

CENTRO STUDI DI PETROGRAFIA E GEOLOGIA DEL CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE
PRESSO L'UNIVERSITÀ DI PADOVA

ROBERTO MALARODA

GEOLOGIA DELLA VALLE DI BLUMONE (ALTA VALLE DEL CAFFARO) NELL'ADAMELLO MERIDIONALE

(con una carta geologica alla scala 1:12.500, una figura n. t. e due tavole)



PADOVA
SOCIETÀ COOPERATIVA TIPOGRAFICA
1954

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

Volume XVIII

P R E M E S S A

Nell'estate del 1950, continuando i rilevamenti iniziati precedentemente nel settore meridionale del massiccio dell'Adamello, ho effettuato, per conto del Centro Studi di Petrografia e Geologia del C. N. R., il rilievo, alla scala 1:12.500, della Valle di Blumone (alta Valle del Caffaro) (¹), nella zona compresa tra il Gaver e la Cima di Blumone ([5], p. 18).

Lungo l'asse di questa valle, compresa tra la massa dioritica del Cornone di Blumone sulla destra e quella granodioritica del M. Bruffione sulla sinistra, si estende una serie di formazioni sedimentarie metamorfosate per contatto ed iniettate da una ricca serie di filoni, lo studio delle quali rappresentava il compito essenziale della mia campagna.

Mi è grato dovere ringraziare qui in modo particolare i proff. Angelo BIANCHI e Giambattista DAL PIAZ, Direttori del Centro Studi di Petrografia e Geologia del Consiglio Nazionale delle Ricerche, dai quali ho ricevuto l'incarico del rilevamento della zona e l'assegnazione dei mezzi finanziari necessari per effettuarlo e per darne alle stampe i risultati. Il mio Maestro, prof. Gb. DAL PIAZ, ha inoltre messo a mia disposizione alcuni dati da Lui raccolti in precedenti escursioni e mi ha fornito preziosi consigli durante la campagna di rilevamento e nella stesura del presente lavoro. Il prof. A. BIANCHI ha avuto la bontà di verificare alcune mie osservazioni petrografiche e mi ha aiutato nella classificazione delle rocce filoniane e di alcuni minerali di contatto.

Ringrazio pure il dott. Giacomo CEVALES, che mi ha concesso di riprodurre alcuni suoi rilevamenti inediti permettendomi così di completare il disegno della carta geologica sulla base di rilievi recenti e di precisione adeguata a quella richiesta dalla scala usata.

(¹) Foglio 35, tavoletta IV NW (Monte Bruffione) dell' I. G. M.

LAVORI GEOLOGICI PRECEDENTI

Già nella carta geologica della Lombardia di von HAUER (1858) [10] si trova figurata una fascia di terreni anisici che si spinge verso Nord, nella zona tra l'alto Caffaro e l'alta Valle di Daone; l'ubicazione dei terreni è peraltro completamente errata, corrispondendo alla cresta del M. Bruffione.

Il primo autore che fornisce notizie geologiche sulla Val di Blumone è però il CURIONI (1872) ([9], pp. 343-345; [14], p. 355, nota 3) la cui opera ha ormai un'intesa solo per la storia della geologia. Egli segnala l'esistenza di vari tipi di rocce come il calcare a cellette (« calcare farinoso ») presso Malga Blumone di sotto, i marmi dell'Anisico, del Livinallongo e dell'Esino (« calcaree nere, calcarea candida saccaroidè »), le cornubianiti rugginose (« seisti neri e rubiginosi ») e le granatiti ([9], p. 356) nella parte media ed alta della valle. Questo autore osserva in più punti, anche a proposito dell'alta Valle del Caffaro, che le rocce sedimentarie sono « appoggiate, rinserrate, incastonate » tra le rocce eruttive che suppone più antiche. I notevoli disturbi delle rocce sedimentarie che, anche in Val di Blumone, sono spesso verticali o comunque « sconcertate » sono attribuiti sempre a movimenti posteriori al consolidamento del magma ([9], pp. 349-354).

Nella fondamentale monografia del LEPSIUS (1878) sul Trentino il sedimentario della nostra zona è del tutto ignorato ([11], p. 232) e nella carta geologica allegata l'area tra Blumone e Bruffione è tutta segnata in tonalite.

La Val di Blumone rientra anche nell'area della carta geologica manoscritta del RAGAZZONI (1881) [16], che vi indica la presenza di « granito » e di « afaniti », queste ultime corrispondenti alla massa del Cornone di Blumone; il limite tra rocce eruttive e sedimentarie è segnato in questa carta all'incirca all'altezza del Gaver.

I rilievi compiuti verso la fine del secolo scorso per la carta geologica austriaca da von BITTNER e STACHE sono rimasti inediti [17]. In essi, per la zona che ci interessa, il sedimentario penetra notevolmente nell'eruttivo costituendo però una lingua molto più grossa e più corta del reale a formare la quale entrano i terreni del *Muschelkalk* e del *Buntsandstein*, oltre a prodotti metamorfici (*Bunte Schiefer*).

Le prime osservazioni geologiche con vedute moderne sono dovute al SALOMON (1899) che in una sua nota [12] di carattere generale fornisce, fra l'altro, numerosi dati sulla nostra zona. Così segnala l'esistenza in Val di Blumone dell'Esino, e dell'Anisico con dipiro ([12], pp. 28 e 29), indica correttamente il prevalere delle giaciture verticali ed il passaggio graduale da direzioni NE-SW nella parte bassa a direzioni N-S nella parte media e WNW-ESE nell'area nordoccidentale ([12], p. 35), e fa notare

che solo in questa zona, oltre che in quella del Passo Gallinera (Adamello di NW) esiste una lingua di terreni sedimentari che penetri profondamente nelle masse tonalitiche ([12], p. 36). Questo fatto è correttamente attribuito a contatti primari e non a cause tettoniche mentre errata, e dal SALOMON stesso successivamente corretta ([13], pp. 261-263), è l'interpretazione tettonica, basata su osservazioni nella zona circostante a Malga Blumone di sopra, come quella di una sinclinale che si immerge dall'alto in basso entro la tonalite ([12], p. 36).

Successivamente (1908), nella sua fondamentale monografia sull'Adamello questo autore torna ad occuparsi della Valle di Blumone ([13], pp. 254-263), allo studio della quale riconosce però d'aver potuto dedicare solo due escursioni. Egli, modificando la sua prima opinione, interpreta ora la struttura della parte meridionale come un'anticlinale con nucleo di Anisico cui succede ad occidente, verso il Cornone di Blumone, una ripetizione per faglia del La Valle e dell'Esino ([13], pp. 261-263 e ff. 71 e 72), interpretazione che, nella sua prima parte, ben corrisponde allo stato dei fatti. Per quanto riguarda la zona settentrionale della valle, invece, si limita a segnalare l'esistenza di una serie di strati subverticali che suppone continua, secondo due diverse ipotesi, dall'Anisico all'Esino o dall'Anisico al Norico ([13], pp. 259-260). Nella carta geologica alla scala 1:75.000 allegata all'opera il sedimentario dell'alta Val Caffaro viene, più schematicamente, suddiviso solo in due fascie longitudinali parallele, l'una di Anisico e l'altra, ad occidente, di Ladinico.

Si interessarono in seguito della zona A. CAVINATO e, più tardi, Gb. DAL PIAZ che vi compiva alcune escursioni eseguendo dei rilievi i quali, pur limitati ad una piccola zona della valle, mettevano bene in evidenza la complessità delle condizioni tettoniche e dei fenomeni filonianì e di contatto.

Ancor più recentemente A. PASA, col suo rilevamento pubblicato nel foglio Riva della Carta Geologica delle Tre Venezie alla scala 1:100.000 [18], aveva il merito di indicare nuovi particolari della complicata geologia locale; il suo rilievo però, eseguito per una carta a piccola scala, benchè esatto come interpretazione dei motivi strutturali ed esteso a tutta l'area considerata, richiedeva una revisione perchè discutibile sembrava in molti punti l'interpretazione stratigrafica, errata talora l'ubicazione degli affioramenti, e insufficiente il rilevamento dei filoni.

Per quanto riguarda le zone eruttive limitrofe a quella sedimentaria qui presa in considerazione, il Cornone di Blumone è stato fatto oggetto di studi e rilievi da parte di A. BIANCHI e Gb. DAL PIAZ [2], [3] e D. di COLBERTALDO [7], mentre del M. Bruffione si è occupato recentemente G. CEVALES [6]. A quest'ultimo sono pure dovuti dei rilevamenti geologici nella zona tra lo Scoglio di Laione e la Cima del Listino, rilevamenti tuttora inediti e che molto gentilmente mi è stato concesso di riprodurre nell'allegata carta geologica.

STRATIGRAFIA

Lo studio della stratigrafia nei terreni del Trias di tutto il settore meridionale dell'Adamello è reso difficile dall'estrema rarità dei fossili. Nella zona in esame si aggiunge, a questo, il fatto che tutte le formazioni sedimentarie sono state fortemente metamorfosate per contatto, che vi sono quasi certamente notevoli variazioni di facies anche in zone vicine, e che le condizioni tettoniche sono estremamente complesse. Si comprenderà così come l'attribuzione stratigrafica di alcune formazioni possa rappresentare un problema arduo ed in alcuni casi insolubile.

La serie stratigrafica si può comunque considerare costituita da terreni appartenenti ai seguenti piani.

WERFENIANO SUPERIORE

E' rappresentato da calcare a cellette o dolomia cariata sempre notevolmente disturbati per cause tettoniche e affioranti, per scarsa estensione, in due zone ben distinte. La prima si trova al limite settentrionale del piano del Gaver, subito a Nord di Malga Blumone di sotto, lungo il Caffaro e sulla sinistra immediata di esso. Un secondo minuscuro nucleo di calcare a cellette si trova lungo il canalone che segue il contatto tra Anisico e granodiorite, a Sud di q. 2240 e del sentiero Casinello di Blumone - Passo Serosine. Un terzo affioramento di calcare a cellette, a S, W e SW del Passo del Termine è invece più probabilmente attribuibile ai livelli superiori dell'Esino (Ladinico superiore o Carnico inferiore).

ANISICO INFERIORE

La distinzione fra Anisico inferiore ed Anisico superiore è fatta con criterio puramente litologico, mancando in quest'area qualsiasi traccia di resti fossili. Sono attribuiti all'Anisico inferiore di tipo normale i prodotti metamorfici corrispondenti al cosiddetto Anisico in facies camuna. Si tratta di caratteristiche fitte e regolari alternanze di sottili strati di marmo grigio e di esili letti di cornubianiti; queste ultime corrispondono alle marne che originariamente suddividevano fra loro gli straterelli di calcare nero. Benché in alcune zone dell'Adamello, come recentemente osservato da B. ACCORDI ([1], p. 18), tale facies si possa considerare dell'Anisico medio adottando una tripartizione di questo piano, per la maggior parte dell'Adamello meridionale, ove peraltro non è possibile se non una bipartizione dell'Anisico, è in essa sicuramente rappresentato l'Anisico inferiore. Infatti in due punti, uno a W della zona in esame, presso Bazena, e l'altro ad E, al Monte Remà, ho potuto trovare in abbondanza delle piastre colonnari di crinidi determinabili come *Dadocrinus gracilis* von BUCH.

Sono pure attribuibili, almeno per la maggior parte se non totalmente, alla zona inferiore dell'Anisico le facies metamorfiche dei calcaro anisici di scogliera della nostra aerea. Si tratta di marmi bianchi, generalmente senza chiari segni di stratificazione, solo talora con qualche sfumata venatura di silicati nella parte più prossima alla facies normale con la quale quella di scogliera presenta frequenti addentellati.

La facies camuna dell'Anisico inferiore dà luogo ad estesi affioramenti; essa si trova, nella zona del Gaver e nella parte bassa del Val di Blumone, sul fianco destro, mentre nell'alta valle costituisce quasi interamente la fascia di terreni calcarei del fianco sinistro e la vetta della Cima di Blumone.

Salvo in qualche punto, a E ed a W del Gaver, la facies di questi terreni è sempre altamente metamorfica. Solo nelle vicinanze immediate dei contatti con le rocce eruttive essi si trasformano però in calcefiri e cornubianiti di contatto a diopside e granato. Pure solo in poche aree, e perlopiù poco estese, compare quell'altro tipo di facies metamorfica dell'Anisico normale, così comune nell'Adamello meridionale, in cui i letti cornubianitici e le parti più vicine ad essi degli strati di marmo sono zeppi di cristallini ben idiomorfi di anfibolo e scapolite (vedi pag. 35).

Il colore dei marmi dell'Anisico in facies camuna è sempre grigio salvo in alcuni casi molto limitati, come subito sopra alla centrale elettrica del Gaver, ove, più che ad una particolare azione diretta di contatto, sembra si possa pensare all'intervento di azioni tardive di tipo idrotermale.

La tettonica dei terreni dell'Anisico in facies camuna ha un suo aspetto inconfondibile che si ritrova nella zona dell'Adamello, ovunque questi terreni sono presenti ([2], p. 76, t. 4, t. 5 f. 1; [3], t. 6 e t. 7; [1], p. 18). Si tratta di pieghe ripetute e presenti in tutti gli ordini di grandezza. Per quelle di dimensioni medie è facile osservare che le cerniere sono di norma angolose e che i due fianchi formano di rado angoli superiori ai 45°. Quando le pieghe siano di maggiori dimensioni esse assumono una tipica disposizione isoclinale con fianchi anche perfettamente paralleli e se, come capita spesso, non venga fatto di osservare le cerniere, ben poco appariscenti, è facile considerare il complesso degli straterelli come una serie stratigrafica normale e continua. A mio modo di vedere questa è la causa principale che determina le forti variazioni di potenza da località a località, ed anche quando sembra che la serie sia poco disturbata, come è per l'Anisico a SSE della Cima di Blumone (Tav. I, fig. 1), si tratta con ogni probabilità degli stessi strati ripetuti più volte. Molto caratteristiche sono inoltre certe modalità di pieghettature, tutt'altro che rare, come quelle illustrate nella figura 2 della tavola I, che si possono spiegare solo come dovute allo scorrimento relativo di pacchi di straterelli lungo il loro piano di stratificazione. Movimenti del genere, oltre che a cause tettoniche, potrebbero essere attribuiti a fenomeni di assestamento dei sedimenti avvenuti in un tempo non molto posteriore a quello di sedimentazione per scollamento e slittamento di pacchetti di strati lungo i piani di stratificazione.

Per quanto riguarda l'Anisico di scogliera, la località in cui esso è più tipicamente rappresentato è quella subito a SSW del Passo del Gello, lungo il sentiero che sale dalla Val di Blumone; proseguendo dal passo verso la cresta ad W di esso la facies compatta fa graduale passaggio alla facies normale con intercalazioni a silicati dapprima rade e discontinue, poi sempre più fitte e regolari. Anche la breccia mista di marmo bianco-rossastro e cornubianite rugginosa sopra la quale poggia la morena frontale di Malga Gello è probabilmente costituita da Anisico inferiore in facies di scogliera. La facies di scogliera si ritrova più a S a costituire la piccola placca di sedimentario ricoprente la granodiorite, immediatamente a NW del piccolo piano alluvionale presso q. 2240 e sotto il Passo Serosine; in questa località il marmo si presenta talvolta anche in grosse ban-

cate. Sono pure attribuibili alla medesima facies i due spuntoni di marmo aderenti alla granodiorite del fianco sinistro della valle, subito a NNE della confluenza a monte della Malga Blumone di sopra. Addentellati fra le due facies dell'Anisico inferiore si possono osservare a N e NE della Malga Blumone di mezzo, ove si nota spesso un Anisico inferiore già compatto ma con qualche venatura silicatica, ed un Anisico inferiore di facies normale nel quale si presentano frequenti intercalazioni tipo scogliera. Addentellati fra facies normale e facies di scogliera si possono pure osservare ripetutamente risalendo il torrentello che, sulla sinistra del Gaver, scende dalla conca di Malga Retorti. Non sono invece riuscito a mettere in evidenza addentellati con la facies normale per la cospicua massa di marmi candidi che, subito più a Sud, forma il pendio occidentale del Monte Mandre Vaimane e per la quale, ammettendo ulteriori complicazioni tettoniche, sarebbe quindi ancora possibile pensare ad un'età ladino-carnica (Esino).

Può darsi, data la complicazione della tettonica nella parte settentrionale della valle, che la facies di scogliera anisica formi delle scaglie tettoniche entro ad altri terreni nella zona occidentale; mancano però qui in ogni caso criteri sicuri per la sua identificazione.

Nell'Anisico inferiore sono intercalate delle cornubianiti di colore rugginoso sulle superfici alterate, grigie, con pirite o magnetite diffuse, sulle superfici fresche. In certi casi la giacitura discordante indica all'evidenza la loro natura eruttiva; per altre, perfettamente concordanti, si può pensare anche ad un'origine sedimentaria ⁽¹⁾ (cf. [2], pp. 49-50).

ANISICO SUPERIORE

Come in tutta l'area meridionale del massiccio dell'Adamello da me rilevata, la potenza della facies litologica definita Anisico superiore è molto scarsa rispetto a quella dell'Anisico inferiore. Ciò può essere in parte dovuto alle fini pieghettature dell'Anisico inferiore che ne hanno aumentato lo spessore; ma è certamente indizio anche di ineguale estensione nel tempo delle sedimentazioni dei due tipi. La facies camuna a straterelli dell'Anisico inferiore rappresenta il deposito di gran lunga più importante del piano Anisico, mentre la facies normale attribuita ad Anisico superiore non ne rappresenta che un breve episodio finale.

Quando è tipica, la facies normale dell'Anisico superiore si presenta, e questo è il caso più comune anche nella nostra zona, come alternanze di marmi nerastri e di materiali silicatici scuri supergiù della stessa potenza (6-10 cm). In origine doveva trattarsi di regolari alternanze di calcarri neri e di argille marnose o marne.

Nella lente, limitata da piani di movimento, tra la Cima di Blumone ed il piano alluvionale del Casinello di Blumone si ha invece una tipica facies di transizione tra quelle normali dell'Anisico inferiore e dell'Anisico superiore sotto forma di un marmo grigio con spalmature silicatechi chiare.

Una completa serie stratigrafica, con Anisico superiore prevalentemente atipico, si può seguire tra q. 1680 e q. 1735 sulla destra del canalone che solca il fianco destro della Val Caffaro, immediatamente a N della Malga Laione di sotto. Gli strati sono in

⁽¹⁾ Le cornubianiti concordanti, appunto per la loro natura dubbia, non sono state indicate sulla carta geologica.

giacitura suborizzontale con leggera immersione verso Sud. Dall'alto verso il basso s'incontrano successivamente:

- d) facies tipica dell'Anisico superiore;
- c) marmi compatti;
- b) marmi grigi con lardellature silicate irregolari a lacci e lenti, che ricordano perciò un po' l'aspetto tipico del Livinallongo;
- a) alternanze di cornubianiti rugginose e di marmi grigi. Mascherato parzialmente da copertura detritica, segue verso il basso Anisico inferiore in facies normale.

In altri punti l'Anisico superiore presenta dei passaggi a facies analoghe a quelle tipiche dell'Anisico inferiore normale (sottili interstratificazioni silicate entro a marmi grigi compatti).

Non è escluso che parte delle facies di scogliera anisiche del fianco sinistro della valle siano eteropiche dell'Anisico superiore normale ma, almeno nel caso dell'area in esame, ciò non sembra molto probabile.

Come nell'Anisico inferiore, anche nell'Anisico superiore non sono rare le cornubianiti rugginose concordanti di dubbia origine.

LIVINALLONGO (¹)

Il Ladinico inferiore è distinguibile, quando ha caratteri tipici, in due livelli. Quello inferiore è caratterizzato da marmi bianchi nodulari con nodulosità e letti nodulosi di quarziti bianche, grigastre o verdognole e più rade, più sottili e regolari intercalazioni di quarziti violacee o rosso-violacee, spesso macchiettate. Si tratta evidentemente del prodotto metamorfico dei tipici calcari grigi nodulari selciferi. Il livello superiore presenta invece alternanze di strati di marmo bianco, potenti 10-15 cm, e di sottili intercalazioni più erodibili (Tav. I, fig. 3). Fra gli originari strati calcarei, precedentemente al metamorfismo, esse erano probabilmente rappresentate da tracce di sostanze argillose sufficienti per determinare la partitura del materiale calcareo ma troppo scarse per dare origine, dopo il metamorfismo, a intercalazioni cornubianitiche che avrebbero dovuto rinsaldare fra di loro gli strati di marmo ed essere meno erodibili di essi.

Tale successione si trova ben rappresentata presso la confluenza a monte della Malfa Blumone di sopra, ove alla facies tipica del Livinallongo inferiore si intercalano talora anche delle facies simili all'Anisico superiore normale (alternanze di marmi chiari e seuri a cornubianiti di potenza supergiù equivalente). Separato dal Livinallongo inferiore per mezzo di una serie di bancate di cornubianiti rugginose potente circa 10 m, segue verso W il tipico Livinallongo superiore per una potenza di circa 15 m. Anche sul fianco meridionale del Cornone di Blumone si osserva la successione normale di calcari nodulosi con noduli di quarziti, cui si sovrappongono delle cornubianiti formanti una fascia abbastanza potente, ed infine il Livinallongo superiore rappresentato da marmi bianchi o grigi in strati potenti da 7 a 20 cm, separati da fini interstratificazioni più erodibili. Altro punto in cui si osservano le due facies del Livinallongo inferiore e superiore è la zona ad E, SE, e S del Casinello di Blumone, lungo il sentiero che porta al Passo del Gello; qui le intercalazioni di cornubianiti rugginose sono sparse entro al

(¹) = strati di Livinallongo = strati a *Protrachyceras reitzi* = *Buchenstein*.

tipico Livinallongo inferiore che si presenta molto ridotto per cause tettoniche. Cornubianiti nere, a lastre, per una potenza di circa 3 m, si vedono pure intercalate nel Livinallongo inferiore dell'affioramento sul fondovalle, subito a NNE di Malga Blumone di sopra. Altre volte bancate isolate degli stessi materiali si trovano invece entro il Livinallongo superiore; ciò si osserva per esempio lungo la mulattiera a Sud del Casinello di Blumone.

