

ANTONIO ARGENTON*, GIORGIO V. DAL PIAZ**,
SILVANA MARTIN**, ENRICO SCHIAVON**

OSSERVAZIONI PRELIMINARI SUL VERSANTE OCCIDENTALE DELLA DORSALE GRAN ZEBRÙ - CEVEDALE - CORNO DEI TRE SIGNORI (AUSTRALPINO SUPERIORE, ALPI ORIENTALI)***

RIASSUNTO. — Lungo il versante occidentale della dorsale Gran Zebrù-Cevedale-Corno dei Tre Signori affiora una sezione completa della falda austroalpina superiore dell'Ortles. Essa comprende: (a) uno zoccolo cristallino pre-permiano costituito da ritmiche alternanze di metapeliti e metareniti con sovraimpronta metamorfica regionale, di probabile età ercinica, in graduale progressione da nord a sud. Si tratta di filladi *s.s.* e di filladi a biotite, granato ed albite, passanti a micascisti a biotite, granato e staurolite con locali intercalazioni di paragneiss a plagioclasio calcico. Il complesso delle filladi *s.l.* contiene numerosi orizzonti concordanti di marmi, porfiroidi-metagranofiri e metabasiti prasinítico-ovarditiche, le cui associazioni metamorfiche sono perfettamente congruenti con quelle dei parascisti incassanti. (b) Una sequenza mesozoica di copertura, certamente scollata, costituita da dolomie noriche con frequenti intercalazioni di calcari grigio-scuri e breccie. I due complessi litologici sono iniettati da innumerevoli filoni di tipo andesitico *s.l.*, con locali apofisi epiplutoniche di composizione quarzodioritica prevalente (alta valle di Cedec). I filoni contengono fenocristalli millimetrico-centimetrici di plagioclasio zonato (An₈₀₋₂₀) e di orneblenda; in rari casi vi si aggiungono clinopirosseno e granato. I filoni dell'alta valle di Cedec, spesso ricchi in inclusi enallogeni irregolari ed arrotondati, sembrano predatere, anche se di poco, la fase intrusiva che a sua volta è seguita da una seconda fase di filoni andesitici (?) e da innumerevoli generazioni di venette leucocratiche di prevalente tipo micropegmatitico. Le apofisi quarzodioritiche hanno impresso una vistosa aureola metamorfica di contatto sulle filladi (biotite-andalusite \pm corindone \pm spinello) e sulle dolomie noriche (anfibolo-piroseno \pm granato). L'età alpina, probabilmente oligocenica, di queste manifestazioni magmatiche è documentata dal fatto che esse tagliano le grandi pieghe della sequenza norica del Gran Zebrù e che la loro iniezione è connessa con una fase post-plicativa di collasso tettonico. Nelle valli dei Forni e di Gavia si osservano numerosi altri filoni di composizione analoga, concordanti, peneconcordanti o nettamente discordanti entro il complesso delle filladi *s.l.*

ABSTRACT. — Two main lithologic complexes belonging to the Austroalpine Ortles nappe crop out along the western side of the Gran Zebrù-Cevedale-Corno dei Tre Signori ridge, Italian Eastern Alps. They are: (a) a pre-triassic crystalline basement, involving a rhythmic sequence of lower Paleozoic (?) pelites and arenites overprinted by a greenschist (phyllites) — to amphibolite facies (biotite-garnet-staurolite-bearing micaschists and interbedded paragneisses) metamorphic event of probable hercynian age, followed by a weak retrogressional phase. The phyllites frequently include conformable beds of marble, porphyroide, metagranophyre and prasinitic metabasite, while the high-grade micaschists comprise some layers of flattened augengneisses. (b) An overlying decolled sedimentary cover, involving Norian dolomites, black limestones and breccias.

* AGIP, San Donato Milanese. ** Istituto di Geologia dell'Università, via Giotto 1, Padova.

*** Lavoro eseguito con il contributo finanziario del Centro di Studio sui problemi dell'Orogeno delle Alpi orientali del C.N.R., diretto dal Prof. B. Zanettin, e del T.U. (art. 286, T.U. del 31-8-1933, ecc.), esercizio 1979.

Abundant dykes of andesite *sensu lato* and associated quartz-diorite apophysis of alpine age cutt across the crystalline basement, the Norian cover and the alpine folds of this latter. The dykes commonly show millimetric to centimetric crystals of strongly zoned plagioclase (An_{80-20}) and hornblende (\pm clinopyroxene and garnet) and sometimes include little xenoliths. They shortly predate the epiplutonic activity which produced a noticeable metamorphic aureole over the surrounding phyllites (andalusite-biotite \pm corundum) and Triassic dolomites (amphibole-pyroxene \pm garnet), in turn followed by polyphase leucocratic veins.

Introduzione

Si espongono osservazioni geologiche preliminari sul versante lombardo della dorsale Gran Zebrù-Cevedale-Corno dei Tre Signori, a commento di un rilevamento inedito alla scala 1 : 10.000 delle valli di Cedec, Forni e Gavia e della testata della valle di Gaviola (¹). Nella regione affiora in buona esposizione un'estesa sezione della falda dell'Ortles, elemento tettonico del sistema Austroalpino superiore delle Alpi orientali (Gb. DAL PIAZ, 1936; POZZI, 1965). L'area esaminata comprende filladi e micascisti dello zoccolo cristallino pre-permiano, l'estremità meridionale del piastrone triassico dell'Ortles-Gran Zebrù e diffuse manifestazioni filoniane ed epiplutoniche di età alpina.

I principali contributi sulla geologia della regione sono in breve: due pregevoli profili tettonico-litostratigrafici di TERMIER (1905) orientati secondo la direttrice val di Gavia-val di Gaviola; il rilevamento geologico alla scala 1 : 100.000 del foglio Monte Cevedale, la descrizione petrografica dello zoccolo cristallino ed un quadro della sua evoluzione metamorfica (ANDREATTA, 1951, 1954); brevi osservazioni sui micascisti a staurolite dell'alta val Gaviola (SCHIAVINATO, 1948); l'illustrazione della copertura mesozoica dell'Ortles-Gran Zebrù e della sua tettonica interna (KAPPELER, 1938); la segnalazione delle rocce filoniane e plutoniche recenti (STACHE e JOHN, 1878; HAMMER, 1902, 1903, 1905, 1908; KAPPELER, 1938; ANDREATTA, 1942, 1943, 1951); lo studio petrografico e geochimico della apofisi quarzodioritica del Passo della Bottiglia e della sua aureola metamorfica di contatto (TOMASI, 1950).

L'assetto della dorsale Gran Zebrù-Cevedale-Corno dei Tre Signori si inserisce nel quadro tettonico generale prospettato da Gb. DAL PIAZ (1936, 1937, 1942) e da POZZI (1965) per l'Alto Adige orientale e l'alta Valtellina, in contrasto con l'interpretazione di STAUB (1924, 1964 e rif. cit.). Si rimanda a questi autori per la suddivisione tettonica dell'Austroalpino e per l'ampia disamina dei suoi controversi problemi. Molto importanti per lo studio e l'interpretazione dell'area esaminata sono alcuni lavori dedicati ai complessi sedimentari e metamorfici dell'Austroalpino superiore affioranti in zone limitrofe. Si ricordano in particolare i contributi di HAMMER (1902, 1905, 1908) e di AMPFERER e HAMMER (1911) sulla geologia dell'Alto Adige occidentale; gli studi strutturali di TERMIER (1905), Gb. DAL PIAZ (1936, 1937) e POZZI (1965); le note illustrative dei fogli Bormio (BONSIGNORE et al., 1969), Tirano

(¹) Foglio n. 9, Monte Cevedale, tavolette Gran Zebrù, Monte Cevedale e Santa Caterina Valfurva.

(BELTRAMI et al., 1971) e Merano (BAGGIO et al., 1971); le numerose monografie sulle coperture mesozoiche Austroalpine (FRANCHI, 1911; HESS, 1953; MARTINA, 1958; POZZI, 1957, 1959; PAREA, 1960; POZZI et al., 1962; GELATI e ALLASINAZ, 1964; KELLERHALS, 1966); le osservazioni sull'assetto litostratigrafico e sulla storia metamorfica dello zoccolo cristallino in Val Venosta e Val Passiria (GREGNANIN e PICCIRILLO, 1972, 1974). Carattere più locale o tematico hanno le note di MINGUZZI (1940), TOMBA (1947), GATTO et al. (1976 a, 1976 b) e di BECCALUVA et al. (1979) sui filoni di porfiriti di età alpina nell'Alto Adige occidentale, di Gatto e Scolari (1973, 1974) sul Verrucano dell'alta val Venosta e sulla tettonica tardiva dell'Alto Adige occidentale, di BURCKHARDT (1966) sulle sequenze dello Zumpanell in val di Solda.

Lo zoccolo cristallino

Lo zoccolo cristallino della dorsale Gran Zebrù-Cevedale-Corno dei Tre Signori è costituito da una potente successione di metapeliti e di metareniti in ritmiche alternanze metriche-millimetriche, forse riconducibili ad un originario Flysch di età pre-ercinica.

La sequenza è caratterizzata da un'impronta metamorfica fondamentale apparentemente monociclica ed unitaria, con associazioni in facies scisti verdi ed in facies anfibolitica in successione progradata da nord verso sud. Si tratta di filladi *s.s.* a mica bianca-clorite \pm albite, di filladi a biotite-granato \pm albite e di micascisti a biotite-muscovite-granato-stauroilite con saltuarie intercalazioni di paragneiss a plagioclasio calcico. Il complesso filladico *s.l.* si estende con continuità dalla testata della valle di Cedec alla zona del Passo di Gavia, dove è in rapporti di passaggio graduale con i parascisti in facies anfibolitica che affiorano nell'alta val Gaviola, sul versante di Ponte di Legno.

Le filladi *s.l.* contengono frequenti intercalazioni concordanti di marmi pre-triassici, porfiroidi e scisti prasinitico-ovarditici, mentre i parascisti di alto grado comprendono soltanto limitati orizzonti di gneiss occhiadini.

FILLADI *s.s.*

Sono costituite da monotone alternanze di livelli a dominante micaceo-cloritica e di letti a dominante quarzosa. La scistosità generale, fitta e ben marcata, corrisponde comunemente ad una S_2 per la presenza, al suo interno, di diffusi relitti di una S_1 fittamente crenulata o preservata in pieghe isoclinali senza radice. Il suo andamento è planare o dolcemente ondulato, a volte deformato da locali pieghe aperte F_3 con piano assiale in genere molto inclinato.

