

GIAMBATTISTA DAL PIAZ

STUDI GEOLOGICI SULL' ALTO ADIGE ORIENTALE E REGIONI LIMITROFE

Con 6 Tavole di riproduzioni fotografiche; 6 Tavole di Profili e
Panorami a colori; una Carta - geotettonica; una Veduta pano-
ramica delle Alpi Aurine e Pusteresi; 37 Figure intercalate.



PADOVA
SOCIETÀ COOPERATIVA TIPOGRAFICA
1934 - XII

Memorie dell'Istituto Geologico della R. Università di Padova - Vol. X.

PREFAZIONE

Per quanto la regione orientale dell'Alto Adige, compresa fra il fiume Aurino a ovest, il confine italo-austriaco a nord e ad est e le Dolomiti a sud, presenti una grande importanza nell'interpretazione della struttura geologica delle Alpi Orientali, non si può dire che i lavori che trattano di essa siano molto numerosi e tanto meno esaurienti.

Più di cinquant'anni or sono il LÖWL pubblicò un profilo attraverso le Alpi Aurine e Pusteresi, passante in vicinanza di Cadipietra, in corrispondenza al M. Nevoso nelle Vedrette di Ries, e per Valdaora nella Valle della Rienza. Contemporaneamente il TELLER intraprese il rilevamento del foglio Brunico della carta geologica austriaca, ma il lavoro, pure avendo fornito argomento di interessanti note di Geologia locale, rimase incompleto ed inedito.

Poco dopo, il BECKE iniziava la serie delle sue classiche pubblicazioni sulla Petrografia e la Geologia degli Alti Tauri, alcune delle quali toccano direttamente anche la regione da me studiata. Nel 1892, questo stesso Autore pubblicò un'importante memoria petrografica sul massiccio tonalitico delle Vedrette di Ries, alla quale il LÖWL fece tosto seguire un'ulteriore trattazione geologica. I risultati di tutti questi studi vennero riassunti da BLAAS nella sua guida del Tirolo e delle regioni circostanti, accompagnata da una carta geologica alla scala 1 : 500.000.

Nel complesso, i lavori sopraricordati, per quanto redatti da mano maestra, risentono però inevitabilmente l'influenza di vecchie e troppo schematiche concezioni scientifiche allora dominanti. Le medesime considerazioni si possono ripetere a proposito di tutti i lavori di quel tempo relativi alla parte centrale delle Alpi Orientali, lavori che contengono osservazioni geologiche e petrografiche spesso preziose e di notevole importanza, ma che, oggidì, non sono più consoni col moderno indirizzo della scienza. Ancora nei primi anni di questo secolo, gli studiosi che si occupavano della Geologia delle Alpi Orientali, erano dominati da concezioni antiquate, ora completamente cadute. Basti accennare, a questo proposito, all'idea dell'età paleozoica, per taluno addirittura precambrica, della formazione dei calcescisti degli Alti Tauri (= obere Schieferhülle degli autori austro-germanici); all'opinione che le cerniere anticlinali di ortogneiss del Gran Veneziano, del Sonnblick, dell'Hochalm, dell'Ankogel, negli Alti Tauri, rispondessero a normali massicci intrusivi, e che le loro digitazioni tettoniche entro i terreni mesozoici, costituiti di dolomie, calcescisti e ofioliti, rappresentassero altrettante apofisi filoniane. Alla stessa guisa la cerniera di ortogneiss della tipica piega coricata della Granatspitz, era interpretata come un laccolite granitico; le superfici di scorrimento delle falde austro-alpine sopra la zona di Matrei, erano attribuite a semplici piani di rottura e di faglia, e le scaglie di dolomie e di calcari triasici che le accompagnano, ritenute trasgressive su terreni più antichi. Infine, il massiccio tonalitico delle Vedrette di Ries corrispondeva, secondo taluni, ad un'intrusione di età molto antica, mentre le vicine lenti di ortogneiss aplitici e pegmatitici venivano scambiate per manifestazioni filoniane della tonalite stessa. Come era naturale, dato l'indirizzo della Geologia del tempo, questi vecchi lavori erano di carattere prevalentemente analitico, non assurgendo quasi mai (anche per le inevitabili difficoltà che si affacciavano quando si trattava di accordare i fenomeni osservati con le dominanti concezioni strutturali), a qualche tentativo di sintesi che inquadrasse i fatti raccolti in una visione d'insieme.

Si comprende quindi facilmente come, trent'anni or sono, la re-

gione centrale delle Alpi Orientali rappresentasse un fecondo campo d'indagine per lo studioso che, in pieno possesso delle nuove concezioni tettoniche, avesse saputo tentare un quadro unitario della struttura geologica locale, armonizzandolo colle linee fondamentali che, in seguito ai classici lavori di BERTRAND, SCHARDT, LUGEON ecc., venivano ormai nettamente delineandosi per le Alpi Centrali ed Occidentali. Questo geniale e fortunato studioso fu PIERRE TERMIER, che, in una ben nota serie di memorabili pubblicazioni, dimostrò la completa analogia litologica, stratigrafica e tettonica fra la zona interna delle Alpi Occidentali e quella degli Alti Tauri. Pure ammettendo l'età pretriasica dei massicci gneissici della Catena dei Tauri, egli affermò, per primo, ch'essi sono ammantati da una complessa coltre di terreni mesozoici, dei quali i calcescisti (= schistes lustrés, obere Schieferhülle) costituivano, per così dire, il filo conduttore principale della nuova concezione. Constatato poi che le formazioni mesozoiche s'immergono da ogni lato sotto terreni più antichi, il TERMIER intuì che la regione degli Alti Tauri, al pari dell'Engadina, rappresenta una gigantesca « finestra tettonica », attraverso la quale si può vedere come i vari ricoprimenti pennidici sottostiano all'enorme coltre delle falde austro-alpine.

Ormai, quasi per incanto, la densa nebbia che gravava sulle Alpi Orientali si era dissipata, e la struttura geologica dell'imponente gruppo montuoso dei Tauri e delle catene circostanti si rivelò in un chiaro e maestoso quadro d'insieme. SUESS, il grande Maestro viennese, accettò in pieno le nuove vedute, contro le quali, col progredire delle ricerche, le opposizioni andarono ogni giorno più affievolendosi.

Ma se le grandi linee della tettonica di questa regione venivano sommariamente tracciate, molto rimaneva ancora da fare, specialmente nel campo più modesto della raccolta degli elementi di fatto, dai quali, più che da argomentazioni di analogie strutturali, la geniale concezione del geologo parigino doveva attendere il suo vero controllo e le sue maggiori riconferme. Da allora infatti ebbe inizio un nuovo periodo di ricerche nel territorio dell'Alto Adige Orientale, specialmente per opera di SANDER e della Signora CORNELIUS - FURLANI. E mentre le inda-

gini della Signora FURLANI, condotte con modernità di metodo, ebbero per campo anche una parte dell'alta Pusteria, quelle di SANDER, così importanti per il contributo fondamentale di novità portato al progresso degli studi geologico-petrografici, si svolsero nell'area contigua rispondente al foglio Bressanone.

Finalmente nel 1924 comparve lo studio di R. STAUB sulla struttura della Catena Alpina, magnifica opera, la quale però, data la vastità degli argomenti trattati, doveva necessariamente basarsi in gran parte su elementi bibliografici. Essa non porta infatti, per la regione che c'interessa, particolari contributi di novità, per modo che l'Alto Adige Orientale, all'est del torrente Aurino, rimaneva ancora, dal punto di vista del nuovo orientamento assunto dalle ricerche sul terreno, campo in gran parte inesplorato, sia dal punto di vista geologico, sia da quello petrografico.

Fu in seguito ad una simile constatazione e dopo una prima serie di escursioni compiute anni addietro, che sorse in me l'idea di uno studio geologico dettagliato della Regione, idea tanto più seducente in quanto che essa trovò subito il pieno appoggio morale e materiale del mio Maestro prof. ANGELO BIANCHI.

Per una fortunata coincidenza di circostanze, il Magistrato alle Acque di Venezia affidò al Prof. BIANCHI e allo scrivente il rilevamento dei fogli Vetta d'Italia e Monguelfo della « Carta geologica delle Tre Venezie », per la parte relativa a tutto il vasto e impervio territorio a nord della Rienza e della Drava, e al D.^r G. MERLA il settore meridionale dello stesso foglio Monguelfo. Pel completamento del lavoro, attesa la grande importanza geologica della vicina conca di Kalkstein e del fianco destro della Valle di Villgraten, si usufruì, per questo settore che rientra nel territorio austriaco, dei rilevamenti gentilmente messi a disposizione dalla Signora CORNELIUS - FURLANI. Siccome però nella scala al 100.000 non fu sempre possibile riprodurre tutti i dettagli desiderati, per l'area dell'alta Valle Aurina, che è una delle più interessanti della regione, ci parve opportuno pubblicare

un'apposita carta geologica al 25.000, che vide le stampe agli inizi del 1931.

Man mano che le mie ricerche sul terreno andavano estendendosi ed integrandosi, non ho mancato di dare notizia, con apposite note preliminari, dei principali risultati raggiunti.

Fu così che il modesto obbiettivo iniziale di uno studio limitato al territorio corrispondente ai fogli Vetta d'Italia e Monguelfo, si trasformò po' alla volta nel progetto di una più ampia monografia estesa a tutto l'Alto Adige Orientale e alle regioni circostanti facenti parte del territorio austriaco, che dal punto di vista strutturale si collegano strettamente ai gruppi montuosi del versante italiano. Questo notevole ampliamento dei limiti della memoria, oltre che un desiderio, divenne ben presto una necessità, in conseguenza della recente comparsa di nuove pubblicazioni di geologi stranieri sulle zone confinanti con le aree da noi rilevate e studiate.

Per questa maggiore ampiezza data al lavoro, io dovetti trattenermi qualche tempo nell'Alto Zemmgrund (Zillertaleralpen), magnifica regione del versante settentrionale delle Alpi, sulla quale era stato da poco pubblicato uno studio del Prof. CHRISTA. Allo stesso scopo numerose altre escursioni furono da me dedicate ad altre località geologicamente non meno interessanti al di qua e al di là del confine, quali: la Staller Alm, ad oriente dell'alta Valle d'Anterselva; l'Umbaltal a sud del Picco dei Tre Signori; la Valle di Vizze; la zona attorno al Gran Pilastro; la conca di Vipiteno; la regione di Mules-Giogo di Valles; il gruppo di Rensen; il settore del M. Sommo ecc., ciò che mi permise di raccogliere gli elementi di fatto necessari per la carta tettonica alla scala 1 : 200.000 (Tav. X), che è allegata alla presente memoria.

Allo stesso modo la trattazione sintetica della struttura geologica dell'Alto Adige Orientale e dei territori circostanti, non poteva naturalmente prescindere da un largo confronto con altre regioni, vicine e lontane, della Catena Alpina; ed a raggiungere un tale scopo mi furono di grande giovamento gli studi e le ricerche fatte in precedenza nel gruppo del Gran Paradiso in Valle d'Aosta, nella bassa Valle d'Ultimo,

a sud di Meranò, nella regione fra il Brennero e il passo del Giovo, ecc., oltre alle escursioni compiute in varie altre località delle Alpi Piemontesi, nel Savonese, nella Valle del Rodano, nel Giura franco-svizzero, nei Vosgi, nel gruppo del Säntis, nei Grigioni, nell'Ossola, nelle valli di S. Giacomo, della Mera e Masino, nella Valtellina, nella Valcamonica, nel massiccio dell'Adamello, nella Valle Venosta, nelle Prealpi venete e lombarde, ecc. Mi è sembrato utile e opportuno largheggiare in tali raffronti, anche per far scaturire le possibili correlazioni che legano gruppo a gruppo, e poter mettere quindi meglio in evidenza l'unità strutturale della Catena Alpina. A questo proposito non sarà fuor di luogo far presente come l'interpretazione tettonica delle Alpi Orientali possa farsi soltanto al lume della conoscenza delle Alpi Occidentali e Centrali, senza di che è vano, a mio avviso, sperare in risultati razionali e relativamente duraturi.

Nel corso del lavoro mi sono preoccupato di tenere il massimo conto della bibliografia, sia di quella relativa al territorio dell'Alto Adige Orientale e delle regioni circostanti, sia di quella inerente ad altre parti delle Alpi e a fenomeni di carattere generale. Mi sono trovato così molto spesso nella gradita possibilità di confermare e di estendere le idee espresse dagli autori precedenti. Altre volte invece sono stato costretto, benchè a malincuore, ad esprimere opinioni diverse di quelle avanzate da taluni egregi e benemeriti geologi. Queste divergenze di vedute si riferiscono quasi esclusivamente a complesse e vessate questioni teoriche e di carattere generale, e non infirmano menomamente il valore dei contributi positivi di osservazione portati da singoli studiosi alla conoscenza geologica della Catena Alpina.

Nella redazione del mio lavoro ho seguito il metodo di descrivere volta a volta le caratteristiche stratigrafiche e tettoniche di ogni singola unità geologica, a partire dall'elemento strutturale più profondo. A tale riguardo è da rilevare che nel territorio da me preso in esame e rappresentato nell'unita carta al 200.000 (Tav. X), figurano tutte le grandi unità tettoniche delle Alpi Orientali, dall'inferiore (ricoprimento del Gran Veneziano) alla più elevata (Dinaridi). L'ultima parte

del lavoro è dedicata alla descrizione delle masse intrusive recenti delle Vedrette di Ries e della Pusteria. Specificando, la trattazione della materia risulta distribuita nei capitoli qui sotto elencati:

1. Ricoprimento del Gran Veneziano (V) [Pennidico].
2. Ricoprimento del Picco dei Tre Signori-Greiner (VI p. p.) e ricoprimento dei calcescisti (VI p. p.) [Pennidico].
3. Condizioni in cui si trovava la zona pennidica delle Alpi durante il Paleozoico superiore.
4. Zona di Matrei. Serie complessa di scaglie tettoniche a elementi pennidici e austro-alpini inferiori.
5. Ricoprimenti austro-alpini (Grigionidi e Tirolidi).
6. Dinaridi.
7. Masse intrusive recenti.

Riguardo al Quaternario ed ai caratteri morfologici della regione, rimando il lettore al lavoro da me pubblicato in proposito nel 1930.

Non posso chiudere questi cenni introduttivi senza rivolgere l'espressione del mio grato animo a tutti gli studiosi che col consiglio, con la guida nel laboratorio, con l'indirizzo sul terreno durante le numerose escursioni compiute in Italia e all'Estero, facilitarono il completamento di questo frutto delle mie fatiche. In primo luogo desidero esprimere i sensi della più viva riconoscenza al mio Maestro di Petrografia, prof. ANGELO BIANCHI, che mi fu sempre largo di ospitalità nell'Istituto da Lui diretto e che in molteplici occasioni mi fu prodigo del Suo ausilio e della Sua esperienza scientifica. Delle notizie e alcuni profili relativi alla regione dolomitica del foglio Monguelfo mi vennero gentilmente forniti dall'amico dott. G. MERLA, al quale rivolgo il mio grazie sincero.

Per cortese interessamento del Dott. W. VON SENARCLENS-GRANCY di Graz, ho potuto avere a disposizione i suoi rilevamenti geologici e quelli del prof. ANGEL e del dott. SCHOKLITSCH, relativi al territorio austriaco a oriente dell'area italiana del foglio Monguelfo, che mi hanno permesso di completare la carta geotettonica riprodotta nella Tavola X.

Agli egregi Colleghi della scuola di Graz invio pure i miei sentiti ringraziamenti per la loro cordiale collaborazione.

Sento inoltre di dover ringraziare i professori e dottori E. ARGAND, A. BUXTORF, C. BURRI, J. CADISCH, P. CHRIST, H. P. CORNELIUS, M. GIGNOUX, R. FABIANI, M. CORNELIUS-FURLANI, FR. HERITSCH, L. KOBER, M. LUGEON, P. NIGGLI, B. SANDER, J. J. SEDERHOLM, G. B. TRENER, C. E. WEGMANN, R. U. WINTERHALTER e gli ingegneri E. RAGUIN e C. SEMENZA.

Ed un mesto e riverente pensiero mi sia infine consentito di rivolgere alla memoria del compianto Maestro P. TERMIER, che tanta luce portò alla conoscenza geologica delle Alpi e che, fino dall'inizio delle mie ricerche, mi fu cortese d'appoggio e di benevolo interessamento.

Maggio, 1933 - XI.

GIAMBATTISTA DAL PIAZ

RICOPRIMENTO DEL GRAN VENEZIANO (V)

Il ricoprimento che ci proponiamo di illustrare si estende attraverso la maggior parte degli Alti Tauri occidentali, dal gruppo del Gran Veneziano alle Alpi Aurine - Zillertaleralpen e alle Alpi del Tux. Questo gigantesco elemento tettonico è costituito da una serie complessa di rocce metamorfiche fra loro molto diverse, sia per composizione chimica e mineralogica, sia per età ed origine ⁽¹⁾. Fra gli svariati tipi litologici che formano detta serie, prevalgono di gran lunga gli ortoscisti, mentre i parascisti e i metascisti presentano in confronto dei primi uno sviluppo molto minore ⁽²⁾.

⁽¹⁾ Numerosi autori, quali ANGEL, BECKE, CHRISTA, KÖLBL, LÖWL, SANDER, STAUB, TELLER, TERMIER, WEINSCHENK, ecc. (bibl. 1-42) portarono il loro contributo alla conoscenza petrografica e geologica del ricoprimento del Gran Veneziano. Per la regione delle Alpi Aurine, dalla Forcella del Picco e dalla Vetta d'Italia al Sasso Nero, e per il territorio austriaco dello Zemmgrund nelle Zillertaleralpen, abbiamo le recenti pubblicazioni preliminari e le carte geologiche di A. BIANCHI e G. DAL PIAZ (bibl. 43-55), alle quali fanno seguito diretto l'esauriente monografia petrografica del primo Autore (bibl. 57) e la presente memoria geologica.

⁽²⁾ Allo scopo di evitare possibili confusioni, crediamo opportuno abbandonare i vecchi nomi di «*gneiss dei Tauri*» o «*gneiss centrale*» auct. (= *Tauerngneis* o *Centralgneis* degli autori austro-germanici), perchè con essi vennero designate entità litologiche molto diverse, sia petrograficamente e sia geologicamente. La denominazione di gneiss «centrale» non ha maggior significato per la geologia degli Alti Tauri ed in genere delle Alpi orientali di quanto non ne abbia avuto a suo tempo per la geologia delle Alpi occidentali ed è quindi ora ch'essa sparisca definitivamente dalla bibliografia. Noi crediamo utile, anzi indispensabile ai fini della nostra scienza, di specificare volta a volta in modo esatto la formazione geologica e l'unità tettonica a cui appartengono i singoli tipi litologici e inoltre di indicare, per quanto è possibile, la natura delle rocce originarie. Nel caso presente ci serviremo della denominazione di «terreni (ortogneiss, metascisti, parascisti) della serie del Gran Veneziano».

Metascisti della serie del Gran Veneziano. Queste rocce, che mostrano tuttora chiari indizî di un originario rapporto di natura intrusiva con gli ortogneiss, rappresentano i relitti della primitiva copertura dell'antico massiccio granodioritico del Gran Veneziano. Simili avanzi del vecchio tetto sono ancor oggi riconoscibili come tali, malgrado siano stati successivamente colpiti da intensi e ripetuti fenomeni orogenetici e metamorfici, che hanno determinato in gran parte la loro *facies* attuale. Nell'insieme, i metascisti costituiscono i terreni più antichi dell'intera serie del Gran Veneziano; la loro età è compresa fra un limite inferiore che non conosceremo forse mai ed un limite superiore corrispondente all'epoca d'intrusione di quelle masse acide profonde, dalle quali sono poi derivati per complessi fenomeni metamorfici gli attuali ortogneiss ⁽¹⁾.

È dubbio che nel territorio italiano delle Alpi Aurine esista ancora qualche resto della coltre primaria dell'antico apparato eruttivo, a meno di non voler considerare come metascisti alcuni lembi ristretti di rocce, che presentano una costituzione chimico-mineralogica particolare, come per esempio i micascisti cloritici a cianite della cresta di Rio Torbo, a sud del Rifugio Vittorio Veneto, nel gruppo del Sasso Nero, e i micascisti e i cloritoscisti granatiferi a cianite poco sopra lo stesso Rifugio, verso q. 3044. Di quest'ultima roccia il prof. A. BIANCHI ha eseguito un'analisi chimica, che ne comprova l'origine sedimentaria.

Terreni interpretabili come metascisti abbondano invece sul ver-

⁽¹⁾ Le rocce da noi designate come « metascisti », corrispondono, nella nomenclatura geologica austro-tedesca, ai terreni dell'*unterste Schieferhülle* o (il che fa lo stesso) della parte inferiore dell'*untere Schieferhülle* e ai *Paragneise der Tauerngneise* di SANDER (p. p.). È ormai tempo di abbandonare l'infelice denominazione di *Schieferhülle*, che non ha nessun contenuto, nè petrografico, nè cronologico-stratigrafico, nè tettonico, riflettendo solo vecchie idee, ormai definitivamente sorpassate. Questo nome, così vago ed impreciso, ha condotto spesso a gravi errori ed equivoci e non ha certo giovato al progresso della conoscenza geologica degli Alti Tauri. Anche STAUB (bibl. 34), e KÖLBL (bibl. 16, pag. 62) si sono espressi al riguardo pressapoco nello stesso senso. Taluni autori poi (bibl. 86), adoperano per i terreni dell'*Unterste Schieferhülle* anche il termine generico di « Cristallino antico ». Nel nostro caso preferiamo distinguerli con la denominazione di « metascisti », perchè, nel territorio da noi studiato, queste rocce rivelano sempre originari, intimi rapporti di natura eruttiva con l'ortogneiss del Gran Veneziano.

sante austriaco della catena di confine, almeno nel settore corrispondente all'alto Zemmgrund (Zillertaleralpen) ⁽⁴⁾. In questa regione si osservano, intercalati fra gli ortogneiss, numerosi letti di scisti biotitico-amfibolici, più o meno ricchi di granato, che il CHRISTA, nella sua carta al 20.000 dello Zemmgrund, ha distinto con la precisa indicazione di « *Injizierte Schiefer* » (bibl. 10). La designazione di « scisti iniettati » (= gneiss e scisti arteritici) per questo tipo di rocce è parsa giustificata al prof. BIANCHI e a me in seguito ad un esame sul terreno di tali formazioni, da noi compiuto l'estate scorsa. Non crediamo di essere lontani dal vero ritenendo che questi « scisti iniettati » rappresentino relitti della copertura primaria dell'antico batolite. Probabilmente essi corrispondono a lembi (cunei sinclinali?) del vecchio tetto, immersi nel bagno granitico e incompletamente digeriti dal magma, che li ha iniettati letto a letto, trasformandoli in gneiss zonati.

Non si può inoltre escludere che una parte dei numerosissimi *Schlieren* basici, che si incontrano un po' dappertutto entro la massa dell'ortogneiss, con particolare frequenza nella valle dello Zemmgrund, corrisponda a residui di zolle della coltre primaria, quasi totalmente assimilate dal magma (inclusi enallogeni). In tal caso si ripeterebbe qui il fenomeno descritto da CORBIN e OULIANOFF per il protogino del Monte Bianco (bibl. 58-59). Questa spiegazione può valere soprattutto per quegli inclusi che si presentano riuniti in sciami, spesso molto fitti; non si deve però dimenticare che, per taluno di questi sciami, è prospettabile un'origine per concentrazione di nuclei minori o per riassorbimento di masse maggiori di differenziazione femica del magma.