Tipico Livinallongo inferiore si presenta nelle seguenti località: sul dosso dei ruderì (q. 2205) compreso tra il piano alluvionale del Casinello di Blumone e quello a S del Passo del Termine (specialmente ad E dei ruderì ed a N, per un certo tratto, in corrispondenza alla sommità della dorsale); lungo la mulattiera della Val Caffaro a N della Malga Blumone di sopra; sul fianco sinistro della Val Caffaro a SE della medesima malga; sul fianco sinistro della Val Caffaro a S della Malga Blumone di mezzo (¹).

Molto comuni sembrano però, nella zona studiata, delle facies di Livinallongo diverse da quelle tipiche. Date le condizioni strutturali particolarmente complicate non vi è mai, in questi casi, la sicurezza di trovarsi di fronte ad una successione normale di terreni e queste anomalie potrebbero sempre spiegarsi, anziché con una marcata eteropia di facies, con una ancor maggiore complicazione della struttura tettonica. Quando non vi erano altri elementi tettonici (presenza di materiali cataclastici, riduzione di complessi stratigrafici) in favore di quest'ultima interpretazione, e quando vi era invece qualche elemento stratigrafico (tranquillità della successione, addentellati con facies normali) in favore dell'eteropia, ho preferito attenermi a quest'ultima ipotesi anziché alla prima in modo da ridurre quanto più possibile l'elemento ipotetico nella già complicata tettonica locale. Così, poiché, come si è già detto sopra, e come ho potuto constatare anche altrove nell'Adamello meridionale (Val di Stabio (²), Val di Nuova (³)) si trovano talora nel Livinallongo delle rocce cornubianitiche rugginose, non solo in intercalazioni ripetute ma talora anche associate a formare dei complessi cornubianitici di quasi una decina di metri di potenza, ho preferito considerare come appartenenti al Livinallongo queste rocce che altri avrebbe potuto interpretare come scaglie tettoniche di La Valle entro al Livinallongo. In particolare ciò vale per le cornubianiti intercalate entro ai marmi nei pressi immediati della Malga Blumone di sopra, sia sul fianco destro che su quello sinistro della Val Caffaro (⁴), e per quelle che affiorano nel letto del torrente affluente di destra del Caffaro poco a monte di Malga Blumone di mezzo.

Altre facies petrografiche più probabilmente attribuibili al Livinallongo sono quelle osservate nelle località seguenti. Alla confluenza dei due torrenti presso la quale passa il sentiero (non segnato sulla carta) che porta dalla condotta forzata della centrale del Gaver al Casinetto di Laione (⁵) si incontra, benchè per una potenza limitata, una fa-

(¹) Questa zona è stata invece, nei precedenti rilievi, considerata come formata da Esino ([13], p. 255). La facies tipica del Livinallongo inferiore a nodulosità silicate si osserva, specialmente verso l'estremità meridionale dell'affioramento, in alcuni punti difficili a raggiungersi, direttamente strapiombanti sul letto del Caffaro.

(²) Tavoletta Niardo (Foglio 34, I NE).

(³) È la valle del Lago di Casanei (tavoletta M. Bruffione, foglio 34, IV NW).

(⁴) Questi terreni sono stati considerati dal SALOMON ([13], pp. 260 e 262, f. 71) come rappresentanti dell'Esino e del La Valle.

(⁵) Il Casinetto di Laione si trova a S del Cornone di Blumone, subito fuori dell'area della mia carta geologica. È compreso nella tavoletta Niardo (Foglio 34, I NE) e, con il nome di Malga Laione di sopra, nella carta geologico-petrografica di A. BIANCHI e Gb. DAL PIAZ [3].

cies caratteristica rappresentata da alternanze di calcari rossicci e verdicci. Altre volte, come nel primo lembo sedimentario aderente alla granodiorite sul fianco sinistro della Val Caffaro a monte di Malga Blumone di sopra, lembo che sembra più verisimile attribuire al Livinallongo, si osserva un marmo farinoso a straterelli mentre sul fianco opposto, nella zona circostante alla vasca di carico (¹) della centrale elettrica, si trovano dei marmi candidi in grosse bancate. Resta infine ancora più incerta l'età di alcuni marmi grigio-chiari, alle volte listati, che ho osservato tipicamente rappresentati nella piccola dorsale isolata in mezzo al morenico a NE di Malga Belvedere, e lungo il sentiero in quota che segue la condotta di derivazione della centrale del Gaver, ad WSW della Malga Blumone di sopra.

Un cenno a parte merita il problema dell'età delle cospicue masse calcaree esistenti nella parte alta della valle, ad W e NW del piano alluvionale del Casinello di Blumone (²). Solo nei pochi punti già elencati si osserva qui una facies tipo Livinallongo inferiore, mentre per il resto si hanno facies litologiche che potrebbero essere ugualmente attribuite all'Esino; nell'estrema parte nordoccidentale, infine, sembra non si possa negare l'esistenza dell'Esino. La soluzione adottata nella carta geologica, segnando una ipotetica linea di disturbo che collega i lembi di cornubianiti con facies di La Valle, non è basata sull'osservazione di particolari segni di deformazione per faglia. Benchè sia stata ricercata accuratamente, non si è osservata sul terreno una fascia di prodotti metamorfici di cataclasiti e miloniti a separazione tra il supposto Livinallongo ed il supposto Esino, fascia che del resto era da attendersi ben poco visibile trattandosi di materiali identici o quasi. Resta quindi aperta anche una seconda possibilità, che cioè il La Valle sia in alcune zone del tutto assente per cause stratigrafiche mentre in altre, più a N, nella zona del Passo del Termine, sarebbe completamente assente, sempre per cause stratigrafiche, il Livinallongo. La fascia di marmi a NW del piano del Casinello di Blumone rappresenterebbe, in una serie comprensiva molto uniforme, cronologicamente il Livinallongo, il La Valle e l'Esino.

Anche sul pendio meridionale del Cornone di Blumone, nei pressi della vasca di carico della centrale del Gaver, i limiti tra Livinallongo ed Esino sono ben poco chiari e può darsi si verifichi un analogo fenomeno di eteropia.

LA VALLE (³)

I terreni del La Valle sono rappresentati sempre dai tipici prodotti metamorfici dei materiali arenacei e tufacei originari; si tratta di cornubianiti nere o nero-violacee, talora confondibili con quelle rugginose eruttive o sedimentogene. Esse formano una fascia continua ed abbastanza potente lungo l'asse della parte alta della valle, mentre la loro importanza va diminuendo nella parte inferiore di essa, ove la potenza è generalmente inferiore e le masse, frazionate da azioni tettoniche, si trovano sul fianco destro.

(¹) Questa si trova nel punto d'incrocio tra il sentiero che sale da Malga Blumone di sotto ripidamente lungo il pendio S del Cornone di Blumone (seguendo, più o meno, la condotta forzata della centrale del Gaver) ed il sentiero che attraversa in quota il pendio medesimo a un'altitudine di 2010 m.

(²) La difficoltà dell'interpretazione di questa zona è stata notata da tutti gli autori. Il SALOMON ([13], pp. 259-260), che sembra propendesse per un'attribuzione all'Esino di tutte queste rocce (vedi anche la sua carta geologica), non aveva mancato di osservare però la presenza di marmi a noduli silicatici che non sapeva se attribuire al Livinallongo o al Raiblano; questo fatto lo aveva naturalmente messo nell'incertezza su tutta la sua primitiva interpretazione della serie stratigrafica locale (vedi pag. 5).

(³) = strati di La Valle = strati a *Daonella lommeli* = *Wengen*.

ESINO

I terreni carbonatici della parte superiore del Ladinico ed inferiore del Carnico, designati col nome locale di calcari e dolomie di Esino, sono certamente presenti nella parte più occidentale della Valle di Blumone, benchè spesso direttamente confinanti, per cause tettoniche o stratigrafiche, con quelli di simile composizione del Livinallongo e perciò non sempre da essi sicuramente differenziabili.

Le facies petrografiche più comuni sono le seguenti: marmi bianchi poco stratificati in grosse bancate, marmi bianchi con rare nodulosità e spalmature bianche di silicati, marmi grigi o grigio-bianchi listati, cornubianiti rugginose intercalate ai marmi sotto forma di sottili straterelli o di banchi abbastanza potenti, marmi giallastri porosi o spugnosi derivanti da calcari a cellette.

Mentre l'identificazione dell'Esino è relativamente facile per la parte bassa della valle, ove esso rappresenta l'estremo lembo sedimentario che viene a contatto con la diorite del Cornone di Blumone, non altrettanto facile è la sua distinzione nella parte alta. Sembrano più sicuramente attribuibili ad esso i marmi bianchi e grigi alternanti a cornubianiti rugginose che seguono immediatamente ad W del La Valle sulla destra del ripiano alluvionale del Casinello di Blumone. In ogni caso l'Esino è certamente rappresentato ad E, a N e a NW del piano alluvionale che si trova a Sud del Passo del Termine. Qui esso si presenta però a contatto, e con addentellati, con il Livinallongo ed il La Valle. Una distinzione punto per punto dai terreni atipici del Livinallongo, come pure una separazione tra cornubianiti del Livinallongo, del La Valle e dell'Esino, riesce impossibile. Esistono, non solo addentellati, ma anche lenti di cornubianiti nell'Esino marmoreo, di Esino marmoreo entro alle cornubianiti, e persino di Livinallongo entro all'Esino (¹). Il metamorfismo ha cancellato ogni traccia di eventuali movimenti tettonici a cui questa commistione di termini potrebbe imputarsi e la loro interpretazione lascia spesso perplessi.

Nella parte nordoccidentale della Valle di Blumone, a non grande distanza dai contatti con la diorite, compare una sottile ma continua fascia di calcare a cellette metamorfico, addentellata verso Sud con i marmi bianchi ben stratificati fra i quali è compresa per tutta la sua lunghezza. Il calcare a cellette presenta inoltre, a Sud, delle intercalazioni talora ripetute di sottili banchi di marmi compatti bianchi. Per questa caratteristica e per la sua posizione stratigrafica penso che questa roccia, che per aspetto litologico ben si potrebbe confondere con quella del Werfeniano superiore, appartenga invece alla parte più alta, verosimilmente già carnica, della formazione di Esino. In parecchi punti dell'Adamello meridionale infatti, come già segnalato da A. BIANCHI e Gb. DAL PIAZ ([2], pp. 10-11), come risulta da cortesi informazioni del prof. A. BONI, e da mie osservazioni (M. Zincone (²), ad W della nostra zona; M. SEDOLE (³), ad E della stessa) il calcare a cellette si trova associato ai calcari, ai calcari dolomitici ed alle dolomie ladinico-carniche dell'Esino, oppure segna la separazione tra l'Esino ed il Raiblano rappresentato da marmi grigio-neri (Passo di Bondolo (³), poco a SE della nostra area).

(¹) Ciò si osserva sul fianco destro della parte iniziale della valle, a WSW del Passo del Termine e a S dell'intercalazione di calcare a cellette ove, entro ai marmi candidi dell'Esino esiste una massa lenticolare, lunga 4-5 m, con gli stessi caratteri del Livinallongo inferiore tipico, naturalmente in facies metamorfica.

(²) Tavoletta Niardo (Foglio 34, I NE).

(³) Tavoletta Monte Bruffione (Foglio 35, IV NW).

LE FORMAZIONI ERUTTIVE MASSE PRINCIPALI

Una prima singolarità geologica della Val di Blumone è data dall'esile lingua di terreni sedimentari che si protende, da S verso N, entro le masse eruttive per una lunghezza di parecchi chilometri. Un'altra è invece costituita dall'enorme diversità delle due grandi masse plutoniche che la delimitano ad W e ad E. Il sedimentario della nostra zona non può che rappresentare, nelle condizioni in cui l'ha portato l'erosione, che un'esile copertura, potente al più qualche centinaio di metri, dell'eruttivo. L'abbondanza in esso di apofisi e filoni, la generalità del fenomeno metamorfico ovunque presente e spesso di intensità elevata, ne sono la prova. E tuttavia le caratteristiche delle masse eruttive che si fiancheggiano sui due lati, a piccola distanza l'una dall'altra (da un minimo di poco più di un km nella zona tra Malga Blumone di sopra ed il Casinello ad un massimo di 4-5 km nella parte alta ed in quella bassa della valle) si presentano notevolmente diverse.

Il Monte Bruffione è formato da rocce relativamente omogenee ⁽¹⁾ e di tipo piuttosto acido. Si tratta, come è stato definito da un recente studio di G. CEVALES [6], essenzialmente di una granodiorite biotitica ad anfibolo. In alcune zone periferiche, e particolarmente all'estremo S della massa, si passa a tipi ancor più acidi, privi di anfibolo e talora ricchi di un'ortoclasio roseo, cui l'analisi ha attribuito la composizione di una granodiorite biotitica ⁽²⁾. Solo molto a N queste facies danno luogo a quella, più tipica dell'Adamello, di una tonalite a grana minuta.

Le conoscenze petrografiche sul *Cornone di Blumone*, che forma l'altro fianco della valle, sono invece dovute ad A. BIANCHI e Gb. DAL PIAZ [2] ed a D. COLBERTALDO [7]. La roccia è qui una diorite in cui sono frequentissime le differenziazioni, sia di grana che di composizione. In particolare sono frequenti le differenziazioni basiche (gabbriche ed orneblendiche), per cui spesso si notano variazioni di composizione anche in punti molto vicini. Oltre alla maggior basicità è proprio questa, della spiccata eterogeneità della roccia, una caratteristica che contrasta con quella del Monte Bruffione. Durante il rilievo che ha servito di base al presente lavoro ho potuto però verificare l'esistenza, già segnalata da A. PASA [18], di una fascia di tonaliti e tonaliti basiche che fa da orlo alla diorite nella parte centrale della valle e rappresenta una fascia di transizione tra le rocce del Cornone di Blumone e quelle del Monte Bruffione; questa fascia esiste probabilmente lungo tutto l'asse della valle ove è però ancora mascherata dal sedimentario.

In diversi punti sono stati notati accenni di *tessitura parallela*, sia entro la tonalite che entro alla diorite, presso i contatti col sedimentario. L'orientazione, come risulta dalla carta geologica, non si estende però mai su vaste zone ed è sempre più o meno subparallela al margine della massa eruttiva. Nella tonalite a tessitura parallela e con molti

⁽¹⁾ Anche nel Monte Bruffione si notano però talora *Schlieren* di differenziazioni a grana più fine e con maggior basicità che non la massa circostante.

⁽²⁾ Alla cava che si trova al limite NE della piana alluvionale del Gaver la granodiorite biotitica contiene non rare differenziazioni più seure microgranulari e presenta talora grossi individui di quarzo. Uno di questi ultimi raggiungeva il diametro massimo di circa 4 cm.

Schlieren lungo il sentiero in quota che, sul fianco destro della valle, segue la condotta di derivazione, presso il più meridionale dei nuclei isolati di Esino a NW di Malga Blumone di sopra, ho notato delle particolari microtessiture ⁽¹⁾ che mi pare meritino segnalazione: si tratta di curiose deviazioni locali dell'orientazione che descrive delle piccole flessure tendenti a passare a pieghe-faglie.

Nella tonalite, nella tonalite basica, e nella diorite periferiche alla massa del Cornone di Blumone si è pure notata in vari punti ⁽²⁾ la presenza di *Schlieren* allungati, più scuri della roccia circostante; gli *Schlieren*, quando sono presenti entro a rocce orientate, sono paralleli alla tessitura locale. Particolarmente evidente risulta questo fatto all'estremo NW della valle, nella tonalite, talora a tessitura parallela, tra i marmi dell'Esino di fondovalle e quelli della cresta a S del Monte Listino; gli *Schlieren* sono qui particolarmente allungati e perfettamente concordanti con la giacitura dei marmi di fondovalle.

Quanto al motivo che può aver determinato una così marcata diversità petrografica tra il Cornone di Blumone ed il Monte Bruffione, pure essendo il problema certamente complesso, non si può non osservare che le masse eruttive più basiche del Cornone di Blumone, in cui sono già stati segnalati fenomeni di assimilazione ([2], p. 75; [7], p. 48), vengono a confinare lungo l'arco della nostra valle quasi esclusivamente con le rocce calcareo-dolomitiche dell'Esino.

MASSE FILONIANE

I filoni e le apofisi eruttive sono comuni nella Val di Blumone. Grazie ai rapporti di giacitura con le masse eruttive principali ed alle differenze petrografiche è stato possibile distinguerli in due gruppi. In una prima categoria di filoni, più antichi, il metamorfismo ha agito più energeticamente trasformandoli in vere e proprie cornubianiti, mentre nell'altra si osservano solo parziali fenomeni di ricristallizzazione o addirittura solo metasomatosi tardive di tipo idrotermale. Esistono, peraltro, anche dei tipi intermedi che non si sa a quale dei due gruppi attribuire.

PORFIRITI CORNUBIANITICHE E CORNUBIANITI FELDISPATICHE DERIVATE PER METAMORFISMO DI CONTATTO DA ROCCE FILONIANE

Questi filoni sono molto comuni nell'area rilevata. Macroscopicamente si presentano con *aspetto variabile*; da quello di roccia porfirica a grossi fenocristalli di plagioclasio, talora associati a più piccoli fenocristalli scuri con contorno irregolarmente prismatico, si passa a porfiriti con individui porfirici dati unicamente da fini chiazze nere che non sempre conservano evidente il contorno prismatico, a tipi, infine, uniformemente compatti di cornubianiti nelle quali ad occhio nudo non si distingue alcun componente mineralogico. Mentre talvolta un determinato filone presenta costantemente solo

⁽¹⁾ Alla scala, al più, di qualche centimetro.

⁽²⁾ Nella tonalità basica sopra il sentiero in quota che segue la condotta di derivazione e in corrispondenza al soleo torrentizio che passa subito a N di Malga Blumone di sopra; nella tonalite a tessitura parallela lungo il medesimo sentiero, presso il più meridionale dei lembi isolati di marmo dell'Esino a NW di Malga Blumone di sopra; entro la diorite a tessitura parallela a SW del piano alluvionale che si trova a S del Passo del Termine; nella tonalite e nella tonalite a tessitura parallela dell'estremo NW della valle, ad W del Passo del Termine, salendo verso il Monte Listino.

uno di questi aspetti litologici, altre volte in una stessa massa si assiste al rapido passaggio dall'uno all'altro dei tipi sopra elencati. Nelle varietà porfiriche con fenocristalli plagioclasici si può osservare all'esame macroscopico anche la presenza, in quantità subordinata e con minori dimensioni, del quarzo (¹). Gli individui porfirici presentano di regola un arrotondamento distinguibile già ad occhio nudo mentre particolarmente incerto ed irregolare è il contorno delle chiazze nere del minerale femico; esse sono talora evidentemente prismatiche ma anche in tal caso si nota, già a prima vista, che non si tratta di anfibolo ma di un minutissimo aggregato di un minerale lamellare. La presenza di magnetite si riconosce pure quasi sempre agevolmente fin da un primo esame; spesso è fresca ma in superficie e nelle zone diaclasate ha determinato una intensa colorazione rugginosa della roccia. Talora, lungo alcune diaclasi ricementate, si osserva invece una perdita del colore normale della roccia; l'esame microscopico rivela che in questi casi si tratta di decolorazione contemporanea alla deposizione della magnetite che si trova, perfettamente inalterata, come materiale di cementazione della frattura. Quando non siano avvenuti questi fenomeni di colorazione e decolorazione le nostre rocce hanno una tinta piuttosto scura, grigia, grigio-violacea, o grigio-verdastra, talora variante da punto a punto irregolarmente. Sono presenti dei tipi che rivelano, già sul terreno, un'evidente tessitura orientata.

All'esame microscopico queste rocce mostrano di aver subito *intensi fenomeni metamorfici* di tipo pneumatolitico-idrotermale. Degli antichi componenti non restano perlopiù se non il plagioclasio dei fenocristalli, il quarzo, lo zircone, e forse parte dell'apatite e della biotite, mentre tutti gli altri sono dovuti a ricristallizzazione o a rimineralizzazione. Fenomeni di riassorbimento e corrosione sono evidentissimi nei fenocristalli di plagioclasio e di quarzo, e in certi casi sembra esistano anche a carico della biotite. In alcune rocce i fenocristalli, ancora distinguibili come contorno, sono stati parzialmente sostituiti da un aggregato essenzialmente plagioclasico-ortoclasico di nuova generazione che talora può essere, anche come grana, identico a quello della massa di fondo. La struttura di quest'ultima è evidentemente di roccia metamorfica presentando minute ed irregolari implicazioni fra i minerali che la compongono, tutti privi di una forma propria. La rigenerazione metamorfica è in certi casi sicuramente successiva o, al più, contemporanea alle deformazioni plastiche di cui si vedono tracce nei fenocristalli plagioclastici ma non nei nuovi minerali che riempiono le fratture o sostituiscono, in corrispondenza ad esse, il minerale originario. In tutte queste rocce è presente, talora assieme a minori quantità di biotite primaria, una biotite secondaria a piccole lamelle che spesso si presentano aggregate nel ricostruire, più o meno evidente, il contorno dell'originario individuo anfibolico da esse sostituito, del quale però non si osserva quasi mai la minima traccia. E' probabilmente nel corso di queste trasformazioni che ha avuto origine anche la magnetite, del resto spesso associata, al nucleo degli aggregati, alla biotite. Questo minerale è presente in tutte le rocce che sono state esaminate, e spesso in quantità superiori a quelle accessorie.

Generali sono poi le trasformazioni di tipo idrotermale, come la sericitizzazione e

(¹) Filone concordante nell'Anisico inferiore salendo verso la condotta di derivazione ad W della Malga Blumone di sopra ed a q. 1960; filone al contatto tra Anisico superiore e La Valle lungo la faglia a N del piano alluvionale del Casinello di Blumone.

la saussuritizzazione dei plagioclasi, e la più rara cloritizzazione della biotite. La limonitizzazione della magnetite, sempre molto limitata, sembra invece possa essere attribuita esclusivamente all'alterazione superficiale.