L'associazione mineralogica fondamentale comprende mica chiara, clorite e quarzo in rapporti quantitativi che variano bruscamente o con gradualità da letto a letto. Vi si associa saltuaria albite a sviluppo interstiziale nelle metareniti, porfiroblastica nelle metapeliti; nel secondo caso essa si accresce a spese della compagine fillitica dalla quale eredita eleganti relitti microstrutturali di precedenti fasi di deformazione. Come componenti accessori si osservano sostanze carbonioso-graftiche

in filari o in fini dispersioni, ilmenite, tormalina, apatite, titanite, zircono e, talvolta, minuti individui di granato e biotite.

FILLADI A BIOTITE E GRANATO

Sono molto simili alle filladi *s.s.* nella marcata tessitura scistosa, nella consueta alternanza composizionale e nel quadro micro-mesostrutturale. Si distinguono per la comparsa, in quantità fondamentale, di biotite e granato. Alcuni litotipi mostrano inoltre una cristallinità maggiore, non dissimile da quella di certi micascisti.

I porfiroblasti di granato (sino a 1 cm nei letti metarenitici) sono farciti di inclusioni microlitiche di quarzo prevalente, epidoto e minerali opachi i quali preservano un'antica *S* piana o dolcemente ondulata che contrasta con la scistosità crenulata della matrice. In certi casi si osserva una seconda classe dimensionale di granato, piccolo e privo di inclusioni.

La biotite si sviluppa in lamelle di discrete dimensioni (maggiori in genere di quelle della mica bianca), con pleocroismo dal giallino chiaro al bruno-rossiccio; appare sovente decolorata e sostituita in parte da clorite ed opachi.

L'albite è un componente abbastanza frequente, ma è distribuita con una certa discontinuità. Forma porfiroblasti isolati e/o plaghe policristalline che in parte sostituiscono un originario plagioclasio calcico, come è attestato da inclusioni microlitiche di epidoto. Pur manifestando una lieve estinzione ondulata, l'albite è in certi casi chiaramente posteriore alla crenulazione dei letti micacei; in altri casi è invece vistosamente coinvolta nel ripiegamento generale della roccia.

I LITOTIPI INTERCALATI NELLE FILLADI *S.L.*

Le filladi *s.s.* e quelle a biotite e granato sono caratterizzate, come già accennato, dalla significativa presenza di intercalazioni concordanti di litotipi particolari. Si tratta di originarie rocce eruttive acide e basiche e di livelli carbonatici che si associarono alla sequenza pelitico-arenitica prima che si sviluppasse il metamorfismo regionale pre-alpino. Lo attesta la perfetta congruenza tra le associazioni metamorfiche di queste intercalazioni e quelle delle filladi incassanti. L'età dei litotipi originari è certamente pre-ercinica.

Marmi

I marmi sono abbondanti alla testata e sul versante destro della valle di Cedec: affiorano alla Forcella di Solda ed al Corno omonimo, con spessore di alcuni metri; si estendono in direzione SW, spuntando localmente tra la copertura morenica della conca della Capanna Pizzini e ricompaiono lungo la dorsale ad ovest della vedretta di Cedec ed al Passo nord di Zebrù. Si osservano inoltre nella media valle dei Forni, lungo la carrozzabile a valle di Campec (0,5-1 m di spessore), sopra la cascata dei Molinelli (sino a 30-40 m) e sul versante opposto, tra la q. 2603 ed il Dosso dei Larici (3-4 m). Riappaiono infine nella media valle di Gavia, a monte della palazzina E.N.E.L., e nella valle dell'Alpe, dove raggiungono spessori dell'ordine del centinaio di metri (fig. 1).

I marmi delle filladi *s.l.* hanno patina da grigia a giallastra e sono sovente zonati.

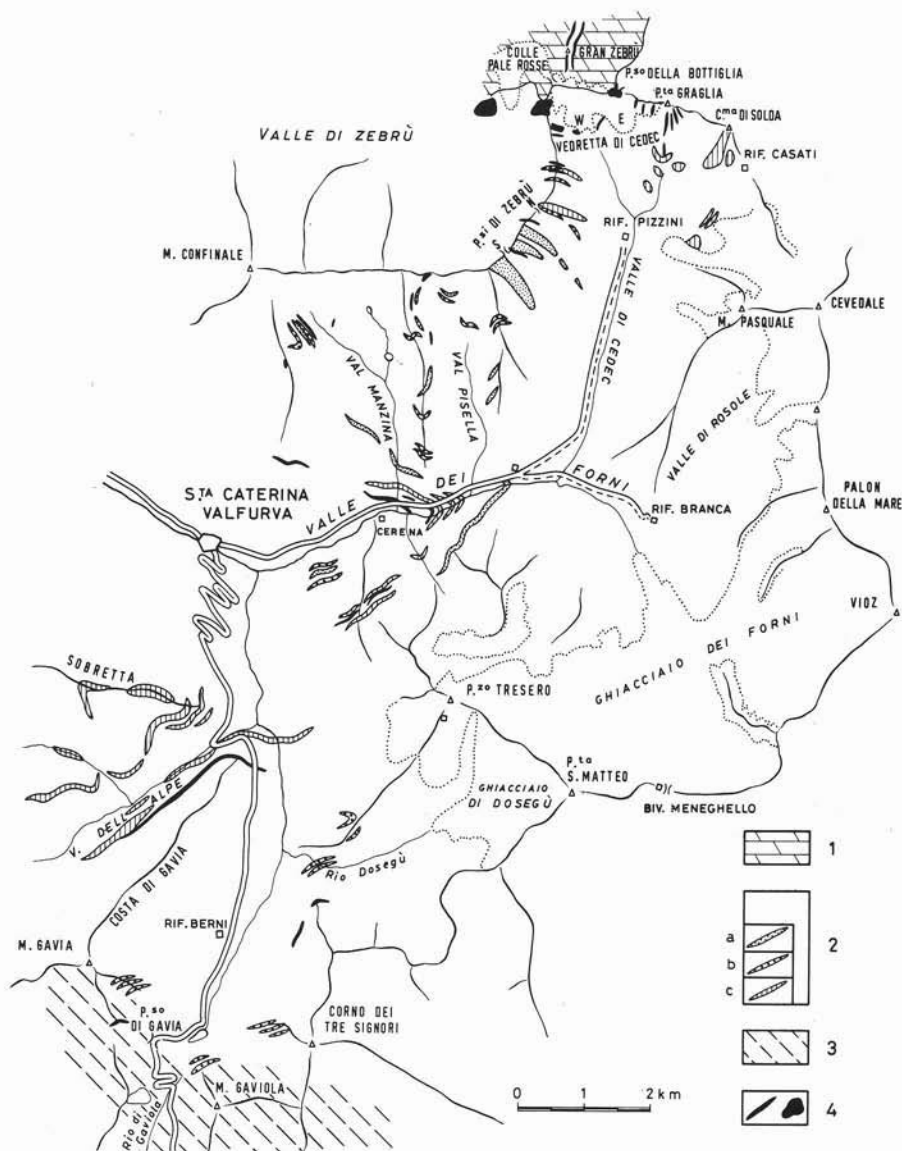
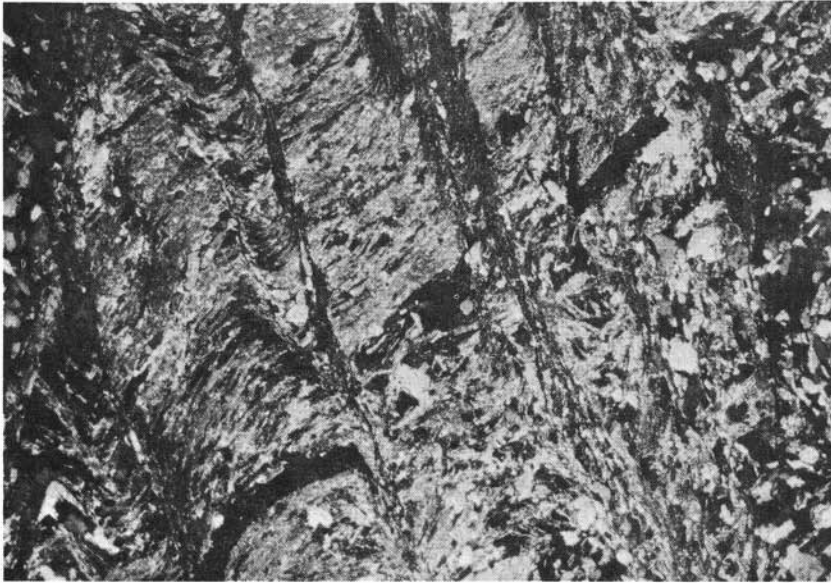


Fig. 1. — Schema litologico-metamorfico della regione compresa tra il Gran Zebrù ed il Passo di Gavia, falda Austroalpina dell'Ortles. 1) Sequenze noriche del Gran Zebrù. 2) Filladi *s.s.* e filladi a biotite-granato indifferenziati; 2a) intercalazioni concordanti di metabasiti prasinitiche; 2b) intercalazioni concordanti di porfiroidi; 2c) marmi. 3) Micascisti a biotite-granato-stauroлите con locali intercalazioni di paragneiss. 4) Apofisi quarzodioritiche e filoni andesitici *s.l.* di età alpina.

La loro struttura appare massiccia o moderatamente scistosa, in rapporto alla presenza di quantità variabili, ma sempre molto modeste, di mica bianca disposta in genere secondo una scistosità S_2 di piano assiale, connessa a pieghe isoclinali di varia scala. La calcite è del tutto prevalente, riunita in aggregati poligonali o sensibil-



a)



b)

Fig. 2. — Aspetti microstrutturali delle filladi della Valle dei Forni: *a*) crenulazione di S_1 e sviluppo di una S_2 spaziata in un livello pelitico (N +; 40 x); *b*) ricostituzione del banding composizionale parallelamente a S_2 , con S_1 fittamente crenulata (N +; 40 x).

mente appiattiti, con frequenti geminati polisintetici di scorrimento. A volte si osservano lenticelle di carbonato grossolano immerse in una matrice fine e scistosa (microbreccie di origine incerta). Il quarzo, molto subordinato od accessorio, compare in granuli isolati o in piccole plaghe policristalline. Clorite, epidoto, rutilo, titanite, apatite, opachi (ossidi e solfuri) e rare dispersioni carbonioso-grafitiche sono i componenti accessori più comuni.

I marmi formano intercalazioni singole o ripetute (a volte chiaramente per effetto tettonico) che si concentrano in una sezione ben definita della sequenza filladica, costituendo un *marker* di particolare rilievo per la ricostruzione dell'assetto strutturale della regione. Degna di nota è la loro stretta contiguità spaziale con le intercalazioni concordanti di metabasiti e, in misura minore, anche con i livelli di porfiroidi: si ha l'impressione che tale associazione litologica non sia casuale, ma di significato cronostratigrafico e paleoambientale.