Nei suoi fondamentali lavori sulla geologia dei Tauri occidentali, il SANDER accenna alla presenza di micascisti arteritici e migmatitici ecc., cioè di parascisti legati mediante originari rapporti di contatto magmatico alla massa dell'ortogneiss. Queste rocce miste, nelle quali entra a far parte, come costituente più o meno assimilato, del materiale

⁽⁴⁾ Nella carta geotettonica al 200.000 della Tav. X, questa valle è indicata con il nome di « *Zemmtal* », come nelle carte ufficiali italiane.

di origine sedimentaria, sono distinte dal SANDER con la denominazione di *Paragneise der Tauerngneise* (p. p.) (bibl. 23, 28, 31 e 32). Non meno noti, grazie ai classici lavori di WEINSCHENK (bibl. 41) ed agli studi recentissimi di KÖLBL (bibl. 12-18), sono i rapporti dell'originario contatto intrusivo che si osservano nel settore orientale del ricoprimento del Gran Veneziano. Nei pressi dell'Habachkees, il WEINSCHENK scopre dei frammenti in parte angolosi di rocce scistose e pieghettate, immersi nella massa dell'ortogneiss (bibl. 41, II, pagg. 77 e 89); questo fatto dimostrerebbe che l'originario tetto dell'antico batolite era già metamorfosato e ripiegato prima che si determinasse il fenomeno eruttivo.

Ritornando alla regione dell'alto Zemmgrund, osserveremo come in vari punti di questa pittoresca vallata, ma soprattutto nella zona a S E della Berlinerhütte, esista un intreccio fittissimo di filoni aplitici e lamprofirici, che intersecano le più diverse *facies* dell'ortogneiss. Questa particolarità, in connessione con altre caratteristiche geologiche, come la presenza dei numerosi letti di gneiss arteritici dianzi ricordati e la grande ricchezza di *facies* dell'ortogneiss, così acide come basiche, ci autorizza ad ammettere che la zona della Berlinerhütte corrisponda ad una parte dell'antica massa eruttiva prossima all'originaria superficie di contatto. È infatti davvero sorprendente l'affinità che, sotto certi riguardi, presenta il suddetto territorio con quei settori dell'etmolite dell'Adamello nei quali si trovano cunei di rocce incassanti (Mesozoico, Permiano, Cristallino antico) immersi nella massa tonalitica. In una di queste località (Bazena presso Breno in Val Camonica) abbiamo potuto osservare, due anni or sono, numerosi lembi sfrangiati delle cerniere sinclinali mesozoiche inglobati dalla roccia eruttiva; una varietà di differenziazioni magmatiche acide e basiche quale è raro osservare altrove (bibl. 60); un intreccio fittissimo di filoni che tagliano in tutti i sensi il complesso eruttivo ed i terreni incassanti. L'analogia strutturale fra la regione di Bazena e quella della Berlinerhütte, astraendo dalle modificazioni posteriori al fenomeno plutonico

subite da quest'ultima zona ad opera di processi orogenetici e metamorfici, è invero notevolissima e non certo priva di significato ⁽¹⁾.

Gli ortogneiss che formano il fianco destro di Valle Aurina presentano, come si è visto, una costituzione molto più uniforme di quella offerta dagli ortogneiss che si estendono nell'alta valle dello Zemmgrund, a mezzogiorno della zolla del Greiner. Sul versante italiano poi scarseggiano le apofisi filoniane e mancano del tutto o quasi le intercalazioni di scisti arteritici, che invece sono così frequenti in territorio austriaco. Bisogna quindi ammettere, come logica conseguenza del nostro precedente ragionamento, che la massa di ortogneiss del versante meridionale delle Alpi Aurine, dalla Forcella del Picco al Sasso Nero, corrisponda ad una parte relativamente profonda dell'originario apparato eruttivo, piuttosto lontana dalla primitiva zona di contatto.

Ortogneiss della serie del Gran Veneziano. (= *Centralgneis* o *Tauerngneis auct. p. p.*). *Facies principali.* Come si è osservato in precedenza, gli ortoscisti costituiscono la parte di gran lunga maggiore dell'attuale ricoprimento del Gran Veneziano. Per il territorio da noi studiato (Alpi Aurine - Zemmgrund), gli studi petrografici di A. BIANCHI (bibl. 57) hanno portato a riconoscere in questa serie di ortoscisti i seguenti *tipi litologici fondamentali*:

ROCCE E FACIES PETROGRAFICHE

TIPI MAGMATICI (NIGGLI)

A - Tipi massicci (a tessitura compatta).

Ortogneiss granitico biotitico chiaro.	Granito engadinico (con tendenza a trondhjemite).
Ortogneiss granitico biotitico normale.	Granito yosemitico (con tendenza a trondhjemite).
Ortogneiss granodioritico normale (<i>facies prevalente</i>).	Granodiorite (con tendenza a granito plagioclasico).

⁽¹⁾ È sottinteso che il tetto primario dell'antico batolite del Gran Veneziano non può essere rappresentato in alcun modo dalla « zolla del Greiner » (*Greinerscholle*), che appartiene ad un elemento tettonico a sè stante (si consulti in proposito il capitolo sul ricoprimento del Picco dei Tre Signori - Greiner).

Ortogneiss granosienitico biotitico (con muscovite più scarsa).

Ortogneiss porfiroide (ghiandone) granosienitico (Berlinerhütte).

Ortogneiss biotitico anfibolico ad epidoto.

Ortogneiss biotitico anfibolico ad epidoto.

Anfibolite feldispatica epidotica (anfibolite gneissica).

Anfibolite (concentrazione anfibolica).

Fra granito alcalino-sodico e sienite sodica.

Granosienite sodico-potassica (con tendenza a tipi sienitico-monzonitici).

Granodiorite tonalitica.

Tonalite dioritica.

Fra gabbro - diorite e gabbro ossipitico.

Gabbro normale.

B - Tipi a tessitura parallela.

Ortogneiss aplitico muscovitico a biotite (scarsa).

Ortogneiss biotitico (a muscovite)

Ortogneiss biotitico normale.

Ortogneiss biotitico occhiadino.

Ortogneiss minuto biotitico anfibolico epidotico.

Anfibolite biotitica.

Fra granito yosemitico e apliti granodioritica (Trondhjemite).

Granodiorite con tendenza a granito plagioclasico.

Granodiorite passante a granito plagioclasico.

Fra granodiorite e granito normale un po' alcalino.

Gabbrodiorite passante a diorite normale.

Fra orneblendite e gabbro (con lieve tendenza potassica).

C - Filoni (Apliti in genere compatte e lamprofiri più o meno a tessitura parallela).

Filoni aplitici (Sasso Nero).

Filoni microgranitici (parete S E dell' Hornkopf).

Filone lamprofirico di ortogneiss biotitico epidotico a poco anfibolo (Forcella di Rio Torbo, Sasso Nero).

Filoni lamprofirici di ortogneiss biotitico epidotico a poco anfibolo (parete S E dell' Hornkopf).

Apliti granitica.

Apliti granodioritica o meglio compresa fra apliti granitica e apliti dioritica (Trondhjemite).

Malchite (composizione tonalitica passante a granodioritica).

Malchite (composizione dioritica un po' alcalino - potassica, cioè passante a tipi monzonitici).

Dalle ricerche di A. BIANCHI risulta che, nel complesso, gli stessi tipi magmatici possono essere rappresentati tanto nelle rocce nettamente scistose, quanto nelle rocce compatte, senza traccia evidente di tessitura parallela.

A questo riguardo non si deve però dimenticare che anche nelle *facies* più massicce è sempre possibile constatare la presenza di una isorientazione a grande scala, rivelata dall'andamento costantemente

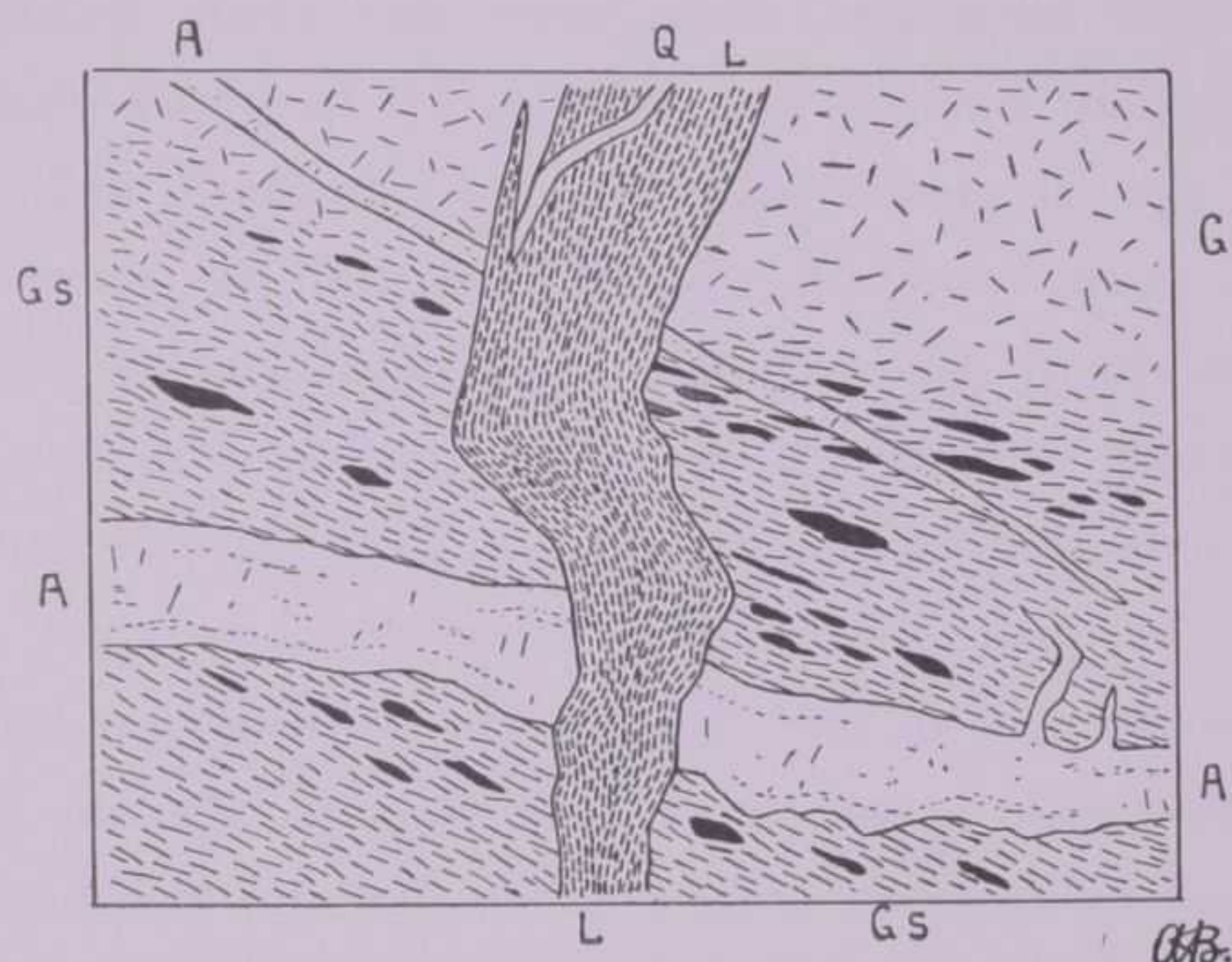


Fig. 1. - Parete sud-orientale dell'Hornkopf, nell'alto Zemmgrund (Zillertaleralpen) q. 2580 circa. G = gneiss granitico, a tessitura granulare compatta; Gs = gneiss granodioritico, a tessitura parallela, con numerosi inclusi basici (chiazze nere); A = filoni aplitici, discordanti rispetto all'andamento degli *Schlieren* e della tessitura parallela del gneiss granodioritico; L = filone di gneiss minuto lamprofirico, a composizione malchitica e a tessitura parallela, soprattutto evidente verso le salbande; Q = filoncello di quarzite. Scala 1:100 circa. Si noti l'andamento discordante del filone lamprofirico rispetto a tutte le rocce incassanti. A. BIANCHI dis.

parallelo degli inclusi femici (figg. 2 e 3). Si possono trovare inoltre vari termini di passaggio fra le facies a tessitura massiccia e quelle a tessitura scistosa.

Anche fra gli ortogneiss dei Tauri orientali non mancano le forme a composizione sienitica o tendente alla sienitica. Secondo BECKE (bibl. 7), la parte più profonda della cerniera gneissica del Rathaus

sarebbe costituita da tipi sienitici. Ortogneiss sienitici e granosienitici furono riscontrati da WINKLER (bibl. 102) nelle masse dell'Hochalm e del Sonnblick. Il fatto è interessante, in quanto conferma i rapporti di consanguineità magmatica esistenti fra le originarie rocce eruttive del Gran Veneziano e quelle dell'Ankogel-Hochalm e del Sonnblick.

Condizioni di giacitura degli ortogneiss. Dal punto di vista geologico è anzitutto necessario distinguere due modi fondamentali di giacitura: I) in letti fra loro concordanti; II) in filoni discordanti.

Il primo tipo di giacitura prevale enormemente sul secondo; il complesso del Gran Veneziano si può anzi definire come un sistema di banchi concordanti di ortogneiss vari. L'esperienza delle ricerche nostre, di SANDER, di CHRISTA, ecc., dimostra che le forme a tessitura massiccia presentano l'identico tipo di giacitura delle forme a tessitura parallela, con le quali alternano ripetutamente, sempre in perfetta concordanza, senza che sia mai dato di osservare un evidente comportamento intrusivo delle prime rispetto alle seconde. Questo fatto appare con la sua massima evidenza nella regione dell'alto Zemmgrund (a sud della zolla del Greiner), dove l'alternanza dei più diversi tipi di ortogneiss diventa quanto mai fitta e complicata. Di tali caratteristiche di giacitura abbiamo potuto rendercene conto personalmente, nelle escursioni da noi condotte in quella splendida ed interessante vallata durante l'estate del 1932 ⁽¹⁾.

Secondo l'opinione mia e del prof. A. BIANCHI (bibl. 57), maturata dopo lunghi anni di studio in campagna e in laboratorio, tutte le rocce di cui stiamo ora trattando corrispondono a degli scisti cristallini, dalla evidente struttura cristalloblastica, e nel loro insieme costituiscono un'unità geologica assai ben individuata. Non bisogna poi dimenticare, ai fini della presente discussione, che le differenze di tes-

⁽¹⁾ Si consulti in proposito la carta geologica al 20.000 dell'alto Zemmgrund, rilevata da E. CHRISTA (bibl. 10), dalla quale risulta in modo evidentissimo la giacitura in letti perfettamente concordanti delle più diverse *facies* dell'ortogneiss, escluse naturalmente le forme filoniane aplitiche e lamprofiriche.

situra fra le varie *facies* dell'ortogneiss sono state finora eccessivamente sopravvalutate, perchè, come si è detto, anche le forme più compatte presentano in generale una isorientazione a grande scala, rivelata dall'andamento parallelo degli inclusi (figg. 2 e 3).

Dobbiamo quindi concludere che non è possibile separare geneticamente e cronologicamente le *facies* scistose dell'ortogneiss da quelle compatte, riferendo cioè le prime ad una serie più antica, dallo schietto

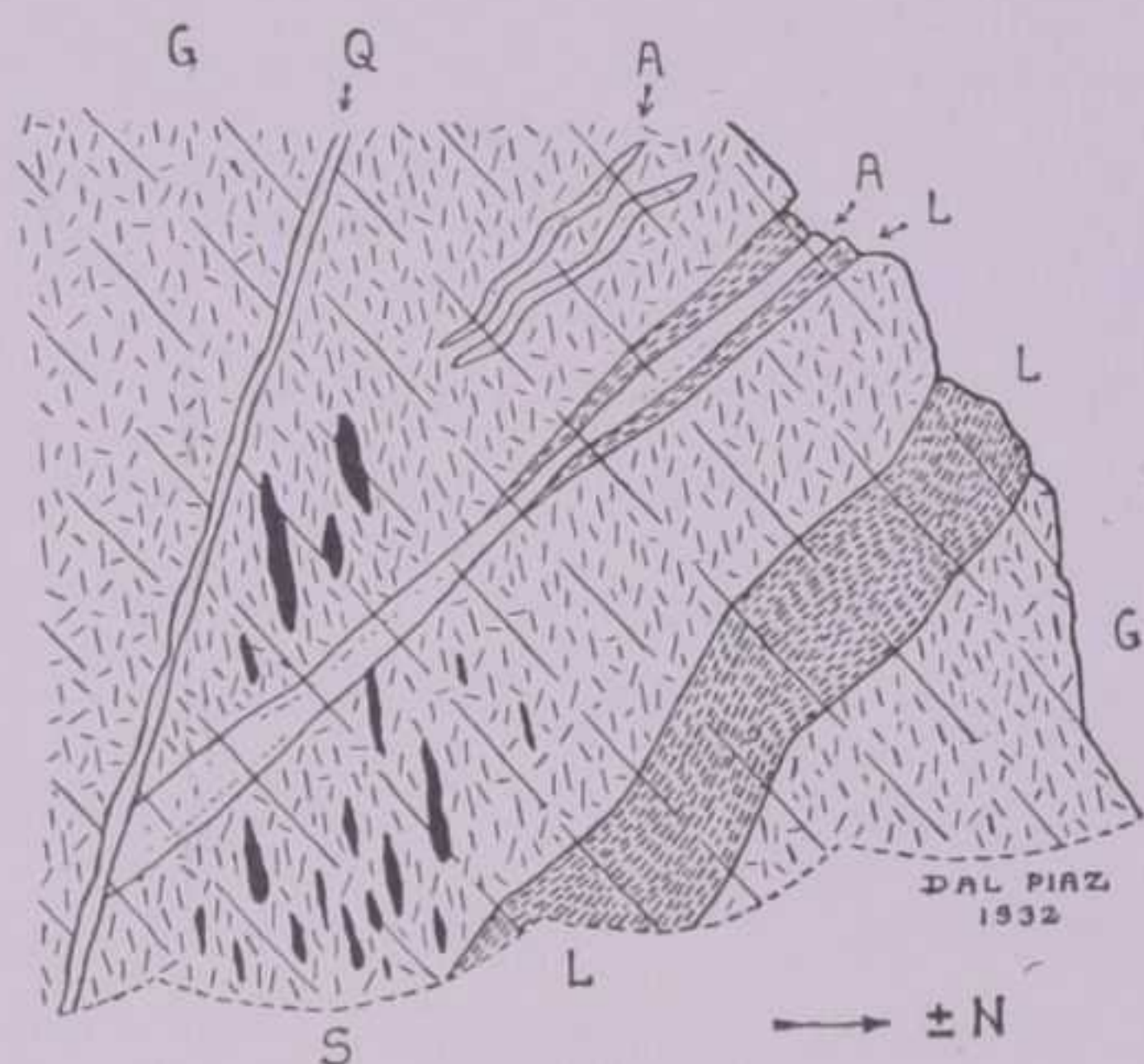


Fig. 2. - Sprone settentrionale dell'Hornkopf, nell'alto Zemmgrund (Zillertaleralpen), visto dal lato orientale, q. 2500 circa. G = gneiss granitico, a tessitura compatta; S = inclusi basici (*Schlieren*) dello stesso, isorientati; A = filoni di gneiss aplitico, discordanti rispetto all'andamento degli *Schlieren*; L = filone di gneiss lamprofirico, a composizione malchitica e a tessitura parallela, anch'esso discordante rispetto all'andamento degli inclusi; Q = filone di quarzo, in corrispondenza ad una faglia. Scala 1: 100 ca. Si osservi i grandi piani di laminazione che intersecano tutti i terreni dello sprone roccioso, eccettuata la quarzite del filone Q.

carattere metamorfico, e le seconde ad una serie più recente, di natura normale eruttiva. Sotto questo riguardo non si può in nessun modo seguire il CHRISTA, che, nel suo lavoro sullo Zemmgrund, riserva la denominazione di « gneiss » alle sole *facies* a tessitura parallela, mentre considera normali rocce intrusive le *facies* a tessitura compatta. Una simile distinzione è, a parer nostro, assolutamente ingiustificata e deve

essere lasciata cadere senz'altro, prestandosi con facilità a interpretazioni erronee, così dal punto di vista geologico come da quello petrografico ⁽¹⁾.

Il secondo tipo di giacitura si riferisce invece a quei filoni di gneiss, a composizione di aplite granitica, di aplite granodioritica e

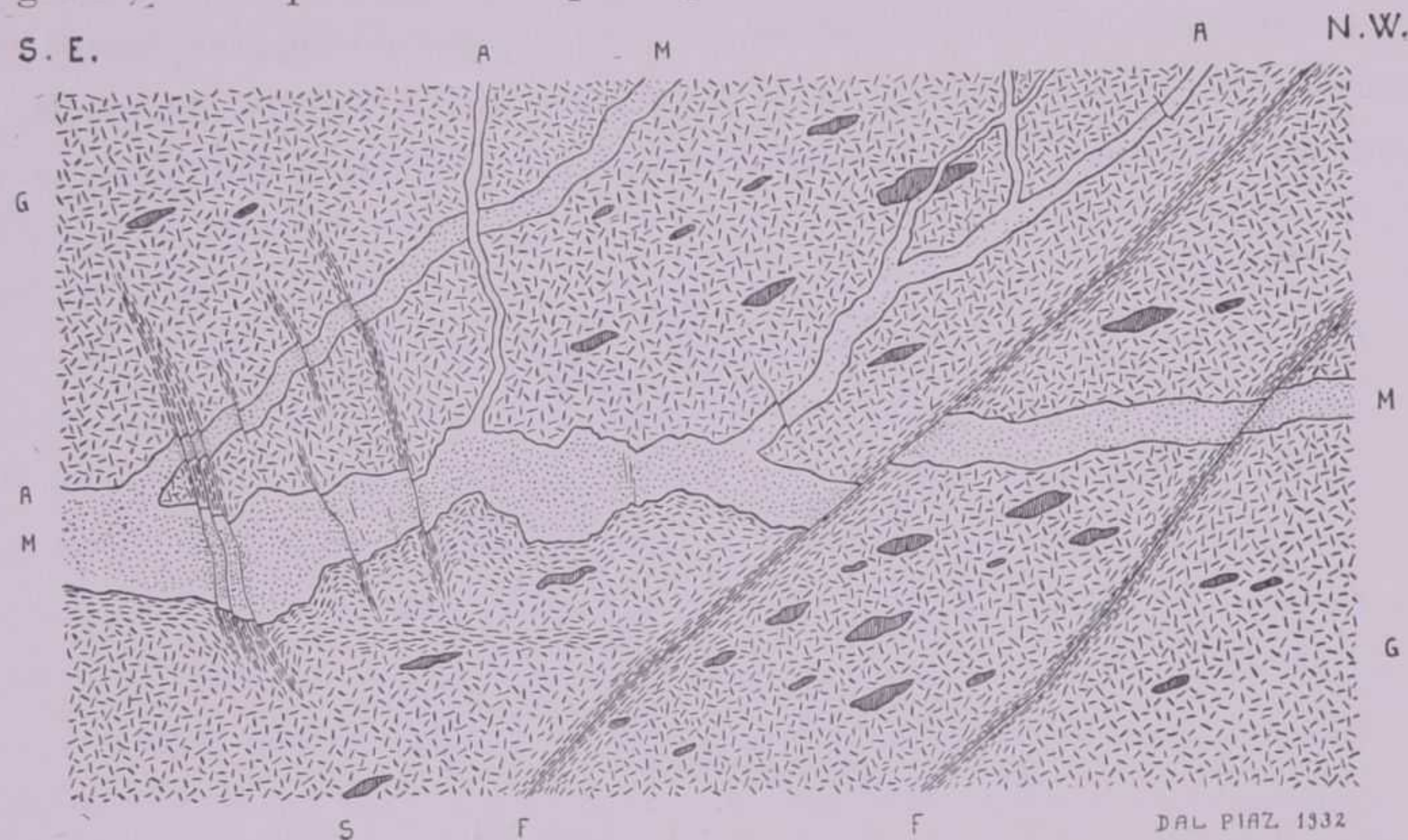


Fig. 3. - Versante orientale dell'Hornkopf, nell'alto Zemmgrund (Zillertal-alpen), presso lo Schwarzensteinkees q. 2450 ca. G = gneiss granodioritico a tessitura compatta; S = inclusi basici (*Schlieren*) dello stesso, isorientati; M e A = filoni di gneiss microgranitici e aplitici, più o meno discordanti rispetto all'andamento degli inclusi; F = faglie. Scala 1: 100 ca. Si osservi come l'ortogneiss compatto (G) presenti un'evidente scistosità in corrispondenza alle faglie e a parte del bordo del filone maggiore.