I filoni di questo tipo non sono mai stati osservati entro alle rocce eruttive. Essi solcano invece in abbondanza i terreni metamorfici sedimentogeni della nostra zona e sono particolarmente abbondanti nel ramo di valle che segna il contatto tra granodiorite ed Anisico e SE del Casinello di Blumone, e nella zona fra il piano alluvionale del Casinello e la cresta della Cima di Blumone ove formano un sistema di filoni longitudinali. Numerose volte sono chiaramente interessati da faglie, altre volte, come nella zona ad E e N del piano del Casinello, seguono delle importanti linee di faglia senza che sul terreno sia possibile stabilire con sicurezza se sono precedenti o successivi alla dislocazione. Il metamorfismo in tali casi ha provveduto a risanare completamente le eventuali deformazioni della roccia (¹).

Non si sono potuti osservare in alcun punto i rapporti con i filoni acidi e neppure, in modo netto, con quelli porfirici e lamprofirici non metamorfosati da cui si ha però in più punti l'impressione che i nostri vengano interrotti. Lungo la parete N della Cima di Blumone dei filoni cornubianitici vengono tagliati invece sicuramente da due apofisi di tonalite. E' certo quindi che essi sono anteriori all'intrusione delle grandi masse eruttive nelle quali il sedimentario della Val di Blumone è compreso, ed è del pari molto verosimile, se non altro per le azioni metamorfiche molto più intense subite, che essi siano anteriori a tutti gli altri filoni osservati in quest'area. Non si può dire invece, con i dati attualmente a disposizione, se appartengono ad un ciclo eruttivo antico o se sono invece di età alpina e debbono essere considerati come manifestazioni iniziali del magmatismo dell'Adamello, precedenti all'intrusione delle masse eruttive circostanti. Mentre infatti i nostri filoni sono certamente anteriori ad alcune delle dislocazioni della zona, ad altre sembrano siano contemporanei o successivi.

a) **Porfirite cornubianitica feldispatica a clorite, titanite e quarzo.** —
Fra Anisico superiore e La Valle lungo la faglia a N del piano alluvionale del Casinello di Blumone.

Macroscopicamente presenta una tessitura nettamente porfirica con massa di fondo grigio-violacea a grana fine e grossi (max. diam. 1 cm) fenocristalli, prevalentemente di plagioclasio arrotondato, ma talora anche di quarzo. I fenocristalli sporgono nettamente sulle superfici esposte all'erosione. Frequenti vistosi noduli di magnetite con aureola limonitica. Nella massa di fondo si hanno chiazzature minori di un minerale scuro con contorno subprismatico. Su tutta la superficie esposta la roccia diventa rossastra per diffusione di limonite derivante da magnetite.

Componenti essenziali sono, nell'ordine, plagioclasio (²), clorite, ortoclasio, tita-

(¹) Il filone che segue l'importante dislocazione sulla sinistra del piano alluvionale del Casinello sembra in particolare troppo continuo perché possa dirsi interessato dalle notevoli laminazioni che pur si osservano negli altri terreni. A N del piano medesimo però, presso la lama più settentrionale di Livinallongo, è stata osservata una breccia tettonica mista di marmo e cornubianite nella quale entrano probabilmente anche frammenti del filone in questione.

(²) Labradorite-bitownite: indici di rifrazione sempre molto superiori a quello del balsamo, carattere del minerale positivo, più raramente negativo.

nite, quarzo; frequenti anche apatite e magnetite. In quantità accessorie: zircone e biotite. Gli individui porfirici e gli aggregati più vistosi sono dati da plagioclasio, quarzo e biotite-clorite. La massa di fondo è formata essenzialmente da un aggregato finissimo di aspetto cristalloblastico fra plagioclasio e ortoclasio. Vene di riempimento di piccole diaclasi sono mineralizzate a clorite e magnetite. Rivelano un'origine chiaramente secondaria biotite, clorite, magnetite, titanite ed apatite. Per quanto riguarda la biotite è caratteristica la presenza, accanto a piccole quantità di una biotite originaria alterata quasi sempre in clorite, di nuova biotite secondaria con aspetto freschissimo.

Il minerale relitto più interessante è rappresentato dal plagioclasio dei fenocristalli. Esso si presenta sempre arrotondato o comunque a contorni irregolarmente corrosi; è fortemente sericitizzato e saussuritizzato, talora interamente sì da esserne cancellato anche il contorno. Quando ciò non avviene si nota che entro all'area dell'originario fenocristallo plagioclasico vi è un aggregato di plagioclasio e ortoclasio di grana superiore o uguale a quella della massa di fondo. Questo si verifica in corrispondenza a zone di movimento di cui si distingue traccia sicura solo nei fenoeristalli; in questi punti la deformazione è chiaramente precedente, sia alla sericitizzazione e saussuritizzazione, sia alla formazione dell'aggregato plagioclasico-ortoclasico.

La clorite non ha pleocroismo sensibile, presenta colore verde molto chiaro, colori di interferenza da clinocloro, angolo degli assi ottici molto piccolo (quasi uniassica) carattere del minerale positivo. È associata a titanite e, di norma, è chiara la sua derivazione da una biotite primaria. Forma però anche aggregati fibroso-raggiati o vene in cui è associata con magnetite e quindi forse di origine diretta, tardiva.

b) **Cornubianite feldispatico - quarzoso - biotitica a magnetite.** —
Nell'Anisico inferiore, sulla vetta della Cima di Blumone, immediatamente a N del punto quotato (Tav. II, fig. 1).

Aspetto macroscopico di roccia compatta grigiastra a grana fine con chiazze scure irregolarmente pseudoprismatiche ed altre, biancastre, immerse in una massa di fondo finissima grigio-chiara.

È l'unica delle rocce di questo gruppo in cui sia stata accertata sicuramente la presenza del quarzo, in quantità notevoli, come componente cristalloblastico della massa di fondo. I minerali componenti sono, nell'ordine: essenziali: plagioclasio, quarzo, biotite e ortoclasio; frequenti: magnetite, apatite, clorite, sericite, saussurite.

Il plagioclasio, di un tipo andesinico tra il 30 ed il 45 % An ⁽¹⁾, formava in origine individui porfirici ora quasi completamente cancellati; attualmente fa parte esclusivamente dell'aggregato granoblastico col quarzo, che è zeppo di inclusioni, e con ortoclasio.

La biotite, perlopiù freschissima ⁽²⁾ e solo raramente associata a fiamma con clorite, è sempre microlamellare e, di norma, riunita in aggregati lineari o masserelle a contorno quasi regolare evidentemente ereditato da un originario anfibolo.

(1) Indici di rifrazione maggiori o uguali a quello del balsamo, carattere del minerale prevalentemente negativo ma qualche volta anche positivo.

(2) $\gamma \approx \beta$ = bruno-oliva molto scuro; α = bruno-oliva molto chiaro.

c) **Cornubianite feldispatico - biotitica a magnetite.** - Filone più orientale dei due entro il nucleo di Livinallongo compreso tra le cornubianiti della Valle a SSW della Cima di Blumone.

Ha una potenza che si aggira sui 3 metri; è formato da una roccia che macroscopicamente si presenta grigio-violacea, ricca di minerale di ferro e passante, da una facies più uniformemente grigia, ad una porfirica con piccole (lungh. medio-max: 0,5 mm) chiazze di un minerale scuro pseudoprismatico ed altre, più sfumate ed irregolari, di colore più chiaro che non la massa di fondo.

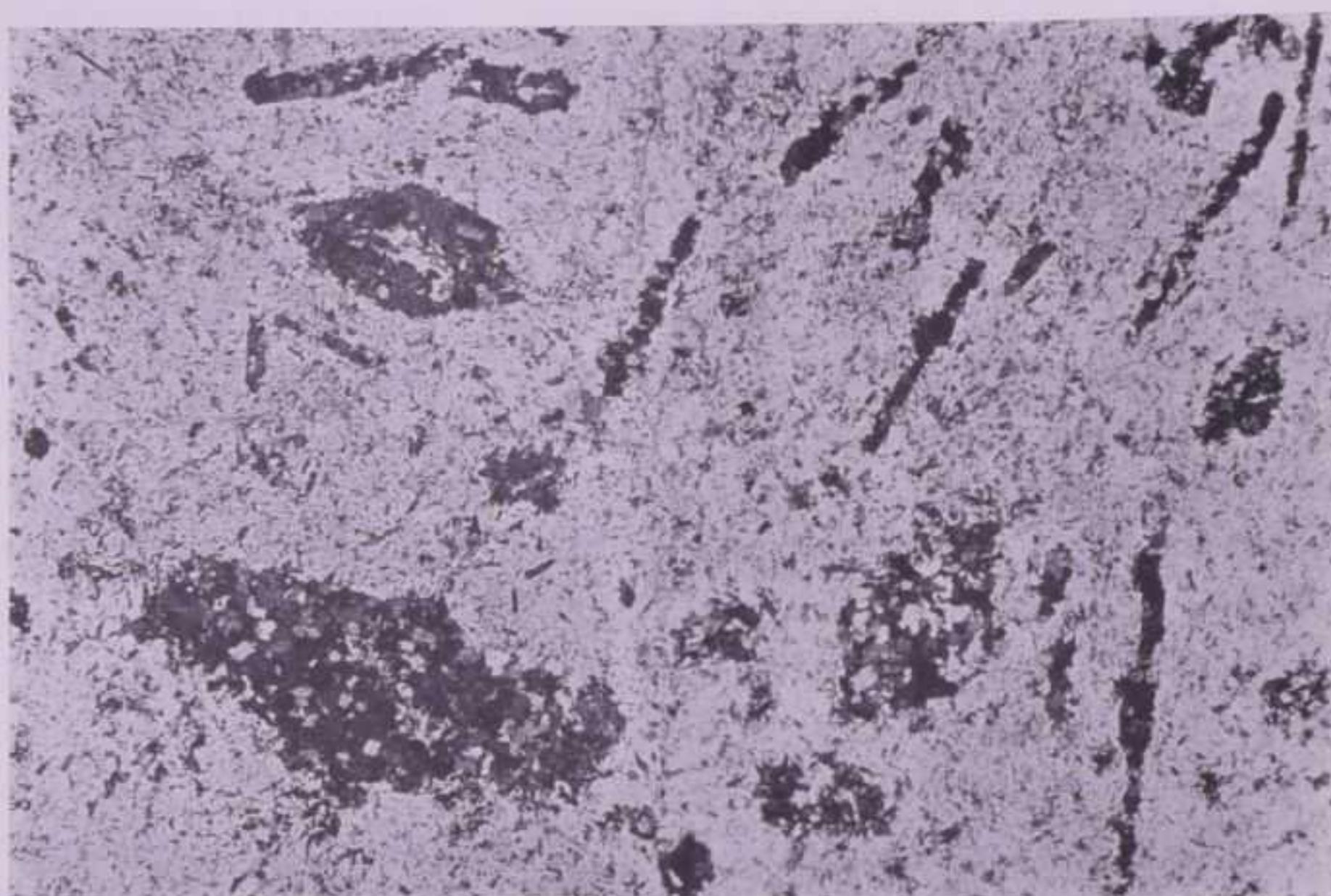


FIG. 1. - *Cornubianite feldspatico-biotitica a magnetite;* filone più orientale dei due entro al nucleo di Livinallongo a SSW della Cima di Blumone. Nicols paralleli, ingrandimento 23 x.

Sono ben visibili gli aggregati di biotite, talora associati a qualche granulo di magnetite, che hanno interamente sostituito i fenocristalli anfibolici.

Al microscopio è stata studiata la facies porfirica. Essa presenta nuclei maggiori di plagioclasio in via di distruzione e di aggregati biotitici o di biotite e magnetite. La massa di fondo è un finissimo aggregato composto da plagioclasio e ortoclasio in cui quest'ultimo forma elementi più irregolari, interstiziali. In ordine di frequenza si notano, fra i minerali essenziali, plagioclasio, ortoclasio, quarzo e biotite, fra quelli frequenti, magnetite, clorite, sericite, saussurite ed apatite.

Il plagioclasio, date le trasformazioni subite dai fenocristalli e la finezza degli elementi della massa di fondo, non è esattamente determinabile, ma sembra trattarsi di andesina⁽¹⁾. I fenocristalli hanno ancora visibile, benchè molto corroso, il contorno, ed estinguono talora ancora contemporaneamente ma a nicols paralleli si vede che sono composti dallo stesso aggregato di plagioclasio ed ortoclasio che forma la massa di fondo, anche se non sempre nelle medesime proporzioni. Biotite e clorite possono pure far parte di questa nuova associazione mineralogica.

(1) Carattere del minerale positivo, indici maggiori o maggiori-uguali a quello del balsamo.

Il quarzo è presente, in quantità non ben determinabili, come componente della massa di fondo. La biotite si presenta, o in veli, diffusa in tutta la roccia compresi i fenocristalli plagioclasici, o in aggregati conservanti talora evidente il contorno dell'anfibolo da cui derivano e contenenti spesso, al nucleo, magnetite. La clorite si trova solo a sostituire totalmente, o con associazione a fiamma, la biotite.

d) **Cornubianite feldispatico - biotitica a magnetite.** - *Nell'Anisico inferiore, subito sopra la centrale elettrica del Gaver, all'inizio della mulattiera per la Val di Blumone.*

Questo filone è in più punti evidentemente disturbato per faglia e raggiunge una potenza massima di 4-5 m.

Macroscopicamente si presenta come una roccia compatta grigiastra, con numerosi fenocristalli prismatici di dimensioni medie piuttosto allungati, nonchè molto più rari fenocristalli di plagioclasio arrotondato.

Differisce dalla precedente per la prevalenza dell'ortoclasio sul plagioclasio, e per il più avanzato stato di alterazione idrotermale. I minerali essenziali sono infatti: ortoclasio, plagioclasio probabilmente andesinico, sericite e clorite. In quantità accessorie si trovano biotite, magnetite, apatite, zoisite e un po' di quarzo e di anfibolo. Oltre all'intensa sericitizzazione e cloritzizzazione merita cenno la neoformazione di plagioclasio non alterato; esso si osserva in piccole plaghe assieme a magnetite. L'anfibolo originario è stato quasi interamente distrutto e al suo posto si osservano degli aggregati in cui, a tracce di un'anfibolo incoloro che non si sa se primario o secondario, si associano biotite e magnetite.

e) **Cornubianite feldispatica ad epidoto e titanite.** - *Filone cornubianitico intermedio, dei tre segnati sulla sinistra del piano alluvionale a S del Passo del Termine entro ai marmi dell'Esino* (Tav. II, fig. 2).

L'aspetto macroscopico di questa roccia è altamente caratteristico. Essa si presenta infatti come un materiale compattissimo grigio-verde chiaro, con evidente tessitura orientata data dai fenocristalli plagioclasici bianco-candidi, che sono tutti allungati in una stessa direzione e di forma lenticolare, per stiramento, o arrotondati.

Al microscopio si osserva che la struttura è nettamente granoblastica pavimentosa, essendo la roccia formata da un aggregato di minerali che presenta grana fine nella massa di fondo e finissima entro al contorno lenticolare o ovoidale degli antichi fenocristalli, ora sostituiti da plagioclasio ed ortoclasio in parti uguali, associati a clinozoisite e ad un po' di sericite. La loro disposizione, come pure quella dei letti di clinozoisite dà alla roccia una chiara tessitura orientata. Fra le strutture relitte bisogna ricordare le tracce del contorno di un minerale allungato ormai del tutto scomparso e probabilmente anfibolico. Leptoclaesi trasversali e longitudinali attraversano, qua e là, tutta la massa.

Componenti essenziali sono il plagioclasio (¹), assolutamente prevalente e, almeno nella pasta di fondo, interamente rigenerato e freschissimo, la clinozoisite, e l'ortoclasio (che è specialmente comune negli aggregati lenticolari di sostituzione ai fenocri-

(¹) Solo raramente geminato con angolo di estinzione dei geminati albite in zona simmetrica di 30°, indici sempre superiori al balsamo e carattere del minerale positivo (andesina-labradorite al 50 % An).

stalli). Frequentemente si presentano titanite ed apatite mentre eccezionale, solo lungo qualche fratturina, è la magnetite limonitizzata.

Caratteristica è pure la disposizione dei granuli di clinozoisite (¹); essi sono di varie dimensioni, e si presentano talora in filaretti che attraversano tanto la massa di fondo quanto gli aggregati di sostituzione ai fenocristalli e contribuiscono ad impartire l'aspetto orientato, scistoso della roccia. Per quanto riguarda l'ortoclasio bisognerà osservare che, mentre esso è abbondante negli aggregati degli antichi fenocristalli, è molto scarso e solo interstiziale nella massa di fondo.

E' questa una delle rocce porfiriche che ha subito un più intenso metamorfismo. Se la tessitura orientata sia tutta di origine metamorfica (scistosità) o sia stata invece ereditata da un'originaria tessitura fluidale della roccia eruttiva è difficile dire. In ogni modo il processo di trasformazione della roccia è qui quasi completo anche sui fenocristalli e si può facilmente immaginare il passaggio da questo tipo di cornubianite a quelle compatte, uniformemente grigie, che sul terreno vengono facilmente confuse con quarziti o cornubianiti sedimentogene.

Analoga a questa roccia, per la presenza di grossi fenocristalli plagioclasici e della tessitura orientata, è la più settentrionale delle grandi masse filoniane che si incontrano scendendo dal Passo del Termine lungo la mulattiera che porta al dosso dei ruderari.

Nel canalone sulla sinistra del Caffaro, ad ESE della Malga Blumone di sopra, compresa tra due porfiriti, affiora una roccia cornubianitica a grana quasi uniforme in cui si osservano solo minute chiazzette scure e chiare e chiazze limonitiche. Ha colore grigio-violaceo ed una certa tessitura orientata. Di colore violaceo scuro e quasi completamente uniforme, con solo minime chiazzature nere o grigio-chiaro, è il filone che taglia tutta la parete Sud della cresta Passo del Gello - Cima di Blumone, poco ad E della cima stessa.

Attraverso a questi tipi intermedi si passa a quelli di cornubianiti - quarziti con massa irrisolvibile ad occhio nudo, colore grigio o grigio-violaceo, talora tracce di orientazione e macchie di magnetite. Quando siano concordanti, tali rocce possono sembrare sedimentogene ed esserlo effettivamente.

Materiali del genere, listati, sono stati trovati per esempio a q. 2280, sul fianco sinistro dell'asse vallivo a WSW del Passo del Termine, concordanti entro all'Esino e presso al contatto di questo con il La Valle e, parzialmente concordanti e parzialmente discordanti, presso il maggiore dei ruderari della dorsale compresa tra i due grandi piani alluvionali dell'alta valle. Con giacitura evidentemente filoniana è pure la roccia seguente, analizzata al microscopio.

f) **Cornubianite ortoclasica a sericite e magnetite.** - Filone più alto e più prossimo alla granodiorite che si trova entro al Livinallongo del canalone sulla sinistra del Caffaro a ESE della Malga Blumone di sopra.

Si presenta macroscopicamente come una roccia uniforme, grigia, compatta, con tessitura orientata e frequenti spalmature di magnetite.

(¹) Carattere del minerale positivo; birifrazione massima: 0,025.

Al microscopio la tessitura scistosa è evidentissima. La massa di fondo è data da un aggregato finissimo cristalloblastico di ortoclasio e sericite (quest'ultima sempre nettamente orientata nei piani di scistosità). Pure orientata è la disposizione dell'abbonante magnetite, i cui letti si associano ad ortoclasio e sericite di grana leggermente superiore al normale, e a quantità accessorie di calcite. Dispersa irregolarmente si osserva della zoisite. Si notano pure delle vene trasversali in cui ortoclasio, sericite e magnetite ricementano delle leptoclasi.

Le caratteristiche petrografiche di tutti i materiali litologici presi in esame sono quelle di rocce *chiaramente interessate dal metamorfismo di contatto* provocato dall'intrusione delle grandi masse eruttive circostanti. In alcune di esse si distinguono ancora dei minerali e delle strutture relitte ma in tutte è chiaramente indicata una ricristallizzazione della maggior parte dei componenti attuali, ricristallizzazione che ha determinato, solo nella massa di fondo, o in tutta la roccia, delle strutture granoblastiche evidenti. Mentre la composizione del plagioclasio sembra sensibilmente costante nei vari tipi e sembra non abbia subito mutamenti nel corso del metamorfismo è chiaro, almeno in buona parte delle rocce prese in esame, l'arricchimento in ortoclasio che può anche diventare il minerale prevalente dell'associazione. Esso fa pensare che *questa fase del metamorfismo possa essere legata alle vaste iniezioni di tipo pegmatitico ed aplitico comuni nella zona*. Caratteristica generale, di buona parte almeno delle rocce prese in esame, è la completa cancellazione del minerale femico originario sostituito da biotite di sicura origine metamorfica. Il fenomeno è ben identificabile in certi tipi ove si distingue l'originario contorno dei minerali prismatici ma è meno appariscente in altri ove la biotite è dispersa uniformemente entro la massa di fondo. Molto diffusa, e quasi generale, è la presenza della magnetite che sembra possa in certe rocce, assieme a titanite, epidoto e sericite, prendere il posto della biotite e della clorite da essa derivata.

Al metamorfismo di tipo pneumatolitico si possono forse attribuire tutti, o la maggior parte, dei fenomeni su accennati, mentre a quello tardivo, idrotermale, va imputata sicuramente, solo l'alterazione in sericite e saussurite dei plagioclasi e la cloritizzazione delle biotiti. Quest'ultimo non sembra essere stato però né molto intenso né presente ovunque, data la sorprendente freschezza che si osserva di norma nella biotite secondaria e nella magnetite.

Benchè sia impossibile trarre conclusioni sicure, specialmente avendo a disposizione solo un numero limitato di campioni e di sezioni come in uno studio di carattere generale quale è il presente, sembra si possa affermare che almeno buona parte delle rocce esaminate derivano, per metamorfismo, da *originarie porfiriti anfibolico-plagiocasiche*. Le varie trasformazioni cui sono andate incontro possono essere attribuite, in parte a solo metamorfismo termico, in parte ad apporto in fase pneumatolitica ed idrotermale.