Porfiroidi

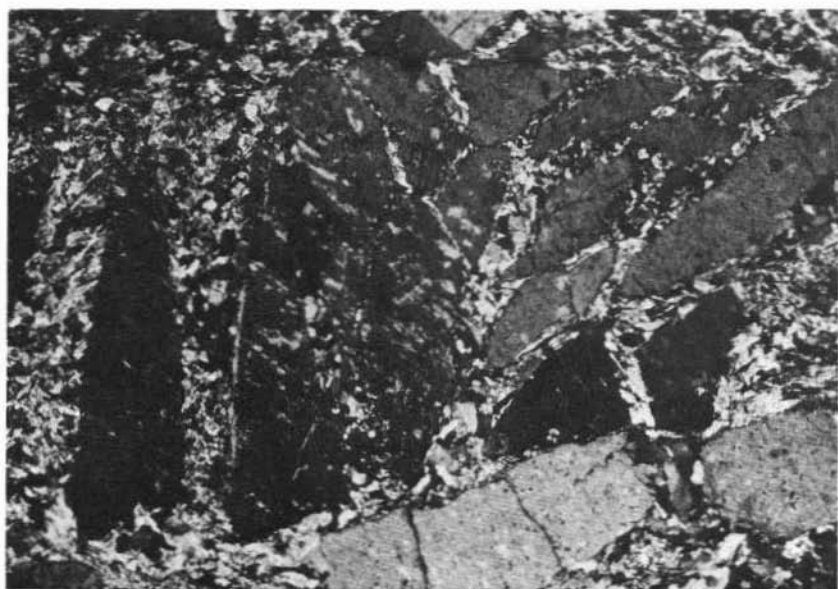
Le filladi *s.l.* contengono numerose intercalazioni di porfiroidi in bancate rigidamente concordanti di spessore modesto (1-4 m di norma, 8 m sul versante destro della valle di Gavia, a monte della confluenza del rio Dosegù). Hanno colore grigio-biancastro e struttura da microocellare a finissima. Le facies più minute possono essere facilmente confuse, sul terreno, con le intercalazioni quarzitiche, errore in cui è incorso talvolta il rilevatore del foglio Cevedale.

I porfiroidi sono relativamente abbondanti sul versante destro delle valli di Cedec e dei Forni, lungo la dorsale Passo di Zebrù nord-Cime dei Forni, tra la val Cerena ed il Dosso Tresero ed infine allo sbocco della valle del Dosegù, tra il Colle Placido e la Punta della Sforzellina (fig. 1).

Al microscopio mostrano una struttura nettamente eterogenea, con porfiroclasti millimetrici di microclino, quarzo I magmatico e rari individui di plagioclasio e biotite immersi in una matrice granoblastico-scistosa di quarzo, albite e mica. Il feldispato potassico è un microclino moderatamente pertitico, talora sostituito in misura variabile da albite a scacchiera. Appare comunemente fratturato, cataclasato o ridotto in molteplici frammenti angolosi risanati da mesostasi albitico-quarzosa a sericite (fig. 3). Nei litotipi più massicci, il quarzo primario è ancora ben preservato in fenocristalli subrottondeggianti o lenticolari più o meno appiattiti; essi mostrano una sensibile estinzione ondulata ed una parziale ricristallizzazione, in genere periferica, in aggregati policristallini minuti di quarzo poligonale II (fig. 4). Nei litotipi più scistosi, la ricristallizzazione del quarzo I è completa e gli aggregati quarzosi di neoformazione sono progressivamente stirati e riorganizzati nella scistosità, sino a confondersi con la matrice. I rari relitti di biotite primaria sono in genere decolorati, pigmentati di rutilo sagenitico o sostituiti da minute lamelle di biotite olivastra neogenica.

L'associazione mineralogica di neoformazione metamorfica è in facies scisti verdi ed appare in perfetto equilibrio con quella delle filladi incassanti.

Sulla base dei significativi relitti mineralogico-strutturali non vi è dubbio che



a)



b)

Fig. 3. — Porfiroidi della Val Pisella, tributaria di destra della Valle dei Forni: a) porfiroclasto smembrato di feldispato potassico moderatamente pertitico e mesostasi quarzoso-albitico-micacea (N +; 40 x); b) porfiroclasti lenticolari di feldispato potassico sostituiti da albite a scacchiera in matrice quarzoso-albitico-micacea (N +; 40 x).

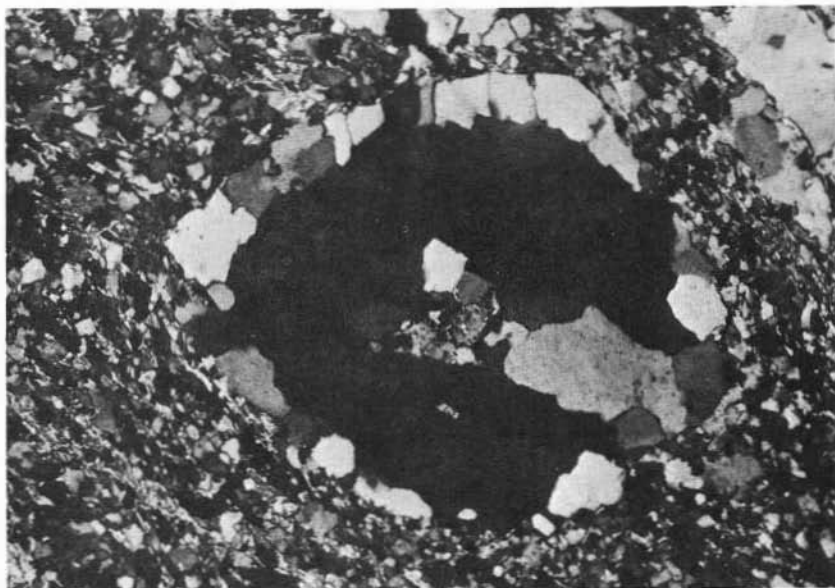
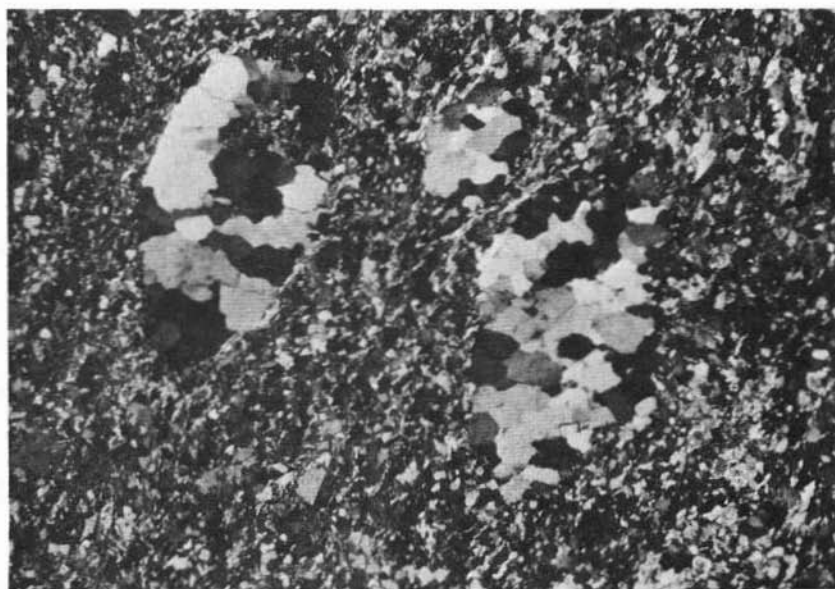
*a)**b)*

Fig. 4. — Porfiroidi della Val Pisella, tributaria di destra della Valle dei Forni: *a)* fenocrystallo lenticolare di quarzo I magmatico ad estinzione ondulata con parziale ricristallizzazione periferica (N +; 80 x); *b)* fenocrystallo di quarzo magmatico completamente ricristallizzati (N +; 40 x).

si tratti di tipici porfiroidi, litotipi ben noti e diffusi nello zoccolo epimetamorfico delle Alpi orientali. La presenza di vaghi relitti di strutture micropegmatitiche consente di supporre che almeno una parte di essi corrisponda ad originari corpi subvulcanici di tipo granofirico. L'intercalazione di abbondanti porfiroidi nelle filladi *s.l.* del massiccio Ortles-Cevedale esclude la possibilità, ventilata da ANDREATTA (1951 a, 1962), che tali filladi corrispondano a filloniti e blastomiloniti di originari parascisti a metamorfismo di alto grado di età pre-ercinica.

Scisti biotitico-epidotici a relitti di orneblenda

Lungo la dorsale tra la val Pisella e la val Manzina, sul versante destro della valle dei Forni, sono stati rinvenuti rari litotipi scistoso-pieggettati di composizione particolare e di origine problematica. La loro struttura è eteroblastica, con plaghe maggiori di plagioclasio in matrice minuta di abbondante biotite più o meno cloritizzata, clorite, attinoto, epidoto, quarzo \pm mica bianca e carbonato. Il plagioclasio segrega individui isolati ed aggregati microlitici di epidoto e sericite. Contraddistinguono la roccia significativi relitti di orneblenda bruna, in parte decolorata o sostituita da biotite \pm titanite e clorite. Nell'ipotesi che l'orneblenda rappresenti un relitto di un'originaria associazione magmatica ⁽²⁾, la roccia corrisponderebbe ad un ortoscisto di composizione quarzodioritica *s.l.*, verosimilmente connesso con il ciclo magmatico dei porfiroidi.

Metabasiti prasinitico-ovarditiche

Affiorano lungo il versante destro della valle di Cedec, specie nella zona del Passo e dei Monti dei Forni, alla testata ed allo sbocco della val Manzina, sul versante sinistro della valle dei Forni, tra i valloni di Cerena e Losseda, ed in valle dell'Alpe (fig. 1), in parte ben riprodotte dal foglio Cevedale. Hanno colore grigio-verdastro chiaro, aspetto tabulare, grana da minuta ad ocellare e scistosità piana S_2 , con relitti di pieghe isoclinali. Si intercalano nelle filladi *s.l.* con rapporti di perfetta concordanza.