⁽¹⁾ In vari punti della zona penninica delle Alpi occidentali sono noti ortogneiss a tessitura massiccia, come quelli che si osservano nei gruppi del Monte Rosa e del Gran Paradiso (ricoprimento quinto, equivalente occidentale della falda Gran Veneziano - Hochalm). Si consulti in proposito le carte e le pubblicazioni del R. Ufficio Geologico Italiano e il lavoro di SCHMIDT, *Ueber die Geologie des Simplonsgebietes und die Tektonik der Schweizeralpen*, «Ecl. geol. Helv.», IX, 1907, p. 557. Una tessitura compatta presenta spesso il gneiss dioritico e tonalitico permiano del Grand Nomenon (Valsavarenche), che costituisce il nucleo della piega di ritorno del ricoprimento del Gran S. Bernardo [IV] (bibl. 96-98). Nella falda della Dent Blanche (VI), l'«Arkesina» presenta tanto delle forme gneissiche, quanto delle forme massiccie, che mostrano ancora l'originaria struttura granulare (bibl. 112 e foglio Aosta della «Carta geologica d'Italia» alla scala 1: 100.000). In generale, i tipi compatti alternano, spesso ripetutamente, con tipi scistosi, dando luogo a infinite forme di passaggio. Gli autori sono concordi nel ritenere che, in via di massima, si tratti di *facies* particolari di originarie masse eruttive geneticamente uniche, e non già di rocce diverse per età ed origine.

di malchite, che tagliano in tutti i sensi i banchi degli altri ortogneiss, presentando così un andamento in generale nettamente discordante rispetto alle rocce incassanti (figg. 1-4).

Ordinamento cronologico delle principali facies dell'ortogneiss. Schema della differenziazione magmatica dell'originaria massa eruttiva del Gran Veneziano. Le mie osservazioni sugli attuali rapporti di contatto fra le varie forme litologiche, mi permettono di stabilire in modo abbastanza preciso la successione cronologica dei principali tipi di ortogneiss del Gran Veneziano. Nei roccioni lisciati dall'azione glaciale, che si estendono subito a sud della Berlinerhütte, nell'alto Zemmgrund, si osserva un'estesa zolla di anfiboliti biotitiche, più o meno cloritiche, immersa in una massa di ortogneiss granosienitico a tessitura porfiroide. La zolla di anfiboliti è tutta spezzettata in una quantità di frammenti grandi e piccoli, iniettati e ricementati insieme da una fitta rete di vene a composizione granitica. Grandi filoni aplitici intersecano poi tanto l'ortogneiss porfiroide quanto gli inclusi basici (Tav. VI, fig. 2 e 5). Nessun dubbio che qui ci troviamo in presenza di un'originaria breccia d'intrusione (*agmatite*), che assomiglia in modo indiscutibile alle tipiche breccie eruttive descritte da SEDERHOLM (bibl. 61-63) per le formazioni precambriche della Finlandia.

Il bordo dei vari frammenti presenta generalmente un andamento angoloso, ma non mancano elementi con gli orli arrotondati; quest'ultimo caso si osserva soprattutto in quegli inclusi che si sono un po' distanziati dalla massa maggiore, perdendosi in mezzo al gneiss porfiroide. Tali fatti accennano a processi di riassorbimento chimico delle zolle anfibolico-biotitiche da parte del magma granosienitico, processi che per il modo di manifestarsi ci sembrano comparabili ai fenomeni di rifusione o *anatexis* di SEDERHOLM (bibl. 61-68).

Talora è dato di osservare nella regione dello Zemmgrund veri e propri sciami di inclusi femici, più o meno isorientati fra loro. Seguendo questi sciami in direzione longitudinale, si osserva che un po' alla volta essi si assottigliano, si digitano e si suddividono in sciami

minori, finchè si riducono ad una successione sempre più rada di nuclei isolati, che a lor volta ben presto spariscono. La figura 4 della Tavola VI dà un'idea abbastanza chiara di questo genere di intercalazioni basiche, quali si osservano sul fianco destro dell'Hornkopf (Zemmgrund). In simili casi mi sembra giustificata l'idea che si tratti di zolle di una prima differenziazione femica, successivamente in parte riassorbite e qua e là anche completamente digerite dal magma granodioritico. Non è poi escluso che in altri casi possa trattarsi invece di inclusi enallogeni, come venne accennato a pag. 3.

Da quanto abbiamo detto, risulta evidente che le zolle anfiboliche a sud - est della Berlinerhütte sono certamente precedenti in ordine genetico agli ortogneiss acidi che le racchiudono. La stessa conclusione vale probabilmente anche per molti sciami d'inclusi, sul tipo di quello dell'Hornkopf da noi illustrato, e per parecchie intercalazioni basiche, che si presentano sotto forma di lenti concordanti.

Abbiamo già osservato in precedenza, che la massa principale dell'ortogneiss del Gran Veneziano è costituita da una serie complessa di letti sempre fra loro concordanti di rocce a composizione gabbbrica, dioritica, tonalitica, granodioritica, granosienitica, granitica ecc. Finora non conosciamo nessun fatto che compri una distinta successione cronologica fra queste varie *facies* dell'ortogneiss. Molto caratteristica per questo gruppo di rocce è poi la presenza di innumerevoli inclusi femici, che si trovano sparpagliati per ogni dove e che rappresentano con ogni evidenza delle concentrazioni basiche locali del magma, come è dimostrato anche dal sottile bordo a *facies* aplitica che spesso li circonda (figg. 1-3).

Nettamente posteriori a tutti i terreni sin qui descritti sono i filoni di gneiss microgranitici, aplitici e lamprofirici, che intersecano in ogni senso le altre *facies* dell'ortogneiss (figg. 1-4; tav. VI, figg. 2-6).

Questi filoni sono particolarmente numerosi nella valle dello Zemmgrund, dove in parecchi punti danno luogo a degli intrecci quanto mai fitti e complicati. I filoni lamprofirici, a composizione malchitica, tagliano anche i filoni aplitici e si dimostrano quindi più recenti di

questi ultimi (fig. 1). Lo stesso fenomeno fu osservato quaranta anni or sono da WEINSCHENK (bibl. 41) nelle valli settentrionali del massiccio del Gran Veneziano (Ober - e Unter - Sulzbachtal).

Le ricerche di A. BIANCHI hanno dimostrato che gli svariati tipi di ortogneissi del Gran Veneziano, così acidi come basici, così scistosi come compatti, così a letti come in filoni, debbono tutti considerarsi quali *facies* metamorfiche di rocce eruttive derivate da un unico grande magma originario, sia pure successivamente differenziato in vario modo. Queste conclusioni si accordano perfettamente con i risultati degli

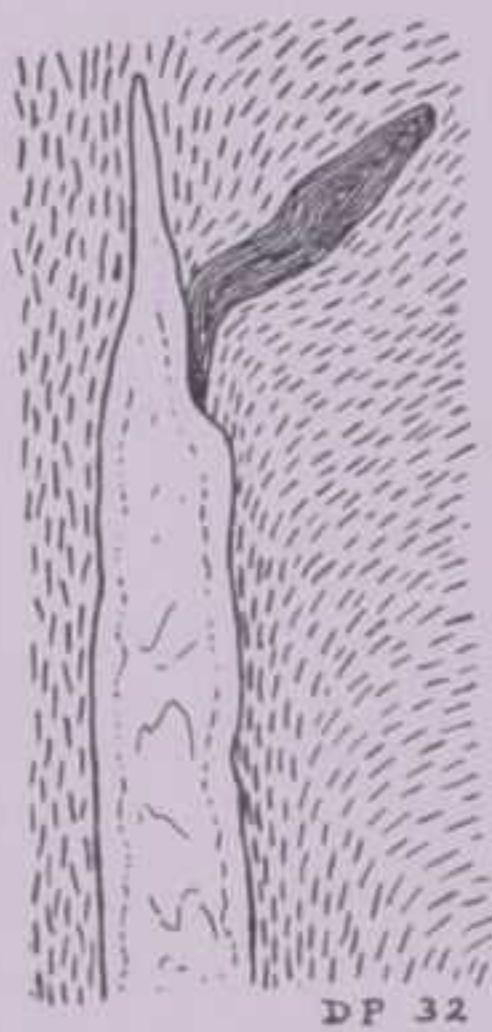


Fig. 4. - Ortogneiss granodioritico, a tessitura parallela, solcato da un filone aplitico. Versante orientale dell'Hornkopf (nell'alto Zemmgrund (Zillertaleralpen). Scala 1 : 10 ca. Si osservi come la tessitura del gneiss granodioritico e l'incluso femico dello stesso tendano a disporsi parallelamente ai bordi del filone aplitico.

studi geologici, onde mi sembra possibile tracciare uno schema delle principali fasi di differenziazione che devono essersi verificate durante il consolidamento del magma stesso, quali ci appaiono in base alle constatazioni di fatto compiute sul terreno (vedasi tabella a pag. 14).

Possiamo così ritenere che nel caso del Gran Veneziano la differenziazione del magma originario abbia proceduto a grandi linee in via normale, passando dai termini più basici (gabbriici) ai termini più acidi (aplitici), attraverso una gamma di tipi intermedi svariatisimi. Viene quindi confermata una volta di più la tesi del parallelismo fra l'ordine di cristallizzazione e l'ordine di eruzione intuita da W. C. BROGGER

più di quarant'anni or sono e ribadita ultimamente da J. H. L. VOGT (bibl. 69). Per i tipi granosienitici, che scartano dalla regolare differenziazione acida e basica dei magmi granodioritici e tonalitici, occorre pensare ad una differenziazione in senso alcalino di parti liquido - magmatiche localizzatesi.

fase di differenziazione	magmi parziali derivati dalla differenziazione del magma originario	rocce intrusive derivate dal consolidamento dei vari magmi parziali	facies metamorfiche attuali delle originarie rocce intrusive
I fase iniziale (femica)	magmi gabbri e gabbrodioritici	gabbri e gabbrodioriti	anfiboliti biotitiche o cloritiche presso la Berlinerhütte; sciame di <i>Schlieren p. p.</i> ; anfiboliti varie, gneiss anfibolici, biotitici, in lenti concordanti
II fase principale (prevalentemente granodioritica)	magmi dioritici, tonalitici, granodioritici (prevalenti), granosienitici, granitici ecc.	dioriti, tonaliti, granodioriti (prevalenti), granosieniti, graniti ecc.	gneiss dioritici, tonalitici, granodioritici (prevalenti), granosienitici, granitici, ecc., sia scistosi e sia compatti, sempre in letti fra loro concordanti; inclusi autigeni degli stessi
III fase tardiva (aplitica)	differenziati aplitici dei magmi granodioritici e granitici	aplitici granodioritici e granitici	gneiss microgranitici e aplitici in filoni discordanti
IV fase terminale (malchitica)	differenziati malchitici	malchiti	gneiss minuti biotitici in filoni discordanti

Lo studio di molte provincie comagmatiche ha dimostrato che il granito appartiene in generale alle ultime fasi di un processo eruttivo. È quindi presumibile che nel nostro caso la fase principale, che ha dato luogo alla formazione dei magmi dioritici - tonalitici - granodioritici - granosienitici - granitici, non sia stata unitaria, ma si sia piuttosto verificata attraverso una serie di sottofasi successive, determinanti

un processo di frazionamento continuato del magma in residui liquidi sempre più acidi. Purtroppo, per ragioni già esposte in precedenza, non ci è stato possibile di trovare sul terreno alcun dato di fatto a sostegno di questa idea.

Nella serie degli ortogneiss del Gran Veneziano le differenziazioni aplitiche sono diffusissime, mentre le concentrazioni pegmatitiche risultano in loro confronto assai scarse. Il rapporto inverso si verifica invece nella serie degli ortogneiss granitici-muscovitici tipo « Anterselva » dei ricoprimenti austro-alpini, almeno per il territorio da noi studiato. Questa circostanza ci sembra fra l'altro spiegabile con le differenze originarie di composizione chimica dei rispettivi magmi, quali sono state rivelate dalle ricerche chimiche di A. BIANCHI (bibl. 57); secondo questo Autore infatti gli ortogneiss del Gran Veneziano presentano in generale una minore acidità media e una minore ricchezza di alcali e particolarmente di potassio in confronto agli ortogneiss granitici-muscovitici « tipo Anterselva » ⁽¹⁾.

Relitti di orientazioni e tessiture parallele di origine primaria negli ortogneiss del Gran Veneziano. Un interesse fondamentale per la storia geologica della regione di cui trattiamo, presentano i filoni di gneiss aplitici, microgranitici e lamprofirici che intersecano, con andamento nettamente discordante, i letti di tutte le altre *facies* dell'ortogneiss (figg. 1-3; tav. VI, figg. 2-6).

Già il WEINSCHENK e il SANDER avevano rilevato il peculiare tipo di giacitura di questi filoni, dallo schietto stile intrusivo. Il SANDER anzi venne alla conclusione che i filoni aplitici si iniettarono in rocce già scistose, per divenire essi pure a loro volta scistosi più tardi. Ed infatti le ricerche di A. BIANCHI dimostrano, contrariamente all'opinione di CHRISTA, che le rocce dei filoni, così di quelli acidi come di quelli basici, presentano sempre una chiara struttura cristal-

⁽¹⁾ In un recentissimo lavoro di VOGT (bibl. 69) sono lumeggiate le differenze chimiche che intercorrono fra apliti e pegmatiti dei graniti, soprattutto per quanto si riferisce al tenore della Silice e al rapporto Ortose: Ab + An.

loblastica, la quale corrisponde a quella che si osserva in tutte le altre *facies* dell'ortogneiss.

I fatti ora accennati ci costringono anzitutto ad ammettere che, durante l'intrusione dell'enorme massa magmatica del Gran Veneziano e prima dell'iniezione degli ultimi residui aplitici e malehitici, si svolsero dei fenomeni particolari, i quali determinarono la formazione di una distinta tessitura parallela in buona parte delle rocce eruttive, l'isorientamento degli inclusi e forsanco l'alternanza concordante delle varie *facies* litologiche. A questo punto si presenta una difficile domanda: quali sono la natura e le cause di questi fenomeni?

Purtroppo gli ultimi processi di metamorfismo (*Tauernkristallisation* di SANDER), colpendo indistintamente tutti i terreni della serie del Gran Veneziano, hanno cancellato quasi ogni traccia dei precedenti fenomeni metamorfici ed orogenetici, che hanno ripetutamente interessato questa massa.

Una spiegazione in apparenza semplice è quella di ritenere che tanto i caratteri della tessitura parallela, quanto le condizioni di giacitura concordante dipendano da un metamorfismo verificatosi dopo il consolidamento della massa principale del magma, ma in ogni caso prima dell'iniezione delle ultime differenziazioni sialiche e femiche. Però con questa ipotesi non si spiega la circostanza curiosa dell'isorientamento degli inclusi basici anche nelle *facies* più compatte; è evidente che se si trattasse di un semplice fenomeno di metamorfismo dinamico o anche di metamorfismo regionale, la massa di fondo dovrebbe presentare le stesse caratteristiche d'isorientamento offerte dagli inclusi. Tanto meno poi si chiarisce la causa della fitta alternanza di forme a tessitura parallela con forme compatte, a meno di non ammettere complicati ripiegamenti di masse in origine distinte, ripiegamenti però sempre anteriori alla *mise en place* dei filoni isterogenetici, perchè questi ultimi non di rado intersecano contemporaneamente le *facies* massicce e quelle a tessitura parallela dell'ortogneiss. Il caso del filone lamprofirico della parete est dell'Hornkopf è molto istruttivo al riguardo (fig. 1). Volendo mantenersi in quest'ordine di

idee, si viene poi ad urtare contro la grave difficoltà di dover ammettere, fra l'una e l'altra fase di differenziazione magmatica, uno spazio di tempo sufficiente al determinarsi degli ipotetici fenomeni tettonici e metamorfici prima accennati. Questo lasso di tempo, per quanto breve si voglia concepire, mi sembra in ogni caso troppo lungo per poter separare fra loro due semplici fasi di differenziamento di uno stesso processo eruttivo.

Tenute presenti le considerazioni sovraesposte, bisogna ammettere che la formazione della tessitura parallela e l'isorientamento degli inclusi (*Schlieren*) siano di origine primaria, si siano cioè prodotti durante la cristallizzazione del magma, quando le masse eruttive erano ancora parzialmente liquide. Questo fatto si può spiegare in due modi diversi:

I) Ricorrendo all'intervento di un processo di assimilazione a scala regionale (*anatexis*) di preesistenti rocce scistose. II) Immaginando dei movimenti anche modesti in seno al magma già in via di consolidamento.

A proposito della prima ipotesi, possiamo ritenere come dimostrato, in base ai magistrali lavori di SEDERHOLM (bibl. 61-68), che in determinate circostanze la tessitura dei terreni sottoposti a processi di rifusione possa essere più o meno rispettata e possa quindi venir in certo qual modo ereditata e fissata dalle nuove rocce eruttive originate per *anatexis*. Il fenomeno si verifica in proporzioni grandiose nei terreni precambrici della Fennoscandia, mentre presenta uno sviluppo molto minore, a carattere locale anzichè regionale, nelle più recenti catene dell'Europa centrale e meridionale.

Per quanto riguarda le Alpi, possiamo ricordare che DRESCHER e STORZ hanno potuto riconoscere l'esistenza di una evidente tessitura parallela in seno alla massa granitica di Bregaglia (Bergell), rivelata dall'isorientazione sia dei cristalli maggiori di feldispato della roccia eruttiva e sia dei numerosi inclusi (bibl. 72). I due studiosi tedeschi hanno inoltre constatato che l'andamento dei fenocristalli di feldispato e degli *Schlieren* è in generale più o meno parallelo all'andamento delle rocce incassanti.

Il caso in discorso è per noi particolarmente interessante, inquantochè il massiccio di Bregaglia, per essere di età « post-alpina », non ha potuto subire, dopo il consolidamento del magma, delle azioni tettoniche e metamorfiche sufficienti a modificare la tessitura e la struttura delle rocce che lo costituiscono, escluse naturalmente alcune poche eccezioni locali prive di significato per il problema di cui trattiamo (bibl. 73).

La tessitura parallela del granito è quindi di origine primaria, cioè deve essersi determinata durante e non dopo la cristallizzazione del magma. DRESCHER e STORZ spiegano il fatto supponendo che il granito di Bregaglia non corrisponda ad un magma originario, puramente intrusivo (*Originalmagma der Tiefe*), ma bensì ad un magma misto (*Mischmagma*) d'iniezione, che avrebbe assimilato vaste zolle dei terreni scistoso-cristallini incassanti. Le rocce eruttive formatesi in questa maniera avrebbero ereditato le caratteristiche di tessitura delle formazioni riassorbite ⁽¹⁾.

La seconda ipotesi suppone che in seno al magma in via di cristallizzazione si verificchino dei movimenti intimi, sufficienti a determinare l'isorientazione degli elementi già cristallizzati, e degli inclusi basici lentiformi. In tal caso la tessitura parallela primaria delle rocce eruttive non sarebbe che una forma particolare di tessitura « fluidale » (*Fluidalgefüge*, *Fliessgefüge*, *Fluidaltextur*, ecc.).

Questa seconda concezione è stata recentemente applicata in larga misura da CLOOS e dai suoi allievi per spiegare l'origine delle tessiture parallele che si incontrano con tanta frequenza in seno alle masse intrusive antiche (varisiche) dell'Europa centrale (bibl. 74-80).

Nel gruppo del Monte Bianco, le pazienti e feconde ricerche di CORBIN e di OULIANOFF hanno portato alla constatazione che il proto-

⁽¹⁾ Secondo CLOOS invece, la tessitura parallela del granito di Bregaglia si spiegherebbe con maggior facilità e in modo più completo ricorrendo all'ipotesi di movimenti verificatisi in seno al magma, durante la prima fase, altamente plastica, del processo intrusivo (bibl. 78). Questa divergenza di vedute non riveste particolare importanza per la nostra questione, perchè, tanto in un caso come nell'altro, si ammette che la tessitura parallela del granito di Bregaglia sia di origine primaria.

gino presenta una distinta isorientazione degli inclusi e dei cristalli maggiori di feldispato (bibl. 58-81). Secondo i predetti Autori, questo orientamento si sarebbe effettuato in un mezzo in parte cristallino e in parte liquido e sarebbe da porsi in rapporto con movimenti del magma, determinati da fenomeni orogenetici di età ercinica.

Nella sua monumentale opera sulla geologia della Svizzera, A. HEIM esprime il convincimento che la « scistosità » (*Schieferung*) di molte rocce eruttive dell'Aar e del Gottardo corrisponda ad una tessitura primaria di consolidamento e sia dovuta, con verosimiglianza, a movimenti avvenuti durante la solidificazione del magma. Egli esclude che si tratti di un fenomeno determinato dal dinamometamorfismo (alpino), perchè le rocce a tessitura parallela sono intersecate da antichi filoni pegmatitici che non sono scistosi ⁽¹⁾. Come si vede, i motivi su cui si basa il ragionamento di HEIM sono dello stesso genere di quelli da noi prospettati per il caso del Gran Veneziano.

Anche nei massicci terziari delle Alpi orientali (Adamello - Presanella, nuclei della Val di Sole, M. Croce - Ivigna - Bressanone, nuclei della Pusteria, ecc.) si conoscono numerosi esempi di tessiture parallele, le quali, ripetendo per esse il ragionamento già fatto nel caso del granito di Bregaglia, non possono in alcun modo essersi formate per fenomeni posteriori al consolidamento del magma ⁽²⁾.