FILONI ACIDI

APLITI FELDISPATICHE

Queste rocce formano filoni, talora di notevole sviluppo, sia entro i terreni metamorfici sedimentogeni della Val di Blumone, sia entro la granodiorite del Monte Bruffione e la tonalite periferica dello Scoglio di Laione. Presentano macroscopicamente facies variabili da punto a punto, perchè passano da grana fine a grana pegmatitica, hanno colore ora roseo ora biancastro, e contengono quantità di biotite sempre non elevate ma tuttavia notevolmente variabili (¹). La mica, normalmente biotitica, si osserva specialmente nei tipi pegmatitici, ove forma talora delle lamine molto allungate in una direzione, mentre è quasi assente, di regola, nei tipi microgranulari. Alcune di queste rocce, con aspetto più evidentemente olocristallino a grana media uniforme, rappresentano, sia per la loro situazione che per la loro forma, più che filoni, delle vere apofisi di masse eruttive non lontane. Tutte sono caratterizzate dalla costante composizione del plagioclasio e dall'abbondanza dell'ortoclasio che ne è il minerale più comune.

I filoni acidi della Val di Blumone esaminati al microscopio presentano sempre una più o meno evidente *tendenza a tessiture granoblastiche* in parte della loro massa, cui si associano fenomeni di riassorbimento a carico del plagioclasio che rappresenta il minerale più idiomorfo. Questi fenomeni sembrano però, a differenza di quanto avviene per i filoni precedentemente descritti, attribuibili esclusivamente ad autometamorfismo esercitatosi nel corso del processo di consolidamento di queste rocce, che hanno avuto origine in gran parte nello stadio pegmatitico.

I filoni aplitici sono spesso interessati da *fenomeni di disturbo tettonico*. Un'aplite nettamente troncata da una faglia (²) per un rigetto stratigrafico approssimativo di m 1,25 si trova lungo la gola del torrente che collega i piani alluvionali dell'alta valle, entro alle cornubianiti del La Valle, e poco prima di raggiungere il piano a S del Passo del Termine. Molto più importante è il disturbo che ha interessato le varie masse aplitiche troncate dalla faglia che segue il fondovalle tra Malga Blumone di sotto e Malga Blumone di mezzo; oltre ad evidenti fenomeni cataclastici, visibili anche nelle apliti, si sono formate qui delle rocce tettoniche miste fra calcare a cellette ed apliti (vedi pagg. 23 e 40-41).

Già W. SALOMON ([13], p. 259, f. 70) ebbe ad occuparsi di queste masse filonianne, che classifica come tonaliti acide e pegmatiti e che interpreta come « *Nachscher der Muttermagmas* ». Nel suo recente lavoro G. CEVALES ([6], pp. 4 e 19-21) ha segnalato l'esistenza di filoni di apliti quarzoso-feldispatiche e di pegmatiti ortoclasiche anche in diversi punti del gruppo del Monte Bruffione e ne ha compiuto lo studio chimico-petrografico. Rocce del genere delle nostre sono state segnalate anche in altre zone dell'Adamello e, particolarmente abbondanti, nell'Adamello orientale, in corrispondenza ai

(¹) Oltre ai veri e propri filoni, entro alla granodiorite del Monte Bruffione si notano localmente delle vene formate quasi esclusivamente da ortoclasio e dirette in tutti i sensi. Ciò è stato osservato a NNE del Passo del Gello, salendo al Passo Serosine dal Casinello, ed alla cava all'estremo NE del Gaver.

(²) Il piano di faglia ha direzione N 70° E - S 70° W; inclinazione di 15° a N 20° W, e presenta striature di movimento la cui proiezione orizzontale ha direzione N - S.

nuclei eruttivi granodioritici del Corno Alto ([4], p. 6; [8], p. 21) e del Monte Sabion ([15], pp. 19-22).

- a) **A plite granitica.** - *In blocchi entro alla breccia tettonica mista con il calcare a cellette del Werfeniano superiore lungo il corso del Caffaro tra Malga Blumone di sotto e Malga Blumone di mezzo.*

Aspetto macroscopico di roccia olocristallina granulare a grana piccola, con colore bianco-grigiastro (dimensioni medie dei granuli: 1 mm). Salvo che per biotite, muscovite, clorite e magnetite e, tolta una certa tendenza idiomorfa in qualche individuo feldispatico, tutti i componenti presentano aspetto granoblastico. Scarse tracce di deformazioni posteristalline sono date da piccole incrinature di qualche cristallo, e dall'estinzione ondulata con biassicità anomala che si osserva talora nel quarzo; in qualche caso anche il plagioclasio ha estinzione debolmente ondulata. Azioni metamorfiche tardive di tipo idrotermale hanno causato una notevole cloritizzazione della biotite, con deposizione di magnetite, ed una blanda sericitizzazione dei plagioclasi e argillificazione dell'ortoclasio. Quanto alla composizione mineralogica, l'ortoclasio forma più della metà della roccia. Quarzo e plagioclasio rappresentano, nell'ordine, gli altri due componenti principali. Molto scarsi clorite, biotite, magnetite e muscovite, abbastanza diffusi sericite e sostanza argillosa.

L'ortoclasio presenta spesso accenni di concrezioni micropertitici. Il quarzo ha, talora, un'orletto di accrescimento periferico con diversa orientazione ottica. Il plagioclasio è rappresentato da individui con carattere del minerale ora positivo ora negativo ed indici di rifrazione sempre inferiori ad ϵ ed ω del quarzo; nei cristalli con carattere del minerale positivo gli indici di rifrazione sono minori-uguali a quelli del balsamo, in quelli con carattere del minerale negativo, maggiori-uguali al balsamo. Geminati albite o albite-periclini scarsi; nei primi si osservano piccoli angoli di estinzione simmetrica (massimo osservato: 8° , in un individuo con carattere del minerale negativo). Dai dati esposti risulta una composizione essenzialmente oligoclasica, che può oscillare dal 10 % An al 32 % An, ed ha come valore medio 20 % An. Sono comuni gli orli di accrescimento periferico più acidi. La clorite è quasi sempre compenetrata a fiamma con la biotite da cui deriva, è fortemente pleocroica, ed ha colori di interferenza anomali o vicini a quelli del clinocloro. La magnetite è, almeno in gran parte, di sicura origine secondaria trovandosi in esili vene entro a fratturine di altri minerali, oppure associata a clorite; talora, più vistosa, forma anche gruppi di cristalli con tendenza idiomorfa.

Caratteri macroscopicamente simili, ma grana leggermente più grossa ed ortoclasio roseo, si osservano nell'apofisi vicina, più verso monte e immediatamente sotto alla cascatella del Caffaro subito a valle della Malga Blumone di mezzo.

- b) **Apliti granitiche.** - *Entro l'Anisico inferiore poco a S di Malga Gello e ad W della cresta, lungo il sentiero che porta al Passo del Termine.*

Si tratta dei due filoni fra i quali è compresa la piccola massa dioritica. Nel più meridionale di essi ho misurato la giacitura: N 70° E - S 70° W; inclinazione di 70° a S

20° W. Macroscopicamente si presentano come rocce olocristalline a grana finissima, biancastre, con solo eccezionali chiazzette di biotite entro una massa quarzoso-feldispatica. In qualche punto si ha un leggero aumento della grana.

Composizione e struttura sono strettamente analoghe nei due filoni. L'ortoclasio forma da solo una buona metà della roccia, ed è seguito da quarzo e plagioclasio che rappresentano gli altri due minerali essenziali. Tutti gli altri sono contenuti in quantità trascurabili; si tratta di clorite, biotite, magnetite, rutilo, ilmenite, apatite, zircone, e forse epidoto ortitico. In entrambi i filoni sono evidentissimi i fenomeni di riassorbimento del plagioclasio e, un po' meno, della biotite da parte del quarzo e dell'ortoclasio. Alcuni cristalli di plagioclasio sono tanto corrosi dal quarzo, che questo minerale riesce a penetrare fino al centro ed a dividerli, talora, in due tronconi; nello stesso ordine di fenomeni rientra la formazione delle mirmechiti che qualche volta si osservano. In seguito alle corrosioni dei due minerali di prima segregazione, ed alla contemporanea cristallizzazione del quarzo e dell'ortoclasio, la roccia assume una struttura molto analoga a quella granoblastica.

Il plagioclasio è un oligoclasio ⁽¹⁾, con composizione variabile tra il 10 % ed il 25 % An, e in media sul 15 % - 20 % An.

La biotite è sempre, più o meno, in via di cloritizzazione ed ha un pleocroismo molto caratteristico con: $\gamma = \beta$ = bruno sporco o grigio-verde quasi nero; α = verdolino, o giallo-verdolino, molto chiaro.

c) **Aplite granitica micropegmatitica.** - *Entro la tonalite sotto la parete NE dello Scoglio di Laione.*

Macroscopicamente la roccia presenta notevolissime variazioni di grana, passando da tipi analoghi a quelli dei filoni citati a S di Malga Gello, ad altri con grana piccola e media, e infine a grana pegmatitica. In questi ultimi l'ortoclasio si fa leggermente rosso e la biotite più frequente e in elementi vistosi.

Anche in questa roccia il feldispato potassico costituisce una buona metà del volume totale, seguito dal quarzo e dal plagioclasio che è molto più scarso. Rara la biotite, perlopiù cloritizzata e contenente rutilo, la magnetite e, del tutto eccezionale, la muscovite. Si osservano segni di riassorbimento, ma più scarsi che nelle apliti precedenti, forse perchè il plagioclasio è già stato quasi interamente distrutto; comunque un riassorbimento è probabile, non solo a spese del plagioclasio, ma spesso anche della biotite, ridotta a scheletri di cristalli. Una caratteristica particolarità è offerta dalla presenza di vistose micropegmatiti. Pure presenti, alla periferia di qualche cristallo plagioclasico, orletti mirmechitici.

L'ortoclasio mostra talora un accenno a grata microclinica. Il plagioclasio è di tipo oligoclasico oscillante tra 10 % - 25 % An, con media 20 % An ⁽²⁾.

⁽¹⁾ Indici di rifrazione inferiori-uguali a quelli del quarzo e inferiori-superiori a quelli del balsamo, carattere del minerale positivo ma più spesso negativo, piccoli angoli di estinzione in zona simmetrica negli scarsi geminati polisintetici (in uno, con carattere del minerale negativo: $c/a = 7^\circ$).

⁽²⁾ Carattere del minerale positivo, ma talora anche negativo; indici di rifrazione minori-uguali al balsamo e minori-uguali ad ϵ ed ω del quarzo, un unico geminato in zona simmetrica misurabile ha dato un valore di $c/a = 8^\circ$.

Filoni di aspetto analogo a questo sono specialmente abbondanti nell'Anisico inferiore della valletta che segue il contatto tra terreni sedimentari ed eruttivi a SE del Casinello, lungo la mulattiera che sale dal Casinello stesso al Passo del Gello nel punto in cui si raggiunge il dosso tra la suddetta valletta ed il Caffaro, e nella granodiorite sul sentiero che porta al Passo Serosine. Molto rara, anche nelle facies pegmatitiche, è la presenza di muscovite (¹). Meritano perciò particolarmente segnalazione i due filoni che attraversano le cornubianiti del La Valle nella testata del piano alluvionale del Casinello di Blumone; si tratta di pegmatiti muscovitiche, a volte passanti a roccia con grana normale, qua e là particolarmente ricche di muscovite. Anche nell'aplite più orientale, delle quattro subparallele che attraversano il La Valle e l'Anisico superiore ad ESE del Passo del Termine, vi è abbondanza di mica; si tratta di biotite disposta spesso in pile di lamelle.

d) **Aplite granodioritica.** - *Entro al La Valle, lungo la mulattiera, a SE del Passo del Termine.*

E' il filone più cospicuo (potenza max.: 10-15 m) e più occidentale dei quattro che si trovano associati in questa località; come la potenza, anche l'andamento, si presenta un po' irregolare. Macroscopicamente la roccia è olocristallina a grana piccola, chiara, con feldispato bianco, quarzo e biotite. Qua e là si nota qualche concentrazione più ricca in biotite.

Differisce dalle precedenti soprattutto per la minor abbondanza dell'ortoclasio, la presenza di un plagioclasio zonato, e la relativa maggior frequenza della biotite. I suoi minerali essenziali sono quarzo e plagioclasio, in parti uguali, e ortoclasio che è un po' più scarso. Non abbondanti tutti gli altri: biotite, clorite, apatite, zircone, zoisite, sericite. Anche qui l'idiomorfismo iniziale del plagioclasio e della biotite tende a venir cancellato per riassorbimento, mentre nel quarzo e nell'ortoclasio si nota una tendenza a strutture granoblastiche. Notevoli i segni di deformazione (estinzioni a mosaico, fratturazioni) nel quarzo.

Il plagioclasio ha marcatissima zonatura, talora con ricorrenze. La parte periferica è sempre più acida, con carattere del minerale positivo ed indici di rifrazione sempre nettamente inferiori al balsamo; il nucleo invece ha carattere del minerale negativo ed indici di rifrazione nettamente superiori al balsamo. Angoli di estinzione in zona simmetrica molto piccoli e raggiungenti, al nucleo dei cristalli più fortemente zonati, i 15°. Composizione oscillante perciò da quella albitica a quella andesinica al 40 % An. Solo il nucleo dei cristalli maggiori presenta una leggera alterazione con formazione di sericite, sostanza argillosa e zoisite.

La biotite ha marcatissimo pleocroismo con: $\gamma = \beta =$ marron scuro, ed $\alpha =$ verdolino quasi incoloro. La clorite da essa derivata ha colori di interferenza anomali, o del tipo della pennina.

(¹) La mica bianca si trova, per esempio, associata a biotite, nelle apliti feldispatiche entro alla granodiorite, salendo al Passo Serosine.

FILONI POCO DIFFERENZIATI

A questo gruppo, tolte le apofisi che si possono presentare nelle vicinanze immediate dei contatti, è attribuibile con sicurezza una sola roccia filoniana.

Microdiorite plagioclasico - biotitica. - *Nell'Anisico inferiore, 50 m sopra la mulattiera di fondovalle, salendo dai prati di Malga Blumone di mezzo sul fianco destro, e subito sopra la prima porfirite concordante.*

Macroscopicamente si presenta come una roccia bruno-nerastra a grana fine, nella quale si distinguono lamelle biotitiche, alcune di dimensioni superiori al normale, e granuli di magnetite. Qua e là si notano dei noduli a grana finissima e colore violaceo o verdolino, probabilmente di assimilazione.

Componenti essenziali sono, nell'ordine, il plagioclasio, il quarzo e la biotite, fra i quali il primo è nettamente prevalente, mentre supergiù uguali sono le proporzioni degli altri due. Comuni magnetite ed ortoclasio. In quantità accessorie: apatite, zoisite, zircone e, molto rara, muscovite. Si notano addensamenti locali di biotite e nuclei composti esclusivamente da un aggregato di plagioclasio ed ortoclasio.

Il plagioclasio è nettamente zonato e, al centro dei maggiori cristalli, spesso sericitizzato ed argillificato. Rari sono i geminati secondo le leggi dell'albite o albite-periclitino. È sempre ben idiomorfo e non presenta traccia di riassorbimento. Composizione compresa tra andesina al 30 %, e forse 25 %, all'estrema periferia, e labradorite al 70 % An al centro (¹).

La biotite è molto fresca ma raramente idiomorfa, più spesso forma veli intergranulari come avviene per l'ortoclasio e per la magnetite, che perciò sembrano tutti di seconda generazione.

Questa roccia differisce da tutte quelle acide precedentemente esaminate, oltre che per la composizione, per le molto meno evidenti tracce di metamorfismo. Ad azioni tardive di contatto è però anche qui dovuta, almeno in parte, la biotite, oltre all'ortoclasio ed alla magnetite.

PORFIRITI E LAMPROFIRI

Numerosissimi sono i filoni di questo tipo, oscillanti fra delle porfiriti anfibolico-plagiocasiche o anfibolico-biotitico-plagiocasiche, talora a quarzo, e delle porfiriti nelle quali, accanto al plagioclasio, all'anfibolo ed alla biotite si trova una quantità anche abbastanza notevole di pirosseno. Anche in questi filoni, che pure rappresentano una delle più tardive manifestazioni del magmatismo locale, hanno avuto modo di esercitarsi *azioni di metamorfismo più o meno intense*. Si trovano perciò in questo gruppo, accanto a rocce che hanno subito solo un trascurabile metasomatismo retrogrado di tipo idrotermale, o un limitato autometamorfismo, anche dei tipi in cui parte notevole della massa è

(¹) Indici di rifrazione nettamente superiori al balsamo al centro, ma già superiori anche all'estrema periferia; angolo di estinzione in zona simmetrica dei geminati albite da + 4° alla periferia a + 40° al centro, carattere del minerale negativo e, al nucleo dei cristalli zonati maggiori, quasi sempre positivo.

cristalloblastica e in cui si sono verificati fenomeni notevoli di rimineralizzazione. Una distinzione del genere si può compiere agevolmente con lo studio microscopico, ma è ben difficile poterla applicare sul terreno, in base al solo esame macroscopico. Questo tuttavia può dare una certa indicazione. Si è verificato infatti che, fra i filoni meno metamorfici, l'aspetto è ancora quello usuale per tali tipi di rocce, mentre quelli più metamorfici tendono ad avere maggiore compattezza, ad arricchirsi in magnetite, ed a perdere le tonalità verdastre per acquistare piuttosto un colore grigio-violaceo. Quando questi ultimi presentano fenocristalli anfibolici si osserva inoltre, anche ad occhio nudo, che l'anfibolo è sostituito parzialmente da aggregati biotitici. I materiali più metamorfici si accostano, per caratteristiche macroscopiche e microscopiche, a quelli dei filoni antichi ormai interamente cornubianitizzati. Da questi però differiscono, oltre a tutto, per una struttura cristalloblastica meno generalizzata, perchè contengono ancora, benchè in via di riassorbimento, pirosseni ed anfiboli, e perchè molto meno spinta, o del tutto assente, è la rimineralizzazione ad ortoclasio.

Esistono però anche dei *tipi intermedi*, di modo che la gamma delle varie azioni metamorfiche osservate si può dire completa. Le diverse sfumature, via via crescenti, di metamorfismo che s'incontrano entro ai filoni porfiritici impediscono di tracciare una naturale e netta separazione tra essi e le vere e proprie cornubianiti e sembrano suggerire che la loro intrusione sia avvenuta in modo tale da risultare distribuita in un tempo piuttosto lungo. Ai filoni porfiritici più antichi, interamente cornubianitizzati, che potrebbero appartenere anche ad un ciclo eruttivo distinto, farebbero seguito delle intrusioni via via più recenti le cui rocce sono state sottoposte a più brevi e meno intense azioni di trasformazione. Evidente è in proposito la diversità dei filoni del canalone di fronte a Malga Blumone di mezzo, che dovevano in origine avere una composizione perlomeno analoga, e sono ora in parte ancora classificabili come porfiriti, in parte già ridotti a cornubianiti⁽¹⁾.

Anche questi filoni, come quelli precedenti, sono particolarmente abbondanti nell'alta valle, ove si fanno notare soprattutto due sistemi. Uno, più meridionale, con direzione media SW-NE, che attraversa la tonalite periferica del Cornone di Blumone e la serie dei terreni sedimentari in corrispondenza al piano alluvionale del Casinello per arrestarsi, dopo esservi penetrato, contro la zona più periferica del massiccio granodioritico del M. Bruffione a S del Passo del Gello (è questo l'unico esempio di filoni porfiritici entro a tale massa). L'altro notevole sistema è quello dei filoni che, ad W del Passo del Termine, attraversano la tonalite; anche questo presenta una direzione media SW-NE.

In nessun punto le porfiriti ed i lamprofiri sono tagliati da piani di faglia sicuri. I due filoni che si trovano lungo la mulattiera a SSW di Malga Blumone di sopra sembrano interessati da piccoli *spostamenti per faglia* che hanno però tutta l'apparenza di essere contemporanei all'iniezione perchè la roccia non ne risulta sensibilmente disturbata. Molto caratteristico è invece il fenomeno che si osserva un po' più a valle, proprio sul fondo della medesima mulattiera, là ove essa discende per attraversare il solco torrentizio dell'affluente che raggiunge il Caffaro a monte di Malga Blumone di mezzo; qui un piccolo filone (vedi pag. 29) di circa 8 cm di potenza, si presenta nettamente ri-

(1) Cornubianite ortoclasica a sericite e magnetite (paragrafo *f* a pag. 20), porfirite tonalitica (paragrafo *d* a pag. 30), porfirite plagioclasico-biotitico-anfibolica a magnetite con tendenza cornubianitica (paragrafo *b* a pag. 34).

piegato entro a dei marmi in strati sottili del Livinallongo con esso concordanti, a formare delle pieghettature con asse fortemente inclinato (vedi pag. 39). Anche in questo caso però, più che di un vero ripiegamento del filone, si tratta con ogni probabilità di una iniezione lungo piani di stratificazione ripiegati in precedenza.

Chiaramente sintettonico è un filone di porfirite che si osserva entro ai marmi del Livinallongo lungo il solco torrentizio che collega i due piani alluvionali dell'alta valle, sulla sinistra e subito ad W della piccola area detritica attraversata dal torrente. La roccia incassante è, in questa località, irregolarmente iniettata lungo piani di movimento, ed anche lungo sistemi di minute leptoclasti.

a) **Porfirite plagioclasico - anfibolico - biotitica.** - *Nel Livinallongo sulla dorsale tra il piano alluvionale del Casinello e quello a S del Passo del Terme, a N della mulattiera per il Passo del Termine e presso il filone cornubiano-tico spostato dalla faglia trasversale.*

Questo filone che, nel punto in cui è stato campionato, ha una potenza di soli 10 cm, presenta qua e là nuclei giallo-olivastri probabilmente ricchi di epidoto. Si trova associato, ed è subparallelo, al filone descritto nel paragrafo f, e costituisce un tipo unico per il colore della roccia e la finezza dei cristalli aciculari.