Sensibili variazioni di struttura e di associazione mineralogica consentono di distinguere, al microscopio, i seguenti tipi fondamentali, spesso minutamente associati letto a letto: (a) scisti prasinitici a clorite, attinoto, epidoto ed albite xenoblastica \pm quarzo e carbonato, minuti, decisamente scistosi e spesso micropieggettati; (b) prasiniti di analoga composizione mineralogica, ma con albite a sviluppo porfiroblastico; (c) tipiche ovariditi ad albite ocellare e clorite, a luoghi con epidoto, mica bianca, quarzo e carbonato, passanti localmente a cloritoscisti albitici. Accessori comuni sono: minerali opachi e titanite abbondanti; apatite, tormalina, biotite e granato saltuari; raro zircone.

(2) L'alternativa ipotetica che l'orneblenda bruna rappresenti un relitto di una associazione metamorfica pre-ercinica in facies anfibolitica non trova riscontro nell'assetto microstrutturale (assenza di una corrispondente scistosità relitta) e nel quadro sostanzialmente monometamorfico di tutte le litologie incassanti.



Fig. 5. — Relitti di orneblenda bruna, in parte sostituita da anfibolo di tipo attinolitico, negli scisti prasinitici di q. 3025, Passo di Zembrù sud (solo Pol.; 80 x).

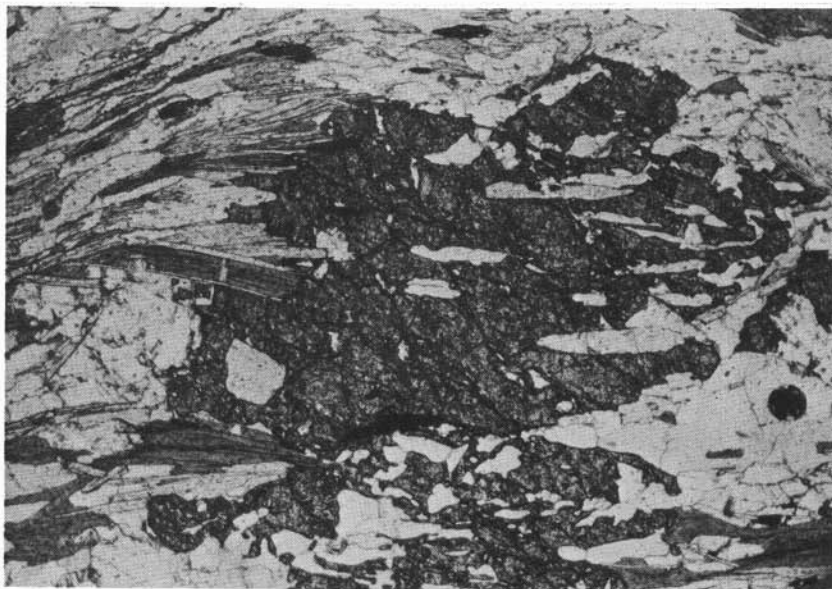


Fig. 6. — Porfiroblasto pecilitico di staurolite nei micascisti granatiferi a due miche della sezione Monte Gaviola-Rocce Nere (solo Pol.; 40 x).

Come tipi particolari si ricordano le metabasiti del Passo di Zembrù sud per l'abbondanza di granato in vistosi porfiroblasti con avanzata sostituzione cloritica. Altre metabasiti (Passo di Zembrù sud, sperone tra val Pisella e val Manzina, Monti

dei Forni) contengono rari relitti di orneblenda bruno-scura o verdastra, ricca di minute granulazioni di opachi e titanite, in parte sostituita da monocristalli di anfibolo attinolitico o da aggregati policristallini di biotite e clorite (fig. 5).

Gli scisti prasinitico-ovarditici mostrano una generale riequilibrio in facies scisti verdi, consistente con quella delle filladi incassanti. È verosimile che queste rocce corrispondano ad originari prodotti basaltici *s.l.*, forse a tufiti hialoclastitiche, ipotesi che giustificherebbe la presenza dei frequenti veli e lenticelle appiattite di quarzo, miche e carbonato. La notevole abbondanza di clorite in alcuni litotipi potrebbe d'altra parte suggerire l'esistenza di processi premetamorfici d'alterazione palagonitica.

MICASCISTI E PARAGNEISS A BIOTITE-GRANATO-STAUROLITE

I parascisti con sovraimpronta metamorfica in facies anfibolite compaiono sul versante trentino del Passo di Gavia (BIANCHI e DAL PIAZ, 1940; SCHIAVINATO, 1948). Nella sezione del Monte Gaviola questi litotipi risultano corrispondere alla consueta sequenza ritmica di metapeliti e metareniti, non sostanzialmente dissimile da quella che ha dato origine alle filladi *s.l.*. Mancano invece le caratteristiche intercalazioni di marmi e di ortoscisti acidi e basici, mentre compaiono limitati livelli di gneiss occhiadini, più abbondanti a sud del Lago Nero.

I parascisti hanno grana da media a vistosa nei letti pelitici e sono costituiti da biotite, muscovite e quarzo in rapporti quantitativi variabili da letto a letto. Vi si associano ubiquitari porfiroblasti di granato, subrotondeggianti o scheletrici, porfiroblasti centimetrici di staurolite, talora pecilitici (fig. 6), freschi o con moderata trasformazione sericitica, e subordinato plagioclasio di composizione intermedia. Si osservano inoltre rare plaghetta policristalline di minutissima cianite analoghe a quelle descritte da BELLINI (1974) a NW di Brunico.

In alcuni livelli il plagioclasio calcico diventa sensibilmente più abbondante e segna la comparsa di litotipi assimilabili ai paragneiss *Auctorum* dell'Alto Adige occidentale (cfr. GREGNANIN e PICCIRILLO, 1972, 1974, e bibl. cit.). Sul terreno manca l'evidenza di una separazione netta tra micascisti e paragneiss: i secondi costituiscono infatti alternanze ripetute entro i primi. La sezione del Monte Gaviola potrebbe quindi corrispondere, per confronto con le situazioni descritte in val Venosta da GREGNANIN e PICCIRILLO (1972, 1974), alla zona di transizione metamorfica tra micascisti e paragneiss. Come litotipi particolari si osservano micascisti ricchi in anfibolo verdognolo e/o cummingtonite e parascisti a tormalina.

Le sequenze triassiche del Gran Zebrù

Le sequenze mesozoiche della falda dell'Ortles sono state esaminate sommariamente alla loro estremità meridionale, lungo le pendici del Gran Zebrù. La complicata tettonica interna a scaglie multiple, postulata da KAPPELER (1938) in base alla presunta età retica dei calcari scuri ripetutamente alternati alla Dolomia principale, fu criticata da GB. DAL PIAZ (1938) e successivamente demolita con il rinvenimento

di faune noriche (GELATI e ALLASINAZ, 1964; POZZI, 1959, 1965, con rif. bibl.). Lo scollamento del piastrone carbonatico dell'Ortles-Gran Zebrù rispetto al basamento filladico, od una sua maggiore alloctonia appaiono comunque confermate dalla soppressione tettonica delle sequenze triassiche medio-inferiori. Nella zona del Gran Zebrù le dolomie si presentano stratificate o localmente massicce ed hanno tinta beige-grigio chiara. Non mancano livelli biancastrì d'aspetto cristallino e locali brecce e megabrecce. I calcari scuri hanno grana finissima e formano ripetute intercalazioni nella dolomia, sottolineandone le complicate deformazioni interne. Queste ultime sono ben illustrate nei panorami di KAPPELER (1938) e nella tesi di laurea inedita di A. MORRA (Ist. Geol. Univ. Milano), cortesemente fornitaci dal Prof. R. Pozzi.

Il metamorfismo dello zoccolo cristallino ed il problema dei rapporti tra filladi e parascisti di alto grado

La presenza lungo la dorsale Gran Zebrù-Cevedale-Corno dei Tre Signori di un complesso filladico *s.l.* in facies scisti verdi e di un contiguo complesso di micascisti e paragneiss in facies anfibolite potrebbe *a priori* trovare giustificazione in una delle seguenti interpretazioni prospettate per altri settori del basamento cristallino Austroalpino: (a) metamorfismo progrado all'interno di una sequenza unitaria (GREGNANIN e PICCIRILLO, 1972, 1974); (b) contatto di sovrascorrimento tettonico tra due unità di grado metamorfico diverso; (c) esistenza di uno zoccolo polimetamorfico con associazioni pre-erciniche di alto grado e modesta retrocessione ercinica (cloritizzazione parziale di biotite e granato ed indizi di sericitizzazione della staurolite), ricoperto da una sequenza monometamorfica (filladi *s.l.*) ad impronta ercinica di basso grado (cfr. BORSI et al., 1973; SASSI et al., 1974, per l'Alto Adige orientale).

La prima soluzione risulta al momento preferibile nell'area esaminata. Il passaggio tra filladi *s.l.* e micascisti avviene con graduale transizione metamorfica, indicata dal crescere progressivo della cristallinità nelle sequenze pelitico-arenitiche, dalla distribuzione delle sostanze carbonioso-grafitiche e degli opachi, dall'aumentare della frequenza e delle dimensioni di biotite e granato, sino alla scomparsa dell'albite in favore del plagioclasio calcico, coesistente con staurolite. Tale progressione metamorfica non caratterizza soltanto la ristretta zona di transizione tra filladi *s.l.* e parascisti di alto grado, ma contraddistingue l'intero complesso filladico tra la testata della valle di Cedec ed il Passo di Gavia dove si osservano distinte associazioni a (a) clorite-mica bianca-albite, (b) clorite-mica bianca-albite e/o granato piccoli e scarsi, (c) clorite-mica bianca-albite con biotite e granato più grandi ed abbondanti. Anche se con alcune irregolarità nella loro distribuzione, verosimilmente prodotte dalle deformazioni alpine, esse sottolineano il progredire del metamorfismo da nord verso sud e suddividono in subzone la successione in facies scisti verdi delle filladi *s.l.*

Una moderata e discontinua cloritizzazione di biotite e granato e la presenza

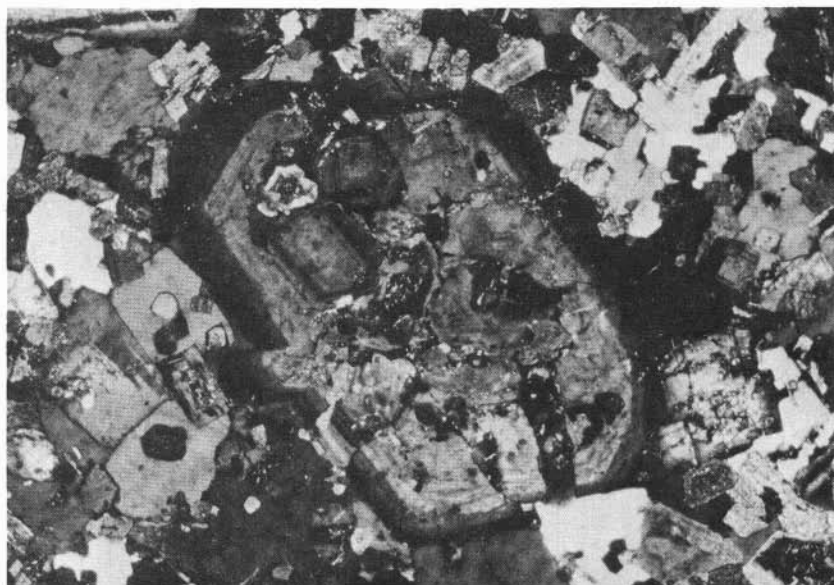
di albite e raro oligoclasio farciti di epidoto testimoniano l'esistenza di una fase finale di retrocessione metamorfica.