È di grandissima importanza il fatto che, nella Venezia Tridentina, le tonaliti a tessitura orientata seguano sempre una linea di disturbo tettonico o per lo meno siano ad essa parallele. Questa circostanza ci sembra confermare l'ipotesi che le caratteristiche di tale tessitura

⁽¹⁾ HEIM A. *Geologie der Schweiz*, II, 1921, nota in calce a pag. 125; tessitura parallela primaria di tipo fluidale nell'Erstfeldergneis, pag. 132, figg. 43 e 50; giacitura parallela primaria dei feldispati del granito di Puntaiglas (Aaregranitzone), pag. 142; tessitura parallela primaria di consolidazione in parte del Gamsbodengneis, pag. 193 ecc. Si consulti anche la moderna bibliografia geologico-petrografica sui massicci dell'Aar - Gottardo, pubblicata soprattutto in «*Eclogae geol. Helvetiae*» e in «*Schweizer. Miner. petr. Mitt.*».

⁽²⁾ In un apposito capitolo di questa Memoria sono accennate le principali caratteristiche geologiche dei massicci recenti della Venezia Tridentina e sono ricordati i più importanti lavori relativi all'argomento, per cui ritengo inutile anticipare dei dettagli superflui per il nostro scopo immediato.

siano imputabili a movimenti del magma, avvenuti nel corso della cristallizzazione, e a lor volta concomitanti a fenomeni tettonici.

Le deformazioni elastiche, spesso intensissime, che si osservano in queste tonaliti, sono posteriori alla formazione della tessitura parallela e riferibili a pressioni orogenetiche esercitatesi dopo il consolidamento totale del magma. È naturale che queste deformazioni si siano manifestate di preferenza lungo i piani di più facile fissilità, determinati dall'andamento parallelo delle lamine di mica; in tal modo i processi di laminazione secondaria hanno accentuato l'aspetto scistoso di queste rocce a tessitura parallela primaria, originando delle tipiche strutture cataclastiche e talvolta anche cristalloelastiche, ma non mai delle strutture cristalloblastiche.

A conclusione dei nostri studi comparativi, possiamo affermare che la tessitura parallela di rocce eruttive non metamorfiche (cioè non ricristallizzate per cristalloblastesi), può originarsi nei suoi caratteri primari durante e non dopo il consolidamento del magma, per assimilazione chimica di rocce incassanti, scistose o finemente stratificate, oppure in seguito a movimenti del magma, di solito prodotti da fenomeni orogenetici.

Non è facile compito il tentar di comprendere a quale delle due cause sopraccennate sia più particolarmente dovuta quella tessitura parallela primaria che ancor oggi è dato di riconoscere, sia pure in forma relitta, negli ortogneiss del Gran Veneziano, malgrado le ripetute vicende tettoniche e metamorfiche posteriormente attraversate da questi terreni ⁽¹⁾. Da un punto di vista generale, ci sembra che non sia possibile spiegare i fatti osservati con la sola ipotesi di un fenomeno di assimilazione (*anatexis*), sia pure a scala gigantesca. Con ciò non si vuol affatto negare che un tale processo possa essersi verificato in casi

⁽¹⁾ Vengono così escluse dal nostro ragionamento quelle forme di scistosità (*s. s.*) e di laminazione, sicuramente imputabili a processi metamorfici ed orogenetici, che si sono prodotte dopo il consolidamento delle ultime differenziazioni aplitiche e malchitiche del magma, sovrapponendosi a tutte le strutture e tessiture formatesi in precedenza. Ritorneremo fra breve su questa interessante questione, con tutto il dettaglio richiesto dall'importanza dell'argomento.

particolari e noi anzi ne citammo qualche esempio evidente. Riguardo questo genere di fenomeni noi facciamo questione di quantità, non già di qualità, ritenendo che nel caso nostro essi abbiano potuto dar luogo soltanto a delle manifestazioni di carattere locale.

Scartata la prima ipotesi, noi propendiamo ad ammettere che la causa principale dell'isorientamento degli inclusi e della tessitura parallela primaria dell'ortogneiss sia da ricercarsi in fenomeni orogenetici, che avrebbero prodotto dei movimenti in seno al magma in via di cristallizzazione. D'accordo con le idee di CLOOS ⁽¹⁾, noi riteniamo che i processi diastrofici abbiano aperto le vie e creato le cavità per l'in-

⁽¹⁾ In base agli studi propri e dei suoi allievi sopra i massicci varisici dell'Europa centrale ecc., H. CLOOS afferma che l'ipotesi della rifusione regionale non è idonea a spiegare l'origine dei grandi ammassi eruttivi, almeno di quelli appartenenti a zone elevate della crosta terrestre (bibl. 74-80). D'altra parte, secondo l'insigne geologo tedesco, i graniti non possono ascendere per energia propria, ma sono costretti ad intrudersi sotto la spinta di forze orogenetiche, agenti durante il processo plutonico. I magmi profondi salgono lungo faglie, piani di scorrimento, disturbi trasversali ecc., iniettandosi sotto forma di lame intrusive, allungate e di solito fortemente inclinate; quando essi giungono in corrispondenza a zone meno resistenti (limiti



Fig. 5. - Profilo schematico degli apparenti « batoliti » della Selva Bavarese meridionale. Nero: granito e diorite. Tratteggio fitto: sedimenti e gneiss misti: Tratteggio rado: rocce eruttive gneissiche (presso il Pfahl).

Il Pfahl è un grandioso filone rettilineo di quarzo, lungo 160 Km., che si estende in corrispondenza di una importante linea di disturbo tettonico. Riproduzione della fig. 3 del lavoro di H. CLOOS, *Die « Batholithen » des Bayrischen Waldes und der Pfahl*, « Geolog. Rundschau », XIV, 1923 pag. 19.

tettonici o stratigrafici), si diffondono anche in senso orizzontale, formando lateralmente il corpo dell'ammasso eruttivo, che in generale è molto più potente della sua radice. Le masse intrusive si comportano quindi come delle colate intratelluriche (« unterirdische Lavaströme »), in un certo senso analoghe alle molto più veloci correnti laviche superficiali. Secondo questa concezione, i cosiddetti « batoliti » non si estendono alle profondità incommensurabili volute dalle teorie classiche, ma costituiscono invece delle estese piastre, generalmente suborizzontali o quasi, che si raccordano ai sottostanti bacini magmatici mediante lunghe e sottili radici, fortemente inclinate. Il granito si adatta alla forma della cavità che lo racchiude, dimodochè i vari « batoliti » stanno in stretto rapporto di dipendenza con la direzione, l'intensità e il modo dei fenomeni tettonici interessanti le regioni in cui si trovano i singoli massicci.

trusione delle masse acide profonde, che sarebbero entrate in movimento sotto l'impulso di vigorose spinte tettoniche. Nel caso poi di un ripiegamento sufficientemente intenso e prolungato, il progressivo abbassarsi delle zone sinclinali avrebbe costretto il magma a spostarsi verso il nucleo delle anticlinali. Le superfici delle formazioni incassanti il « batolite » avrebbero funzionato da piani rigidi, lungo i quali il magma sarebbe scorso lentamente, determinando così l'isorientamento dei minerali già consolidati e degli inclusi. Le possibilità di movimenti differenziali sarebbero state poi grandemente aumentate dall'eventuale presenza di zolle di una prima differenziazione già cristallizzate, dall'esistenza di eterogeneità chimiche in seno alla massa liquida, dall'immiscibilità dei singoli magmi parziali, sempre più accentuantesi con il progredire del raffreddamento.

Si è osservato in precedenza che anche le facies più massiccie dell'ortogneiss presentano sempre i segni di un'orientazione a grande scala, rivelata dal costante andamento parallelo degli inclusi femici (figg. 2 e 3), dei quali la maggior parte è sicuramente di origine autigena. Il fatto si spiega con facilità, ammettendo che le masse magmatiche, corrispondenti agli attuali ortogneiss compatti, siano entrate in movimento quando si trovavano ancora totalmente o quasi allo stato liquido, eccettuati i piccoli nuclei di concentrazione femica e gli eventuali residui di zolle enallogene non del tutto digerite.

Una chiara conferma alle nostre idee la troviamo in quei filoni lamprofirici, a composizione malchitica, che intersecano in tutti i sensi le altre *facies* dell'ortogneiss. Come mostrano le figg. 1 e 2, i filoni in discorso presentano una minuta tessitura parallela, evidente soprattutto alle salbande e concordante con le pareti del filone. Il carattere dell'isorientazione è reso molto evidente dal fatto che l'elemento femico predominante di questi lamprofiri è rappresentato dalla biotite, che è sempre molto abbondante. Non è verosimile che tale tessitura sia dovuta soltanto a fenomeni posteriori di metamorfismo, perchè il suo andamento è continuamente variabile, seguendo volta a volta quello di ciascun filone, e per di più è generalmente discordante rispetto al-

l'orientazione della tessitura delle rocce incassanti (cfr. i due disegni prima ricordati). Si tratta piuttosto di un caso di tessitura primaria di tipo fluidale (*Fluidalgefüge* di CLOOS; bibl. 77 ecc.), determinato dall'iniezione di un magma già in via di consolidamento, probabilmente durante una fase di attività orogenetica. Quest'idea è confermata dal fatto che le malchiti presentano spesso una tessitura fluidale di natura primaria (cfr. ROSENBUCH - OSANN, *Elemente der Gesteinlehre*, 1923 pag. 321). Nel nostro caso, i successivi fenomeni di metamorfismo avrebbero fissato, negli gneiss lamprofirici, le caratteristiche primarie di tessitura delle originarie malchiti.

Nei filoni aplitici e microgranitici si osserva che la tessitura parallela manca o è appena accennata, per il fatto che l'unico minerale lamellare delle relative rocce, la muscovite, è generalmente assai scarsa.

I nostri studi sulla storia geologica dell'originario massiccio del Gran Veneziano ci hanno condotto ad ammettere che il fenomeno intrusivo si sia verificato contemporaneamente allo svolgimento di intense dislocazioni ⁽¹⁾. Dal punto di vista delle modalità del suo processo formativo, questo antico massiccio doveva appartenere con ogni probabilità al gruppo delle masse intrusive sintettoniche (= sincinematiche). Noi riteniamo inoltre che, nel caso nostro, esista un rapporto evidente di causa ad effetto fra l'orogenesi ed il plutonismo, almeno nel senso che i processi diastrofici devono aver aperto le vie e dato l'impulso all'intrusione dei magmi acidi profondi. Queste conclusioni si accordano bene, nel complesso, con le idee di H. CLOOS (bibl. 74-80) e di F. E. SUESS (bibl. 82) sul meccanismo delle intrusioni varisiche dell'Europa centrale e con i risultati degli studi di CORBIN e OULIANOFF (bibl. 58 e 81) sul protogino del Monte Bianco.

⁽¹⁾ A conclusioni analoghe giunse il KÖLBL per l'antico corpo intrusivo della Granatspitze, che, trasformato poi in cerniera anticlinale, forma il nucleo dell'attuale ricoprimento omonimo. Infatti, dalle osservazioni di quest'Autore sui relitti del contatto primario fra l'ortogneiss e le rocce incassanti, risulterebbe che l'originaria zona d'iniezione fu ripiegata allorchè il materiale eruttivo era ancora plastico (bibl. 83, pag. 315).

Parascisti della serie del Gran Veneziano. — Sotto questa denominazione raggruppiamo i seguenti terreni, che, per i loro rapporti di giacitura, si dimostrano più recenti dell'ortogneiss e più antichi della formazione dei calcescisti: gneiss nodulari e conglomeratici; gneiss quarzoso-sericitici; scisti filladici carboniosi; micascisti sericitici passanti a quarziti filladico-sericitiche, biancastre o giallognole; quarziti compatte di colore biancastro; calcari e dolomie, in *facies* cristallina evidente ⁽¹⁾.

Seguendo la via così felicemente tracciata da P. TERMIER (bibl. 36), si può tentar di stabilire una seriazione cronologica, sia pure approssimativa, di questi terreni, basata soprattutto sulle indiscutibili analogie di *facies* che esistono fra gli Alti Tauri e la zona pennidica delle Alpi occidentali. Grosso modo è ritenibile che i gneiss nodulari e conglomeratici appartengano al Carbonifero superiore e al Permiano inferiore e costituiscano, in un certo senso, gli equivalenti del « Verrucano alpino »; non è escluso però che talvolta essi possano estendersi sino alla base del Trias ⁽²⁾. Gli scisti grafitici rappresentano probabilmente il Carbonifero superiore di originaria *facies* limnica. I micascisti sericitici, le quarziti fogliettate ecc., sembrano riferibili in prevalenza al Permiano, mentre le quarziti compatte pare appartengano piuttosto al Trias inferiore. Infine i calcari e le dolomie corrispondono al Trias medio e superiore.

⁽¹⁾ Secondo la nomenclatura di BECKE, questi terreni andrebbero riferiti all'« *Untere Schieferhülle* », complesso abbracciante tutte le pararocce più antiche dei calcescisti, ossia dell'« *obere Schieferhülle* », iniettate o meno di materia magmatica. HERITSCH ed altri autori moderni hanno riservato il termine di « *Untere Schieferhülle* » per quei terreni che non mostrano tracce di un originario contatto intrusivo con l'ortogneiss, come è nel nostro caso attuale, mentre hanno introdotto il nome di « *Unterste Schieferhülle* » per quelle rocce che sono legate all'ortogneiss da rapporti primari di natura eruttiva, come per esempio i « metascisti della serie del Gran Veneziano » (bibl. 84-86).

⁽²⁾ Secondo CORNELIUS (bibl. 87, pag. 360), l'età delle formazioni elastiche alpine, comunemente riunite sotto il nome complessivo di « Verrucano », non è ancora fissata dappertutto in modo sicuro. Il riferimento di questi terreni al Permiano inferiore è giustificato soltanto in quelle regioni delle Alpi, come la Carnia, ecc., ove essi presentano rapporti stratigrafici diretti con delle formazioni marine fossilifere. Ove queste mancano, bisogna tener presente la possibilità che una parte considerevole dei depositi elastici, distinti come « Verrucano », possa appartenere al Permiano superiore e persino al Trias inferiore.

Questi terreni rivelano ancor oggi chiaramente la loro origine sedimentaria, malgrado il profondo rimaneggiamento tettonico-metamorfico da essi subito. Eccettuati i calcari e le dolomie, di originaria natura organogena, tutte le altre rocce derivano da depositi elastici, detritici, più o meno intensamente ricristallizzati.

Nell'insieme, i parascisti si distinguono nettamente dai metascisti, per la diversa *facies* petrografica, caratterizzata da un metamorfismo di epizona (scisti filladico-sericitici, gneiss albitico-sericitici, ecc.), il quale permette non di rado di riconoscere chiaramente l'originaria natura detritica delle rocce. Invece i metascisti, oltrechè essere impregnati di materia magmatica e quindi abbondantemente feldispatizzati, accusano un metamorfismo più profondo, rivelato dalla presenza della biotite, in generale abbondante, e di altri minerali, come la cianite ecc. I metascisti presentano poi un aspetto decisamente più cristallino che non i parascisti, in causa delle maggiori dimensioni degli elementi mineralogici, soprattutto degli individui di granato. Certamente non mancano le eccezioni da una parte e dall'altra, quali vennero rilevate da taluni autori per altre zone degli Alti Tauri, ma nel complesso il fatto è innegabile e sta ad indicare il diverso destino geologico subito dai due gruppi di terreni.

Le forme blastopsefitiche della serie dei parascisti, vale a dire i gneiss nodulari e conglomeratici, talvolta forniti di pigmento grafítico, sono più frequenti alla periferia della cerniera gneissica del Tux (bibl. 23, 24, 28, 31 e 32), mentre sembrano mancare o quasi in Valle Aurina. Secondo SANDER, i noduli e i ciottoli di questi gneiss protoclastici provengono da apliti, graniti acidi poveri di mica, « gneiss dei Tauri » aplitici e molto più raramente da gneiss biotitici (bibl. 31 - 32).

Presso lo sbocco di Rio del Conio e di Rio Franco in Valle Aurina, prevalgono forme blastopsammitiche e blastopelitiche, fra cui possiamo ricordare gli scisti grafitici, le filladi e i micascisti quarzoso-sericitici, le quarziti fogliettate e le quarziti compatte. A queste rocce si accompagnano anche dei marmi, fortemente cristallini, in lembi di modesto spessore.

Rapporti di giacitura fra l'ortogneiss e i parascisti della serie del Gran Veneziano. Discordanza ercinica. — In base all'esperienza di vari anni di campagna, possiamo affermare con piena sicurezza che, in tutto il territorio da noi preso in esame, l'ortogneiss non si trova mai compreso in condizioni di giacitura primaria-intrusiva nei terreni del Permo-Carbonifero, nè in quelli del Trias e, tanto meno, nella serie mesozoica dei calcescisti con ofioliti. Ove l'ortogneiss si trova intercalato fra queste formazioni, si tratta sempre di ripetizioni di natura tettonica, come è dimostrato dalle modalità di giacitura e dal tipo dei contatti.

Nei valloni meridionali delle Alpi Aurine, da Cadipietra a Lappago, intorno al Gran Pilastro, ecc., i calcari e le dolomie del Trias vengono spesso a contatto diretto con l'ortogneiss (cfr. Tav. X); orbene, i terreni calcareo-dolomitici presentano solo una struttura più o meno marcatamente cristallina, dovuta all'azione del metamorfismo alpino di dislocazione, e non mostrano mai la più piccola traccia di minerali caratteristici del metamorfismo di contatto. Questo stesso fatto si verifica anche per le quarziti del Permo-Eotrias e per i micascisti sericitici, gli scisti grafitici, i gneiss nodulari e conglomeratici, le grovacche, ecc. del Permo-Carbonifero.

In conclusione, dobbiamo ammettere che i rapporti fra l'ortogneiss e i terreni del Trias e del Paleozoico superiore presentano tutti i caratteri di una sovrapposizione sedimentaria, sia pure qua e là parzialmente modificata da fenomeni posteriori di natura tettonica. Questa ed altre circostanze, come la discordanza angolare fra l'ortogneiss e le quarziti del Permo-Eotrias (*Hochstegenquarzit*) scoperta da SANDER all'Elskar nel Tux (bibl. 23), la natura evidentemente psammitica e psefitica di molte delle rocce in questione, il carattere limnico dei terreni grafitici, il tipo neritico del Trias ecc., inducono a ritenere che le formazioni permo-carbonifere e triasiche siano più recenti dell'originaria roccia eruttiva e si siano depositate in trasgressione sui ruderi dell'antico « batolite », profondamente denudato ad opera di un'intensa e prolungata erosione.

I fatti da noi osservati dimostrano che lo smantellamento del vecchio massiccio fu più o meno accentuato, a seconda dei luoghi, cosicchè in alcuni settori furono messe allo scoperto le parti profonde dell'apparato eruttivo, mentre in altri invece furono rispettate le zone prossime al contatto e persino vaste zolle della copertura primaria del « batolite ». In base allo studio delle condizioni geologiche locali (pag. 5), abbiamo potuto stabilire che la zona allora corrispondente all'attuale versante italiano delle Alpi Aurine, subì un'erosione molto più intensa che non il territorio relativo all'alta valle dello Zemmgrund, a sud della zolla del Greiner; probabilmente la prima regione coincideva a quei tempi con un'intumescenza topografica e forsanco tettonica, mentre la seconda doveva corrispondere ad un'area di depressione.

In causa della grande variabilità della loro potenza, i terreni detritici del Permo-Carbonifero e dell'Eotrias non formano quasi mai dei livelli regolari e continui per tratti di una certa estensione. Di solito essi presentano un andamento lenticolare e spesso cessano lateralmente, per poscia riprendere a qualche distanza. Altre volte danno luogo a delle fini ricorrenze oppure a delle alternanze grossolane, non di rado ripetute. In certi punti la formazione presenta uno spessore complessivo molto notevole, in altri invece si annulla del tutto, dimodochè l'ortogneiss viene ammantato direttamente dai calcari e dalle dolomie del Trias medio e superiore. Le sole deformazioni meccaniche, ad opera dell'orogenesi alpina, non bastano a spiegare queste continue variazioni di *facies* e di potenza, che ci sono sembrate, nella maggioranza dei casi, di origine sedimentaria. Noi riteniamo quindi per certo che il deposito dei terreni detritici del Paleozoico superiore e dell'Eotrias sia avvenuto in maniera quanto mai irregolare, sia per il tipo e sia per l'estensione dei sedimenti stessi.

Al lume delle considerazioni sovraesposte, assume particolare significato il fatto che l'ortogneiss e i relativi metascisti vengono ricoperti volta a volta dai più diversi termini stratigrafici del Permo-Carbonifero e del Trias, circostanza a parer nostro spiegabile soltanto con fenomeni di trasgressione sedimentaria sopra un antico massiccio eruttivo,

in gran parte privato della sua copertura primaria. Probabilmente la falda del Gran Veneziano corrispondeva, durante il Paleozoico superiore, ad una catena di alte montagne, che con le loro accidentalità topografiche contribuivano a determinare l'irregolarità di distribuzione e di potenza dei materiali detritici. È chiaro che le regioni più aspre ed elevate dovevano essere preda di un intenso e rapido denudamento, mentre i prodotti dell'erosione dovevano raccogliersi nelle zone più depresse, per depositarsi, a seconda delle condizioni locali, sotto forma di breccie e di conglomerati, oppure di sabbie e argille. Contemporaneamente, in seno a bacini limnici, sedimentavano materiali ricchi di sostanze organiche, dai quali sarebbero derivati poi gli attuali scisti grafitici. Non è ipotesi troppo azzardata il supporre che, almeno in parte e a grandi linee, le zone depresse e le regioni elevate corrispondessero rispettivamente ad aree sinclinali ed anticlinali, ancor oggi rilevabili, grazie alla particolare distribuzione dei depositi orogeni.

In progressione di tempo, col graduale mutare delle condizioni ambientali, doveva cambiare in maniera correlativa anche il tipo della sedimentazione, per cui in uno stesso luogo i depositi psammitici di base potevano via via essere sostituiti da depositi psammitici e pelitici. L'evoluzione del mezzo-ambiente non si svolgeva però certamente in maniera uniforme e questo fatto non mancava certo di riflettersi nei processi sedimentari. D'altra parte nulla vieta di pensare che, sia pure temporaneamente e in forma locale, potessero verificarsi talvolta anche delle variazioni in ordine inverso a quello sopraccennato. Per tutti questi motivi, in mancanza dei fossili, non sarà mai possibile di decifrare in modo preciso la stratigrafia della formazione Permo-Carbonifera ed Eotriasica, sussistendo sempre la possibilità che i singoli tipi litologici non si limitino a costituire soltanto degli orizzonti ben determinati, ma possano localmente estendersi anche ad altri livelli che non quelli usuali, come si è già prospettato per il caso dei gneiss conglomeratici (pag. 24).

Col progredire dei processi erosivi, il rilievo del vecchio massiccio divenne sempre più morbido ed uniforme, tendendo all'inizio

del Trias inferiore verso una morfologia di tipo senile, come ci è rivelato fra l'altro dal fatto che i terreni del Buntsandstein derivano generalmente da sedimenti minuti, psammitici, i quali per la maggior parte dovevano rappresentare i prodotti di rimaneggiamento dei più grossolani materiali elastici del Paleozoico superiore. Le caratteristiche geologiche presentate dal ricoprimento del Gran Veneziano giustificano l'idea che, in via di massima, i terreni del Permo-Carbonifero si siano originati in un mezzo continentale; la stessa conclusione si può forse applicare alle originarie psammiti del Buntsandstein, anche per analogia con la *facies* germanica di questo sottoperiodo. Il regime marino riuscì ad imporsi ed a estendersi in modo uniforme nel Trias medio, allorchè cessò il deposito dei materiali terrigeni ed ebbe inizio la sedimentazione organogena.