Macroscopicamente si presenta formato da una roccia nera, molto fresca, contenente in abbondanza un minerale prismatico aciculare nero e minutissime chiazzette bianche.

Al microscopio si osserva una struttura nettamente porfirica, con piccoli fenocristalli di anfibolo e plagioclasio immersi in una massa di fondo a grana finissima. Minerali essenziali sono plagioclasio, anfibolo e biotite, accessori magnetite ed epidoto.

Il plagioclasio è di tipo andesinico-labradoritico, presentando indici di rifrazione sempre nettamente superiori a quello del balsamo e carattere del minerale ora negativo ora positivo. Alcuni dei fenocristalli sono completamente sericitizzati e contengono al centro un aggregato plagioclasico-anfibolico-biotitico analogo a quello della massa di fondo. L'anfibolo è costituito da un'orneblenda bruniccia con $\gamma - \alpha \sim 0,013$ e $c/\gamma \sim 20^\circ$. La biotite si trova esclusivamente nella massa di fondo e la magnetite forma grumi cribrosi sparsi un po' ovunque.

Questa roccia è normalmente cristallina e mostra solo limitati fenomeni di riassorbimento nell'anfibolo dei fenocristalli, e durante la formazione del nucleo di qualche fenocristallo plagioclasico. Ad azioni idrotermali tardive è dovuta la formazione di magnetite, sericite ed epidoto.

b) **Porfirite plagioclasico - anfibolico - biotitica.** - *Entro l'Anisico inferiore compreso tra il calcare a cellette werfeniano e la granodiorite biotitica, presso Malga Blumone di sotto (Tav. II, fig. 3).*

Filone con potenza media di 30 cm. Roccia grigio-violacea con chiazzette biancastre, ed altre nerastre di forma subprismatica. Queste ultime in certi punti diventano nettamente visibili e la loro grana si fa anche media. Si osservano numerose diaclasi risanate da un minerale nero fra il quale è, perlomeno compresa se non esclusivamente presente, la magnetite da cui si spande ai due lati una tinta rugginosa.

Struttura porfirica evidente; grana piccola nei fenocristalli e fine nella massa di fondo; componenti essenziali sono plagioclasio, anfibolo, biotite ed ortoclasio. Componenti accessori, in quantità decrescenti, quarzo, magnetite, titanite, saussurite, sericite. Esistono pure, qua e là, piccole quantità di un pirosseno incoloro con $c/\gamma \sim 36^\circ$.

Il plagioclasio è presente tanto nei fenocristalli che nella massa di fondo. Evidentemente zonato ed idiomorfo di solito, passa in qualche zona, assieme al quarzo e all'ortoclasio, a forme granoblastiche. I fenocristalli maggiori sono saussuritizzati e compenetrati talora da biotite, in alcuni casi sono corrosi da ortoclasio e sericite. La composizione è andesinica (carattere del minerale negativo, indici di rifrazione elevati).

L'anfibolo si presenta in più punti peciloblastico, e sempre più o meno corroso; spesso è completamente scomparso e sostituito da biotite. Nella massa di fondo si ha, in certe zone, la rigenerazione cristalloblastica con apporto di quarzo e di ortoclasio, nonché di magnetite. Si tratta evidentemente, in questi casi, di fenomeni autometamorfici tardivi, o di successive azioni metamorfiche a carattere idrotermale di elevata termalità, con notevoli fenomeni di apporto da parte di soluzioni potassiche. Azioni idrotermali successive hanno determinato la saussuritizzazione, la sericitizzazione, e la formazione di ortoclasio lungo diaclasi.

c) *Porfirite plagioclasico-anfibolica.* - Lungo la mulattiera tra Malga Blumone di mezzo e Malga Blumone di sopra, presso il punto in cui essa attraversa il solco torrentizio che confluisce col Caffaro a N di Malga Blumone di mezzo. (Tav. II, fig. 4).

Questo filoncello, di limitata potenza (8 cm), si presenta perfettamente concordan-
te entro ai marmi del Livinallongo pieghettati (vedi pag. 39). È formato da una roccia
compatta a grana fine nella quale a malapena si distinguono macroscopicamente dei
piccoli fenocristalli, perchè la massa di fondo è sempre quasi uniformemente grigio-
scura.

Ha una struttura porfirica evidente, con fenocristalli anfibolici e plagioclasici di di-
mensioni medie e piccole, e massa di fondo a grana finissima. Sono componenti essen-
ziali il plagioclasio, l'anfibolo e l'ortoclasio, mentre in quantità accessorie si trovano
biotite, magnetite ed ilmenite, sericite, quarzo, e zoisite.

Il plagioclasio è, nei fenocristalli, nettamente idiomorfo; i cristalli più grandi hanno
talora estinzione ondulata e sono molto sericitizzati. Ha una composizione uniforme-
mente labradoritico-bitownitica, e questa stessa composizione si ritrova anche nel pla-
gioclasio della massa di fondo che, associato all'ortoclasio, forma vaste plaghe con co-
stante orientazione ottica entro le quali sono compresi tutti gli altri minerali ed anche,
visibilmente corrosi, i fenocristalli plagioclasici (vedi Tav. II, fig. 4).

L'anfibolo si trova, sia in fenocristalli che nella massa di fondo, e si presenta spesso
peciloblastico, corroso, ed associato a plagioclasio e specialmente a biotite e magnetite-
ematite che lo sostituiscono. È un'orneblenda chiara con $\gamma - \alpha \sim 0,010$ e $c/\gamma \sim 14^\circ$.

L'ortoclasio è presente esclusivamente come minerale secondario nella massa di fondo, ove forma plaghe con il plagioclasio rispetto al quale ora è prevalente ora è su-
bordinato, e come minerale sostituente per corrosione fenocristalli plagioclasici alla
periferia, ed anche all'interno, specie lungo vene che seguono i piani di sfaldatura.

Il quarzo forma qualche grosso nucleo arrotondato ed evidentemente corroso per riassorbimento.

Questa roccia, che nel complesso non presenta notevoli modificazioni di tessitura, si avvicina alla precedente per l'importanza che vi assume l'apporto di ortoclasio. Se ne stacca però per il notevole ruolo che nella rigenerazione cristallina ha il plagioclasio, e per una minore frequenza della biotite.

d) *Porfirite tonalitica. . Filone porfiritico più alto nel canalone sul fianco sinistro del Caffaro, di fronte a Malga Blumone di sopra, entro il Livinallongo.*

Roccia compatta, a grana fine, grigio-violacea o verdastra, solcata da vene di un minerale verdastro secondario alla periferia del quale la roccia è decolorata.

Struttura porfirica con fenocristalli di plagioclasio e, in qualche punto, di anfibolo corroso e parzialmente sostituito da biotite. La grana dei fenocristalli è piccola, quella della massa di fondo finissima.

Il componente di gran lunga dominante è il plagioclasio; seguono anfibolo, biotite, magnetite, quarzo; pirosseno e titanite si trovano solo in vene tardive. La tessitura fluidale è data dall'orientazione dei fenocristalli. Quelli plagioclasici sono generalmente molto freschi, qualche volta un po' corrosi al bordo o compenetrati da magnetite, biotite ed anfibolo, alle volte scomposti in un aggregato cristalloblastico di plagioclasio, specialmente in zone in cui sono evidentemente deformati.

La massa di fondo è tutta minutamente cristalloblastica e, particolarmente da cornubianite, è l'aspetto dell'anfibolo e della biotite che sono freschissimi ed interstiziali. Il plagioclasio dei fenocristalli ha indici nettamente superiori al balsamo, carattere del minerale ora positivo ora negativo, ed è spesso fortemente zonato. Su uno di tali cristalli ho misurato le seguenti estinzioni c/α in zona simmetrica:

periferia	40°	40°	andesina 70 % An.
centro	64°	—	bitownite 90 % An.

Degno di nota è un filoncello di pirosseno, associato a titanite ed a quarzo; ai lati di esso la roccia ha perso tutti i minerali femici originari acquistando in compenso piccole quantità di pirosseno e titanite. Si tratta sicuramente del minerale che costituisce le vene verdastre di cui si è parlato a proposito dell'aspetto macroscopico.

Nel complesso questo filone presenta azioni metamorfiche piuttosto elevate, che lo fanno avvicinare molto a quelli già descritti come porfiriti cornubianitiche.

e) *Porfiriti orneblendico-plagiocasiche. . Entro la tonalite ad W del Passo del Termine.*

Costituiscono un tipico sistema di filoni subverticali o inclinati di 70°-80° a NW con direzioni comprese tra N 25° E - S 25° W e N 45° E - S 45° W, e potenza che può raggiungere anche m 2,50.

Macroscopicamente queste porfiriti presentano, almeno in certi punti, una struttura porfirica evidentissima con fenocristalli di plagioclasio e quarzo con dimensioni medie ed altri più piccoli, anfibolici, immersi in una massa di fondo grigia microcristal-

lina. Altrove la grana si fa però uniformemente microcristallina, con solo qualche piccolo fenocristallo plagioclasico. Anche la grana della massa di fondo, come si osserva al microscopio, è un po' variabile e può essere fine o finissima.

Si tratta di rocce composte essenzialmente da plagioclasio bitownitico ⁽¹⁾ e da un'orneblenda brunieccia, ora prevalente l'uno ora l'altro; raro il quarzo in noduli isolati con evidenti fenomeni di riassorbimento ed includente anfibolo ed apatite; sono inoltre presenti numerosi minerali sicuramente secondari come pirite, calcite, zoisite, clorite, ortoclasio (nella massa di fondo e in vene) ed epidoto. Il plagioclasio dei fenocristalli è qualche volta interessato da piani di taglio lungo i quali vi è un inizio di ricristallizzazione. Anche qualche anfibolo è parzialmente sostituito da clorite. Notevolissima la rimineralizzazione idrotermale a sericite, clorite, magnetite e, talora, ortoclasio.

f) **Porfirite plagioclasico - biotitico - anfibolica a magnetite.** —

Nel Livinallongo, sulla dorsale intermedia tra il piano alluvionale del Casinello di Blumone e quello a Sud del Passo del Termine, 10 m ad W della porfirite descritta nel paragrafo a.

Si presenta macroscopicamente come una roccia compatta uniformemente grigia, con spalmature di magnetite. Nel punto in cui è stata effettuata la campionatura il filone aveva una potenza di 25 cm.

Struttura porfirica con piccoli fenocristalli immersi in una massa di fondo a grana fine. Molto caratteristica è la composizione, con il plagioclasio che forma da solo una metà del volume totale ed anfibolo, biotite e magnetite, che in parti uguali ne rappresentano quasi interamente l'altra metà. Comune pure la titanite.

Tutta la roccia, compresa la massa di fondo, presenta una normale cristallinità ed il plagioclasio vi è spesso ben zonato. Evidentissima è invece la sostituzione dell'anfibolo primitivo, probabilmente orneblendico, da parte di biotite, magnetite, titanite ed attinoto.

g) **Microporfirite plagioclasico-anfibolica.** — *Filone porfirítico più orientale entro l'Anisico inferiore, lungo la cresta tra Passo del Gello e Cima di Blumone.*

Questo filone che, nel punto in cui è stato campionato, aveva una potenza di una quindicina di centimetri è costituito da una roccia microcristallina a grana uniforme, grigia, composta di puntini bianchi e neri.

Grana fine, relativamente uniforme. Componenti essenziali: plagioclasio anortitico con leggera zonatura ⁽²⁾, anfibolo orneblendico ($\gamma - \alpha = 0,015$; $c/\gamma = 14^\circ\text{-}15^\circ$), biotite. Come minerali accessori sono presenti magnetite, titanite, apatite, e forse, molto raro, epidoto.

Si osserva una compenetrazione intima tra anfibolo e biotite in aggregati in cui, alla periferia dell'anfibolo originario (orneblenda brunieccia) un altro anfibolo (orneblenda chiara o attinoto) e biotite lo sostituiscono in parte. Il plagioclasio è invece perfettamente idiomorfo.

⁽¹⁾ Angolo di estinzione in zona simmetrica dei geminati albite di circa 40° , carattere del minerale negativo.

⁽²⁾ Carattere del minerale negativo, angolo massimo di estinzione in zona simmetrica dei geminati albite: 60° .

h) **Microporfirite anfibolica - biotitico - plagioclasica.** . Parete NW della Cima di Blumone, entro l'Anisico inferiore.

Roccia grigio-verdastra a grana finissima ed uniforme.

Normale cristallinità da roccia eruttiva. Anfibolo e biotite formano da soli metà del volume della roccia; l'altra metà è costituita da un plagioclasio andesinico-labradoritico (¹) e dagli accessori: titanite, non rara, e scarsa magnetite.

L'anfibolo (orneblendita bruniccia) forma qualche individuo idiomorfo sempre peciloblastico poichè contiene nuclei di plagioclasio; è contornato e compenetrato da fibrille di biotite ed i suoi margini sono ben corrosi. Altre volte si osservano nuclei, anche con contorno idiomorfo, di un aggregato tra anfibolo e biotite, cui si associa talora rara magnetite. Il colore è variabile da verde azzurrino (γ) a incoloro ed a verde bruniccio, e si può osservare anche una certa zonatura. $c/\gamma \sim 20^\circ$, $\gamma - \alpha \sim 0,020$.

Questa roccia ha sofferto solo di un leggero autometamorfismo sui cristalli maggiori di orneblendita.

i) **Porfirite orneblendico - plagioclasica a tendenza spessartitica.**

Filone associato all'aplite ed alla diorite nell'Esino, sulla dorsale a N della vasca di carico della centrale del Gaver (cresta a SSE del Cornone di Blumone).

Macroscopicamente presenta facies variabile ma generalmente con cristallinità evidente ed abbondanza di piccoli fenocristalli anfibolici.

Al microscopio si osserva una grana variabile da media a fine, una struttura porfirica ed una composizione un po' più basica di quella della roccia precedentemente descritta. Minerali componenti: anfibolo, plagioclasio, clorite, sericite, saussurite, epidoto, titanite, e calcite.

Come nella roccia precedente gli individui maggiori di orneblendita ($c/\gamma \sim 21^\circ$; $\gamma - \alpha = 0,026$) sono un po' peciloblastici, e soprattutto arrotondati e sfibrillati alla periferia; manca però la biotite. Anche qui l'anfibolo della massa di fondo è più colorato e leggermente zonato. Il plagioclasio, fortemente sericitizzato e saussurizzato, è indeterminabile. La clorite, evidentemente secondaria, deriva dall'orneblendita.

Si osservano deformazioni paracristalline (flessioni di qualche cristallo di anfibolo) e piccole faglie ricementate da prodotti secondari. Solo fenomeni limitati di metamorfismo ed esclusivamente di tipo idrotermale.

Con caratteri macroscopici analoghi salvo la presenza, in più, di qualche noduletto epidottico, si presenta pure la roccia del filone, in parte suborizzontale, che attraversa la tonalite a q. 2240 circa, all'estremità SW del piano alluvionale che si trova a S del Passo del Termine.

l) **Porfirite orneblendico - plagioclasica a tendenza spessartitica.**

Nella tonalite ad W della piccola placca di terreni detritici attraversata dal torrente che unisce i due piani alluvionali dell'alta valle.

Anche questa roccia, che costituisce un filone nel quale, sul luogo della campionatura, si è misurata una potenza di 35 cm, si presenta, già macroscopicamente, come net-

(¹) Carattere del minerale positivo, indici di rifrazione sempre molto superiori a quello del balsamo.

tamente anfibolica. E' porfirica e vi si notano fenocristalli di anfibolo, occhi di quarzo, e geodi di epidoto, oltre a rare ed irregolari chiazzature bianche che rappresentano probabilmente gli originari plagioclasi. La grana è molto variabile, passando gradualmente da quella media dei maggiori fenocristalli a quella fine della massa di fondo.

Componenti essenziali sono l'anfibolo ed il plagioclasio presenti in quantità uguali. Comune pure la titanite, mentre solo in quantità accessorie si presentano epidoto pistacitico, magnetite e, molto raramente, biotite e clorite; rarissima l'apatite.

La roccia manifesta caratteri analoghi alle due precedenti, salvo una più evidente sostituzione periferica di alcuni dei maggiori fenocristalli anfibolici (γ' = verde azzurrino; α' = giallino sporco molto chiaro; $c/\gamma \sim 15^\circ$) da parte di orneblenda zonata con più intensa colorazione. Anche qui, in qualche caso, i fenocristalli sono leggermente peciloblastici. Talora l'anfibolo dei fenocristalli è stato sostituito da un aggregato a tendenza granoblastica di un altro anfibolo, completamente incoloro, che è arrotondato e circondato alla periferia dall'anfibolo scuro della massa di fondo.

Nel complesso si osservano solo limitati fenomeni di sostituzione sui fenocristalli di anfibolo, con origine secondaria di titanite, epidoto, magnetite e clorite; si possono attribuire in parte ad autometamorfismo in parte a leggero metamorfismo di tipo idrotermale.

m) **Porfiriti plagioclasico - anfibolico - pirosseniche a tendenza lamprofirica...** Costituiscono il sistema più meridionale di filoni, orientati SW-NE ed attraversanti i terreni eruttivi e sedimentari, dell'alta valle.

Sono quasi sempre verticali, o con immersioni a NW fra 75° e 90° , ed hanno direzioni comprese tra N 20° E - S 20° W e N 70° E - S 70° W.

Questi filoni, di cui si è già occupato G. CEVALES ([6], pp. 19 e 22-23), presentano una estesa alterazione di tipo idrotermale che, in un campione da me prelevato a S del Passo del Gello, arriva alla quasi completa propilitizzazione della roccia in un aggregato di plagioclasio, clorite, magnetite, sericite e quarzo.

n) **Microporfrite plagioclasico-anfibolico-pirossenica a tendenza lamprofirica...** Nell'Anisico superiore, sulla cresta subito ad E del Passo del Termine ove, data la sua giacitura poco inclinata, interseca la superficie topografica formando un anello continuo.

Macroscopicamente è una roccia a grana fine, cristallina, con solo rare chiazze bianche a contorno irregolare. E' solcata da sottili vene decolorate lungo piani latenti di frattura.

Ha grana piccola, relativamente uniforme ed è composta da plagioclasio zonato (an-desina-labradorite)⁽¹⁾, pirosseno, anfibolo, biotite, titanite. Il feldspato è ben idiomorfo, mentre pirosseno, anfibolo e biotite si associano e si sostituiscono vicenda ed hanno bordi irregolari. Leggera sericitizzazione del plagioclasio.

Tutti i filoni porfiritici e lamprofirici finora descritti non presentano affatto, o presentano solo deboli, azioni metamorfiche, perlomeno limitate ad autometamorfismo ed a

⁽¹⁾ Carattere del minerale ora positivo ora negativo, c/a in zona simmetrica dei geminati albite da circa 10° a circa 35° nei cristalli zonati.

metamorfismo di grado idrotermale; esistono anche dei filoni, formati da rocce più nettemente ricristallizzate, per i quali si può rimanere in dubbio se attribuirli ancora a porfiriti, o considerarli già appartenenti al gruppo delle cornubianiti e delle porfiriti cornubianizzate descritte a parte. Fra quelli studiati hanno queste caratteristiche i seguenti:

a) **Porfirite plagioclasico - biotitico - anfibolica a magnetite con tendenza cornubianitica.** Il campione esaminato è stato prelevato all'estremo affioramento meridionale del filone porfiritico più lungo che attraversa la mulattiera per Passo del Termine sulla sinistra del piano alluvionale a S del passo stesso.

Questo filone, che presenta una grossa apofisi trasversale, è perlopiù concordante ($N\ 30^{\circ}\ E - S\ 30^{\circ}\ W; 90^{\circ}$) entro ai marmi del Livinallongo; talora ha invece un andamento irregolare lungo fratture. La sua potenza raggiunge i 2 m. È formato da una roccia macroscopicamente con aspetto compatto, colore grigio e grana fine e piuttosto uniforme entro alla quale, qua e là, si notano chiazzature olivacee probabilmente epidotiche.

Al microscopio si osserva invece una struttura porfirica con frequenti fenocristalli plagioclasici di dimensioni piccole e, eccezionalmente, medie immersi in una massa di fondo a grana fine. Per quanto riguarda la composizione è assolutamente prevalente il plagioclasio, mentre sono pure comuni biotite, anfibolo e magnetite. Più scarsi zoisite, sericite, saussurite ed apatite.

Il plagioclasio è di tipo andesinico⁽¹⁾. I fenocristalli presentano evidenti fenomeni di ricristallizzazione, tendendo a scomporsi in vari individui cristallini. Molto avanzata è la saussuritizzazione, la sericitizzazione e la zoisitizzazione.

Bene evidente la sostituzione di biotite ad anfibolo, con tendenza alla formazione dei caratteristici aggregati bacillari di biotite. Anche l'anfibolo è però in piccoli cristalli e fresco, e sembra essersi formato anch'esso in fase di metamorfismo di contatto.

b) **Porfirite plagioclasico - biotitico - anfibolica a magnetite con tendenza cornubianitica.** Filone porfiritico entro al Livinallongo del canalone sulla sinistra del Caffaro, di fronte a Malga Blumone di sopra, e a q. 1850.

E' il più basso dei filoni che s'incontrano salendo dal fondovalle lungo il canalone suddetto. La sua roccia ha l'aspetto di una massa uniforme grigio-violacea o grigio-verdastra, meno che nelle zone ove, per impregnazione di limonite, assume una tinta rugginosa.

E' analoga alla precedente e presenta gli stessi fenomeni. I fenocristalli, ora sono semplicemente cataclastici, ora sono ricristallizzati parzialmente. La massa di fondo è,

⁽¹⁾ Indici molto superiori al balsamo, estinzioni in zona simmetrica dei geminati albite difficili a misurarsi ma sui 15° alla periferia e sui 30° al nucleo dei cristalli zonati.

rispetto alla roccia precedente, più ricca di biotite e magnetite ed i componenti essenziali, in ordine di frequenza, sono qui plagioclasio, biotite, magnetite ed anfibolo. E' pure presente la titanite.