L'interpretazione sopra esposta è confermata da due evidenze negative: mancano tracce di un netto orizzonte di sovrascorrimento tettonico tra filladi e micascisti, nè vi è traccia di una discordanza stratigrafica tra il complesso dei parascisti di alto grado e quello delle filladi in senso lato. Retrocessione a parte, la distinzione tra filladi e micascisti di alto grado assume quindi il significato prevalente di zoneografia metamorfica nell'ambito di un ciclo unitario impresso su di una successione pelitico-arenitica sostanzialmente continua, anche se articolata. Ci si riferisce alla presenza delle intercalazioni di marmi, porfiroidi e metabasiti che si concentrano in una sezione relativamente ristretta della successione filladica, consentendo un tentativo di suddivisione litostratigrafica dello zoccolo cristallino. L'associazione di questi litotipi assume certamente il significato di reperi cronostratigrafico e paleoambientale e può essere dubitativamente riferita all'Ordoviciano sommitale-Devoniano per confronto con analoghe successioni delle Alpi orientali (cfr. SCHÖNLAUB, 1979, con rif. bibl.).

In altri settori dell'Alto Adige occidentale le intercalazioni di marmi si concentrano nella zona di transizione metamorfica tra filladi e micascisti in facies anfibolitica (marmi di Lasa, ecc.; GREGNANIN e PICCIRILLO, 1972, 1974), a testimonianza che a scala regionale i limiti litostratigrafici e le isograde della zoneografia metamorfica hanno rapporti di giacitura obliqui. Se d'altra parte così non fosse, diverrebbe indispensabile postulare l'esistenza di processi di trasposizione geometrica e parallelizzazione per pieghe isoclinali di età alpina delle isograde prealpine, processi che dovrebbero trovare riscontro in una generalizzata riequilibrio metamorfica alpina dello zoccolo Austroalpino.

Il problema dell'età dell'evento metamorfico fondamentale (polifasico per la presenza degli aggregati di cianite accresciuti su minerale ignoto) e della parziale retrocessione può essere affrontato soltanto sulla base delle evidenze geologiche. Se si ipotizza che lo scollamento delle sequenze triassiche sia un accidente tettonico secondario e se soprattutto si tiene conto dei depositi continentali permiani descritti in aree vicine e ritenuti non metamorfici o semimetaformici (BONSIGNORE et al., 1969; GATTO e SCOLARI, 1973), non vi è dubbio che l'impronta metamorfica dello zoccolo Austroalpino sia sostanzialmente pre-permiana, verosimilmente ercinica sulla base dei recenti dati di geocronologia isotopica esistenti sulle sequenze cristalline di settori contigui dell'Alto Adige (SASSI e ZIRPOLI, in stampa, e bibl. cit.).

Dubbia rimane invece la collocazione temporale della fase di retrocessione che potrebbe risultare tardo-ercinica e/o alpina. La seconda eventualità appare probabile se si considera che le rocce cristalline fanno parte di una falda ampiamente traslata in età alpina e che le rocce carbonatiche mesozoiche del Gran Zebrù mostrano indizi di cristallinità ed intensi ripiegamenti interni che potrebbero trovare riscontro anche nello zoccolo. Si tratterebbe in ogni caso di una rigenerazione metamorfica discontinua, parziale e di basso grado, dal prevalente carattere retrogrado, dissimile dalla vigorosa sovraimpronta alpina che contraddistingue il « tratto di Monteneve »



a)



b)

Fig. 7. — Le rocce eruttive del Passo della Bottiglia: *a)* distinte generazioni di fenocristalli di plagioclasio zonato in una varietà porfirica della quarzodiorite (N +; 40 x); *b)* contatto tra una venetta leucocratica a struttura micropegmatitica e filladi cornubianitiche (N +; 40 x).

(ZANETTIN e JUSTIN-VISENTIN, 1971 e in stampa, con rif. bibl.), il cui assetto litostratigrafico ricorda da vicino, metamorfismo a parte, le nostre sequenze filladiche *s.l.*

Assetto strutturale

La struttura della dorsale Gran Zebrù-Cevedale-Corno dei Tre Signori appare, a grandi linee, sostanzialmente semplice. Lo zoccolo cristallino mostra un assetto generale di tipo isoclinali, con immersione a SSE-S (140° - 180°) ed inclinazione variabile con estrema gradualità. Le filladi sono molto inclinate (70° - 85°) alla testata della valle di Cedec, localmente subverticali o rovesciate verso nord ai piedi del Gran Zebrù, tra il Passo delle Pale Rosse ed il Passo della Bottiglia: è l'effetto di una piega megascopica con asimmetria ad S (guardando verso est) e delle associate parassite, riprese dalla linea tettonica (E-W, subverticale) che ha favorito l'iniezione delle apofisi quarzodioritiche della zona. Procedendo verso la bassa valle di Cedec, le filladi diminuiscono progressivamente d'inclinazione, sino ad assumere valori di 10° - 30° , con immersione invariata; tale assetto strutturale permane in buona parte della valle dei Forni. Risalendo la valle di Gavia, la pendenza attorno a SSE del complesso filladico *s.l.* rimane a lungo contenuta su valori di 20° - 40° , con locali variazioni prodotte da pieghe metrico-decametriche aperte, a piano assiale molto inclinato, in bella esposizione sulla destra idrografica del rio Dosegù. Tra il Rifugio Gavia ed il Passo omonimo i parascisti, progressivamente arricchiti in biotite e granato, mostrano la consueta immersione a 140° - 180° , ma aumentano gradualmente d'inclinazione sino a valori di 50° - 80° . È questo il settore in cui inizia la zona di passaggio transizionale tra filladi e micascisti in facies anfibolitica. Sul versante di Ponte di Legno, lungo i tornanti al di sotto del Passo di Gavia, i parascisti mostrano giaciture più irregolari e disperse, per la presenza di almeno tre generazioni di pieghe sovrapposte, la prima costituita da pieghe isoclinali metrico-decametriche. Nella sottostante sezione del M. Gaviola-Rocce Nere, i parascisti a biotite-granato-stauroilite riprendono l'abituale immersione nel quadrante SE, hanno inclinazione sensibile e sono deformati da diffuse pieghe aperte mesoscopiche, con piano assiale molto inclinato.

Al di sotto dell'assetto strutturale megascopico relativamente semplice della regione si nasconde tuttavia un'estrema complicazione alla scala meso-microscopica, di cui si è già accennato nella sommaria descrizione delle filladi *s.l.* La costante presenza di pieghe microscopiche senza radice e di più rare pieghe isoclinali maggiori, circoscritte all'interno del *banding* compositivo e della scistosità dominante, inducono a supporre che la « successione litostratigrafica » dello zoccolo cristallino sia ampiamente ricostituita da cospicui processi di trasposizione legati alla prima fase di deformazione F_1 che ha incisivo carattere penetrativo ⁽³⁾. Le osservazioni

(3) È probabile che la F_1 non corrisponda ad una singola fase di deformazione, ma comprenda più generazioni di pieghe: lo indicano alcuni esempi d'interferenza tra due distinte fasi di pieghe metriche isoclinali (dintorni del Passo di Gavia), entrambe circoscritte all'interno della scistosità dominante (S_2) che a sua volta è deformata da pieghe monocline e da più recenti ondulazioni.

meso-microscopiche indicano che la scistosità dominante nella regione è, quanto meno, una S_2 .

Non vi sono al momento elementi sicuri per datare le fasi deformazionali dello zoccolo cristallino. Parte di esse risale certamente alla storia pre-alpina del complesso filladico e dei micascisti, ma parte è verosimilmente alpina e posteriore all'appilamento delle falde: ci si riferisce alle pieghe mega-mesoscopiche F_3 , con asimmetria ad S (guardando verso est), che deformano il contatto tettonico tra lo zoccolo e le sovrastanti sequenze mesozoiche.

Un breve cenno merita la distribuzione geometrica del metamorfismo regionale ed in particolare dell'isograda scisti verdi/anfibolite. La successione metamorfica appare rovesciata lungo la sezione Santa Caterina Valfurva-Passo di Gavia-Monte Gaviola. La zoneografia metamorfica cresce di grado procedendo dal basso verso l'alto del complesso filladico *s.l.* in facies scisti verdi che, nei dintorni del Passo di Gavia, si immerge al di sotto dei micascisti a biotite-granato-stauroilite con rapporti geometrici ben illustrati già da TERMIER (1905). La soluzione più semplice per giustificare l'anomala distribuzione del metamorfismo regionale consiste nell'ipotizzare la presenza di un'ampia antiforمة di età alpina (piano assiale inclinato a SSE), sventrata sino al nucleo di parascisti in facies anfibolitica ed affiancata da una sinforمة filladica più settentrionale. Si tratta di un'ipotesi di lavoro da verificare nelle aree finitime.