Si è già osservato come, su vasti tratti, i calcari e le dolomie ricoprono direttamente l'ortogneiss, senza l'interposizione dei terreni permo-carboniferi ed eotriasici. Questa circostanza ci sembra imputabile da un lato all'erosione pretriasica, che ha asportato il tetto dell'antico massiccio, e dall'altro alla mancata sedimentazione detritica. Tali zone sarebbero quindi state, durante il Permo-Carbonifero e il Buntsandstein, luogo di denudamento ma non di deposito.

Le conclusioni a cui siamo giunti circa l'esistenza della discordanza ercinica in seno ai terreni del Gran Veneziano, si accordano perfettamente con i dati di fatto messi in luce da SANDER (bibl. 23) per le Alpi dello Ziller e del Tux, e con le idee enunciate da KOBER (bibl. 88-93) a proposito dei gruppi dell'Ankogel-Hochalm e del Sonnblick, ed estese in via teorica anche ai massicci occidentali della catena degli Alti Tauri ⁽¹⁾. In complesso, il nostro modo di vedere

⁽¹⁾ Secondo KOBER gli ortogneiss, che formano le cerniere degli attuali ricoprimenti penninici delle Alpi orientali, corrispondono ad « un'intrusione infracarbonica, varisica, verificatasi in seno ad una catena montuosa di età varisica ». « A partire dal Neo-Carbonifero, questa vecchia catena sarebbe stata sottoposta ad una profonda erosione, che avrebbe messo a nudo vasti tratti degli originari batoliti e, sulle montagne varisiche così smantellate, si sarebbero deposti in trasgressione i sedimenti elastici del Paleozoico superiore, talvolta accompagnati anche da colate porfiriche ».

corrisponde molto bene alle idee espresse in tesi generale da CORNELIUS (bibl. 87 e 94) a proposito delle condizioni della zona pennidica delle Alpi durante la fine del Paleozoico e l'inizio del Mesozoico, e in parte anche con quelle sostenute da JENNY (bibl. 95) relativamente allo stesso argomento.

Età dell'ortogneiss del Gran Veneziano e degli ortogneiss dei Tauri in generale. — Secondo BECKE, « il *Centralgneis* degli Alti Tauri occuperebbe, geologicamente e petrograficamente, una posizione intermedia fra le originarie rocce intrusive dei micascisti arcaici (come gli ortogneiss tipo Anterselva dei ricoprimenti austro-alpini) e le tonaliti del grande arco eruttivo della Venezia Tridentina » (bibl. 7). « Siccome queste ultime sono sicuramente più recenti del Trias, così si potrebbe ammettere », scrive l'insigne Maestro, « che l'intrusione corrispondente all'ortogneiss dei Tauri sia avvenuta pressapoco nel Carbonifero medio, che fu un'epoca di grandi rivolgimenti geologici ».

Questa supposizione si appoggiava anche all'idea che l'ortogneiss fosse più recente di tutti i terreni incassanti (vale a dire dell'intero complesso della « *Schieferhülle* »), e che questi fossero verosimilmente paleozoici, in ogni caso più antichi del Trias. Con il riconoscimento dell'età mesozoica dei calcescisti (= *obere Schieferhülle*), dei marmi e delle quarziti compatte (= parte superiore dell'*untere Schieferhülle*), e con la constatazione dell'assenza assoluta di apofisi intrusive dell'ortogneiss non solo nei terreni del Mesozoico ma anche in quelli del Permo-Carbonifero, le argomentazioni di BECKE relativamente all'età delle originarie rocce eruttive degli Alti Tauri perdettero ogni valore.

Il compianto maestro TERMIER, le cui geniali concezioni costituiscono ancor oggi le basi incrollabili per ogni sintesi geologica delle Alpi orientali, espresse il convincimento che il « *Centralgneis* » appartenga ad una serie cristallina permo-carbonifera, oppure ad una serie comprensiva, permo-carbonifera nella sua parte superiore (bibl. 36). Secondo TERMIER « l'età permo-carbonifera sarebbe molto probabile per analogia con le Alpi occidentali ».

Successivamente KOBER giunse alla conclusione, già da noi riportata in precedenza, che il « *Centralgneis* » dei Tauri corrisponda ad un'intrusione manifestatasi durante il Carbonifero inferiore, in seno ad una catena creata dall'orogenesi ercinica (bibl. 88-93).

Le positive constatazioni di fatto sul tipo dei rapporti che intercorrono fra l'ortogneiss del Gran Veneziano e le formazioni incassanti, quali furono da noi documentate nelle pagine precedenti, dimostrano che l'originaria roccia eruttiva è sicuramente più antica dei terreni permo-carboniferi. D'altra parte la circostanza che in taluni settori della massa si osservano ancora tracce evidenti della struttura primaria dell'apparato intrusivo, malgrado le complesse vicende metamorfiche e tettoniche da questo subite, inducono a ritenere che l'ortogneiss non sia molto antico, certo meno degli ortogneiss austro-alpini « tipo Anterselva » ecc., i quali dimostrano di aver subito un rimaneggiamento assai più profondo.

A questo punto soccorre il confronto con le altre regioni alpine, geologicamente equivalenti agli Alti Tauri, vale a dire con la zona pennidica delle Alpi occidentali e centrali, o « zona del Piemonte ». In questo settore della catena si estendono enormi masse gneissiche, derivate dal metamorfismo di rocce acide profonde, che formano gran parte del ricoprimento Dora Maira - Gran Paradiso - Monte Rosa - Tambò - Suretta (probabile equivalente occidentale del ricoprimento Gran Veneziano - Ankogel - Hochalm), i gneiss tonalitici della piega di ritorno del ricoprimento del Gran San Bernardo in Valsavarenche e in Val di Cogne, il gneiss granitico di Arolla del ricoprimento Dent Blanche ecc. La maggior parte di questi ortogneiss non mostra mai indizi di originari rapporti di contatto intrusivo con gli scisti post-ercinici del Permo-Carbonifero, eccettuati i soli gneiss tonalitici di Valsavarenche e di Val Chisone (bibl. 96-98). In nessun caso però furono osservate apofisi di ortogneiss, in giacitura primaria-intrusiva, entro le quarziti del Buntsandstein e tanto meno entro terreni più giovani. D'altro canto il fatto che, in varie località, i depositi neritici del Trias vengono a contatto stratigrafico diretto, per un evidente fenomeno trasgressivo, con gli ortogneiss, esclude in modo assoluto che questi ultimi possano essere

più recenti delle formazioni triasiche (bibl. 53 e 98). Possiamo quindi ritenere, con la maggioranza degli autori, che le originarie rocce eruttive, da cui derivarono poi gli ortogneiss summenzionati, appartengano al Paleozoico recente e siano quindi riferibili al ciclo magmatico ercinico.

La *mise en place* di queste enormi masse acide avvenne, per quanto si è detto, anteriormente al deposito dei terreni elastici del Carbonifero superiore post-ercinico e del Permiano, fatta eccezione per quelle masse ristrette, a composizione tonalitica, che s'iniettarono qua e là entro i sedimenti antracolitici, senza mai raggiungere tuttavia le formazioni mesozoiche.

La nostra cognizione personale delle caratteristiche geologiche dei gruppi del Gran Paradiso, del Monte Rosa, delle Alpi Aurine - Zillertaleralpen e delle Alpi del Tux, ci permette di affermare in maniera recisa che le conclusioni a cui si è giunti relativamente alle unità pre-triasiche penniniche delle Alpi occidentali, si possono applicare, parola per parola, alle corrispondenti unità degli Alti Tauri. Questo nostro modo di vedere trova poi un'ulteriore, valida conferma nelle notevoli analogie chimiche fra gli ortogneiss dei Tauri e i graniti ercinici dell'Aar e del Gottardo, messe in luce dalle ricerche analitiche di A. BIANCHI (bibl. 57). Come venne intuito da KOBER (bibl. 92), questi due gruppi litologici mostrano così di appartenere ad un'unica, grande provincia magmatica, alla quale sono riferibili, con ogni probabilità, anche la massima parte degli ortogneiss che costituiscono il nucleo dei ricoprimenti penninici (O - VI) delle Alpi occidentali e centrali ⁽⁴⁾.

⁽⁴⁾ Non è fuor di luogo ricordare che, secondo NIGGLI, i graniti ercinici dei massicci esterni delle Alpi occidentali (Aar - Gottardo, Monte Bianco - Aiguilles Rouges, Pelvoux - Belledonne, Argentera) presentano più o meno lo stesso chimismo, di tipo complessivamente pacifico, e inoltre appartengono alla medesima provincia magmatica dei graniti dell'Erzgebirge, dell'Harz e della Selva Nera. Degno di nota è pure il fatto che le forme a tendenza sienitica e monzonitica degli ortogneiss dei Tauri (Gran Veneziano, Ankogel - Hochalm, Sonnblick) trovano riscontro nelle differenziazioni monzonitico - sienitiche dei massicci granitici dell'Aar, della Selva Nera settentrionale e della regione di Meissen (cfr. NIGGLI P., *Petrographische Provinzen der Schweiz*, «Viertelj. schr. naturfor. Gesellsch. Zürich», 64, 1919; HEIM - *Festschrift*; NIGGLI P., *Der Chemismus der zentralen Aargranite*, «Schweiz. Min. Petr. Mitt.», Bd. IV, 1924; NIGGLI P., DE QUERVAIN F., WINTERHALTER R. U. *Chemismus schweizerischer Gesteine*, «Beitr. zur Geologie d. Schweiz», Geotechnische Serie, XIV Lief., 1930, pp. 1-389, con 59 fig.).

Possiamo quindi ritenere che l'intrusione delle originarie rocce massicce, dalle quali sono successivamente derivati gli ortogneiss del Gran Veneziano, dell'Hochalm, della Granatspitz, del Sonnblick ecc., sia avvenuta durante il Paleozoico superiore e faccia quindi parte delle manifestazioni magmatiche del ciclo ercinico.

Nella sua opera sulla struttura delle catene varisiche dell'Europa centrale, F. E. SUESS (bibl. 82) esprime l'opinione che la cosiddetta « zona d' *Intrusionstektonik* » ⁽¹⁾, estendentesi attraverso la Boemia, la Foresta Nera, i Vosgi e il Plateau Central, comprendesse in origine anche taluni elementi ercinici, ora inglobati nelle Alpi, come i massicci dell'Aar - Gottardo, del Monte Bianco - Aiguilles Rouges, del Pelvoux, dell'Argentera. Noi riteniamo che questa immensa zona dell'arco varisico, molto più larga dell'attuale catena alpina, abbracciasse anche i territori corrispondenti alle falde pennidiche, nonchè alle falde austro-alpine inferiori dei Grigioni (Err - Bernina). Infatti, come sappiamo, queste regioni furono sede, durante il Paleozoico superiore, di un'attività magmatica non meno intensa di quella che determinò l'intrusione dei graniti dei massicci esterni delle Alpi occidentali, dall'Aar - Gottardo all'Argentera; è perciò verosimile che l'infrastruttura delle Pennidi e di parte almeno delle Grigionidi abbia condiviso, nel corso dell'orogenesi ercinica, la sorte tettonica subita dall'infrastruttura delle Elvetidi.

Osservazioni critiche alle idee di taluni autori sulla giacitura e sull'età dell'ortogneiss del Gran Veneziano e degli ortogneiss dei Tauri in generale. Sono note le discussioni a cui diedero origine le intercalazioni gneissiche che si accompagnano all'ammasso di serpentine dell'Ochsner e del Rotkopf nell'Alto Zemmgrund (Zillertaleralpen), compreso

⁽¹⁾ Il termine di « *Intrusionstektonik* » fu creato da SUESS per il caso in cui lo stile tettonico e il carattere litologico di una regione vengano profondamente influenzati dall'intrusione di grandi masse acide, contemporanee di un'orogenesi, ma però manifestantisi anche lungo tempo prima e dopo il ripiegamento. Naturalmente la presenza di questi enormi ammassi di rocce eruttive fa sì che la regione si trasformi in un corpo rigido, incapace di successivi ripiegamenti e suscettibile solo di spostamenti in blocco.

fra la zolla del Greiner a sud e l'anticlinale del Tux a nord. I lembi gneissici, costituiti in parte da un ortogneiss porfiroide (*Granitporphyr* di CHRISTA, bibl. 10), furono interpretati da BECKE come manifestazioni filoniane dell'ortogneiss occhiadino del Tux (bibl. 7, pagg. 27-28). Già il TERMIER aveva pensato che si trattasse piuttosto di intercalazioni di natura tettonica (bibl. 36, pagg. 728-729), senza portare però degli argomenti decisivi a favore della sua idea. Al fine di renderci

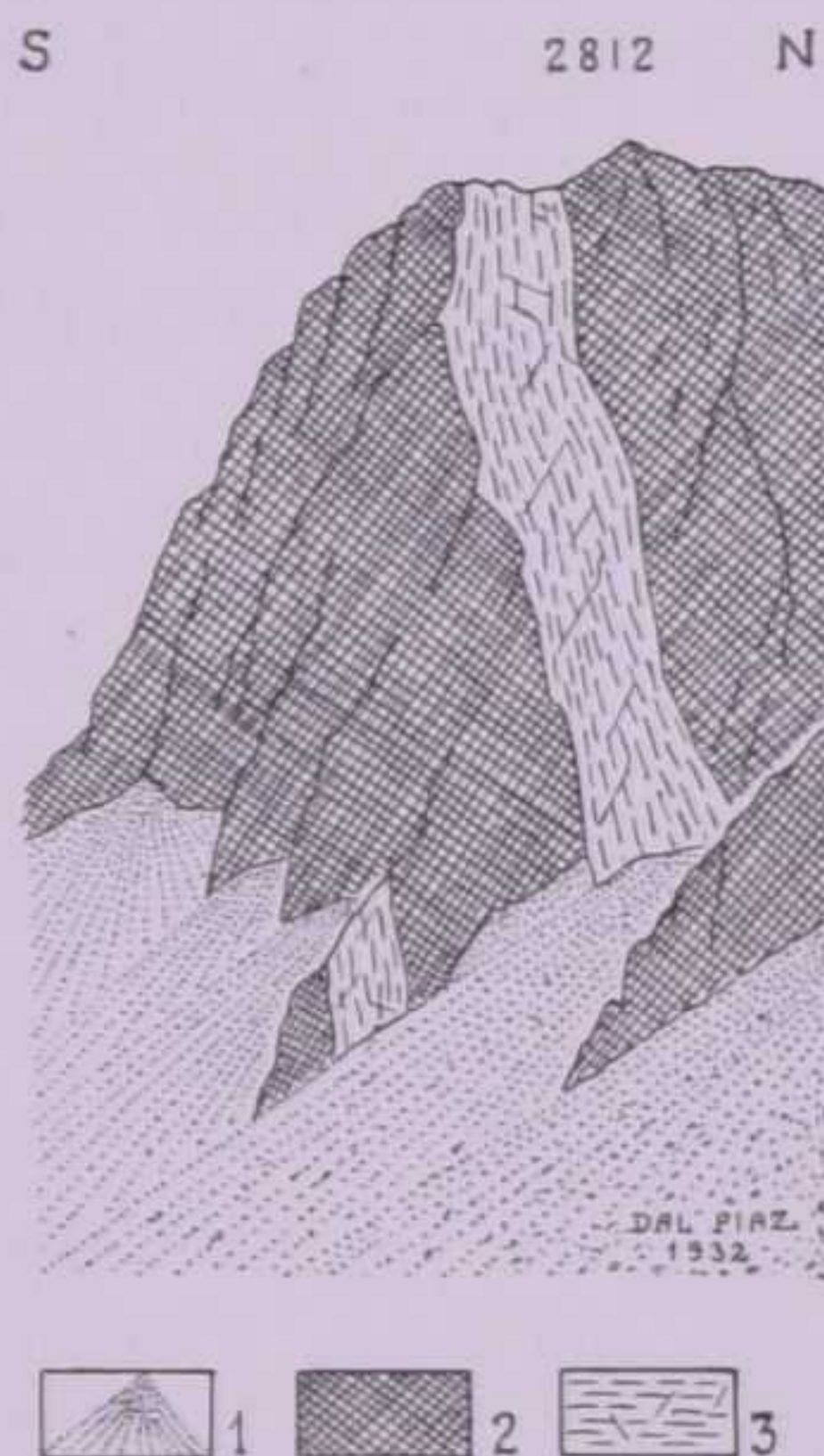


Fig. 6. - Quota 2812 del versante meridionale del Rotkopf, nel gruppo dell'Ochsner (alto Zemmgrund, Zillertaleralpen), vista dai pressi dello Schwarzen See. 1 = detrito e coni di falda; 2 = serpentine del nucleo ofiolitico dell'Ochsner; 3 = scaglie di gneiss vari, in prevalenza ortogneiss porfiroidi. Questi lembi di gneiss (*Granitporphyr* di CHRISTA), furono interpretati da BECKE come manifestazioni filoniane dell'ortogneiss occhiadino del Tux, mentre furono considerati da TERMIER come intercalazioni di natura tettonica. In seguito ad uno studio diretto sul terreno, ci siamo formati il convincimento che l'ipotesi più verosimile sia quella formulata da TERMIER.

personalmente conto dell'annoso e dibattuto problema, visitammo nell'estate del 1932 l'ammasso ofiolitico dell'Ochsner, formandoci il convincimento che la sola spiegazione plausibile sia quella indicata da TERMIER. Anzitutto bisogna notare che i lembi in discorso sono costituiti da numerose *facies* di ortogneiss, volta a volta compatte, scistose,

occhiadine, minute, acide e basiche; qua e là si osservano anche letti di probabili parascisti. In secondo luogo, tanto dall'osservazione complessiva della zona, quanto dall'esame approfondito dei singoli dettagli geologici, abbiamo tratto la persuasione che l'andamento delle varie intercalazioni gneissiche concordi perfettamente con quello delle serpentine e sia più o meno parallelo alla direzione tettonica delle formazioni che ammantano il nucleo ofiolitico (fig. 6). In altre parole questi presunti filoni intrusivi presentano le caratteristiche condizioni di giacitura dei terreni scistoso - cristallini. Ciò del resto risulta in modo evidente anche dalla carta di CHRISTA, soprattutto per le intercalazioni a sud dell'Ochsner (q. 3100) e a nord-est del Rotkopf. Presso il contatto fra le serpentine ed i gneiss, si osservano poi laminazioni intensissime ed evidenti piani di scorrimento, che interessano le une e le altre rocce. In corrispondenza all'intercalazione occidentale (a sud di q. 3100 della carta di CHRISTA), ho notato che la serpentina è fortemente laminata per uno spessore di qualche metro ed è limitata, al contatto con il gneiss, da un magnifico piano di faglia. Le due diverse masse rocciose sono qui separate fra loro da un'ampia fessura, come è naturale si verifichi in corrispondenza ad una linea di disturbo tettonico, ma non già ad una zona di contatto eruttivo. Agli gneiss porfiroidi si associano delle forme scistose e, inferiormente, anche delle apliti, le quali ultime presentano una giacitura concordante e non accennano menomamente a dei rapporti intrusivi con le serpentine (¹).

In conclusione riteniamo, d'accordo con le idee di TERMIER e contrariamente all'opinione di BECKE, che i lembi gneissici compresi nelle

(¹) Non sono riuscito a trovare il « filone » aplitico che, secondo CHRISTA, taglierebbe da nord a sud il nucleo ofiolitico, passando per la cima dell'Ochsner, a meno che non si tratti di una manifestazione sul genere di quelle vene e concentrazioni chiare, che si sviluppano alla base della parete sud, presso l'estremità occidentale del ghiacciaio, proprio nel punto ove dovrebbe iniziarsi l'« aplita » in discorso. Questi filoncelli e noduli biancastri e giallicci, che ad un esame superficiale simulano l'aspetto di una roccia eruttiva acida, si sono però rivelati, allo studio microscopico, come delle concentrazioni locali epidotico-diopsidiche delle ristrette masse gabbroidi che si accompagnano alle serpentine. Si noti poi la circostanza significativa che nella carta di CHRISTA l'« aplita » passante per la cima dell'Ochsner si arresta al limite settentrionale dell'ammasso ofiolitico, senza prolungarsi in seno agli ortogneiss del Tux.

serpentine dell'Ochsner corrispondano a delle scaglie listriche di natura tettonica e non già a delle apofisi filoniane. In tal modo le ofioliti risultano più giovani degli ortogneiss intercalati in esse e quindi anche dell'ortogneiss del Tux, dato che i primi rappresentano evidentemente delle digitazioni più o meno laminate di quest'ultima massa. Questa constatazione ha molta importanza dal punto di vista cronologico, in quanto rimuove ogni ostacolo all'idea dell'età mesozoica delle ofioliti e dell'età paleozoica degli ortogneiss ⁽¹⁾; non minore interesse offre pure nei riguardi della tettonica di questo importantissimo settore degli Alti Tauri, permettendoci di considerare le serpentine dell'Ochsner quale estrema manifestazione orientale di una lunga coorte di lenti ofiolitiche mesozoiche, pizzicate fra le due distinte masse pretriasiche del Tux a nord e del Greiner a sud (Tav. X).

Nella parte orientale degli Alti Tauri, e più precisamente nel massiccio dell'Hochalm, il BECKE credette di aver trovato delle apofisi intrusive dell'ortogneiss entro i marmi e gli scisti ad essi sovrastanti (bibl. 99). Gli studi successivi di KOBER (bibl. 88-93) e di STARK (bibl. 100) dimostrarono però che, tanto nella regione dell'Hochalm quanto in quella del Sonnblick, le intercalazioni di tal genere dovevano considerarsi sempre di natura tettonica.

Nei suoi interessanti lavori sui Tauri orientali, WINKLER (bibl. 101-102) sostiene che l'assenza di apofisi trasversali di ortogneiss entro i calcescisti ed i marmi non è una ragione sufficiente per ritenere che questi siano più recenti del primo. Secondo il chiaro geologo viennese, l'intrusione dell'originaria roccia eruttiva potrebbe essersi verificata anche dopo il deposito dei marmi e dei calcescisti, i quali però non sarebbero andati soggetti all'influenza del magma, perchè situati in un livello stratigrafico troppo elevato ⁽²⁾. La mancanza di fenomeni d'inie-

⁽¹⁾ Se le ofioliti dell'Ochsner fossero risultate più antiche degli ortogneiss, ciò avrebbe comprovato unicamente l'età pretriasica delle prime e non già l'età recente, mesozoica o terziaria, degli ortogneiss. Sono note infatti, in altre parti dei Tauri, serpentine e peridotiti pretriasiche, nelle quali si osservano filoni di ortogneiss acidi (bibl. 144).

