol. Med. », 24, 418-598.
- VENZO S. (1955) - *Rilevamento geologico alla scala 1 : 25.000 delle tavolette « Verceia » e « Villa di Chiavenna » (Foglio Sondrio).* Inedito.
- VENZO S. (1956) - *Osservazioni preliminari sul rilevamento delle tavolette Verceia e Villa di Chiavenna (Foglio Sondrio).* « Boll. Soc. Geol. Ital. », 75, 287-289.
- VENZO S. e FAGNANI G. (1954) - *Notizie sul rilevamento del Foglio geologico Sondrio.* « Boll. Serv. Geol. Italia », 76, 185-238.
- WENK E. (1948) - *Ostalpines und penninisches Kristallin.* « Schw. Min. Petr. Mitt. », 28, 761-772.
- WENK E. (1955) - *Eine Strukturkarte der Tessiner Alpen.* « Schw. Min. Petr. Mitt. », 35, 311-319.
- WENK E. (1956 a) - *Alpines und ostgrönländisch-karledonisches Kristallin, ein tektonisch-petrogenetischer Vergleich* « Verh. Naturf. Ges. Basel », 67, 75-102.
- WENK E. (1956 b) - *Die lepontinische Gneissregion und die jungen Granite der Valle della Mera.* « Ecl. Geol. Helv. », 49, 251-265.
- R. UFFICIO GEOLOGICO D'ITALIA (1941) - *Carta geologica d'Italia alla scala 1 : 100.000: Foglio 17 « Chiavenna ».* Rilevato da S. CATALISMO, G. MERLA, E. MINUCCI, V. NOVARESE.

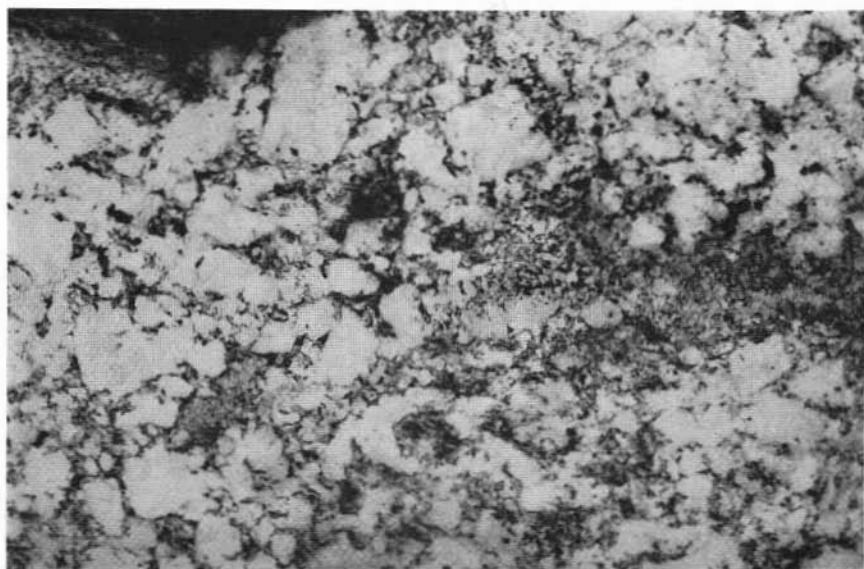


Fig. 6. — Aspetto macroscopico della plagioclasite di reazione che circonda le lenti di rocce verdi nella cava del Pescarino (Riva di Novate Mezzola).
Leggermente ingrandita rispetto alle dimensioni reali.

(Foto G. PICCOLI)



Fig. 7. — Lenti di anfibolite (parti scure in alto a destra) negli gneiss, con penetrazione di venette aplitiche (migmatiti diadiritiche). Pendici del M. Avedè.

(Foto Prof. A. BIANCHI)