Le rocce eruttive di età alpina

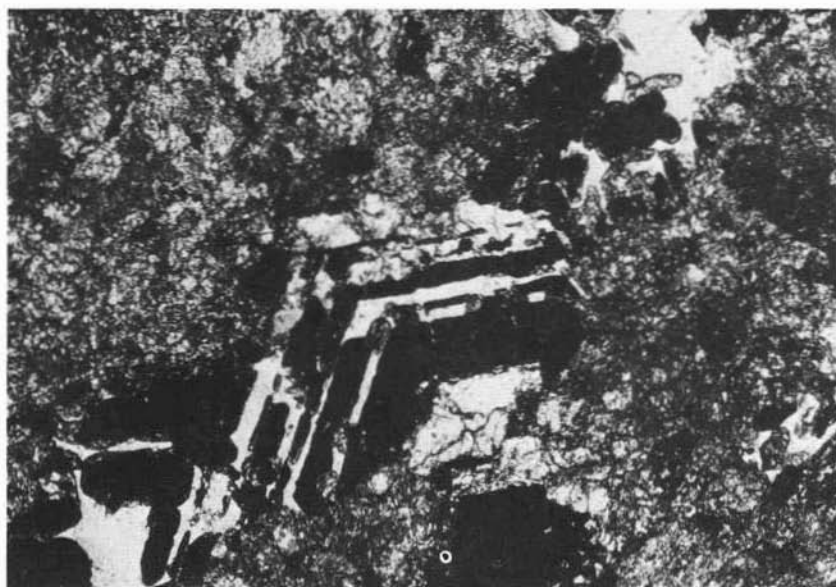
La presenza nella regione di alcune apofisi epiplutoniche e di innumerevoli filoni di porfiriti è da tempo riportata dalla letteratura (HAMMER, 1902, 1905, 1908; KAPPELER, 1938; ANDREATTA, 1942, 1954). Buona parte dei corpi eruttivi sono rappresentati con precisione nel foglio geologico Monte Cevedale (ANDREATTA, 1951). Apofisi e filoni sono iniettati nello zoccolo cristallino e nelle sequenze noriche di copertura. Le rocce eruttive, pur manifestando un'alterazione deutERICA a volte molto pronunciata, non mostrano tracce di metamorfismo regionale.

LE APOFISI EPIPLUTONICHE DELL'ALTA VALLE DI CEDEC ED I FILONI ASSOCIATI

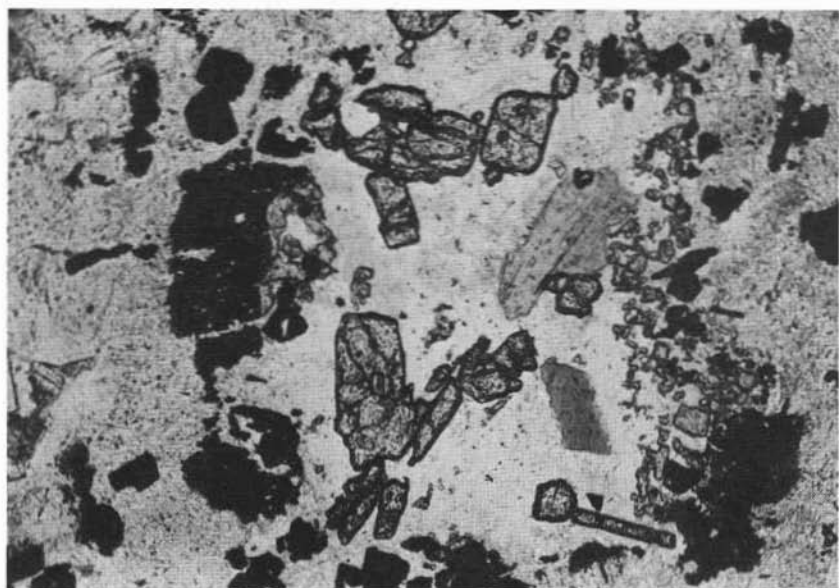
Le apofisi sono localizzate alla testata della valle di Cedec, ai piedi del versante meridionale del Gran Zebrù. Sono esposte al Passo della Bottiglia, alla Cima delle Pale Rosse ed alla fronte occidentale della vedretta di Cedec (o di Zebrù) (fig. 1). Altre apofisi affiorano alla testata della vicina Valle di Zebrù (ANDREATTA, 1951). L'intrusione segue e cicatrizza la linea di frattura Pale Rosse-Passo della Bottiglia (all'incirca E-W), ripresa da deboli movimenti successivi al consolidamento magmatico.

Le rocce del Passo della Bottiglia (*) sono state studiate da TOMASI (1950) che ne ha descritto in dettaglio i caratteri petrografici e geochimici. Possiamo aggiungerci alcune osservazioni integrative riguardanti soprattutto la successione delle

(*) La « Bottiglia », caratteristico torrione a forma di fiasco rovesciato, è in buona parte crollato durante un temporale dell'estate 1975 (informazione del gestore della Capanna Pizzini).



a)



b)

Fig. 8. — a) Fels pirossenico a granato prodotto sulla dolomia norica dalla apofisi quarzodioritica del Passo della Bottiglia (N +; 80 x). b) Incluso enallogeno di fillade cornubianitica a corindone, spinello pseudo-opaco ed andalusite in un filone di porfirite della Valle dei Forni, di fronte a Cerena (solo Pol.; 120 x).

manifestazioni magmatiche, il problema della loro cronologia e le caratteristiche dell'aureola metamorfica di contatto. Si tratta di quarzodioriti a struttura da granulare a porfirica, con fenocristalli di plagioclasio ritmicamente zonato (An₈₀₋₂₀), orneblenda bruna e/o verde, talora con periferia azzurrognola, e raro clinopiroseno, preservato come relitto più o meno riassorbito al nucleo dell'anfibolo. Si osservano inoltre abbondanti minerali opachi di piccole dimensioni. La matrice ha composizione plagioclasico-quarzosa e comprende rutilo, titanite, apatite, clorite, sericite, epidoto e saltuario carbonato in quantità accessoria. Vi si associano locali tipi a tendenza granodioritica, definibili per la comparsa di moderate quantità di biotite e di feldispato potassico allotriomorfo.

Orneblenda e biotite assumono in molti casi chiaro aspetto pecilitico d'intercumulo rispetto ad una prima generazione di minuti fenocristalli cumulitici di plagioclasio calcico. L'orneblenda è spesso trasformata in clorite \pm titanite \pm calcite e/o biotite e talora enuclea alla periferia aggregati policristallini in anfibolo II aciculare. La biotite è trasformata in misura variabile in clorite, titanite, rutilo saogenico \pm epidoto, il plagioclasio in feltri e chiazze saussuritiche \pm a sericite.

L'intrusione ha raggiunto livelli epiplutonici ed ha prodotto una vistosa aureola metamorfica di contatto su filladi e dolomie. I prodotti metamorfici di termalità più elevata sono: cornubianiti a biotite-andalusite \pm corindone \pm spinello verde scuro, formate a spese delle filladi incassanti e degli inclusi enallogeni di natura pelitica; fels anfibolico-pirosenici \pm a granato nelle sequenze carbonatiche di età norica (fig. 8).

Alle plutoniti dell'alta valle di Cedec si associano numerosi filoni perlopiù subverticali di porfiriti plagioclasico-orneblendiche \pm a biotite, a volte con raro feldispato potassico confinato nella matrice. Il loro spessore varia da qualche decimetro ad alcune decine di metri. Molti filoni contengono abbondanti inclusi enallogeni di piccole dimensioni, sia spigolosi che ben arrotondati; la loro presenza attesta il carattere esplosivo di tali manifestazioni ⁽⁵⁾. In rari casi si è osservata una discreta ricristallizzazione del quarzo in matrice, con formazione di aggregati granoblastico-polygonali, e la comparsa di minutissima biotite neogenica a sviluppo interstiziale. Si ha quindi l'evidenza che questi filoni con tracce di metamorfismo di contatto predatano la fase intrusiva, anche se verosimilmente assai di poco. Altri filoni dell'alta valle di Cedec contengono invece minuti frammenti di diorite quarzifera, circostanza già segnalata da ANDREATTA (1942). Si potrebbe quindi dedurre la presenza di una seconda fase filoniana, tardo-plutonica e non differenziata rispetto alla prima, se non rimanesse il dubbio che gli inclusi quarzodioritici provengano da nuclei cumulitici più profondi e più antichi delle plutoniti affioranti.

Il ciclo magmatico si conclude con un corteo di venette leucocratiche che tagliano, secondo orientazioni varie, i filoni di porfiriti, le quarzodioriti e l'aureola

⁽⁵⁾ Nei caratteri macroscopici essi ricordano da vicino i filoni di età oligocenica ricchi di inclusi enallogeni arrotondati diffusi nella Zona Sesia-Lanzo, Alpi occidentali (DAL PIAZ et al., 1979).

metamorfica di contatto. Sono in prevalenza tipiche pegmatiti a grana molto minuta, con subordinati leucograniti a struttura micropegmatitica; i rapporti di intersezione indicano la presenza di distinte generazioni.

Le manifestazioni magmatiche dell'alta valle di Cedec danno l'impressione, nel loro complesso, di costituire un ciclo eruttivo unitario, anche se articolato in fasi molteplici: inizia con un evento esplosivo, di cui rimane la sola testimonianza filoniana ad inclusi enallogeni, prosegue con l'attività epiplutonica, forse accompagnata da porfiriti tardive, e si chiude con le manifestazioni leucocratiche finali.

I FILONI DELLA BASSA VALLE DI CEDEC, DEI FORNI E DI GAVIA

I filoni di porfiriti plagioclasico-orneblendiche sono diffusi in tutta la regione esaminata, anche a notevole distanza dalle apofisi dell'alta valle di Cedec (fig. 1). Le loro caratteristiche mineralogico-strutturali sono strettamente analoghe a quelle dei filoni associati alle quarzodioriti e dei molteplici cortei filoniani di tipo andesitico *s.l.* segnalati nell'Alto Adige occidentale entro le rocce del sistema Austroalpino (MINGUZZI, 1940; ANDREATTA, 1942, 1943, 1951; TOMBA, 1947; GATTO et al., 1976 a, 1976 b; BECCALUVA et al., 1979, con rif. bibl.).

I filoni della dorsale Gran Zebrù-Cevedale-Corno dei Tre Signori hanno spessore compreso tra 0,5 e 10 m circa, colore da grigio chiaro a verdognolo e grana molto variabile, con fenocristalli da millimetrici a centimetrici e locali tessiture fluidali. I filoni sono discordanti e generalmente subverticali nella valle di Cedec, da peneconcordanti a concordanti nelle valli dei Forni di Gavia, dove assumono la moderata inclinazione delle filladi incassanti. Si deve sottolineare che i filoni concordanti si insinuano in parascisti dalla regolare scistosità piana (in genere S_2) e che non sono mai coinvolti nelle pieghe dello zoccolo cristallino. Un caso significativo è rappresentato dal filone che si estende per un paio di chilometri lungo il versante destro della valle dell'Alpe, sino a raggiungere la valle di Gavia (cfr. il foglio Cedevale): esso è concordante nel settore occidentale, anche se con locali discordanze a piccola scala, ma totalmente discordante in quello orientale, dove l'incisione torrentizia consente di osservare un livello strutturale più profondo. Si ha quindi l'impressione che la giacitura concordante di alcuni filoni di porfiriti sia una situazione prettamente locale, favorita dall'assetto strutturale delle filladi e da superfici interne di scollamento.