⁽²⁾ WINKLER, bibl. 102, p. 283, dice testualmente: *Es erscheint daher möglich, ja sogar wahrscheinlich, dass die Intrusion des Zentralgranits jünger ist, als die gesamte Schieferhülle,*

zione e di contatto eruttivo nei calcari (*Angertalmarmor*), che per vasti tratti poggiano direttamente sull'ortogneiss, sarebbe spiegabile con una soppressione meccanica completa dei terreni iniettati, come lo dimostrerebbe secondo WINKLER il contatto costantemente tettonico fra l'ortogneiss e i marmi. Questa supposizione è senza dubbio infondata e per vari motivi. Anzitutto perchè è ben più naturale e verosimile che l'assenza dei terreni iniettati sia dovuta, in via generale, a lacune stratigrafiche piuttostochè a riduzioni tettoniche. In secondo luogo perchè l'esistenza di un contatto meccanico non implica di scambiare dei semplici movimenti differenziali fra due masse di ben diverse proprietà fisiche, come i marmi e gli ortogneiss, con la soppressione tettonica completa di un intero complesso stratigrafico. Come nella zona penninica delle Alpi occidentali, così anche negli Alti Tauri i fenomeni orogenetici hanno dato luogo in generale a stiramenti e laminazioni, ma ben di rado a soppressioni totali di qualche entità, soprattutto nel caso di terreni pretriasici. E poi per quale motivo dovrebbe decollarsi e scomparire proprio la parte più resistente della « coltre scistosa » (*Schieferhülle*), resa più rigida e tenace dai processi di arterizzazione e, quel che più conta, intimamente legata all'ortogneiss da originari rapporti di contatto intrusivo? È evidente che, se mai, i primi a venire soppressi dovrebbero essere i marmi! Infine non si deve dimenticare che talvolta, almeno nei Tauri occidentali, il contatto fra l'ortogneiss e i terreni che lo coprono in trasgressione presenta tutti i caratteri di un rapporto primario stratigrafico, senza traccia di successive modificazioni di natura tettonica (per esempio nel caso della quarzite che giace in discordanza angolare sul gneiss porfiroide dell'Elskar, bibl. 23, ecc.).

Del pari non possiamo accettare le idee espresse recentemente da L. KÖLBL, a conclusione dei suoi studi sull'estremità nord-orientale del

dass aber nur deren tiefere Teile von der magmatischen Durchdringung erreicht wurden Das Fehlen von Quergriffen des Zentralgneises in die höheren Teile der Schieferhülle hinein ist somit kein zwingender Grund dafür, dass der Zentralgneis älter ist, als die obere Schieferhülle. Die letztere lag eben schon in einem zu hohen stratigraphischen Niveau, um noch von der magmatischen Durchdringung erreicht werden zu können.

massiccio del Gran Veneziano (bibl. 14-17). Secondo questo autore, « il limite meridionale dell'ortogneiss giace al letto dei calcescisti, mentre il limite settentrionale del medesimo si trova in filladi che formano il tetto della serie dei calcescisti ». « Siccome queste filladi verso occidente fanno passaggio graduale a delle rocce iniettate e metamorfosate dall'ortogneiss, così si deve ammettere, afferma KÖLBL, che in questa regione l'ortogneiss attraversa il livello dei calcescisti ».

Una simile conclusione ci sembra assolutamente arbitraria, poichè nessun fatto dimostra finora che i calcescisti formino il letto originario di terreni che si trovano in contatto primario-intrusivo con l'ortogneiss. La circostanza che i calcescisti sono localmente ricoperti da filladi, che stanno in prosecuzione diretta di scisti iniettati, non significa ch'essi siano più recenti delle filladi stesse e delle loro forme arteri-tiche. Si tratta evidentemente di un caso di sovrapposizione anormale, di natura tettonica, e sarebbe troppo facile citare numerosi esempi di giacitura nell'ordine inverso di successione, che è poi quello normale stratigrafico. D'altra parte il KÖLBL non dà ragione dell'assenza assoluta di apofisi intrusive dell'ortogneiss in seno ai calcescisti; questo fatto che riveste un carattere generale per tutti gli Alti Tauri, ci sembra in antitesi completa con le idee espresse dall'egregio scienziato viennese. Infine è mai possibile che le caratteristiche geologiche del settore nord-orientale del ricoprimento del Gran Veneziano siano diametralmente opposte a quelle che si osservano, non soltanto nelle altre unità tettoniche degli Alti Tauri, ma persino nelle parti centrali e occidentali della stessa falda del Gran Veneziano? Non volendo ammettere una simile assurdità, bisogna giungere all'ovvia conclusione che i fatti osservati dai vari autori sono sempre ed ovunque dell'identica natura e che solo l'interpretazione ne è radicalmente diversa.

Alla fine della nostra discussione sui rapporti di giacitura e sull'età degli ortogneiss dei Tauri, e in particolare di quello del Gran Veneziano, possiamo affermare che i risultati delle nostre ricerche si accordano perfettamente con le idee enunciate in proposito da P. TERMIER or sono trent'anni (bibl. 36-40) e successivamente sviluppate da KOBER

(bibl. 88-93). Tutte le argomentazioni addotte da alcuni geologi contro l'idea dell'età paleozoica, carbonifera, degli ortogneiss dei Tauri, si dimostrarono sempre, alla prova dei fatti, artificiose e fallaci. Noi abbiamo già avuto modo di constatarlo ripetutamente per quanto si riferisce alle obbiezioni di natura stratigrafica e tettonica; fra breve avremo occasione di riprovarlo per le critiche che si basano sulla considerazione dei fenomeni di metamorfismo.

Confronti con il ricoprimento quinto (Tambò-Suretta - Monte Rosa - Gran Paradiso - Dora-Val Maira) delle Alpi centrali e occidentali. - Fenomeni simili o equivalenti a quelli che abbiamo descritti per gli Alti Tauri, si osservano in parecchi punti della zona pennidica delle Alpi occidentali e centrali.

Notevolissime sono, per esempio, le analogie stratigrafiche fra il ricoprimento del Gran Veneziano e la sua probabile prosecuzione occidentale, ossia la falda Tambò - Suretta - Monte Rosa - Gran Paradiso - Dora Maira. Secondo R. STAUB (bibl. 34), in vari punti del ricoprimento Tambò-Suretta, il Permo-Carbonifero è rappresentato dagli stessi scisti grafitici, gneiss psammitici e psefitici, porfiroidi, micascisti e quarziti che si osservano nel ricoprimento del Gran Veneziano. Nel gruppo del Monte Rosa, i parascisti che ammantano l'ortogneiss appaiono spesso impregnati di iniezioni e imbibizioni acide, le quali però non interessano mai le quarziti del Buntsandstein e le dolomie mesotriasiche (bibl. 103-105); su vasti tratti dei fianchi orientali e meridionali di questo massiccio, l'ortogneiss viene invece ricoperto direttamente dai terreni mesozoici (calcescisti ed ofioliti). Sul versante settentrionale del Gran Paradiso, in Valsavarenche, l'ortogneiss del ricoprimento quinto viene a contatto ora con gli scisti grafitici del Carbonifero, ora con i micascisti e le quarziti del Permo-Eotrias, ora con le dolomie del Trias medio e superiore (bibl. 53, 98 e 106); in parecchi altri punti, tutt'attorno al massiccio, i terreni mesozoici si estendono sopra l'ortogneiss, senza l'interposizione degli scisti carboniferi, in modo analogo a quanto si è osservato nel caso del Monte Rosa. Lo stesso fenomeno

non manca di presentarsi, sia pure in forma sporadica, anche alla periferia del complesso gneissico Dora - Val Maira. Ricorderemo infine i conglomerati e gli scisti psammitici carboniferi della cosiddetta « zona grafitica » Monte Bracco - Pinerolo (bibl. 104, 107 e 109), riferita da ARGAND (bibl. 110-111) al ricoprimento quarto e da R. STAUB (bibl. 34) al ricoprimento quinto.

Tanto nella falda del Tambò-Suretta - Monte Rosa - Gran Paradiso - Dora-Val Maira quanto in quella del Gran Veneziano - Hochalm, i rapporti di giacitura fra gli ortogneiss e i terreni del Permo-Carbonifero e del Trias rispondono in complesso alle caratteristiche di una successione sedimentaria. Non potendosi evidentemente parlare di « passaggi stratigrafici » fra una roccia di origine eruttiva, qual'è l'ortogneiss, e delle formazioni di origine sedimentaria, così bisogna ammettere che i terreni del Paleozoico superiore e del Trias si siano estesi in trasgressione sopra degli antichi massicci eruttivi, più o meno profondamente intaccati dall'erosione. I fatti da noi ricordati dimostrano che, durante il Permo-Carbonifero e il Buntsandstein, la regione allora corrispondente all'attuale ricoprimento quinto (nella totalità del suo sviluppo a noi visibile e cioè dagli Alti Tauri alle Alpi Cozie), fu soggetta ad una prolungata emersione, accompagnata da un'erosione più o meno intensa a seconda dei luoghi e dal deposito trasgressivo, svoltosi in forma piuttosto locale, dei propri materiali detritici.

In vari punti poi, tanto negli Alti Tauri quanto nelle Alpi occidentali (Gran Paradiso ecc.), l'ortogneiss viene ricoperto direttamente dai terreni organogeni (calcari e dolomie) del Trias medio e superiore. Il fatto pare imputabile, come si è già visto nel caso del Gran Veneziano (pag. 29), all'intensità dei processi di denudamento e alla mancata sedimentazione terrigena.

Abbiamo in precedenza osservato come in varie parti del ricoprimento, particolarmente alla periferia dei massicci del Monte Rosa e del Gran Paradiso, non soltanto manchino le formazioni del Permo-Carbonifero e del Buntsandstein, ma facciano difetto persino i calcari e le dolomie del Trias medio e superiore; in tal modo gli ortogneiss, che

formano il nucleo della falda, vengono spesso ricoperti direttamente dai calcescisti e dalle relative ofioliti. Noi riteniamo, d'accordo con le idee di CORNELIUS (bibl. 94 e 87) che, nella maggioranza dei casi, l'assenza dei terreni triasici sia dovuta a un fenomeno di soppressione tettonica e, più raramente, ad un'erosione avvenuta durante il Lias. Questo modo di vedere è in contrasto con l'ipotesi di ARGAND (bibl. 103, 112 e 113) e di STAUB (bibl. 114), secondo cui il Trias pennidico presenterebbe, oltre la *facies* continentale-neritica formata dalle quarziti e dalle dolomie, anche una *facies* batiale, costituita da forme di passaggio fra gli scisti del Paleozoico superiore (scisti di Casanna) e i calcescisti del Lias; in tal modo la mancanza delle quarziti e delle dolomie sarebbe attribuibile ad una causa primaria, di natura stratigrafica, e cioè alla sostituzione della *facies* continentale-neritica con la *facies* batiale.

Una simile concezione non si accorda però in alcun modo con il fatto constatato che i calcescisti e le ofioliti mesozoiche vengono a contatto diretto con l'ortogneiss, cioè con una originaria roccia eruttiva, e che per di più tale contatto è contrassegnato da intensissime laminazioni, come potemmo osservare personalmente sul versante meridionale del Monte Rosa ecc. D'altra parte le quarziti e soprattutto le dolomie non mancano quasi mai in maniera assoluta ed anche in quei settori, ove parrebbero scarseggiare o far difetto *ab initio*, sono rappresentate da lembi e scaglie, che sembrano testimoniare una riduzione tettonica di masse molto maggiori delle attuali.

L'orogenesi ercinica nella regione corrispondente al ricoprimento del Gran Veneziano. — Le caratteristiche geologiche da noi osservate nel territorio dell'alto Zemmgrund, a sud della zolla del Greiner, stanno ad indicare che l'intrusione delle originarie masse eruttive del Gran Veneziano fu contemporanea di intensi movimenti orogenetici (pag. 23). Essendosi potuto stabilire l'età del fenomeno plutonico, resta di conseguenza determinata anche l'epoca del diastrofismo concomitante, il quale risulta in tal modo riferibile al ciclo orogenetico ercinico. Questa

conclusione si accorda perfettamente con i fatti di natura stratigrafica, che abbiamo già avuto più volte l'occasione di ricordare (pagg. 26-30).

Varie circostanze stanno poi ad indicare che i movimenti tettonici si sono continuati anche lungo tempo dopo il consolidamento del magma. Così ad esempio, la profonda denudazione subita durante il Permo-Carbonifero e l'Eotrias dall'antico « batolite » del Gran Veneziano, con erosione quasi totale della sua copertura primaria, non può essere che conseguente a fenomeni di sollevamento, determinati dall'azione della componente verticale della forza orogenetica.

Nel Trias medio, il mare estese finalmente il suo dominio su tutta l'estensione del vecchio massiccio, velando, coi suoi flutti, l'ultimo scenario del tempestoso dramma ercinico.

LE ORIGINARIE ROCCE ERUTTIVE DEL GRAN VENEZIANO HANNO RISENTITO L'INFLUENZA DEL METAMORFISMO DI DISLOCAZIONE ERCINICO ?

Nelle pagine precedenti abbiamo dimostrato che i movimenti tettonici dell'orogenesi ercinica si sono fatti sentire, sia pure in forma sempre più attenuata, anche lungo tempo dopo il consolidamento delle masse magmatiche del Gran Veneziano. Tale circostanza fa ammettere, in via di principio, che queste fasi tardive di ripiegamento siano state accompagnate da concomitanti processi di metamorfismo ⁽¹⁾.

Una simile ipotesi trova poi la sua giustificazione nel fatto che le rocce intrusive del Permo-Carbonifero, inglobate nella infrastruttura delle Elvetidi e delle Grigionidi, presentano talvolta tracce evidenti di un metamorfismo di dislocazione di età ercinica, che ha determinato

⁽¹⁾ Naturalmente i terreni preesistenti all'orogenesi varisica, ossia il cosiddetto « cristallino antico » (*Unterste Schieferhülle*), hanno avuto la possibilità di risentire in pieno l'azione, con ogni verosimiglianza molto intensa, di tutt'intero il metamorfismo ercinico di dislocazione (*lato sensu*). Siccome però nel settore da noi studiato del ricoprimento del Gran Veneziano, gli effetti di tale metamorfismo sono stati in massima parte mascherati da quelli determinati successivamente dal metamorfismo di contatto dovuto all'intrusione varisica, e dal metamorfismo alpino di dislocazione (*l. s.*), così riteniamo inutile entrare in simile argomento, che ci porterebbe in un campo di idee troppo ipotetiche.

in esse deformazioni clastiche più o meno intense (miloniti, breccie di frizione ecc.), senza però dar luogo a delle strutture cristalloblastiche (bibl. 58, 73, 81, 94, 115). D'altra parte le profonde alterazioni presentate dai feldispati delle rocce eruttive erciniche dei ricoprimenti austro-alpini inferiori delle Grigionidi, sono state attribuite da R. STAUB a processi di epimetamorfismo « regionale », iniziatosi probabilmente già nel Permiano e continuatosi poi durante tutto il Mesozoico (bibl. 73, 116, 117 e 118).

Date le innegabili analogie che, durante il Permo-Carbonifero, la zona pennidica presentava con le zone elvetiche ed austridiche, non è da escludersi, in via di principio, che le originarie rocce eruttive del Gran Veneziano abbiano risentito l'influenza dei summenzionati fenomeni di metamorfismo.

Purtroppo il profondo rimaneggiamento tettonico-metamorfico subito da tutti i terreni della falda del Gran Veneziano durante l'orogenesi alpina, rende difficilissimo, per non dire impossibile, distinguere gli effetti dei fenomeni di età pretriasica da quelli successivi. Così è evidente, per esempio, che le miloniti e le breccie di frizione eventualmente determinate dal dinamometamorfismo ercinico, sarebbero state più tardi « risanate » dalla completa ricristallizzazione operata dal metamorfismo di dislocazione di età alpina. Nè, d'altro canto, noi possiamo stabilire con sicurezza se il fenomeno dei plagioclasti ricchi di microliti, così caratteristico per gli ortogneiss del Gran Veneziano e in genere degli Alti Tauri, abbia avuto un lontano inizio fin nei tempi pretriasici, con processi di alterazione analoghi a quelli descritti da STAUB per le rocce eruttive permo-carbonifere dei Grigioni, oppure se debba invece essere riferito esclusivamente al ciclo metamorfico alpino. In questo campo purtroppo non possiamo far altro che delle semplici ipotesi, le quali però vanno tenute presenti se vogliamo tentare di ricostruire, sia pure a grandissime linee, la complessa storia geologica degli ortogneiss del ricoprimento del Gran Veneziano. Infatti le modificazioni eventualmente determinate dal metamorfismo ercinico, potrebbero aver costituito, anche se modeste, il substrato propizio allo sviluppo delle ben più importanti manifestazioni del metamorfismo alpino.

In ogni caso però, sarà opportuno guardarsi dal sopravvalutare gli eventuali effetti del metamorfismo ercinico sulle originarie rocce eruttive varisiche del Gran Veneziano, soprattutto nei confronti del metamorfismo alpino, e questo per due ragioni. In primo luogo perchè l'esperienza dimostra che nei massicci permo-carboniferi, successivamente coinvolti nelle cerniere pretriasiche delle Elvetidi e delle Grigionidi, l'influenza esercitata dal metamorfismo di dislocazione ercinico è stata in generale debole e a carattere piuttosto locale ⁽¹⁾. Così pure lo stesso epimetamorfismo « regionale » che, secondo STAUB, ha colpito le rocce eruttive erciniche dei Grigioni a partire dal Permiano, non è per nulla uniforme e generale (bibl. 73 p. 35). In secondo luogo perchè, come vedremo più innanzi, l'attuale *facies* metamorfica dei terreni del Gran Veneziano è imputabile in massima parte a dei processi di ricristallizzazione (*Tauernkristallisation* di SANDER), la cui età sicuramente alpina è dimostrata dal fatto ch'essi si sono continuati anche dopo le ultime importanti deformazioni tettoniche della regione.

CONFRONTI FRA GLI ORIGINARI MASSICCI ERCINICI INGLOBATI NELLA CATENA ALPINA E I MASSICCI TERZIARI DELLE ALPI.

Giunti a questo punto, non ci sembra fuor di luogo stabilire un largo confronto fra gli originari massicci permo-carboniferi che, variamente trasformati, costituiscono parte dell'infrastruttura ercinica dell'attuale catena alpina, e i massicci terziari delle Alpi, come quelli di Bregaglia, Adamello, Bressanone, Vedrette di Ries, ecc. Verosimilmente i primi dovevano rappresentare per l'antica catena varisica ciò che i secondi rappresentano per la catena alpina, vale a dire dei focolai magmatici attivatisi durante le fasi tardive di un ciclo orogenetico. Nell'uno e nell'altro caso l'intrusione del magma sembra essere stata in stretto

⁽¹⁾ Secondo WINTERHALTER i graniti varisici del Gottardo sarebbero stati appena colpiti dal metamorfismo di dislocazione ercinico, mentre è verosimile che gli ultimi movimenti orogenetici del Paleozoico superiore abbiano influenzato in modo notevole la « tettonica d'intrusione » dei graniti (bibl. 119).

rapporto di dipendenza con movimenti tettonici (intrusioni sincinematiche). In ambo i casi inoltre, il persistere delle spinte orogenetiche dopo il consolidamento totale del magma determinò, in seno alle masse eruttive, delle deformazioni di natura elastica, ma non diede luogo a delle strutture cristalloblastiche vere e proprie. Come si vede, gli originari massicci permo-carboniferi dovevano presentare notevoli analogie di carattere primario con i massicci recenti e quest'idea si armonizza perfettamente con una concezione ciclica dei fenomeni orogenetici e magmatici. Le differenze attuali di struttura fra i massicci cenozoici e gli antichi « batoliti » del Paleozoico superiore sono di natura secondaria ed imputabili esclusivamente all'orogenesi alpina che, mentre risparmiò quasi del tutto i primi perchè troppo recenti per poterne ancora subire i parossismi, colpì profondamente i secondi, deformandoli in vario modo a seconda della zona tettonica in cui erano venuti a trovarsi. Così, in corrispondenza alla zona pennidica, gli originari « batoliti » ercinici furono trasformati in enormi pieghe coricate (ricoprimenti O - VI) e le loro rocce vennero ridotte alla condizione di scisti cristallini; invece nelle zone elvetiche ed austro-dinariche, gli antichi massicci furono rotti in grandi scaglie e in falde listriche di enorme estensione, ma le loro rocce, per quanto spesso intensamente milonitizzate, non furono però metamorfosate in scisti cristallini.

IL CICLO OROGENETICO ALPINO E IL METAMORFISMO DI DISLOCAZIONE CONCOMITANTE.

La formazione dell'attuale struttura tettonica del ricoprimento del Gran Veneziano. Al principio del Giurese le spinte precorritrici dell'orogenesi alpina determinarono, con la progressiva riemersione di parte della zona pennidica degli Alti Tauri, il rapido depositarsi di nuovi sedimenti orogeni, dai quali derivarono poi i « calcescisti » ⁽¹⁾.

⁽¹⁾ Per quanto si riferisce al problema dell'età di questi terreni, si consulti il capitolo sul « Ricoprimento dei calcescisti con ofioliti ».

Purtroppo le particolari condizioni geologiche del bordo meridionale del ricoprimento del Gran Veneziano non ci permettono di riconoscere, in tutto il territorio da noi studiato, l'esistenza o meno di terreni più giovani del Trias superiore, sicuramente riferibili a questa unità strutturale. Infatti, come vedremo più avanti, il contatto fra i terreni pretriasici e triasici del Gran Veneziano e la formazione dei calcescisti (Lias ed eventuali piani superiori), è sempre caratterizzata in Valle Aurina da forti disturbi di origine tettonica, che ne rivelano la natura anormale. Sembra quindi probabile che tutti i calcescisti del versante italiano della catena degli Alti Tauri appartengano al ricoprimento del Picco dei Tre Signori - Greiner.

Sotto la spinta delle grandi forze tangenziali promosse dall'orogenesi alpina, l'originario massiccio del Gran Veneziano è stato gradualmente trasformato in un'enorme cerniera anticlinale, che, nella sua parte oggidì affiorante, presenta i caratteri complessivi offerti dal fianco normale delle grandi pieghe coricate del Monte Rosa, del Gran Paradiso, ecc. Per questo fatto, per le particolarità tettoniche da noi osservate nella catena Aurina e in quella del Tux, e per considerazioni d'indole generale sulla continuità dei fenomeni geologici fra Alpi occidentali e orientali, ci sembra verosimile che il complesso del Gran Veneziano costituisca un ricoprimento, e particolarmente una grande piega coricata di tipo pennidico, anche se di essa non conosciamo il fianco rovesciato a causa dell'insufficiente profondità delle incisioni topografiche attuali.

Poco più a oriente del Brennero, il ricoprimento del Gran Veneziano scompare definitivamente sotto elementi tettonici superiori, in conseguenza della inclinazione verso occidente dell'asse tettonico medio della regione (cfr. Tav. X).

Nella sua parte occidentale, il ricoprimento che stiamo descrivendo è suddiviso in due grandi anticlinali secondarie, quella del Tux a nord e quella delle Aurine - Ziller a sud, dirette pressapoco ENE-WSW (cfr. Tav. X).

Non è improbabile che la formazione di queste due possenti ri-

pieghe sia stata predestinata dal fatto ch'esse corrispondono a parti relativamente profonde dell'originario massiccio intrusivo, costituite da rocce di composizione piuttosto uniforme, spesso compatte e di elevata rigidità, mentre l'interposta sinclinale corrisponde a una parte prossima all'originaria zona di contatto, caratterizzata da una complessa alternanza di terreni diversissimi, fra cui predominano tipi molto scistosi e quindi facilmente deformabili (pag. 4). Si è poi fatto osservare in precedenza come l'interferire della superficie di erosione permo-carbonifera con le varie parti dell'antico « batolite » potesse essere in qualche rapporto con la struttura tettonica dell'antico massiccio (pag. 28). Se così fosse stato realmente, noi potremmo ammettere che le due anticlinali alpine del Tux e delle Aurine - Ziller derivino nel complesso da corrispondenti ripieghe di età ercinica, successivamente più o meno spianate dall'intenso denudamento che precedette l'invasione del mare mesotriasico, e poscia ravvivate nella loro forma attuale dall'orogenesi alpina.