FENOMENI METAMORFICI DI CONTATTO

Tutti i terreni sedimentari compresi entro l'area della carta geologica allegata al presente lavoro sono in facies metamorfica di contatto. Si tratta di facies metamorfiche ormai ben note in tutto l'Adamello meridionale e sudoccidentale [13], [2], [1], e sulle quali non vale quindi la pena di soffermarsi.

La facies ad *anfibolo* e *scapolite* che, come è noto ([12], p. 29; [2], p. 57) caratterizza i terreni dell'Anisico in facies normale, e soprattutto dell'Anisico inferiore, nella zona esterna di metamorfismo, è piuttosto eccezionale nella nostra area, ove il grado di metamorfismo è sempre elevato. Essa si riscontra per vasto tratto solo ad E del Gaver, mentre limitata è l'estensione delle altre due plaghe, una subito a monte di Malga Blumone di sotto e l'altra a monte di Malga Blumone di sopra.

Molto comuni sono invece le zone ove, per l'elevato grado di metamorfismo dovuto alle immediate vicinanze di masse eruttive più o meno visibili in superficie, i terreni metamorfici normali passano a *calcefiri* e *cornubianiti* di contatto. Talora il fenomeno è esteso su vasta scala e in tali zone, assieme a rocce eruttive ricche di diopside e granato, affiorano esclusivamente masse di granatiti, di diopsiditi, e di calcifiri e cornubianiti a granato, diopside, epidoto, e talora forse vesuviana. Tali località sono state indicate sulla carta come *giacimenti di minerali di contatto*. Di essi, i più vistosi ed interessanti si raggruppano in quattro località. La prima si trova intorno alla massa dioritica a NNE dell'ex Malga Scaletta, la seconda si estende lungo i contatti con la granodiorite ad E del Casinello di Blumone, la terza e la quarta, con mineralizzazioni di contatto molto caratteristiche, si trovano immediatamente a S del Passo del Gello, e nella zona circostante al Passo del Termine⁽¹⁾. Particolarmente ben esposto è il giacimento a S del Passo del Gello. Qui, presso al contatto, la granodiorite presenta un graduale arricchimento in anfibolo fino a diventare esclusivamente anfibolica. Contemporaneamente aumenta però, almeno apparentemente, la percentuale dei componenti sialici cosicchè la roccia eruttiva, a giudicare dal colore, sembrerebbe più acida anzichè più basica di quella della massa. Talora in queste facies vi è un vistoso anfibolo nerastro; altre volte la roccia è invece tutta picchiettata da un anfibolo verde chiaro, senza perdere per questo la caratteristica di essere complessivamente molto più chiara della massa eruttiva fondamentale. Presso la periferia immediata questi materiali sono mineralizzati irregolarmente a thulite, epidoto, titanite, pirosseno e forse vesuviana. Segue verso l'esterno una sottile fascia di rocce composte esclusivamente da diopside, o da granato, o da entrambi. A questa fascia ne tien dietro una, con potenza molto variabile (fino a 20 cm) ed aspetto cornubianitico concerezionato, di colore giallastro, bruno o nerastro. A questa infine fa seguito il marmo, spesso compenetrato lungo fratture da serpentino giallo che vi si infiltrà par-

(1) Dei granati provenienti dai dintorni del Passo del Termine sono stati studiati dal GOTTFRIED [9 bis].

tendo dalla periferia dello strato concrezionato suddetto. In un punto il marmo contiene una netta fascia di un minerale prismatico allungato nero che resta interamente opaco anche in sezione sottile e solo se ridotto in polvere al mortaio diventa trasparente, manifestando allora un pleocroismo marcato da bruno scuro su γ a verde azzurro scuro su α . Esso si presenta con aspetto aciculare, in aggregati fascicolari, ed ha angolo di estinzione di circa 4° e carattere della zona positivo. Si tratta con ogni probabilità di un tipo di orneblenda molto ferrifera e più o meno alcalina da avvicinarsi a quelli compresi nel gruppo delle ossiorneblende.

La tipica modificazione periferica della roccia eruttiva per arricchimento di anfibolo verde chiaro si riscontra in molti altri punti presso al contatto tra eruttivo e sedimentario, ed anche in alcune apofisi isolate ma vicine ai contatti stessi, specialmente sul lato occidentale della valle.

Anche nella zona presso Passo del Termine e in quella ad E di Malga Blumone di sotto e a N di Malga Belvedere si osservano, nelle rocce eruttive presso i contatti, fenomeni analoghi a quelli già visti presso Passo del Gello. Ad E di Malga Blumone di sotto, in un punto ove la roccia sedimentaria al contatto non presenta visibili minerali metamorfici, nella roccia eruttiva si osserva alla periferia un orlo con aspetto di quarzite grigiastra o rossastra, potente da 2 a 10 cm, e poi una facies simile a quella della normale granodiorite ad ortose roseo e biotite ma presentante dell'anfibolo nero o nerastro quale unico componente femico. Dopo qualche centimetro segue una facies sempre più biotitica finchè, a circa 50 cm di distanza dal contatto, la roccia è già quella normale.

Meritano cenno particolare alcuni minerali di contatto meno comuni. Il *serpentino giallo* si trova, in spalmature lungo diaclasi, oltre che nel giacimento già citato a S del Passo del Gello, entro ai marmi dell'Esino sul sentiero in quota che dalla vasca di carico della centrale del Gaver porta al Lago della Vacca, in marmi attribuiti al Livinallongo sottostanti alla vasca stessa, e inoltre nei marmi a grosse bancate, verosimilmente dell'Esino, che si trovano, completamente immersi nella roccia eruttiva, sulla cresta a S del Monte Listino. Nei marmi di quest'ultima località ho trovato pure, disperso, uno *spinello* con abito ottaedrico netto e colore nero intenso in massa e grigio nero per trasparenza. La thulite è stata osservata anche alla periferia delle masse dioritiche comprese tra l'ex Malga Scaletta e la vasca di carico.

In più punti si è notata la presenza, entro i terreni del Livinallongo inferiore, e precisamente in sostituzione parziale o totale delle caratteristiche nodulosità cornubianite che accompagnano i marmi, di un *minerale bianco candido fibroso-raggiato*. Esso si osserva, particolarmente abbondante, lungo la cresta che costituisce la parte più alta della dorsale tra il piano alluvionale del Casinello e quello a S del Passo del Termine; qui, nella parte a N della mulattiera, questo minerale è abbondantissimo. È stato osservato però anche in altre località, e precisamente nel detrito a S della parete Passo del Termine - Cima di Blumone ove, appunto per la presenza di questi materiali assieme alle altrettanto tipiche cornubianiti violacee, è lecito supporre l'esistenza di piccoli lembi di Livinallongo (vedi pag. 42) e nel punto in cui, a monte della Malga Blumone di sopra, il Caffaro, abbandonando il La Valle, taglia il suo letto entro i materiali del Livinallongo per portarsi più ad oriente. Materiali analoghi sono presenti in una piccola lente, con lunghezza massima di 4 o 5 m, rappresentante probabilmente un addentell-

lato di facies diversa entro ai marmi dell'Esino sul fianco destro del tronco iniziale della valle, a SW del Passo del Termine (vedi pag. 12). Il minerale fibroso-raggiato, determinato su campioni di quest'ultima località, ha le seguenti caratteristiche: birifrangenza media, segno di minerale biassico positivo con angolo degli assi ottici abbastanza grande ed $r > v$, c/γ oscillante intorno ai 40° , incoloro e privo di pleocroismo. Si tratta quindi di un pirosseno corrispondente a *diopside purissimo*.

La *flogopite* compare, per azioni metamorfiche di contatto, entro al piccolo nucleo di marmo farinoso del Werfeniano superiore aderente alla granodiorite a SSE del Casinello, e nei materiali analoghi dell'Esino dell'estremo NW della valle. Qui, verso quota 2100, essa presenta macroscopicamente netto abito lamellare e colore verde chiaro mentre al microscopio è interamente incolora, ha carattere di minerale praticamente uniassico negativo con estinzioni parallele o quasi, e $\gamma - \alpha \sim 0,050$. Si trova associata con granuli di granato e di un minerale a birifrangenza elevata e pleocroismo appena percepibile o incoloro, attribuibile ad epidoto e forse anche in parte ad olivina.

Un minerale lamellare a grana molto più fine si trova invece entro ai marmi del Livinallongo nel solco torrentizio (attualmente usato per lo scarico di sfioro del serbatoio) subito ad W dell'ex Malga Scaletta, lungo la traccia di sentiero che di là porta al Casinello di Laione. Esso da luogo, assieme alla calcite, a molta magnetite, limonite, ematite, e forse anche un po' di clorite, a certe fascie di colore verde-azzurrognolo scuro da cui i marmi stessi appaiono solcati. Al microscopio presenta una colorazione piuttosto variabile come intensità ma con netto pleocroismo:

$$\begin{aligned}\gamma &= \beta = \text{verdolino-azzurro o verde-azzurro intenso} \\ \alpha &= \text{icoloro.}\end{aligned}$$

E' quasi uniassico negativo e con birifrangenza massima ($\gamma - \alpha$) oscillante tra circa 0,025 e valori alquanto più bassi. Il minerale appartiene, per i suoi caratteri, al gruppo delle biotiti ed è probabilmente attribuibile ad una *biotite cromifera*.

Per quanto riguarda la mineralizzazione tardiva in fase idrotermale, se ne è già ampiamente trattato a proposito delle trasformazioni da essa indotte nelle rocce filonianne. In questo campo merita solo ricordare il notevole arricchimento in *magnetite* che si osserva in tutte quelle più antiche, e la deposizione in fase tardiva di *pirite* che accompagna talora quelle più recenti, probabilmente assieme a piccole quantità di *calcopirite*. Spalmature verdastre ed azzurrine da carbonati di rame sono state osservate infatti in varie località, e specialmente nel detrito sotto la parete a NNW della Cima di Blumone, entro a tonalite, granatiti, e porfiriti. Ciò si verifica anche nel piccolo nucleo di marmo (in realtà composto di due masse indipendenti) completamente circondato dalla tonalite e compreso fra filoni di porfirite, ad W del Passo del Termine, e nella cornubianite verdognola del Livinallongo della dorsale compresa tra il Caffaro ed il confluente di sinistra che sbocca in esso a N della Malga Blumone di sopra.

Per completare l'esame dei fenomeni di contatto resta infine da accennare alle *migmatiti* che si osservano, in due località, al contatto tra roccia eruttiva e cornubianiti del La Valle. Ciò avviene una ventina di metri a S del Passo del Termine, ove la tonalite si addentella a cunei con il sedimentario formando, per piccoli tratti, anche delle vere rocce miste. Iniezioni letto a letto tra tonalite, tonalite basica, e cornubianiti si osservano anche a SSW del Casinello di Blumone, nel punto in cui dalla mulattiera di fondovalle

si stacca il sentiero che gira in quota sul fianco destro, seguendo la condotta di derivazione della centrale del Gaver.

Fenomeni di assimilazione si notano frequentemente sul lato destro della valle, entro alla tonalite o alla diorite che contengono, qua e là, zolle di marmi dell'Esino ancora ben riconoscibili, o già interamente trasformati in noduli di diopside ed epidoto, o infine interamente assimilati a formare nuclei o *Schlieren* allungati di rocce microgranulari più basiche entro alla roccia eruttiva normale. Salendo sul fianco destro della valle per il sentiero che, subito a S del Casinello di Blumone si dirige verso W, si incontra presto entro alle cornubianiti del La Valle una vistosa massa di tonalite basica; anche questa contiene numerosi inclusi in via di assimilazione e *Schlieren*.

TETTONICA

La struttura della zona presenta, come giustamente indicato già nel precedente rilievo di A. PASA, una tendenza alla formazione di scaglie tettoniche per la presenza di piani di movimento longitudinali che comportano riduzioni e soppressioni di termini stratigrafici. L'ordine di successione dei vari terreni permette, in qualche punto, di ricostruire le pieghe originarie anche se le zone di cerniera sono ben poco visibili. Ciò vale, in particolare, per la parte bassa della Val di Blumone. Una piega ad asse notevolmente inclinato, emergente a N, si può ricostruire nel tratto tra Malga Blumone di sotto e Malga Blumone di sopra; essa ha al suo nucleo il Werfeniano superiore attorno al quale si dispongono, abbastanza regolarmente, l'Anisico ed il Livinallongo. La piega è però estremamente deformata e disarticolata da numerose faglie, di cui le due più notevoli sono quella che segue il letto del torrente tra Malga Blumone di sotto e la cascatella a valle di Malga Blumone di mezzo, e l'altra che tronca gli affioramenti di Anisico a N e NW della stessa Malga Blumone di mezzo. Queste faglie hanno il carattere di disturbi longitudinali, con piani subverticali paralleli alla giacitura prevalente degli strati, e sono molto importanti perché segnano una fase di transizione tra le pieghe e la struttura a scaglie della parte alta della valle.

L'altra piega, con fianchi ancora più prossimi al regime isoclinale, si osserva sul pendio SSE del Cornone di Blumone; ha asse probabilmente molto inclinato, cerniera acutissima, e si presenta asimmetrica per la forte riduzione del Livinallongo nel suo fianco settentrionale. Il nucleo è costituito da Anisico inferiore ed il piano assiale, qui ben individuabile, ha direzione N 70° E - S 70° W. Fra le due pieghe anticinali nominate, una fascia di cornubianiti del La Valle, spezzata e troncata da faglie trasversali, segna la posizione, alquanto irregolare, della traccia del piano assiale della sinclinale interposta. Mentre l'asse dell'anticinale di fondovalle, e quello della sinclinale a nucleo di La Valle, emergono a settentrione, o a NE, quello dell'altra anticinale sembrerebbe emergere fortemente a SW.

Oltre che in queste strutture a grande scala, tracce di ripiegamenti si ritrovano nelle *strutture in piccolo*. Ciò è particolarmente comune nei terreni dell'Anisico inferiore, ove si può osservare spesso una fitta pieghettatura perlopiù isoclinale, con cerniere anche acutissime e fianchi perfettamente paralleli per notevoli tratti. I ripiegamenti di questo tipo rappresentano peraltro, come già si è osservato (pag. 7), una ca-

ratteristica molto frequente nei terreni dell'Anisico inferiore di tutto l'Adamello meridionale. Le direzioni assiali di queste strutture in piccolo sono esattamente parallele alle direzioni degli strati dominanti nella zona e presentano talora inclinazioni assiali anche forti e fino a subverticali. Pieghettature di questo tipo sono state osservate specialmente sul fianco destro della valle, a metà strada fra la Malga Blumone di sotto e la Malga Blumone di mezzo, nella zona a settentrione del piano alluvionale del Casinello di Blumone, e sulla cresta che va dal Passo del Gello alla Cima di Blumone. Più rare, ma di maggior significato perchè meno banali, sono le pieghe a piccolo raggio dei terreni del Livinallongo. Esse si osservano sulla dorsale ad W del piano alluvionale del Casinello di Blumone, nella zona ove sorgono i ruderi di edifici costruiti per la guerra del 1915-18. Qui ho misurato:

- 1) direzione assiale: N 20° E - S 20° W; immersione assiale: 45° a S 20° W
- 2) direzione assiale: N 60° E - S 60° W; immersione assiale: 80°-85° a S 60° W
- 3) direzione assiale: N 20° E - S 20° W; immersione assiale: 10°-85° a N 20° E

Anche nei marmi del Livinallongo che si incontrano lungo la mulattiera, salendo da Malga Blumone di mezzo, si osservano fini pieghettature ad asse molto inclinato con immersione assiale di 55° a N 25° E. Si tratta di piccole pieghe isoclinali che non determinano variazioni nella giacitura generale degli strati. Un piccolo filone di porfirite plagioclasico-anfibolica si presenta, in questa località, intercalato ai marmi e perfettamente concordante con le pieghettature di essi (vedi pag. 29).

Nell'alta Val di Blumone, a N della Malga Blumone di sopra, la tettonica è rappresentata, salvo che nelle già citate strutture in piccolo, da una *successione isoclinali di strati* passanti talora, per la presenza di piani di movimento longitudinali, a *scaglie*. Un'interpretazione degli originari rapporti strutturali fra le varie formazioni, che si estendono come fascie o lenti subparallele fra di loro e rispetto all'asse della valle, riesce difficile ed incerta.

Al fianco sinistro della valle domina una fascia, verso N sempre più estesa, di terreni dell'Anisico inferiore. Essi, assieme al piccolissimo affioramento di Werfeniano superiore presso il contatto con la granodiorite del M. Bruffione a S di q. 2240, si possono legittimamente considerare come la prosecuzione del nucleo della piega anticlinale già descritta nella parte bassa della valle, ove appare sul pendio SSE del Cornone di Blumone. Spostandosi ad W della fascia continua e ben individuabile di Anisico inferiore si incontrano, in serie normale, là ove non sono scomparsi per cause tettoniche, l'Anisico superiore, il Livinallongo, ed il La Valle. Molto caratteristiche sono le variazioni di potenza osservabili in questi terreni, e specialmente nell'Anisico superiore e nel Livinallongo, che presentano in certi punti delle laminazioni tettoniche ancora distinguibili nonostante l'intenso metamorfismo di contatto subito. Il La Valle è rappresentato da una potente fascia di cornubianiti nere che segna l'asse della depressione valliva in corrispondenza al piano alluvionale del Casinello di Blumone e delle zone a monte ed a valle di esso.

Molto più difficile è il riconoscimento dei terreni che seguono ad W e formano tutta la parte occidentale dell'alta Val di Blumone. Dei vari termini stratigrafici ivi rappresentati l'unico sicuramente individuabile è il Livinallongo che affiora, con facies molto

tipica, sulla dorsale compresa tra il ripiano alluvionale del Casinello di Blumone e quello ad E dello Scoglio di Laione, specialmente presso i raderi, e lungo l'asse della dorsale a N di essi. La presenza del Livinallongo dimostra che la serie stratigrafica non è qui più normale. Oltre a ciò l'esistenza di cunei e lembi di cornubianiti identiche a quelle del La Valle, e di marmi che sembrano più logicamente attribuibili all'Esino che non a facies atipiche del Livinallongo, permette di affermare che anche in questa zona devono esistere linee di disturbo longitudinali; di esse una almeno dovrebbe passare approssimativamente tra il La Valle che segna l'asse della parte alta della Val di Blumone ed il Livinallongo che affiora più ad occidente, ma non è improbabile che ne esista un maggior numero, ciò che spiegherebbe la notevole potenza del Livinallongo per l'associarsi ad esso di lame di marmi di altra età e la riduzione, fino alla soppressione, del La Valle nella zona meridionale e del Livinallongo in quella settentrionale. In particolare è possibile e probabile che vi sia una commistione tra lembi di Esino e di Livinallongo molto più complicata di quanto si è potuto indicare sulla carta.

Più sicura sembra l'età dell'estremo termine stratigrafico occidentale; dati gli adentellati, di sicura natura sedimentaria, tra marmi giallastri derivati da calcari a cellette e marmi bianchi, il complesso di questa formazione dovrebbe appartenere indiscutibilmente all'Esino.

In tutta l'area della Val di Blumone, salvo eccezioni locali, la *giacitura degli strati* è piuttosto monotona. La direzione media è SW - NE nella parte bassa ed in quella mediana, nella parte alta la media delle direzioni dominanti è invece prossima a S-N, salvo per l'estrema zona settentrionale-occidentale ove si passa, abbastanza bruscamente, a direzioni prevalenti SE - NW e fino ad E - W.

Delle 102 misure di giacitura effettuate, 50 corrispondono a strati perfettamente verticali, 23 danno inclinazioni di 75° o più, 21 inclinazioni da 45° a 74° , e solo 8 inclinazioni minori di 45° . Le immersioni verso NW o SW sono prevalenti (più del doppio) rispetto a quelle verso NE e SE.

Data la complicazione della zona, particolare attenzione è stata dedicata, nel corso del rilevamento, all'esame dei *prodotti cataclastici* fra formazioni diverse, che soli avrebbero in certi casi potuto garantire la natura tettonica, anziché per eteropia, del contatto. Questa ricerca ha permesso, tra l'altro, anche di stabilire i rapporti intercorrenti fra fenomeno metamorfico e movimenti tettonici. Il primo è sempre in parte notevole, e talora del tutto, posteriore alla formazione delle rocce tettoniche miste, delle cataclasiti e delle miloniti, che sono state ricristallizzate dopo la loro formazione a formare una nuova roccia spesso con aspetto simile, e consistenza uguale, a quella di un materiale compatto. Questo determina naturalmente una minor appariscente delle zone di faglia, e talora un riconoscimento difficile, e forse spesso impossibile, degli originari prodotti milonitici. Dato il valore notevole che hanno queste testimonianze, sia per la tettonica che per i rapporti con il metamorfismo, si considera opportuno prendere qui in esame singolarmente le varie dislocazioni elencando, per ognuna, le caratteristiche osservate sul terreno.