Le diverse condizioni di giacitura non sembrano quindi costituire argomento sufficiente per postulare la presenza di distinte manifestazioni magmatiche, nè tanto meno lo sono le differenti direzioni assunte dai filoni subverticali, giustificabili nell'ambito di una tettonica di collasso a blocchi. Una sostanziale unicità del ciclo magmatico nella regione è suggerita d'altra parte dalla composizione notevolmente uniforme dei filoni concordanti e discordanti e dalla sua analogia con quella delle plutoniti. Si tratta di porfiriti a fenocristalli di plagioclasio zonato (An_{80-90}), di orneblenda bruna e/o verdastra (fig. 9 b) e di subordinati opachi. In rari casi vi si aggiungono modeste quantità di biotite, in altri compaiono rari fenocristalli di clinopirosseno incolore e di granato (fig. 9 a).

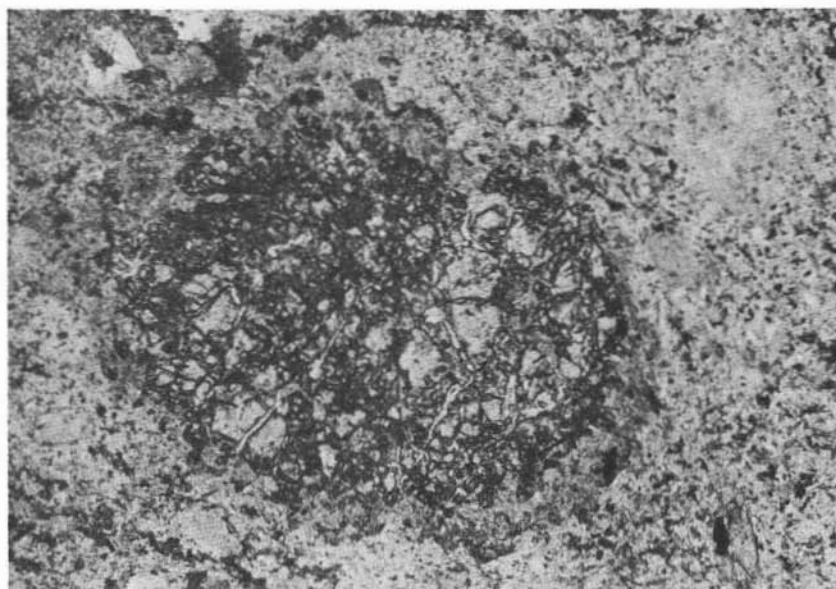
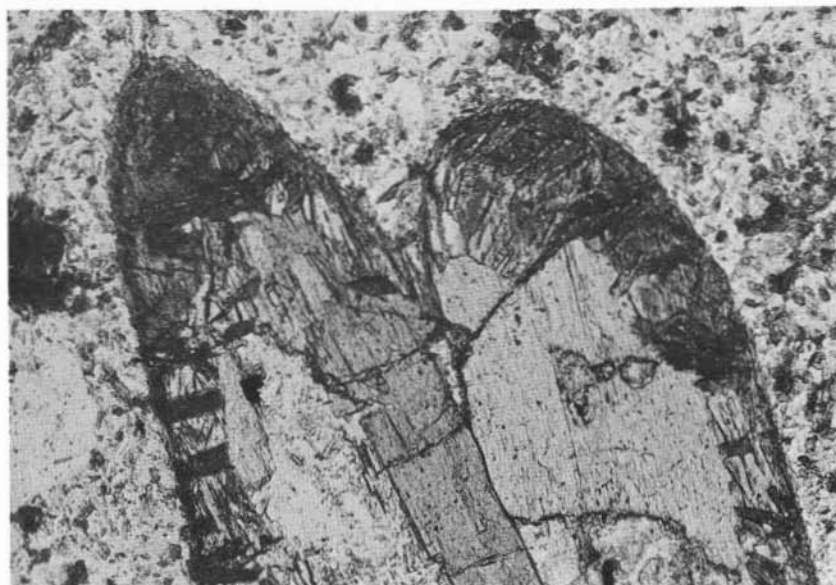
*a)**b)*

Fig. 9. — Filoni di porfirite nell'alta Valle di Cedec: *a)* fenocrystallo di granato con parziale trasformazione cloritica (solo Pol.; 80 x); *b)* fenocrystallo di orneblenda bruna a terminazioni arrotondate, con parziale trasformazione in biotite (solo Pol.; 120 x).

I processi di alterazione deutERICA, più o meno accentuati, hanno prodotto carbonato, clorite, mica bianca ed epidoto. Componenti accessori comuni sono: apatite, titanite, quarzo, tormalina e raro zirconio.

In attesa di datazioni radiometriche, poco si può dire di preciso sull'età delle manifestazioni epiplutoniche e filoniane delle valli di Cedec, dei Forni e di Gavia, se non che esse sono certamente post-noriche sulla base dei rapporti d'intersezione con le sequenze carbonatiche mesozoiche del Gran Zebrù. Ricordando tuttavia che le rocce eruttive tagliano il piano di scollamento tettonico tra lo zoccolo cristallino e le sovrastanti dolomie triassiche, le sue deformazioni megascopiche con asimmetria ad S (guardando verso est) e le pieghe della sequenza dolomitica e che la loro iniezione è connessa con una fase tettonica di evidente collasso e di stile fragile, se ne può dedurre che l'attività magmatica risalga alle fasi post-collisionali di età tardo-alpina (Oligocene?).

L'ipotesi che le manifestazioni magmatiche calcocaline dell'Alto Adige occidentale rappresentino la testimonianza di un ciclo « orogenico » protrattosi con continuità dal Cretaceo all'Oligocene (GATTO et al., 1976 a, 1976 b; BECCALUVA et al., 1979), come risposta all'evolversi del margine convergente alpino, non sembra trovare riscontro nell'area esaminata. D'altra parte il modello si basa su datazioni radiometriche insufficienti e poco significative e contrasta con l'età relativamente precoce della collisione continentale nel dominio alpino (cfr. DAL PIAZ et al., 1972, 1979; Gosso et al., 1979 e bibl. cit.).

Rimane aperto il problema della presenza e del significato dei rari filoni « metamorfici » segnalati da ANDREATTA (1942, 1943) nella regione Ortles-Cevedale, la cui trasformazione sarebbe legata, secondo l'Autore, a « deformazioni » di presunta età tardo-alpina. Abbiamo rinvenuto un solo campione che potrebbe rientrare in questa categoria, una porfirite a fenocristalli ben orientati di plagioclasio e subordinata orneblenda raccolta a q. 2560, 500 m circa a SE del Passo dell'Alpe (campione A335). La roccia mostra discrete tracce di trasformazione metamorfica: l'irregolare scistosità sottolineata da festoni di titanite \pm minerali opachi; la neoblastesi di minuta biotite nella matrice formata da abbondanti aggregati saussuriti, singoli individui di clinozoisite, anfibolo verde pallido, albite, quarzo e rara mica bianca. Fondamentale sarebbe conoscerne le condizioni di giacitura all'interno del complesso filladico, ma purtroppo la roccia è stata rinvenuta soltanto nel detrito. L'età della manifestazione eruttiva è legata alla definizione cronologica del metamorfismo, che potrebbe risultare sia alpino che ercinico. Nel primo caso si avrebbe l'importante testimonianza di un'attività magmatica post-ercinica, anteriore al metamorfismo alpino, riferibile ai cicli permiano, mesozoico *s.l.* o coalpino, ben separata comunque dal magmatismo terziario ad opera delle fasi di collisione continentale e di appilamento delle falde. Nel secondo caso, che al momento appare il più verosimile, la metaporfirite rientrerebbe invece nel quadro delle manifestazioni magmatiche del Paleozoico inferiore che hanno prodotto le intercalazioni eruttive concordanti delle sequenze pelitico-arenitiche, trasformate in seguito dal metamorfismo ercinico.

Ringraziamenti. — Gli autori ringraziano Gb. DAL PIAZ, A. GREGNANIN e G. ZIRPOLI per la lettura critica del manoscritto; A. GREGNANIN ed E. PICCIRILLO per gli apprezzati suggerimenti e le discussioni sui problemi dello zoccolo cristallino e del magmatismo andesitico nell'Alto Adige occidentale; R. Pozzi per la tesi inedita di A. MORRA e per gli interessanti campioni cortesemente messi a disposizione. Sono inoltre riconoscenti con la Direzione del Parco nazionale dello Stelvio per le numerose agevolazioni ricevute durante il lavoro sul terreno.

BIBLIOGRAFIA

- AMPFERER O., HAMMER W. (1911) - *Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgau zum Gardasee*. Jahrb. Geol. Reichsanst., 61, 531-710.
- ANDREATTA C. (1942) - *Sulle rocce eruttive del gruppo Ortles-Cevedale*. Rend. Acc. Italia, Cl. Sc. fis., 3, 289-304.
- ANDREATTA C. (1943) - *Successioni nelle manifestazioni magmatiche nel massiccio Ortles-Cevedale*. St. Trentini Sc. Nat., 23, 161-187.
- ANDREATTA C. (1951 a) - *Il metamorfismo delle formazioni del gruppo Ortles-Cevedale*. La Ricerca Sc., 21, 190-196.
- ANDREATTA C. (1951 b) - *Foglio Monte Cevedale*. Carta geologica 1 : 100.000 delle Tre Venezie, Magistrato alle Acque, Venezia.
- ANDREATTA C. (1954) - *La Val di Peio e la catena Vioz-Cevedale*. Acta Geol. Alpina, 5, pp. 336.
- ANDREATTA C. (1962) - *Il polimetamorfismo nel quadro dei problemi concernenti la poligenesi delle rocce*. Acta Geol. Alpina, 8, 81-92.
- BAGGIO P., FRIZ C., GATTO G. O., GATTO P., GREGNANIN A., JUSTIN-VISENTIN E., LORENZONI S., MEZZACASA G., MORGANTE S., OMENETTO P., PICCIRILLO E. M., SASSI F. P., ZANETTIN B., ZANETTIN-LORENZONI E., ZULIAN T. (1971) - *Note illustrative della Carta geologica d'Italia, Foglio 4: Merano*. Ministero Ind. Comm. Artig., pp. 161.
- BECCALUVA L., GATTO G. O., GREGNANIN A., PICCIRILLO E. M., SCOLARI A. (1979) - *Geochemistry and petrology of dyke magmatism in the Alto Adige (Eastern Alps) and its geodynamic implications*. N. Jb. Geol. Pal. Mh., 1979 (6), 321-339.
- BELLIENI C. (1974) - *Sugli aggregati microgranulari di cianite esistenti nei micascisti austridici a nord-ovest di Brunico (Alto Adige)*. Studi trentini Sc. Nat., vol. 51, pp. 105-112.
- BELTRAMI G., BIANCHI A., BONSIGNORE G., CALLEGARI E., CASATI P., CRESPI R., DIENI I., GNACCOLINI M., LIBORIO G., MONTRASIO A., MOTTANA A., RAGNI U., SCHIAVINATO G., ZANETTIN B. (1971) - *Note illustrative della Carta geologica d'Italia, Foglio 19: Tirano*. Ministero Ind. Comm. Artig., pp. 124.
- BIANCHI A. e DAL PIAZ Gb. (1940) - *Il settore Nord-occidentale del Massiccio dell'Adamello*. Boll. Uff. Geol. It., vol. 65, pp. 1-20.
- BONSIGNORE G., BORGIO A., GELATI R., MONTRASIO A., POTENZA R., POZZI R., RAGNI U., SCHIAVINATO G. (1969) - *Note illustrative della carta geologica d'Italia, Foglio 8: Bormio*. Ministero Ind. Comm. Artig., pp. 123.
- BORSI S., DEL MORO A., SASSI F. P., ZIRPOLI G. (1973) - *Metamorphic evolution of the Austridic rocks in the South of the Tauern Window (Eastern Alps)*. Mem. Soc. Geol. It., 12, 549-571.
- BURCKHARDT C. E. (1966) - *Il giacimento di magnesite dello Zumpanell (Ortles-Alto Adige)*. Symp. Intern. Giacimenti Min. Alpi, Trento-Mendola, 2, 529-544.
- DAL PIAZ Gb. (1936) - *La struttura geologica delle Austridi. Nota III. Il sistema austroalpino nelle Alpi Breonie e Venoste e nel massiccio dell'Ortles. Nuovo schema tettonico delle Austridi della Venezia tridentina e del Tirolo orientale*. Atti R. Acc. Sc. Torino, 71, 1-29.
- DAL PIAZ Gb. (1937) - *La struttura geologica delle Austridi. Nota V. Ancora sul sistema austroalpino delle Alpi orientali*. Rend. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. fis., 25, 392-398.
- DAL PIAZ Gb. (1938) - *Recensione critica del lavoro di Kappeler: Zur Geologie der Ortlergruppe und Stratigraphie etc.*. Studi Trentini Sc. Nat., 19, 220-223.