In prossimità al bordo meridionale del ricoprimento, presso lo sbocco in Valle Aurina del Rio del Conio, del Rio Franco, del Rio Rosso ecc., si trovano incuneate, entro la massa degli ortogneiss, strette sinclinali di terreni permo-carboniferi e triasici.

Particolarmente interessanti sono le due intercalazioni di Rio Franco, delle quali la superiore corrisponde ad una sinclinale con il fianco settentrionale soppresso, mentre rimasero conservati i calcari triasici del nucleo, le quarziti filladiche ed i micascisti sericitici e carboniosi della gamba meridionale. La potenza del lembo calcareo raggiunge una trentina di metri, mentre il complesso delle quarziti e dei micascisti presenta uno spessore di 35-40 metri. A sud di questi ultimi terreni fa seguito l'ortogneiss, prima a *facies* aplitica e poi a *facies* occhianina, intersecato qua e là da zone di laminazione intensissima, che corrispondono, evidentemente, a piani di movimento differenziale nella massa medesima dell'ortogneiss.

Poco a monte della confluenza di Rio Franco nell'Aurino, s'incontra la seconda intercalazione, costituita da una semplice lama di

quarziti compatte, potente appena 4-5 metri. Non è inverosimile che questa sinclinale di quarziti sia stata privata dei suoi eventuali termini più recenti, ossia dei calcari e delle dolomie del Trias medio e superiore, in conseguenza delle enormi pressioni orogenetiche e degli stiramenti subiti. A valle delle quarziti torna a presentarsi l'ortogneiss, che dopo qualche diecina di metri, scompare definitivamente sotto la coltre dei depositi quaternari.

Subito sopra Cadipietra, in valle del Conio, esiste un'altra sinclinale, intensamente tettonicizzata, che assomiglia in tutto a quella superiore di Rio Franco e della quale sembra rappresentare la prosecuzione orientale.

Anche nelle parti interne del ricoprimento s'incontrano cunei (sinclinali?) di parascisti diversi, senza però che ad essi si associno terreni mesozoici; le rocce che costituiscono queste intercalazioni sono in generale molto disturbate e non presentano tracce evidenti di un originario contatto eruttivo con l'ortogneiss. Ricorderemo in proposito le lame di parascisti che affiorano lungo il sentiero che da Forcella del Picco conduce al Rifugio d'Annunzio (Vetta d'Italia), e quelle che compaiono sulla cresta del Rio Torbo, poco a sud del Rifugio Vittorio Veneto, e sulla cresta del Sasso Nero a q. 3300 circa. Taluni di questi lembi sono costituiti fra l'altro da filladi sericitiche simili a quelle che accompagnano le quarziti e i calcari allo sbocco di Rio Franco e Rio del Conio, onde è lecito domandarsi se queste intercalazioni scistose corrispondano, almeno in parte, a delle sinclinali private per cause tettoniche dei loro elementi mesozoici o, comunque, a degli orizzonti di movimento in seno all'ortogneiss, lungo i quali sia rimasto impigliato qualche termine della serie dei parascisti permo-carboniferi. Per taluni dei lembi in discorso una simile spiegazione ci sembra plausibile, mentre per altri invece non è escluso che si tratti di resti del vecchio tetto dell'originario massiccio del Gran Veneziano, ossia di « metascisti », come è probabilmente il caso dei micascisti cloritici granatiferi a cianite del gruppo del Sasso Nero.

Infine la massa medesima dell'ortogneiss, anche nelle sue parti

interne ove la roccia è più compatta, presenta localmente zone di intensissima laminazione, e talvolta anche di milonitizzazione, evidentemente dovute a scorrimenti intimi nel corpo del ricoprimento (Tav. VI, fig 6). Queste zone di disturbo tardivo, accompagnate da una cataclasi posteristallina, presentano generalmente uno sviluppo modesto, sia per estensione longitudinale e sia per spessore. Abbastanza frequenti sono pure le faglie, che però danno luogo a dei rigetti quasi sempre insignificanti, privi quindi di importanza per la determinazione delle principali caratteristiche geologiche del territorio da noi studiato.

Il metamorfismo alpino di dislocazione. Le deformazioni tettoniche, che hanno trasformato l'originario massiccio eruttivo del Gran Veneziano nell'attuale ricoprimento, sono state accompagnate da complessi fenomeni di metamorfismo. Le ricerche petrografiche di A. BIANCHI (bibl. 57) dimostrano infatti che tutti i terreni della falda del Gran Veneziano, senza eccezione alcuna e perciò comprese anche le rocce (ortogneiss) a tessitura massiccia, presentano sempre una chiara struttura cristalloblastica, che rivela la profonda e completa ricristallizzazione da essi subita.

In tesi generale e tenendo conto unicamente degli effetti del metamorfismo alpino, possiamo affermare che gli scisti cristallini del ricoprimento del Gran Veneziano sono delle rocce « polimetamorfiche », nel senso che lo studio dei rapporti fra la deformazione tettonica e i processi di ricristallizzazione ci hanno condotto ad ammettere l'esistenza di più fasi metamorfiche avvenute nel corso dell'orogenesi alpina, in condizioni-ambiente volta a volta diverse.

In seno agli ortogneiss periferici, che affiorano nei pressi di Forcella del Picco in Valle Aurina, A. BIANCHI ha osservato che la cristallizzazione del feldispato albitico, della clorite e della biotite, che non sono per nulla deformati, ha fissato nell'interno di questi elementi una precedente struttura relitta, rivelata da pieghe a forma di S di minuti individui di biotite, clinozoisite e rutilo (bibl. 57). Da queste osservazioni risultano due fatti fondamentali: anzitutto, che gli ortogneiss del Gran Veneziano hanno subito un profondo rimaneggiamento

tettonico-metamorfico; in secondo luogo, che gli effetti del suddetto rimaneggiamento sono stati « fissati » da una ricristallizzazione che si è continuata anche dopo la deformazione tettonica. Oltre a ciò, negli ortogneiss delle Alpi Aurine - Ziller, i fenomeni di cataclasi post-cristallina sono relativamente scarsi ed in genere localizzati. Questi diversi fatti indicano che la deformazione tettonica subita dagli ortogneiss, come pure anche dagli altri terreni della falda, è avvenuta in massima parte prima che finissero i processi di ricristallizzazione, i quali hanno potuto così « risanare » le ferite inferte in seno alle rocce del Gran Veneziano dagli ultimi importanti movimenti orogenetici di età alpina. Un fenomeno del genere è stato descritto da ARGAND (bibl. 112) per le originarie rocce granitiche della serie di Arolla (ricoprimento VI), la cui intensa cataclasi potè essere parzialmente o totalmente « guarita » in seguito alla successiva formazione di strutture cristalloblastiche.

Lo studio dei rapporti fra deformazione tettonica e metamorfismo conferma quindi, per il nostro territorio, la regola fondamentale stabilita da SANDER, secondo cui i terreni della zona pennidica degli Alti Tauri sono stati colpiti da una particolare ricristallizzazione (*Tauernkristallisation*), che si è bensì svolta mentre avveniva la deformazione tettonica, ma che si è continuata anche dopo. In altre parole, per SANDER, gli Alti Tauri costituiscono un complesso geologico ripiegato prima della fine della cristallizzazione (bibl. 22-32).

Le ultime spinte orogenetiche, posteriori alla *Tauernkristallisation*, hanno dato luogo a delle deformazioni elastiche, che non sono state più risanate da processi di ricristallizzazione. In tal modo noi ritroviamo, in seno ai terreni del Gran Veneziano, zone di breccie di frizione e di miloniti posteristalline, sul genere di quella illustrata dalla fig. 6 della Tav. VI. Queste zone di disturbo presentano di solito uno sviluppo modesto ed un significato puramente locale, circostanza che comprova la scarsa entità dei movimenti orogenetici post-cristallini, in confronto a quelli pre- e paracristallini.

È interessante osservare come nelle parti interne del ricoprimento del Gran Veneziano, per esempio sul versante austriaco della catena

Aurina, tra il Sasso Nero e la Mesule, s'incontrino frequenti relitti della struttura primaria dell'originario massiccio eruttivo (figg. 1-4). In queste zone, l'architettura esterna del ricoprimento del Gran Veneziano è riflessa, nell'intimo della massa, da un sistema di piani di evidente laminazione, che si è sovrapposta alla struttura primaria dell'antico apparato eruttivo, senza però riuscire a cancellarla del tutto. Particolarmente significativo al riguardo è il profilo dello sprone settentrionale dell'Hornkopf, nell'alto Zemmgrund [Zillertaleralpen] (fig. 2). Il fatto dimostra che, in questi casi, i processi di metamorfismo si sono limitati a modificare la struttura delle rocce, ricristallizzandole completamente, ma rispettandone invece le condizioni di giacitura e persino le particolarità della tessitura (pag. 15 ecc.). Il metamorfismo alpino, che ha trasformato le originarie rocce eruttive negli attuali ortogneiss, avrebbe quindi in un certo senso « fissato » talune caratteristiche geologico-petrografiche preesistenti, di età ercinica. Questa circostanza prova naturalmente che, nelle parti interne della falda, i processi di ricristallizzazione si sono svolti senza l'intervento di una forte spinta orientata.

Ad una conclusione completamente diversa dobbiamo giungere nei riguardi delle zone periferiche del ricoprimento, ove evidentissimi sono i processi di laminazione, che hanno cancellato del tutto, o quasi, le tracce delle precedenti caratteristiche di tessitura e di giacitura degli ortogneiss e degli altri terreni scistoso-cristallini del Gran Veneziano. Il fenomeno fu da noi osservato lungo tutto il bordo meridionale del ricoprimento, dalla Forcella del Picco a Luttago, e nelle parti prossime alla « zolla del Greiner » in Val di Vizze e nello Zemmgrund. Non vi è dubbio che la scistosità, spesso pronunciatissima, degli ortogneiss periferici è di origine secondaria; in questi casi il metamorfismo ha profondamente influenzato non solo la struttura, ma anche la tessitura delle rocce. È chiaro che le tessiture parallele eventualmente preesistenti possono aver avuto notevole importanza nel fenomeno della laminazione, quale via tracciata ai successivi movimenti differenziali. Ciò sia detto con particolare riguardo a quei casi di isorientamento degli inclusi femici e di tessiture parallele di origine primaria, la cui

presenza fu da noi constatata in seno agli ortogneiss delle parti interne del ricoprimento (pag. 15). In tal caso la tessitura non sarebbe stata cancellata, ma solo ulteriormente elaborata. A parità di altre condizioni, i processi di laminazione si sono svolti con maggior facilità in corrispondenza ai terreni ricchi di minerali lamellari; è per questo che le intercalazioni basiche, ricche di biotite, sono state sede preferita di movimenti differenziali.

La laminazione dei terreni del Gran Veneziano è sviluppata in grado estremo lungo il bordo meridionale del ricoprimento, in quelle parti cioè che sono prossime al contatto tettonico con la falda del Picco dei Tre Signori - Greiner o con quella dei calcescisti. Lungo tutta la Valle Aurina, e particolarmente presso la Forcella del Picco, allo sbocco di Rio del Conio, Rio Franco, ecc., si osserva che i vari terreni del ricoprimento del Gran Veneziano sono sempre energicamente laminati, fogliettati e talvolta persino milonitizzati. Le caratteristiche petrografiche di queste rocce dimostrano che il metamorfismo di dislocazione si è qui svolto, nelle sue ultime fasi, in ambiente superficiale, determinando negli ortogneiss la cloritizzazione della biotite ed eventualmente dell'orneblenda e la scissione dell'originario feldispato potassico in quarzo e sericite ecc.

In tal modo gli ortogneiss sono stati trasformati in scisti quarzoso-sericitici più o meno cloritici, espressione tipica di un metamorfismo di « epizona » (bibl. 120), manifestatosi durante le fasi tardive dell'orogenesi alpina.

In rapporto con questi fenomeni di intensa laminazione, le sinclinali periferiche del ricoprimento, sul tipo di quelle di Rio del Conio, Rio Franco, ecc., vennero energicamente compresse, stirate e perfino private di parte del loro contenuto, dimodochè oggi appaiono come aguzze intercalazioni isoclinali in seno agli ortogneiss che le racchiudono.

Le caratteristiche di scistosità e di laminazione presentate dai terreni delle parti esterne della falda rivelano l'intervento di una forte spinta orientata nel corso dei relativi processi di metamorfismo. La natura tettonica di questa spinta ci è attestata dal tipo delle deforma-

zioni subite dalle rocce e dalla presenza delle strette sinclinali che si estendono lungo il bordo meridionale del complesso. Tutti questi fatti sono indice di una spiccata tendenza delle masse a spostarsi in corrispondenza dei piani *s* di scistosità (bibl. 121) e documentano, in definitiva, il movimento di traslazione di falde superiori (Picco - Greiner; calcescisti con ofioliti) sul carapace del ricoprimento del Gran Veneziano.

Queste conclusioni si accordano perfettamente con l'idea che, nelle parti interne della falda, i processi di ricristallizzazione (*Tauernkristallisation*) si siano svolti senza l'intervento di una forte spinta orientata. Come nei ricoprimenti pennidici delle Alpi occidentali, così nel caso della falda del Gran Veneziano, i movimenti differenziali si sono fatti sentire soprattutto alla periferia della massa, ove determinarono delle riduzioni tettoniche notevolissime ⁽¹⁾, rispettando in massima le parti più interne. In tal modo le rocce costituenti i fianchi delle grandi pieghe coricate risentirono in grado estremo gli effetti dei movimenti di traslazione, che invece non furono avvertiti o quasi dalle rocce dei nuclei, per quanto le une e le altre abbiano ricristallizzato pressapoco nelle medesime condizioni di carico (profondità), determinate dalla presenza delle falde pennidiche e austro-dinariche sovraincombenti. Nelle zone interne della falda del Gran Veneziano, il solo indizio dell'intervento di una leggera pressione orientata nel corso dell'orogenesi alpina, è costituito dalla presenza di radi ma costanti piani di laminazione, che si dimostrano di età recente sia per il loro andamento e sia per il fatto che interessano tutti i terreni della serie (fig. 2). Dallo studio dei rapporti locali, abbiamo avuto inoltre la possibilità di constatare che nel versante settentrionale dell'Hornkopf (Zemmgrund), questi piani di laminazione di età alpina intersecano, sotto un angolo abbastanza ampio, le tessiture parallele primarie degli ortogneiss, che

⁽¹⁾ Secondo ARGAND (bibl. 112), la laminazione tettonica nel fianco rovesciato del ricoprimento della Dent Blanche ha ridotto in certi punti i terreni della serie di Arolla a meno di 1/100 del loro spessore primitivo.

sappiamo essere in rapporto con l'orogenesi ercinica [pag. 23 e 41] ⁽¹⁾. In base a quanto si è detto, si spiega facilmente perchè parti anche cospicue dell'originario massiccio eruttivo abbiano potuto conservare le principali caratteristiche della loro struttura primaria, benchè coinvolte dall'orogenesi alpina in una grande piega coricata di tipo pennidico e benchè le loro rocce abbiano subito una completa ricristallizzazione. Perde quindi ogni valore il ragionamento di CHRISTA (bibl. 10), che mette in dubbio l'esistenza di vaste dislocazioni di stile pennidico semplicemente perchè, in talune zone dello Ziller, esse non hanno cancellato completamente la originaria struttura dell'antico massiccio eruttivo. Consimili « relitti » di strutture primarie di un apparato intrusivo sono frequentissimi in seno ai terreni della serie di Arolla, nelle Alpi occidentali, ma ciò non ha impedito ad ARGAND di attribuire questa formazione alla più elevata delle falde pennidiche, quella della Dent Blanche (bibl. 112).

La scistosità dipendente da fenomeni di laminazione e di metamorfismo non si limita però alle sole parti periferiche del ricoprimento del Gran Veneziano, ma talvolta si estende, sia pure in via saltuaria e limitata, anche nell'interno della massa, in corrispondenza a particolari piani di movimento. Infatti non è raro il caso di osservare che anche gli ortogneiss più compatti presentano qua e là delle zone scistose, generalmente limitate, che si sviluppano lungo le superfici di scorrimento (fig. 3); quest'ultima circostanza dimostra che tale scistosità è stata determinata dal metamorfismo di dislocazione e che quindi non può trattarsi di un caso di tessitura primaria di consolidamento.

Per quanto si riferisce all'età dei processi di metamorfismo che hanno colpito i terreni del Gran Veneziano, possiamo ricordare l'opinione di SANDER (bibl. 22-32), secondo cui la *Tauernkristallisation* è di

⁽¹⁾ La determinazione dell'orientamento delle tessiture parallele di età ercinica, conservate come relitti nella massa degli attuali ortogneiss, non ha evidentemente nessun significato al fine di stabilire la direzione vera delle pieghe varisiche nella zona che, durante il Paleozoico superiore, corrispondeva all'attuale ricoprimento del Gran Veneziano. È infatti evidente che tale direzione vera non può in alcun modo essere rappresentata da quella attualmente offerta dai relitti delle tessiture parallele erciniche, dato che questi hanno indubbiamente subito delle rotazioni in tutti i sensi ad opera dell'orogenesi alpina.

età post-triasica, avendo interessato anche i terreni dell'*obere Schieferhülle*, ossia la formazione dei calcescisti con ofioliti. Bisogna però osservare che i calcescisti sono riferibili al Lias, se non anche in parte a qualche piano superiore; d'altra parte R. STAUB (bibl. 34), basandosi su analogie di *facies*, ha ammesso la presenza di Flysch terziario nei monti della Tarntal. L'età della *Tauernkristallisation* risulta quindi sicuramente post-liasica, probabilmente terziaria.

Noi possiamo però seguire anche un altro metodo per datare i fenomeni di metamorfismo concomitanti ad un ciclo orogenetico, metodo che si basa sullo studio dei rapporti che intercorrono fra i processi di ricristallizzazione e la deformazione tettonica, quando si conosca l'età di quest'ultima. Nel caso degli Alti Tauri, la formazione dell'attuale struttura tettonica nelle sue linee fondamentali, è opera delle fasi massime dell'orogenesi alpina, che, come è noto, si sono svolte durante il Terziario (bibl. 40, n. 3; bibl. 34). Ne deriva di conseguenza che la *Tauernkristallisation*, continuatasi oltre gli ultimi importanti movimenti tettonici che hanno interessato la regione, ossia oltre i parossismi dell'orogenesi alpina, deve essersi manifestata fin nel Terziario recente.

A questo punto bisogna però osservare che i fenomeni di metamorfismo, che hanno colpito i terreni della falda del Gran Veneziano durante lo svolgimento dell'orogenesi alpina, sono stati senza dubbio molto complessi e che verosimilmente si sono svolti in più fasi, concomitanti alle fasi principali del ripiegamento ⁽¹⁾. Oltre a ciò, da quanto abbiamo esposto in precedenza, risulta evidente che la stessa fase di metamorfismo doveva dar luogo contemporaneamente a manifestazioni diverse, a seconda che agiva nelle parti interne della massa oppure in quelle più esterne.

D'altra parte, in uno stesso punto, i caratteri del metamorfismo

(1) Riteniamo preferibile considerare tutti questi fenomeni come manifestazioni diverse di uno stesso metamorfismo di dislocazione alpino, nel senso specificato da A. HEIM (bibl. 115, II 2; pp. 850-865), che non attribuirli a più metamorfismi distinti (metamorfismo regionale, di dislocazione, meccanico ecc.).

dovevano via via mutare in rapporto alle variazioni del mezzo-ambiente; questo fatto si rivela in modo evidentissimo presso il bordo meridionale del ricoprimento, dove abbiamo constatato la sovrapposizione di un metamorfismo di epizona ad un precedente metamorfismo di mesozona (pag. 52). Per di più il metamorfismo si è manifestato in grado alquanto diverso a seconda della natura delle rocce che ha colpito (metamorfismo selettivo). A parità di ogni altra condizione, presentano delle strutture più spiccatamente cristalloblastiche gli ortogneiss basici che non quelli acidi, le *facies* scistose che non quelle compatte (bibl. 57).

Come ultime manifestazioni, puramente elastiche, del metamorfismo, si possono infine considerare le miloniti e le breccie di frizione post-cristalline, modesti effetti delle spinte tardive dell'orogenesi, agenti in un ambiente reso del tutto superficiale dall'incessante attività dei fenomeni erosivi. Lo sviluppo generalmente modesto e locale di queste deformazioni attesta la scarsa energia delle fasi terminali del ripiegamento alpino.

A conclusione del nostro dire, dobbiamo riconoscere che, in pratica, è estremamente difficile distinguere fra loro le numerose e complesse vicende metamorfiche attraversate nei tempi alpini dai terreni del Gran Veneziano e, soprattutto, che non è possibile, almeno per ora, di datarle singolarmente in maniera attendibile, fatta eccezione per le fasi posteriori agli ultimi importanti movimenti tettonici. In ogni caso, anche se non possiamo fissare la precisa data d'inizio dei processi di ricristallizzazione, siamo tuttavia in grado di stabilire con sicurezza la loro contemporaneità complessiva con l'orogenesi alpina, e sappiamo altresì ch'essi cessarono solo quando l'attuale struttura tettonica del ricoprimento del Gran Veneziano era ormai definitivamente compiuta, vale a dire nel Terziario superiore.

Critica di recenti ipotesi sulla natura del metamorfismo dei Tauri (Tauernkristallisation) e sull'età degli ortogneiss. Ultimamente ANGEL ed HERITSCH (bibl. 130) si sono occupati del problema dell'età degli ortogneiss (*Zentralgneis*) degli Alti Tauri, partendo dall'ipotesi che esista

un nesso di causa ad effetto fra l'intrusione delle originarie rocce eruttive e il metamorfismo della loro coltre scistosa (*Schieferhülle*), comprendendo in questa anche l'intera formazione mesozoica, post-triasica, dei calcescisti con ofioliti. In tal modo l'età dell'intrusione sarebbe molto recente, posteriore alla trasgressione di Gosau e con ogni probabilità riferibile al Terziario antico.

Per quanto sarebbe facile muovere numerose riserve d'ordine teorico all'ipotesi prospettata dai due illustri scienziati austriaci, pure noi non faremo qui una questione di principio, per non entrare in un argomento che esorbita troppo dai limiti del nostro lavoro. Noi ci limiteremo quindi a controbattere quelle asserzioni che ci sembrano in aperto contrasto con i fatti osservati, come l'idea che il metamorfismo dei terreni permo-carboniferi e mesozoici degli Alti Tauri sia in rapporto di dipendenza con l'intrusione corrispondente agli attuali ortogneiss e che perciò questi ultimi siano di età recente, terziaria. Per gli argomenti d'indole più strettamente petrografica, rimandiamo senz'altro il lettore alla memoria del prof. A. BIANCHI (bibl. 57).