Le *linee di disturbo* più importanti della zona sono quelle *longitudinali*. Cominciando dalla parte più meridionale dell'area, una notevole faglia corre esattamente lungo il letto del Caffaro, tra Malga Blumone di sotto e la cascata a S di Malga Blumone di

mezzo. Mentre al fianco destro si osserva l'Anisico inferiore senza visibili tracce di deformazioni plastiche, a quello sinistro, subito a monte dell'affioramento meridionale di Werfeniano superiore, si susseguono scaglie laminatissime, e spesso prodotti tettonici misti di calcare a cellette del Werfeniano e di marmi e cornubianiti dell'Anisico inferiore, dell'Anisico superiore, e del Livinallongo. Il movimento venne facilitato evidentemente dal comportamento plastico del calcare a cellette; questo si trova suddiviso in lame lubrificanti allineate lungo la faglia ed a contatto con terreni diversi. Al suo estremo NE la faglia tronca diverse apofisi di aplite granitica, blocchi della quale si trovano completamente inclusi ed isolati entro al calcare a cellette. Questo disturbo è quello che presenta maggiori segni di una continuazione del movimento anche successivamente al metamorfismo (¹), benchè sembri probabile che anche qui il movimento di entità maggiore sia stato premetamorfico. Di particolare significato il fatto che nel movimento sono state coinvolte anche delle rocce eruttive. Queste ultime hanno una composizione aplitica piuttosto omogenea salvo all'estremo N, proprio sotto la cascata, ove le apliti confinano con una roccia eruttiva ricchissima di differenziazioni e molto cataclastica, di composizione tra la tonalite basica e la diorite; delle apliti, è stato sottoposto allo studio microscopico un campione proveniente da un blocco completamente incluso entro al calcare a cellette (vedi pag. 23). Si tratta certamente di apofisi del vicino massiccio granodioritico del Bruffione, che in questa zona presenta delle differenziazioni periferiche particolarmente acide (granodiorite biotitica) ([6], pp. 8-11). La copertura quaternaria non consente di stabilire se la faglia di cui ci occupiamo continui più a N; quasi certamente essa tende a biforcarsi perchè un più esteso tritume milonitico si trova nei pressi immediati della cascata, sulla sinistra, entro l'aplite, ed al contatto tra questa e la roccia dioritica prima nominata che sembra pure molto cataclastica; con ogni probabilità però essa si attenua, pur riuscendo a congiungersi con le altre superfici di movimento esistenti nella zona a NNW di Malga Blumone di mezzo.

La faglia con superficie arcuata che è stata disegnata sulla carta geologica poco sopra la suddetta malga non è testimoniata da particolari prodotti milonitici ma dall'anormalità dei contatti che si osservano chiaramente in questa zona. Forse essa avrebbe potuto essere messa meglio in evidenza se fosse percorribile il tratto di letto torrentizio fra Malga Blumone di mezzo e Malga Blumone di sopra, che deve seguire più o meno la parte settentrionale del disturbo medesimo. Presso lo sbocco del confluente di destra del Caffaro, e lungo la mulattiera fino a Malga Blumone di sopra, affiorano dei marmi bianchi con intercalazioni di cornubianiti rugginose; sono stati attribuiti al Livinallongo perchè sembrano continui con facies più tipiche di questo livello che si trovano a NE ed a SW. Potrebbe trattarsi però anche di facies di scogliera dell'Anisico, se non addirittura di Esino e La Valle (²). Anche la natura del contatto di questi mar-

(¹) Anche la faglia che riduce in più punti a brecciamate tettoniche poco coerente la cornubianite filonianata subito sopra alla centrale del Gaver (vedi pag. 19, paragrafo d), deve essere considerata, almeno in parte, postmetamorfica.

(²) Quest'ultima è l'interpretazione accettata dal SALOMON, che era passato da un'originaria ipotesi dell'esistenza di una sinclinale ([12], p. 36) a quella, corrispondente alla realtà anche se non in tutti i particolari, di un'anticlinale con nucleo di Anisico passante a faglia al suo fianco NW ([13], pp. 261-263 e ff. 71-72). Oltre alla diversa interpretazione dell'età di alcuni terreni, il profilo della f. 72 dell'ultima opera è però certamente errato nella parte WNW, parte che del resto sembrava di dubbia interpretazione al SALOMON stesso; questi, pur non avendo notato i terreni al nucleo dell'anticlinale alta, pensava potesse essere presente nella zona anche il Raiblano ed il Norico ([13], p. 262, in nota).

mi bianchi con il soprastante Anisico inferiore in facies camuna del fianco destro non è visibile sul terreno.

Molto tipica e ben seguibile è invece la grande faglia longitudinale della parte alta della Val di Blumone. Essa è già accennata dalla soppressione tettonica dell'Anisico superiore e dalle deformazioni del Livinallongo sul fianco settentrionale dell'anticlinale del pendio SSE del Cornone di Blumone; questi fatti si possono osservare a metà strada tra Malga Blumone di sopra e la prima confluenza fluviale a N di essa, là dove la mulattiera di fondovalle incomincia a salire sul fianco destro. Più a N questo disturbo sembra attenuarsi ma solo per ricomparire ed accentuarsi nella zona circostante al piano alluvionale del Casinello di Blumone. Tipiche miloniti trasformate in marmi listati, nei quali tuttavia si osserva ancora l'originaria tessitura cataclastica, si notano al contatto tra Anisico inferiore e Livinallongo nella parte SE del piano alluvionale del Casinello. Nell'angolo NE dello stesso piano il Livinallongo è presente solo come una stretta lama ridotta a milonite e compresa tra Anisico inferiore e La Valle. Le condizioni disagevoli, o impraticabili, della topografia non permettono di seguire ovunque questa fascia di miloniti; più a N ne ho riscontrato però l'indubbia presenza intorno a q. 2300, là ove il Livinallongo ricompare tra Anisico superiore e La Valle, associandosi ad un filone cornubianitico. L'importanza del movimento è denotata dal fatto che esso porta in più punti a contatto diretto Anisico inferiore e La Valle, con evidente soppressione dei termini intermedi. All'estremo N, lungo la cresta Passo del Termine - Cima di Blumone, esso determina la formazione di un cuneo di La Valle tra Anisico superiore ed inferiore (¹), e si collega con un disturbo parallelo alla direzione tettonica WNW - ESE caratteristica dell'area a SW di Passo del Termine, determinando anche qui un contatto anormale tra Anisico superiore e La Valle (²). Lungo tutta la lunghezza di questa grande faglia non si osserva mai traccia di movimenti postmetamorfici, ed i prodotti milonitici del movimento sono riconoscibili solo con attento esame, perchè completamente ricristallizzati e rigenerati in una nuova roccia compatta.

Come si è detto nella parte stratigrafica, è probabile che altre faglie longitudinali esistano sulla dorsale fra il piano alluvionale del Casinello e quello a NW di esso; tuttavia, nonostante l'attenta ricerca, non ne ho potuto mai osservare sul terreno la sicura posizione nè individuare i prodotti di miloniti che del resto in questo caso devono, se esistono, essere molto poco evidenti perchè il movimento avrebbe posto a contatto calcari puri con calcari puri e la ricristallizzazione potrebbe aver quindi cancellato anche del tutto le tracce della triturazione.

Una nuova linea di faglia longitudinale sicura si ha entro ai calcari a cellette dell'Esino, in corrispondenza al letto del torrente a SSW del Passo del Termine là dove,

(¹) Osservando la parte meridionale della parete NW della cresta Cima di Blumone - Malga Gello, dal punto più orientale raggiungibile dal Passo del Termine lungo la cresta Passo del Termine - Cima di Blumone, ho notato che essa è formata da un'alternanza di facies anisiche diverse e precisamente è caratterizzata da un'intercalazione di materiali simili a quelli dell'Anisico superiore entro ad Anisico inferiore tipico. Non è possibile stabilire, naturalmente, se si tratti di un fenomeno stratigrafico o tettonico ma l'alternanza sembra avvenire piuttosto regolarmente.

(²) Come osservato già dal SALOMON ([13], p. 257), ai piedi della parete S della suddetta cresta si raccolgono anche frammenti di marmi a silicati, fortemente metamorfici, che sembrano attribuibili al Livinallongo. Si tratta probabilmente di qualche piccolo nucleo di terreni di questo livello, compreso tra La Valle ed Anisico superiore, ed affiorante in parete.

verso l'estremità meridionale del loro affioramento, questi materiali cariati sono prossimi o molto prossimi al contatto con la diorite dello Scoglio di Laione. Questo movimento, le cui tracce sono state risanate interamente, sembra, da un successivo metamorfismo di contatto, ha interessato tuttavia delle apofisi di rocce eruttive (¹) i cui frammenti, in istato pulverulento, si trovano inclusi entro alla breccia di calcare a cellette metamorfico. In certi punti si osserva anzi il passaggio, per gradi, da roccia eruttiva di aspetto brecciato a brecce miste e poi a brecce di calcare a cellette contenenti frammenti di roccia eruttiva.

Oltre a queste linee di movimento longitudinali, più facili di queste da osservare ma di minore importanza, esistono anche delle *faglie trasversali*, specialmente evidenti nella bassa valle. Qui, nella zona compresa tra il solco torrentizio che termina presso la centrale elettrica del Gaver e quello che confluisce nel Caffaro poco a monte di Malga Blumone di mezzo, l'esistenza di alcune di esse è messa spesso in evidenza solo da contatti anormali, mentre di altre si son potute misurare direttamente le giaciture con direzioni comprese nell'angolo tra N 35° W e N 60° E e piani probabilmente subverticali. In alcuni casi la zona di contatto tettonico tra terreni diversi risulta direttamente esposta; così per esempio sul sentiero, non segnato sulla carta, che scende dal Malghetto di Laione fino a raggiungere quello che segue la condotta forzata del Gaver, a q. 1900 circa, si osserva il contatto, ad opera di una faglia con direzione N 65° E - S 65° W e piano subverticale, tra Livinallongo ed Anisico superiore. Anche a q. 1770 circa, tra la condotta forzata medesima ed il solco di discarica del serbatoio di carico, si osservano gli stessi terreni a contatto lungo una faglia con giacitura N 50° W - S 50° E; immersione di 60° a S 40° W.

Nell'alta Valle di Blumone una faglia trasversale è ben visibile, sulla destra orografica, dalla parte più settentrionale del piano alluvionale del Casinello di Blumone (Tav. I, fig. 4). Essa è subverticale, con direzione N 55° W - S 55° E, e mette a contatto i marmi compatti da me attribuiti all'Esino con le cornubianiti del La Valle; più in alto determina un evidente spostamento nel grosso filone di cornubianite porfiritica incluso entro al Livinallongo. Questa faglia è messa ben in risalto anche dalla morfologia. Un disturbo analogo si trova probabilmente poco più a S, là ove la mulattiera che sale dal piano del Casinello raggiunge il dosso dei ruderì; esso si raccorda forse con la faglia longitudinale che dovrebbe esistere ad occidente del piano del Casinello, ma nulla di sicuro ho potuto appurare sul terreno.

(¹) Si tratta di rocce a grana molto piccola, con composizione compresa tra le dioriti biotitiche e le tonaliti basiche. Non si possono studiare in sezione perchè sempre alteratissime; si osserva spesso anzi che il prodotto pulverulento della loro alterazione è disperso per un certo tratto entro alla contermine massa calcitica, ciò che fa pensare che la loro trasformazione in polvere debba essere contemporanea o precedente all'ultima ricristallizzazione della roccia. Alcuni frammenti, più uniformemente verdastri, hanno forse composizione più basica, oppure un'alterazione cloritica più spinta. Nella cataclasite della cariata sono presenti anche frammenti di cornubianiti di contatto.

MORFOLOGIA E TERRENI QUATERNARI

Nella parte alta della Valle di Blumone la *morfologia* è ancora tipicamente *glaciale*; la valle si allarga qui infatti a formare una specie di ampio circo i cui tratti sono ben conservati sui fianchi, là ove le rocce eruttive, più resistenti all'erosione, si presentano ancora evidentemente mrontonate; molto caratteristico è soprattutto l'aspetto della granodiorite del fianco sinistro, nella zona a SW del Passo del Gello, sotto la cresta fra il Monte Serosine ed il Passo Serosine. La vecchia superficie glaciale, verso q. 2200, si racorda con quella del dosso dei raderi che attualmente divide l'alta valle di Blumone in due bacini ben distinti.

E' questa, della bipartizione in due bacini paralleli, un'altra caratteristica della parte alta della valle. Essa risale probabilmente ad azioni fluviali interglaciali ma è certo stata ereditata e rielaborata dalle ultime glaciazioni che hanno scavato le due tipiche conche in contropendenza attualmente occupate dalla piana alluvionale a S del Passo del Termine, e da quella del Casinello di Blumone.

Nella media e nella bassa valle, tracce di queste antiche topografie glaciali sono date unicamente dai lembi di terrazzi indicati sulla carta, a quote gradualmente decrescenti fino a 1800 m (a ESE di Malga Blumone di mezzo).

Piccoli circhi di monte con modellazione glaciale più o meno mascherata dal detrito o dal morenico si trovano ovunque nelle parti alte della zona, entro alle rocce dioritiche del Cornone di Blumone ed a quelle granodioritiche del Bruffione. Già fuori dell'area della Valle di Blumone, ma compreso entro a quella della carta geologica, merita cenno l'imponente circo di monte a SW di Malga Gello, che si estende con nude superfici di modellamento glaciale, fin sotto la cresta del Monte Listino.

Nelle vicinanze di Malga Gello si trovano pure i più estesi *depositi morenici* della zona. La malga stessa sorge sopra una morena frontale di vistose proporzioni e, nelle parti superficiali, interamente ferrettizzata. Altre placche di terreni morenici, con bei cordoni laterali, si trovano nella zona a SSE della malga medesima, allo sbocco del circo che si stende a N del Passo del Gello.

Limitatissimi sono invece i depositi morenici nell'area della Val di Blumone, se si fa eccezione per la zona di Malga Retorti e di Malga Laione, del resto già fuori dell'area della valle vera e propria. La morena tra Malga Laione di sotto ed il Casinetto di Laione (quest'ultimo fuori dell'area della carta e compreso nella tavoletta Niardo), subito a SW dello stesso, disegna due bei cordoni laterali a ripida pendenza; essa è composta in prevalenza di tonalite ricca di microdifferenziazioni, e da più scarsa diorite, mentre rare sono le rocce dell'Anisico e del La Valle, tutte in facies metamorfica. Anche la natura dei materiali, oltre che la morfologia, indica per questa morena una provenienza da NW, dal bacino del Lago della Vacca.

Molto attiva è stata pure l'*erosione fluviale*, specialmente nella parte media e bassa della valle, notevolmente ristretta. Esistono anche qui lembi di terrazzi di fondo-valle glaciale ma il profilo trasversale ricorda, per la sua pendenza, molto di più quello delle valli fluviali che non quello delle valli glaciali. In vari punti della Val di Blu-

mone, inoltre, profonde gole accompagnano il letto del Caffaro e collegano tra di loro i piani corrispondenti agli originari circhi di valle glaciali.

Esistono nella zona degli estesi e caratteristici *depositi alluvionali*. Incominciando dal Nord, quello a SW, e l'altro più piccolo e più alto a SSE di Malga Gello, sono dovuti al riempimento di bacini sbarrati da morene frontali e, probabilmente, anche da soglie in roccia. In Val di Blumone meritano cenno i due piani alluvionali a S del Passo del Termine e presso il Casinello di Blumone, nonché quello, molto più piccolo e ancora acquitrinoso, completamente delimitato da granodiorite, ad E del Casinello. Tutti sono di origine glaciale ed è ben visibile la soglia in roccia che sosteneva in origine il lago; specialmente notevole è questa per il primo dei tre, che è circondato da ogni lato da rilievi incisi solo a SE da una stretta gola di origine interamente fluviale. Un grande piano alluvionale, ricco di pascoli e di boschi, si incontra poi all'estremo S dell'area rilevata ed è noto col nome di Gaver; esso si innalza gradualmente verso W in tre conoidi alluvionali coperte anch'esse da pascolo e bosco. L'alluvionamento di questa zona deriva dallo sbarramento del corso del Caffaro ad opera delle conoidi ed in particolare di quella più meridionale, formata dal torrente che scende dal Goletto del Gavero. Quest'ultimo che ha il proprio bacino inciso per buona parte nei terreni erodibili del Werfeniano superiore, è caratterizzato da un'enorme portata solida ed anche attualmente, nei periodi di maggiori precipitazioni, determina uno sbarramento della valle principale e l'origine di un più o meno esteso bacino lacustre. Nonostante l'attività erosiva del Caffaro, testimoniata anche dai terrazzamenti delle conoidi e delle alluvioni di fondo valle, la piana del Gaver è anche attualmente più in fase di colmataggio che in fase di erosione. Tutta la parte nordorientale è infatti ancora acquitrinosa.

Fra i *depositi detritici* meritano cenno quelli determinati dallo smantellamento della cresta che dalla Cima di Blumone si dirige su Malga Gello e quelli sul fianco E del Cornone di Blumone, a NW di Malga Blumone di sopra. Nella zona meridionale un enorme cono detritico scende dal fianco NW del Monte Mandre Vaimane e deve la sua origine probabilmente alla presenza della notevole faglia esistente in quella zona.

Per quanto riguarda i *rapporti tra geologia e morfologia* la Valle di Blumone è una valle tipicamente longitudinale e la sua impostazione è dovuta evidentemente al fatto che, sia l'esarazione glaciale che l'erosione fluviale, hanno trovato nei terreni sedimentari dei materiali molto più erodibili che non le circostanti rocce eruttive. In due soli punti il corso del Caffaro diventa nettamente trasversale. Ciò avviene una prima volta nel tratto compreso tra i due grandi piani alluvionali dell'alta valle; la deviazione è certamente dovuta alla maggior resistenza all'erosione presentata dalla dorsale di tonalite che sbarra a S l'area suddetta. Il secondo punto si trova a monte di Malga Blumone di sopra, là ove il torrente esce dai terreni del La Valle per gettarsi più ad E. Lo spostamento del corso fluviale, proprio nel punto in cui esso attualmente avviene, è probabilmente determinato dai poderosi coni detritici che scendono dalle pareti ad W; in ogni modo esso non fa che ripetere la migrazione dell'asse della valle glaciale verso le zone più erodibili, ad E. Evidente è la disposizione longitudinale anche nei due piani alluvionali che caratterizzano la parte alta della valle.

Una coincidenza dell'asse vallivo con linee di faglia si verifica in alcuni punti, ma non sembra aver influenza decisiva, probabilmente anche per il fatto che, essendo i

disturbi essenzialmente premetamorfici, non hanno determinato di norma una diminuzione di resistenza dei materiali. Solo nel tratto tra Malga Blumone di sotto e Malga Blumone di mezzo le rocce, deformate almeno in parte dopo il metamorfismo, sono molto più erodibili e la gola del Caffaro coincide qui quasi sempre esattamente col piano di faglia. Valli e vallette corrono spesso lungo i contatti tra eruttivo e sedimentario; ciò si verifica specialmente nella parte alta della valle e potrebbe far pensare ad una minor resistenza dei marmi nelle immediate vicinanze delle rocce eruttive.

Per quanto riguarda la *morfologia delle rocce eruttive* si è già notato che, là ove esse non sono coperte da terreni detritici o morenici, si presentano levigate per l'azione glaciale, con mottonature spesso spettacolari. Fanno eccezione le zone di cresta, e in particolare la lunga dorsale del gruppo del Bruffione, la quale ha un profilo irregolarmente dentato dovuto all'esistenza di frequenti sistemi di fratture che, presso il Passo Serosine, hanno direzione media E-W con immersione di 75° a S.

I *fenomeni carsici* non sono particolarmente evidenti; un certo incarsimento si osserva però nei marmi anisici ad E del Casinello di Blumone ed in quelli del Livinalongo della dorsale dei raderi a NW dello stesso Casinello e di quella, in gran parte formata da calcare a cellette dell'Esino, a NW del piano alluvionale a S del Passo del Termine. Una caratteristica dolina, benchè di piccole dimensioni, si trova nel Livinalongo ad WSW del Casinello e immediatamente presso il contatto con la tonalite basica; essa è stata indicata anche sulla carta geologica.

Le *sorgenti* non sono numerose ed hanno portata molto limitata. Quelle lungo la mulattiera di fondovalle, subito a valle del Casinello, si trovano al limite tra i marmi del Livinallongo e le cornubianiti del La Valle e, poichè subito dietro affiora la tonalite, sono probabilmente alimentate da infiltrazioni di tipo carsico nella zona a NW. Si può ritenere abbia analoga origine l'acqua della sorgente entro al Livinallongo a S del Passo del Termine.

Padova, Istituto di Geologia dell'Università e Centro Studi di Petrografia e Geologia del C. N. R., maggio 1954.

BIBLIOGRAFIA

1. ACCORDI B. - *Geologia del gruppo del Pizzo Badile (Adamello sud-occidentale)*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, 18, 1953, 58 pp., 1 t., 6 ff. n. t., 1 carta geol. alla scala 1: 25.000.
2. BIANCHI A. e DAL PIAZ Gb. - *Il settore meridionale del massiccio dell'Adamello*. Boll. Uff. Geol. It., 62, 1937, 1-87, tt. 1-5, 7 ff. n. t.
3. BIANCHI A. e DAL PIAZ Gb. - *Atlante geologico-petrografico dell'Adamello meridionale. regione fra lo Stabio ed il Caffaro*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, 12, 1937, 16 pp., 15 tt., 1 carta geol. alla scala 1: 12.500.
- 3^{bis} BIANCHI A. e DAL PIAZ Gb. - *Differenziazioni petrografiche e metamorfismi selettivi di contatto nel Massiccio dell'Adamello*. Rend. Soc. Min. It., 5, 1948, 26 pp., 1 cartina geol. - petr.
4. BIANCHI A. e DAL PIAZ Gb. *Il problema dell'età del Corno Alto nel massiccio dell'Adamello*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, 16, 1950, 21 pp., 1 t.
- 4^{bis} BIANCHI A. e DAL PIAZ Gb. - *Metamorfismo selettivo e processi metasomatici di contatto nel Massiccio dell'Adamello*. XVIII Intern. Geol. Congr. Report, Part III. London 1950, 81-89.
5. BIANCHI A. e DAL PIAZ Gb. - *Centro di studio per la petrografia e la geologia. Attività svolta durante l'anno 1950*. La Ricerca Scientifica, 22, 1952, 17-23.
6. CEVALES G. - *Studio petrografico del gruppo del Bruffione nell'Adamello meridionale*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, 17, 1952, 30 pp., 1 cartina n. t., 1 t.
7. COLBERTALDO D. - *Petrografia del Monte Blumone (Adamello meridionale)*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, 14, 1940, 50, pp., 3 tt., 1 cartina e 9 ff. n. t.
8. COLBERTALDO D. - *Ricerche geologico-petrografiche sul settore orientale dell'Adamello fra Val di Genova e Val di Breguzzo*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, 14, 1942, 44 pp., 3 tt., 1 cartina, 1 panorama e 5 ff. n. t.
9. CURIONI G. - *Ricerche geologiche sull'epoca dell'emersione delle rocce sienitiche (tonalite) della catena dei monti dell'Adamello nella provincia di Brescia*. Mem. R. Ist. Lomb. Sc. Lett., 12, 1872, 341-360, 1 f. n. t.
- 9^{bis} GOTTFRIED C. - *Die Mineralien der Adamellogruppe. III: Granat aus der Gegend des Passo del Termine*. Chemie der Erde, 5, 1930, 106-107.
10. von HAUER F. R. - *Erläuterungen zu einer geologischen Uebersichtskarte der Schichtgebirge der Lombardie*. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt, 9, 1858, 445-497, 1 carta geol. alla scala 1: 432.000.
11. LEPSIUS R. - *Das westliche Süd-Tirol*. Berlin, W. Hertz, 1878, 375 pp., 1 carta geol. alla scala 1: 144.000, 6 tt., 12 ff. n. t., molti profili geologici.
12. SALOMON W. - *Neue Beobachtungen aus den Gebieten des Adamello und des St. Gotthard*. Sitz. Kön. preuss. Ak. Wissensch. Berlin 1899, 27-41, 2 ff. n. t.
13. SALOMON W. - *Die Adamellogruppe. I. e II. Abh. k. k. geol. Reichsanst.*, 21, 1908-10, 598 pp., 9 tt., 98 ff. n. t., 1 carta geol. alla scala 1: 75.000 ed una cartina.
14. SUÈSS E. - *Das Antlitz der Erde*. I. Praga u. Leipzig 1883, 778 pp., molte carte e ff. n. t.
15. OGNIBEN G. - *Studio chimico-petrografico sul Monte Sabion (Adamello orientale)*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, 17, 1952, 83 pp., 2 tt., 3 ff. n. t.