- DAL PIAZ G.B. (1942) - *Geologia della bassa Val d'Ultimo e del massiccio granitico di Monte Croce*. Mem. Museo St. Nat. Venezia Trid., 5, pp. 184.
- DAL PIAZ G. V., HUNZIKER J. C., MARTINOTTI G. (1972) - *La Zona Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi nordoccidentali interne*. Mem. Soc. Geol. It., 11, 433-466.
- DAL PIAZ G. V., VENTURELLI G., SCOLARI A. (1979) - *Calcalkaline to ultrapotassic postcollisional magmatic activity in the internal North-western Alps*. Mem. Sc. Geol., 32, pp. 16.
- FRANCHI S. (1911) - *Notizie preliminari sulla geologia dell'alta Valtellina*. Boll. Soc. Geol. It., 30, 487-517.
- GATTO G. O., SCOLARI A. (1973) - *Il Verrucano dell'alta Val Venosta*. Studi Trentini Sc. Nat., 50, 156-189.
- GATTO G. O., SCOLARI A. (1974) - *La tettonica tardiva del ciclo orogenetico alpino nell'Alto Adige occidentale e regioni limitrofe*. Boll. Soc. Geol. It., 93, 1211-1231.
- GATTO G. O., GREGNANIN A., PICCIRILLO E. M., SCOLARI A. (1976 a) - *The andesitic magmatism in the South-Western Tyrol and its geodynamic significance*. Geol. Rundsch., 65, 691-700.
- GATTO G. O., GREGNANIN A., MOLIN G. M., PICCIRILLO E. M., SCOLARI A. (1976 b) - *Le manifestazioni andesitiche polifasiche dell'Alto Adige occidentale nel quadro geodinamico alpino*. Studi Trentini Sc. Nat., 53, 21-47.
- GELATI R., ALLASINAZ A. (1964) - *Nuovo contributo alla conoscenza del Trias superiore dell'alta Valtellina*. Riv. It. Paleont., 70, 15-63.
- GOSSO G., DAL PIAZ G. V., PIOVANO V., POLINO R. (1979) - *High pressure emplacement of early-Alpine nappes, postnappe deformations and structural levels (internal North-western Alps)*. Mem. Sc. Geol., 32, pp. 15.
- GREGNANIN A., PICCIRILLO E. M. (1972) - *Litostratigrafia, tettonica e petrologia degli scisti austriaci di alta e bassa pressione dell'area Passiria-Venosta (Alto Adige)*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, 28, pp. 55.
- GREGNANIN A., PICCIRILLO E. M. (1974) - *Hercynian metamorphism in the Austridic crystalline basement of the Passiria and Venosta Alps*. Mem. Soc. Geol. It., 13 (suppl. 1), 241-255.
- HAMMER W. (1902) - *Mitteilungen über Studien in der Val Furva und Val Zebrù bei Bormio*. Verhandl. Geol. Reichsanst., 1902, 320-330.
- HAMMER W. (1903) - *Ueber die Pegmatite der Ortles Alpen*. Verhandl. Geol. Reichsanst., 1903, 345-361.
- HAMMER W. (1905) - *Geologische Aufnahme des Blattes Bormio-Tonale*. Jahrb. Geol. Reichsanst., 55, 1-26.
- HAMMER W. (1908) - *Die Ortlergruppe und Ciavalschkeamm*. Jahrb. Geol. Reichsanst., 58, 79-196.
- HESS W. (1953) - *Beiträge zur Geologie der südöstlichen Engadiner Dolomiten zwischen dem oberen Münstertal und der Valle di Fraele (Graubünden)*. Eclogae Geol. Helv., 46, 39-142.
- KAPPELER U. (1938) - *Zur Geologie der Ortlergruppe und Stratigraphie der Ortlerzone zwischen Sulden und dem Engadin*. Inaugural Diss. Univ. Zürich, pp. 124.
- KELLERHALS P. (1966) - *Einige neue Beobachtungen zur Geologie der Ortlergruppe des Vintschgau und der südöstlichen Engadiner Dolomiten*. Beitr. Geol. Karte Schweiz, 126, 1-54.
- MARTINA E. (1958) - *Contributo alla conoscenza del Norico dell'alta Valle del Gallo (Alpi Retiche, Bormio)*. Atti Soc. It. Sc. Nat., 97, 156-173.
- MINGUZZI C. (1940) - *Ricerche petrografiche sopra alcuni lamprofiri, porfiriti e dioriti della Val d'Ultimo*. Studi Trentini Sc. Nat., 21, 1-46.
- PAREA G. C. (1960) - *Contributo alla conoscenza del Triassico superiore del Gruppo dell'Ortles*. Riv. It. Paleont., 66, 323-344.
- POZZI R. (1957) - *La geologia della bassa Valle di Fraele (Alpi Retiche)*. Eclogae Geol. Helv., 50, 99-140.
- POZZI R. (1965) - *Schema tettonico dell'alta Valtellina da Livigno al Gruppo dell'Ortles*. Eclogae Geol. Helv., 58, 21-38.
- POZZI R. (1959) - *Nuovi fossili norici nei calcari dell'alta Val Cancano (Bormio-Alpi Retiche)*. Riv. It. Paleont., 66, 127-134.
- POZZI R., GELATI R., ALLASINAZ A. (1962) - *Osservazioni stratigrafiche nella bassa Valle dello Spöl (Livigno-Alpi Retiche)*. Riv. It. Paleont., 68, 39-65.

- SASSI F. P., ZANFERRARI A., ZIRPOLI G., BORSI S., DEL MORO A. (1974) - *The Austrides to the south of the Tauern Window and the periadriatic lineament between Mules and Mauthen*. N. Jb. Geol. Pal. Mh., 1974, 421-434.
- SASSI F. P., ZIRPOLI G. (in stampa) - *Stato delle conoscenze sulla storia pre-alpina nelle Alpi orientali*. Congr. Bressanone, 10-15 sett. 1979, Rend. Soc. It. Min. Petr.
- SCHIAVINATO G. (1948 a) - *Gli scisti del Tonale*. Rend. Acc. Naz. Lincei. Cl. Sc. fis., 5, 736-743.
- SCHIAVINATO G. (1948 b) - *Formazioni metamorfiche associate agli scisti del Tonale*. Rend. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. fis., 5, 427-433.
- SCHÖNLAUB H. P. (1979) - *Das Paläozoikum in Oesterreich*. Abh. Geol. B.-A., Wien, 33, pp. 124.
- STACHE G. (1878) - *Die Geologischen Verhältnisse des Gebietes zwischen Bormio und Passo del Tonale*. Verhandl. Geol. Reichsanst., 1878, 174-175.
- STACHE G. (1879) - *Die Eruptivgesteine des Cevedale-Gebietes*. Verhandl. Geol. Reichsanst., 1879, 66-70.
- STACHE G., JOHN C. (1878) - *Geologische und petrographische Beiträge zur Kenntnis der älteren Eruptiv- und Massengesteine der Mittel und Ostalpen. II. Das Cevedale-Gebiet als Haupt-district älterer dioritischer Porphyrite (Paleoporphyrite)*. Jahrb. Geol. Reichsanst., 29, 317-404.
- STAUB R. (1924) - *Der Bau der Alpen*. Beitr. Geol. Karte Schweiz, 52, pp. 272.
- STAUB R. (1964) - *Neuere geologische Studien zwischen Bünden und dem oberen Veltlin*. Jahr. Nat. Ges. Graubünden, 89 e 90.
- TERMIER P. (1905) - *Les Alpes entre le Brenner et la Valtelline*. Bull. Soc. géol. France, 5, 209-289.
- TOMASI L. (1950) - *Studi petrografici dei filoni e contatti del Passo della Bottiglia (Gruppo dell'Ortler)*. Acta Geol. Alpina, 2, pp. 49.
- TOMBA A. M. (1947) - *Studio petrografico sopra alcune porfiriti del versante sinistro della media Val d'Ultimo (Alto Adige)*. Period. Mineral., 16, 215-226.
- ZANETTIN B., JUSTIN-VISENTIN E. (1971) - *Considerazioni geologico-petrografiche sul « tratto di Monteneve » (Alto Adige)*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, 29, pp. 40.
- ZANETTIN B., JUSTIN-VISENTIN E. (in stampa) - *Il problema di Monteneve: messa a punto alla luce di nuove conoscenze*. Congr. Bressanone, 10-15 sett. 1979, Rend. Soc. It. Min. Petr.