CARTE GEOLOGICHE

(oltre a quelle comprese nelle opere sopra citate)

16. *Carta geologica della provincia di Brescia* alla scala 1: 172.800 (carta manoscritta a cura di G. RAGAZZONI - 1881).
17. *Carta geologica austriaca* alla scala 1: 75.000. Foglio Storo. Rilievi di von BITTNER (1881) e STACHE (Manuskriptkarte).
18. *Carta geologica delle Tre Venezie del Magistrato alle Acque di Venezia*. Foglio Riva. Rilievi di M. CADROBBI, A. PASA, L. TREVISAN ed altri. Firenze 1948.

I N D I C E

PREMESSA	Pag. 3
LAVORI GEOLOGICI PRECEDENTI	" 4
STRATIGRAFIA	" 6
WERFENIANO SUPERIORE	" 6
ANISICO INFERIORE	" 6
ANISICO SUPERIORE	" 8
LIVINALLONGO	" 9
LA VALLE	" 11
ESINO	" 12
LE FORMAZIONI ERUTTIVE	" 13
MASSE PRINCIPALI	" 13
MASSE FILONIANE	" 14
PORFIRITI CORNUBIANITICHE E CORNUBIANITI FELD- SPATICHE	" 14
FILONI ACIDI	" 22
FILONI POCO DIFFERENZIATI	" 26
PORFIRITI E LAMPROFIRI	" 26
FENOMENI METAMORFICI DI CONTATTO	" 35
TETTONICA	" 38
MORFOLOGIA E TERRENI QUATERNARI	" 44
BIBLIOGRAFIA	" 47

TAVOLA I.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA I.

FIG. 1. *Anisico inferiore* di facies normale, metamorfico: fitte e regolari alternanze di sottili strati di marmo grigio e di esili letti cornubianici; a SSE della Cima di Blumone ed a NNE del piano alluvionale del Casinello di Blumone (cfr. p. 7).

- » 2. *Anisico inferiore* di facies normale, metamorfico: particolare di pieghettatura; sulla sinistra del Caffaro, subito a N di Malga Blumone di mezzo (cfr. p. 7).
- » 3. *Livinallongo superiore*: facies tipica con alternanze di strati di marmo bianco e di sottili intercalazioni più erodibili; a monte di Malga Blumone di sopra, nel punto in cui il Caffaro attraversa il La Valle ed il Livinallongo per portarsi più ad oriente (cfr. p. 9).
- » 4. Contatto per *faglia trasversale* tra i marmi dell' Esino e le cornubianiti del La Valle; subito a NNW del piano alluvionale del Casinello di Blumone (cfr. p. 43).

MEMORIE DEGLI ISTITUTI DI GEOLOGIA E MINERALOGIA DELL'UNIVERSITÀ DI PADOVA - Vol. XVIII.

R. MALARODA - *Geologia della Val di Blumone.*

TAV. I.



FIG. 1



FIG. 2



FIG. 3



FIG. 4



TAVOLA II.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA II.

FIG. 1. *Cornubianite feldispatico-quarzoso-biotitica a magnetite*; sulla vetta della Cima di Blumone, immediatamente a N del punto quotato. Nicol ||, ingrandimento 27 x (cfr. p. 17).

Roccia filoniana evidentemente metamorfosata per azioni di contatto di tipo pneumatolitico-idrotermale. Nettamente distinguibili gli pseudofenocristalli a contorno da anfibolo attualmente rappresentati da un minuto aggregato di biotite, cui si associano scarse quantità di plagioclasio granoblastico.

FIG. 2. *Cornubianite feldispatica ad epidoto e titanite*; filone cornubianitico intermedio dei tre segnati sulla sinistra del piano alluvionale a S del Passo del Termine. Nicol ||, ingrandimento 23 x (cfr. p. 19).

Roccia filoniana evidentemente ed intensamente metamorfosata per azioni di contatto di tipo pneumatolitico-idrotermale. Il campo è dominato dal contorno lenticolare-ovoidale di due antichi fenocristalli plagioclasici ora sostituiti da un minuto aggregato di plagioclasio, ortoclasio, clinozoisite e sericite. Nella massa di fondo feldispatica i granuli di clinozoisite, associati a piccole quantità di titanite, tendono a disporsi a filamenti che attraversano anche gli aggregati di sostituzione ai fenocristalli. Si osservi che la grana dell'aggregato occupante gli antichi fenocristalli è molto più minuta di quella della massa di fondo della quale ha però sostanzialmente la medesima composizione. Notevole la scomparsa completa dei minerali femici originari. Anche nella sezione sottile sono presenti fini leptoclasie di cui alcune, sulla sinistra, trasversali rispetto alla tessitura orientata della roccia.

FIG. 3. *Porfirite plagioclasico - anfibolico - biotitica*; entro l'Anisico inferiore compreso tra il calcare a cellette werfeniano e la granodiorite biotitica, presso Malga Blumone di sotto. Nicol ||, ingrandimento 27 x (cfr. p. 28).

Roccia filoniana che ha subito limitate azioni autometamorfiche o metamorfiche di tipo idrotermale. Aspetto peciloblastico ed a bordi corrosi, dell'anfibolo, talora associato a lamelline di biotite di neoformazione ed a piccole quantità di pirosseno. Al nucleo di un aggregato di anfibolo è ben visibile una masserella irregolare di magnetite.

FIG. 4. *Porfirite plagioclasico - anfibolica*; nel Livinallongo lungo la mulattiera tra Malga Blumone di mezzo e Malga Blumone di sopra. Nicol +, ingrandimento 41 x (cfr. p. 29).

Roccia filoniana che ha subito deboli azioni metamorfiche di tipo idrotermale con apporto di ortoclasio e, probabilmente, di plagioclasio. La vasta plaga chiara isoorientata nella parte inferiore sinistra della fotografia corrisponde ad un unico individuo di plagioclasio labradoritico-bitownitico associato a minori quantità di ortoclasio; associazioni di questo tipo, con ortoclasio più o meno abbondante, formano la massa di fondo anche in altri punti della roccia includendo tutti gli altri minerali fra cui i fenocristalli di plagioclasio, nettamente idiomorfi e con la medesima composizione labradoritico-bitownitica. Nei fenocristalli sono distinguibili delle fratture lungo le quali il minerale si presenta sostituito da ortoclasio.

MEMORIE DEGLI ISTITUTI DI GEOLOGIA E MINERALOGIA DELL'UNIVERSITÀ DI PADOVA - Vol. XVIII

R. MALARODA - *Geologia della Val di Blumone.*

TAV. II.



FIG. 2

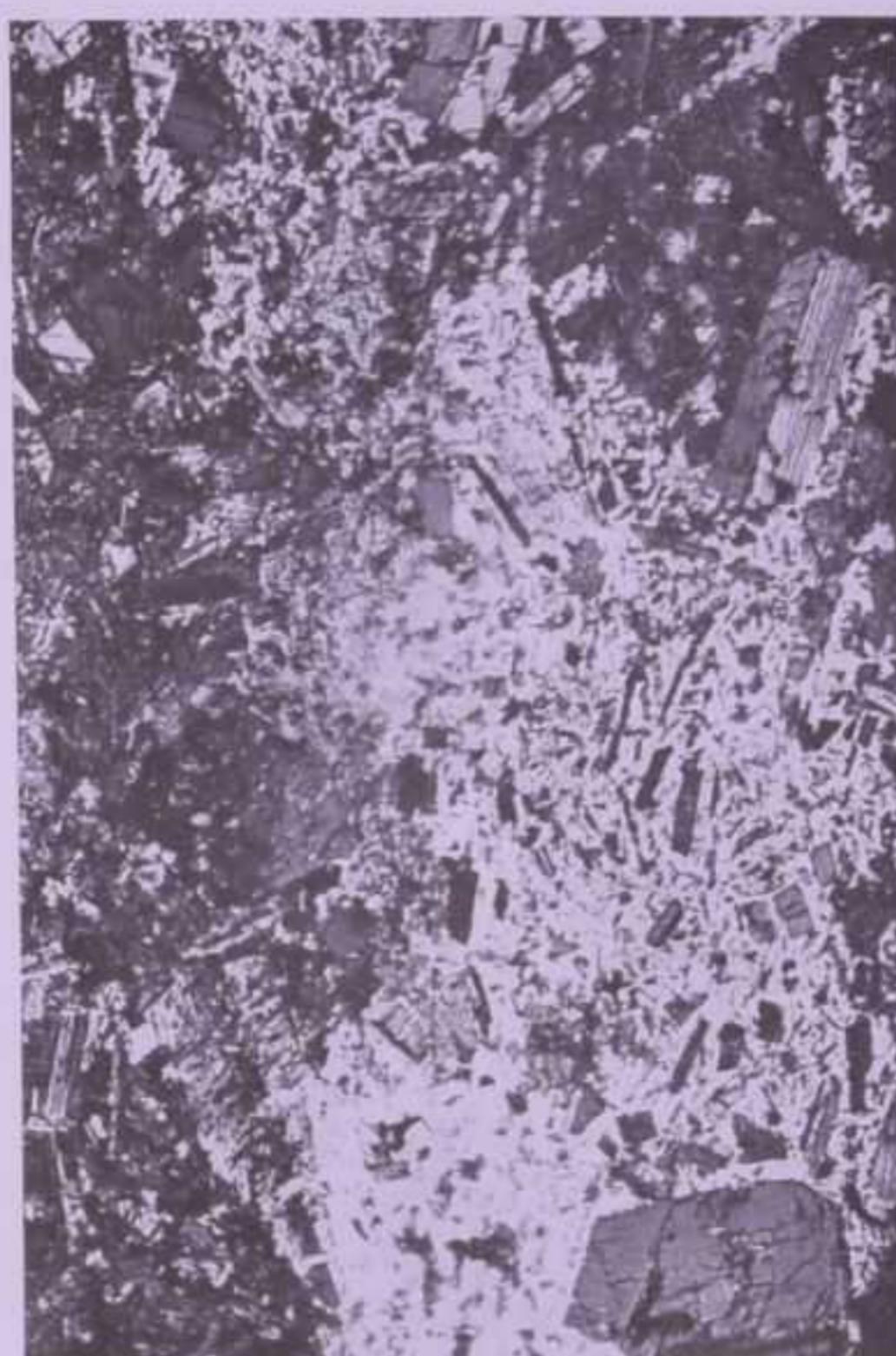


FIG. 4

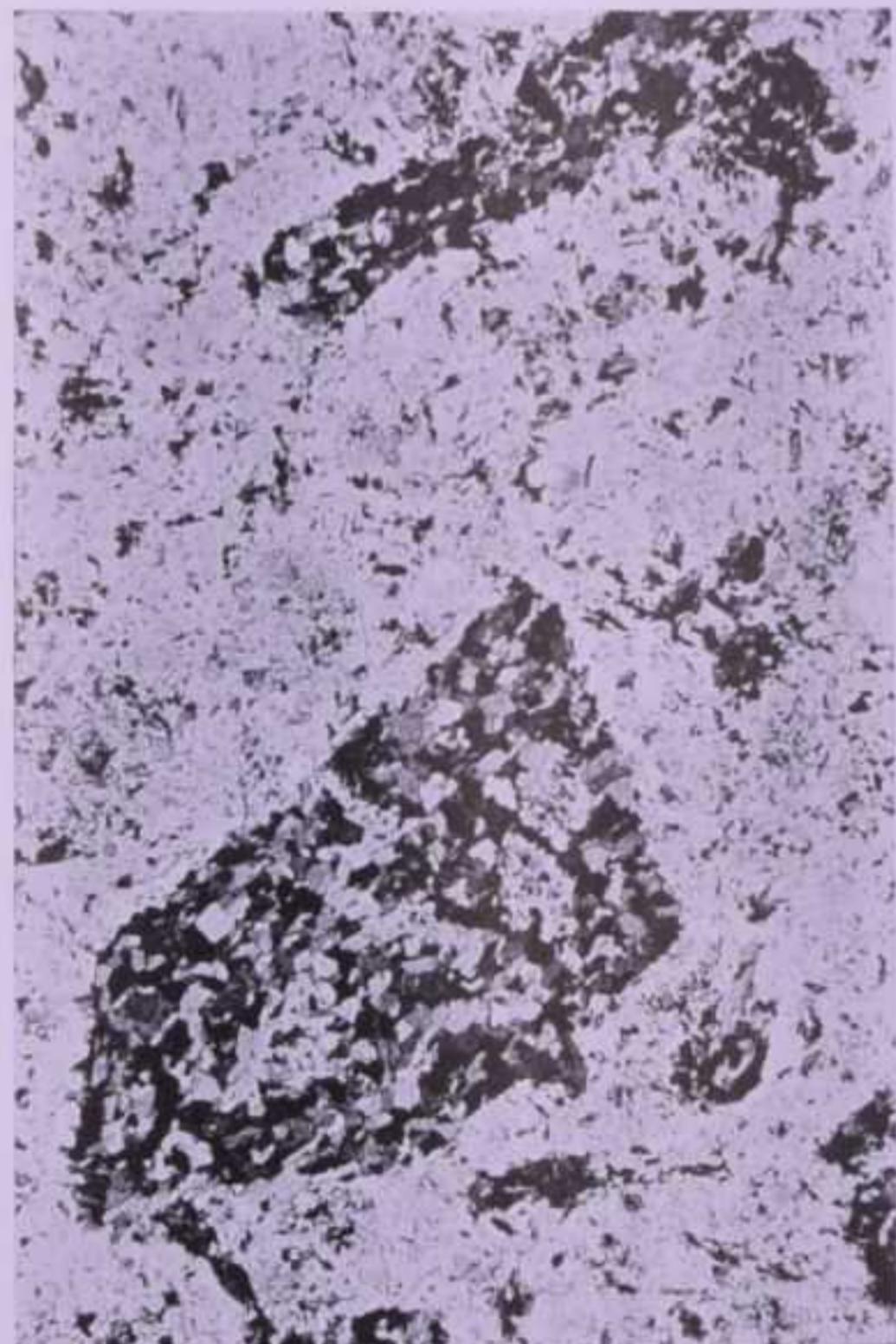


FIG. 1

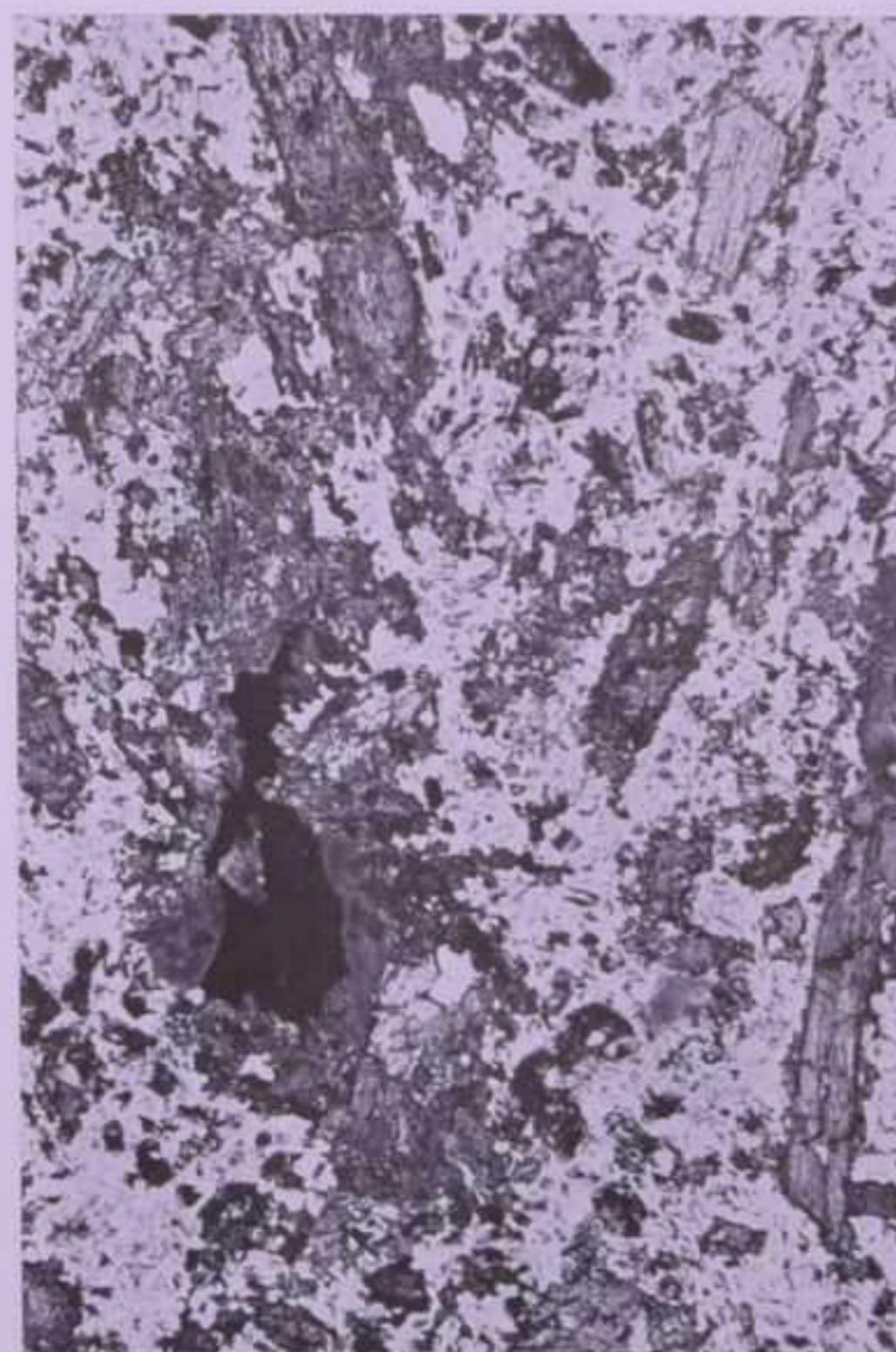
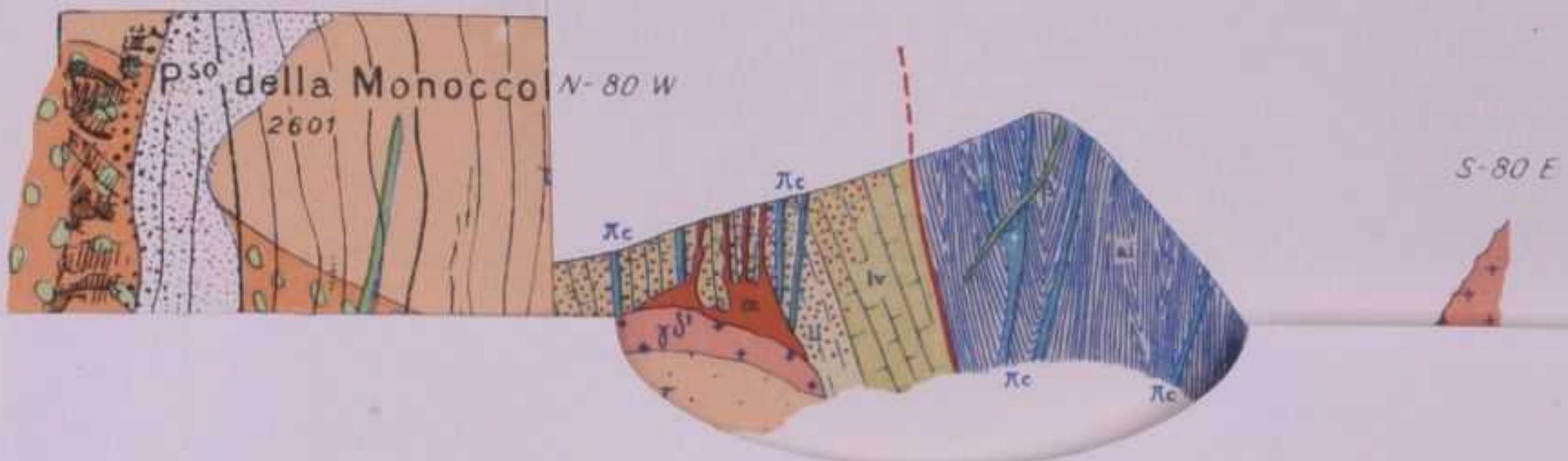


FIG. 3



MEMORIE DEGLI

CARTA



ROBERTO MALARODA

CARTA GEOLOGICA DELLA VALLE DI BLUMONE

(ALTA VALLE DEL CAFFARO)
NELL'ADAMELLO MERIDIONALE

Scala 1 : 12.500