In base a quanto si è esposto in precedenza (pag. 30), noi sappiamo che gli ortogneiss dei Tauri sono più antichi della trasgressione ercinica e che quindi la loro età è sicuramente paleozoica, con ogni probabilità infracarbonica, come aveva riconosciuto parecchi anni or sono il KOBER ⁽¹⁾. In tal modo risulta senz'altro evidente che le originarie rocce eruttive, da cui sono poi derivati gli attuali ortogneiss, non possono aver determinato con la loro influenza il metamorfismo dei terreni post-ercinici, vale a dire delle formazioni del Permo-Carbonifero e del Mesozoico. ANGEL ed HERITSCH non accettano questo modo di vedere, sostenendo che non si hanno prove della trasgressione ercinica negli Alti Tauri e quindi dell'età paleozoica degli ortogneiss. Una simile affermazione ci sembra assolutamente ingiustificata, come dimostrano

⁽¹⁾ Il prof. L. KOBER, da me interpellato per conoscere il suo pensiero riguardo le idee espresse in questi ultimi tempi da ANGEL, HERITSCH e KÖLBL a proposito dell'età degli ortogneiss dei Tauri, mi comunica, con gentile lettera del 10 marzo 1932, ch'egli mantiene integralmente il suo primitivo punto di vista.

le numerosissime e positive constatazioni di fatto da noi messe in evidenza a questo proposito (pagg. 26-38 ecc.).

ANGEL ed HERITSCH rimettono poi in onore una vecchia concezione, secondo la quale il metamorfismo della coltre scistosa (*Schieferhülle*) sarebbe in rapporto particolarissimo con gli ortogneiss, perchè in vicinanza di questi ultimi si osserverebbe un aumento della cristallinità nei terreni della *Schieferhülle*, rivelato dalla maggior grossezza della grana e dalla neoformazione di associazioni mineralogiche equivalenti per *facies* a quella degli ortogneiss. A questo punto bisogna ricordare che la famosa « *Schieferhülle* » non è per nulla unitaria, ma che è costituita da almeno due parti o serie fra loro fundamentalmente diverse, l'una più antica degli ortogneiss e l'altra più recente. Alla prima serie, (= parte inferiore dell' *untere Schieferhülle*, ossia *unterste Schieferhülle* di ANGEL ed HERITSCH), che corrisponde al cosiddetto « cristallino antico », appartengono i nostri « metascisti » del ricoprimento del Gran Veneziano, parte dei terreni del ricoprimento del Picco dei Tre Signori - Greiner ecc.; alla seconda, (= parte superiore dell' *untere Schieferhülle*, ossia *untere Schieferhülle* s. s. di ANGEL ed HERITSCH, + *obere Schieferhülle*), vanno riferiti i terreni permo-carboniferi e mesozoici. È un fatto constatato che i terreni del primo gruppo presentano in genere una spiccata cristallinità, in rapporto con la composizione mineralogica originaria e talvolta anche con le successive modificazioni determinate dall'azione di contatto delle grandi masse magmatiche acide del Paleozoico superiore (pag. 2). È pure altrettanto vero che i metascisti del Gran Veneziano sono costituiti da associazioni mineralogiche più o meno equivalenti a quelle degli ortogneiss e il fatto può essere posto in relazione, fra l'altro, anche con processi di metamorfismo di contatto. Tutto ciò però non comprova l'età recente, post-liasica, degli ortogneiss e neppure convalida l'idea che il metamorfismo dei terreni permo-carboniferi e mesozoici sia opera di fenomeni eruttivi. D'altra parte noi sappiamo che i terreni post-ercinici, come gli scisti del Paleozoico superiore, le quarziti e i calcari del Trias, i calcescisti del Giurese e le relative ofioliti, non presentano

mai traccia di originari rapporti di contatto eruttivo con gli ortogneiss. Orbene i terreni del Permo-Carbonifero e del Mesozoico sono in complesso alquanto meno metamorfici dei « metascisti » del Gran Veneziano e in genere delle rocce del « cristallino antico » dei Tauri, e per di più quei loro termini che vengono a contatto diretto con gli ortogneiss presentano spesso una *facies* mineralogica profondamente diversa da quella degli ortogneiss stessi. Basterà ricordare in proposito le quarziti filladico-sericitiche e i micascisti sericitici che si osservano nelle sinclinali periferiche situate presso lo sbocco di Rio del Conio, Rio Franco ecc. in Valle Aurina. Infine, se è vero che la cristallinità dei terreni permo-carboniferi e mesozoici aumenta in vicinanza degli ortogneiss, è altresì vero che aumenta anche e in maggior misura procedendo da nord verso sud, come ha stabilito SANDER (bibl. 22-32). Quest'ultima circostanza si spiega in modo naturale con il metamorfismo alpino di dislocazione, tanto più intenso quanto più la zona in cui agisce è profonda e prossima alle « radici » delle falde, mentre il variare del metamorfismo in senso meridiano non trova alcuna giustificazione nell'ipotesi di ANGEL e di HERITSCH ⁽¹⁾.

Così pure il parallelismo cronologico fra le masse intrusive dei Tauri e i massicci terziari periadriatici non regge alla critica. Infatti, anche accettando l'idea di SANDER che i massicci terziari dell'Adamello, di Bressanone e delle Vedrette di Ries ⁽²⁾ abbiano i loro rappresentanti metamorfici in seno agli ortogneiss dei Tauri, esprimenti con la loro *facies* petrografica un diverso destino tettonico, non si potrebbe spiegare perchè mai il massiccio terziario di Bregaglia non presenti la stessa struttura e le stesse caratteristiche metamorfiche delle grandi masse di ortogneiss dei Tauri. Infatti il corpo intrusivo di Bregaglia

⁽¹⁾ Secondo SANDER (bibl. 29 ecc.) la *Tauernkristallisation* aumenta d'intensità procedendo da nord verso sud e il fatto si spiega con l'andamento in senso inverso dei movimenti tettonici.

⁽²⁾ Non sarà superfluo ricordare, dato che taluni autori stranieri sembrano dimenticarsene, che la dimostrazione diretta e definitiva dell'età recente, terziaria, dei massicci di Monte Croce, Ivigna, Bressanone e Vedrette di Ries è dovuta ai geologi italiani (bibl. 131 e 54), mentre in precedenza la massima parte degli autori riteneva che si trattasse di intrusioni del Paleozoico superiore.

è compreso per la massima parte entro la zona pennidica, in livelli tettonici equivalenti o anche inferiori a quelli in cui si trovano gli ortogneiss dei Tauri. Perchè dunque nel caso di Bregaglia non si è verificato l'intervento di quella « piezocristallizzazione » e di quel « piezometamorfismo » di contatto invocati da WEINSCHENK (bibl. 41-42) per spiegare le caratteristiche metamorfiche dei Tauri e che taluni autori tentano ora di rimettere in onore? A noi sembra che il massiccio di Bregaglia, che interseca ortogneiss e parascisti pretriasici, quarziti e marmi del Trias, calcescisti del Lias e relative ofioliti ecc., cioè tutta una serie di terreni già intensamente metamorfosati e ripiegati prima dell'intrusione del granito terziario, costituisca, con la sua architettura primaria non modificata e con le sue rocce eruttive non metamorfiche, la più bella prova dell'impossibilità di stabilire un parallelismo cronologico fra una parte degli ortogneiss dei Tauri e i massicci terziari periadriatici.

Certamente gli ortogneiss dei Tauri presentano qua e là relitti di caratteristiche primarie, in parte rispettate dai successivi rimaneggiamenti tettonico-metamorfici, e noi stessi ne abbiamo illustrato qualche esempio evidente (pag. 15 ecc.). Del pari siamo convinti che gli ortogneiss corrispondano a un'intrusione verificatasi nel corso di un'orogenesi e non siamo alieni dall'ammettere la possibilità di un rapporto di causa a effetto fra diastrofismo e fenomeni magmatici. A differenza di ANGEL, di HERITSCH, e di qualche altro autore, noi riteniamo però che gli ortogneiss dei Tauri siano di età pretriasica, verosimilmente infracarbonica, e che l'intrusione abbia avuto luogo nel corso dell'orogenesi ercinica anzichè di quella alpina ⁽¹⁾. Noi veniamo così implicitamente a

⁽¹⁾ Naturalmente non si vuol affatto escludere con ciò che nelle enormi masse scistoso-cristalline del ricoprimento del Gran Veneziano e delle altre cerniere pretriasiche degli Alti Tauri, esistano anche ortogneiss corrispondenti ad eruzioni più antiche di quella carbonifera, che esistano cioè ortogneiss più o meno equivalenti, dal punto di vista cronologico, a quelli di Anterselva e di Casies del « cristallino antico » delle falde austro-alpine, come ammettono SANDER ed altri autori.

Nel territorio da noi studiato, tali ortogneiss più antichi, ove in realtà esistenti, rappresenterebbero però in ogni caso una entità trascurabile di fronte alla massa degli ortogneiss carboniferi, i soli chè a nostro avviso debbano essere distinti con la denominazione particolare di « ortogneiss dei Tauri ».

negare la possibilità che esista un nesso causale fra l'intrusione varisica e il metamorfismo dei terreni permo-carboniferi e mesozoici, i quali hanno acquistato la loro attuale *facies* scistoso-cristallina unicamente in seguito al metamorfismo alpino di dislocazione.

Infine noi sappiamo, dalle ricerche petrografiche di A. BIANCHI (bibl. 57), che gli ortogneiss presentano sempre una chiara struttura cristalloblastica, dovuta a una ricristallizzazione secondaria e non già a un'ipotetica « piezo-cristallizzazione » o a un qualsiasi altro fenomeno primario, connesso con l'intrusione. In tal modo, al giorno d'oggi, non può sussistere dubbio alcuno sulla natura metamorfica degli ortogneiss, conclusione questa che non può essere menomamente infirmata dall'eventuale scoperta, in seno a così enormi masse rocciose, di qualche relitto dell'originaria struttura di consolidamento ⁽¹⁾. Come logica conseguenza di quanto si è detto, dobbiamo quindi ammettere che gli ortogneiss e i terreni permo-carboniferi e mesozoici debbano la loro attuale *facies* metamorfica ad una sola ed unica causa e precisamente al metamorfismo alpino di dislocazione.

Filoni di quarzo. Accenneremo ora ad un fenomeno di notevole interesse, il cui studio potrà fornirci forse qualche lume su una questione ancora oscura.

Negli ortogneiss delle Alpi Aurine, dello Zemmgrund (fig. 2) e specialmente della bassa Valle delle Frane (bibl. 47), si avvertono con una certa frequenza delle vene e dei filoni di quarzo, che tagliano in tutte le direzioni i banchi rocciosi incassanti. Il quarzo di questi filoni non presenta tracce di forti deformazioni meccaniche neppure nella zona periferica del ricoprimento, dove, come abbiamo visto, la laminazione dell'ortogneiss è sempre molto intensa. Fatti consimili si osser-

⁽¹⁾ È un fatto notissimo che in genere tutte le masse un po' notevoli di ortoscisti presentano qua e là relitti delle originarie rocce eruttive; il fenomeno è molto frequente nelle Alpi, ed è stato osservato tanto in seno agli ortogneiss del Paleozoico superiore (bibl. 96 e 112), quanto fra le ofioliti mesozoiche (bibl. 132 e 98). Malgrado ciò gli autori sono stati sempre concordi nel ritenere queste masse come costituite complessivamente da scisti cristallini anziché da rocce non metamorfosate.

vano anche nel ricoprimento del Picco dei Tre Signori, sulla cresta a nord di Forcella del Picco, nelle pendici del Monte Seg.^{1°} est di S. Spirito ecc., e nel ricoprimento dei calcescisti con ofioliti (bibl. 47).

La presenza di questi filoni potrebbe essere posta in rapporto con processi di diffusione di silice, messa in libertà dalla scissione del feldispato ortose in quarzo e sericite per metamorfismo di dislocazione. Si potrebbe però anche ritenere, forse con maggior ragione, che questi filoni di quarzo abbiano invece un legame genetico con la non lontana massa tonalitica delle Vedrette di Ries, nella quale sono altrettanto abbondanti i filoncelli di quarzo, diretti in tutti i sensi. Essi, assieme con le vene aplitiche, rappresentano, con ogni evidenza, le ultime manifestazioni plutoniche di quel corpo intrusivo, gli essudati isterogenetici che chiudono il ciclo magmatico. Tale ipotesi sarebbe convalidata anche dalla frequente presenza di filoncelli quarzosi, discordanti rispetto agli scisti incassanti, nei gneiss della serie delle Grigionidi, lungo la strada da Riva a Campo Tures, nelle immediate vicinanze della massa tonalitica. In ogni caso, per quanto si è detto, si tratta di un fenomeno recentissimo, posteriore agli ultimi importanti movimenti tettonici, poichè in Valle Aurina i filoni quarziferi tagliano le formazioni già laminate e raddrizzate dalle fasi tardive dell'orogenesi alpina, che si sono svolte sul finire del Terziario.

Fenomeni analoghi sono stati descritti anche nelle Alpi occidentali; sono noti infatti, per citare i più comuni, i filoni di quarzo aurifero che tagliano trasversalmente gli ortogneiss ghiandoni della falda del Monte Rosa, equivalente occidentale del ricoprimento del Gran Veneziano. ARGAND (bibl. 122) considerò questi filoni e quelli analoghi del Sempione, come le ultime manifestazioni del grande « batolite » alpino, che, secondo lo stesso Autore, si estenderebbe in profondità molto più di quello che non lascierebbero supporre i vari massicci intrusivi terziari messi a nudo dall'erosione. Tale concetto può venire esteso con favore anche alle Alpi Orientali, giacchè recenti ricerche hanno dimostrato l'intimo legame che esiste fra i vari corpi granitici, grano-

dioritici e tonalitici del grande arco intrusivo terziario che si estende dall'Adamello al massiccio di Bressanone e a quello delle Vedrette di Ries (bibl. 131 e 54).

La posizione tettonica del ricoprimento del Gran Veneziano nella catena alpina. Nella sua opera sulla struttura delle Alpi, R. STAUB (bibl. 34) ha considerato il massiccio del Gran Veneziano e più all'est quello dell'Ankogel - Hochalm, quale prosecuzione orientale del ricoprimento V, rappresentato nei Grigioni dalle poderose coltri gneissiche del Tambò e della Suretta e in Piemonte da quelle del Monte Rosa, del Gran Paradiso e del Dora Maira.

In base alla nostra conoscenza personale delle caratteristiche geologiche dei gruppi del Monte Rosa e del Gran Paradiso, gruppi che ebbimo fortunatamente occasione di visitare a più riprese e di percorrere a scopo di studio, possiamo affermare che la serie dei terreni del Gran Veneziano presenta notevoli analogie stratigrafiche con quelle dei su-nominati massicci delle Alpi occidentali. Questo fatto venne già da noi rilevato in precedenza, onde crediamo superfluo insistere sull'argomento (cfr. pagg. 39 - 41). Le analogie fra i terreni dei due massicci occidentali e i terreni della serie del Gran Veneziano non si limitano però alla sola corrispondenza nei rapporti stratigrafici, ma si estendono perfino alle stesse *facies* petrografiche delle singole rocce. Così ad esempio, gli ortogneiss periferici, muscovitici, fortemente laminati, che abbiamo descritto per la Valle Aurina, trovano completa rispondenza nella parte settentrionale del Gran Paradiso (bibl. 98); la *facies* occhia-dina dell'ortogneiss che si osserva in quest'ultimo gruppo montuoso, presso la lingua terminale del ghiacciaio Timorion, è identica a quella corrispondente di svariate località delle Alpi Aurine; gli ortogneiss compatti, senza scistosità evidente, che predominano nelle parti interne della catena Aurina, sono ampiamente rappresentati anche nei gruppi del Monte Rosa e del Gran Paradiso, ove infine non mancano le differenziazioni acide e gli *Schlieren* basici che vedemmo così frequenti nel ricoprimento del Gran Veneziano.

Anche nella serie dei parascisti possiamo trovare significative analogie. I micascisti granatiferi che si osservano qua e là nella serie del Gran Veneziano, sono pure rappresentati nel Gran Paradiso (sella fra il Gran Sertze e la Punta dell'Inferno). Infine i gneiss grafitici, granatiferi, gli scisti filladici carboniosi, le quarziti scure grafitiche, appartenenti al Paleozoico superiore, che abbiamo incontrato allo sbocco di Rio del Conio e di Rio Franco in Valle Aurina, sono identici alle corrispondenti rocce della cosiddetta "zona grafitica", delle Alpi occidentali, della quale esiste un esteso affioramento in Vall'Inferno (Gran Paradiso). Analogie stratigrafico-litologiche non meno strette fra il ricoprimento Gran Veneziano-Hochalm nei Tauri e quello del Tambò e della Suretta nei Grigioni, vennero messe in luce da R. STAUB nella sua classica opera sulla Struttura delle Alpi (bibl. 34, pp. 78-81.)

Possiamo quindi concludere che la serie dei terreni del ricoprimento del Gran Veneziano mostra una grande affinità con quella del ricoprimento Suretta-Tambò-Monte Rosa-Gran Paradiso (V), mentre le falde che nelle Alpi occidentali e nei Grigioni sono direttamente sovrapposte e sottoposte alla quinta, presentano caratteri litologico-stratigrafici completamente diversi da quelli del ricoprimento del Gran Veneziano-Hochalm. Infatti l'unità tettonica immediatamente superiore alla falda quinta, ossia il ricoprimento della Dent Blanche-Margna (VI), si distingue in modo nettissimo da quello del Gran Veneziano per la presenza della potente serie di Valpelline, con terreni ultrametamorfici della katazona, come gneiss sillimanitici, kinzigiti ecc., e con frequenti intercalazioni di marmi pretriasici (bibl. 104-105, 112 e 123). Ora nessuno di questi tipi litologici fu mai scoperto nelle Alpi Aurine (s. s.) e nelle zone ad essa equivalenti degli Alti Tauri. Anche il ricoprimento del Gran San Bernardo (IV), che è direttamente sottoposto alla falda del Monte Rosa, non mostra alcuna analogia litologica con la falda del Gran Veneziano, essendo costituito in grandissima prevalenza da parascisti ⁽¹⁾.

⁽¹⁾ ARGAND ha calcolato che nel ricoprimento del Gran San Bernardo soltanto il 5-10 % del volume totale è costituito da ortogneiss, mentre essi formano il 70-80 % della massa nel ricoprimento Monte Rosa-Gran Paradiso. Quest'ultimo rapporto si può applicare in complesso anche per la falda del Gran Veneziano.

Ancora maggiori sono le differenze con i ricoprimenti del Sempione-Ticino (0 — III), costituiti nel loro complesso da coltri gneissiche proprie di una *facies* metamorfica più profonda, rivelata dall'abbondanza dell'ortose o del microclino e dalla presenza di un plagioclasio di composizione variabile dall'albite sino all'andesina senza la tipica scissione in albite o albite-oligoclasio e clinozoisite, che è costante nella massa del Gran Veneziano ed è espressione di un metamorfismo in una zona più superficiale (bibl. 124-126).

Queste considerazioni bastano da sole per infirmare l'ipotesi di JENNY (bibl. 95), secondo cui la sola cerniera delle Aurine-Ziller sarebbe riferibile al ricoprimento V (Monte Rosa, ecc.), mentre la cerniera del Tux apparterrebbe al ricoprimento III (Monte Leone) e la massa dell'Ahornspitze corrisponderebbe al ricoprimento I (Antigorio). Che una simile concezione sia assolutamente insostenibile anche dal punto di vista tettonico, venne già rilevato da R. STAUB (bibl. 34, pag. 272).

Cerchiamo ora di stabilire la posizione tettonica del ricoprimento del Gran Veneziano sulla base dei rapporti d'ordine geometrico esistenti fra le varie falde. Il fatto che le grandi masse gneissiche pretriasiche degli Alti Tauri sono rivestite dalla formazione mesozoica dei calcescisti con ofioliti, dimostra che abbiamo a che fare con le stesse unità strutturali della « zona del Piemonte » ossia con delle falde penniniche. Nella media Valle Aurina, il ricoprimento del Gran Veneziano è ammantato direttamente dalla serie dei calcescisti con ofioliti, serie che continua ininterrotta sino alla « zona di Matrei », ove scompare sotto questa e sotto i ricoprimenti austro-alpini inferiori (Tav. VIII e X). Invece nell'alta Valle Aurina, fra l'unità del Gran Veneziano ed il complesso dei calcescisti con ofioliti, s'insinua una nuova unità strutturale, a nucleo pretriasico, ossia il ricoprimento del Picco dei Tre Signori-Granatspitz, che stabilisce il collegamento fra la « zolla del Greiner » all'ovest e il ricoprimento del Sonnblick-Modereck all'est. Abbiamo così constatato che, in corrispondenza alla metà occidentale della finestra dei Tauri, affiorano le cerniere pretriasiche di due grandi

ricoprimenti pennidici, quello del Picco dei Tre Signori-Greiner superiormente, e quello del Gran Veneziano inferiormente (Tav. X). L'intero complesso pennidico delle Alpi Orientali scompare ad ovest del Brennero sotto i terreni mesozoici e pretriasici dei ricoprimenti austroalpini (Tav. X), per riapparire definitivamente nelle montagne dei Grigioni, dopo una breve riapparizione in corrispondenza della finestra dell'Engadina, ove però affiorano solo i calcescisti. All'ovest dei più profondi ricoprimenti austroalpini (Carungas-Err-Bernina) cominciano a comparire i terreni della zona del Piemonte, con enormi masse ofiolitiche, a cui ben tosto fanno seguito gli altri terreni mesozoici (calcescisti, dolomie ecc.) e le grandi cerniere anticlinali pretriasiche (bibl. 34 e 128-129). Queste ultime debuttano con il ricoprimento della Margna che, per essere costituito da formazioni simili a quelle delle serie di Arolla e di Valpelline, è stato considerato quale prosecuzione orientale del ricoprimento Dent Blanche (VI), il quale come si è visto non ha nulla a che fare con quello del Gran Veneziano. Tutti questi rapporti stanno in perfetto accordo con i dati strutturali osservati, giacchè la falda della Margna, per essere l'elemento pennidico più elevato dei Grigioni, corrisponde tettonicamente al ricoprimento del Picco dei Tre Signori-Greiner (*l. s.*), che a sua volta è la più alta unità pennidica dei Tauri. Al disotto del ricoprimento della Margna (VI), si trova quello della Suretta e del Tambò (V), nella identica posizione tettonica della falda del Gran Veneziano rispetto a quella del Picco dei Tre Signori. Noi vediamo con ciò come i rapporti di posizione vengano a confermare pienamente i parallelismi basati sulle analogie stratigrafico-litologiche, mentre escludono l'ipotesi che il complesso del Gran Veneziano possa venir riferito al ricoprimento (litologicamente diversissimo) del Gran San Bernardo (IV), il quale nelle Alpi occidentali e nei Grigioni è sottoposto alla falda del Monte Rosa-Tambò-Suretta (V). Analogamente, ed anzi a maggior ragione, le stesse osservazioni negative si possono ripetere riguardo i ricoprimenti del Sempione-Ticino (0 — III), che, come è noto, costituiscono i più profondi elementi strutturali delle Alpi.

In conclusione adunque possiamo affermare, in pieno accordo con le idee di TERMIER (bibl. 36-40) e di STAUB (bibl. 34), che la più bassa unità pennidica dei Tauri, quella del Gran Veneziano-Hochalm, rappresenta la diretta prosecuzione orientale del ricoprimento Dora Maira - Gran Paradiso - Monte Rosa - Tambò-Suretta (V) e che gli elementi inferiori delle Alpi (0 — IV), ove quì esistano, sono sepolti sotto la potentissima coltre della falda quinta.

IL RICOPRIMENTO
DEL PICCO DEI TRE SIGNORI - GREINER (VI p. p.)
E IL RICOPRIMENTO DEI CALCESCISTI (VI p. p.)

LA STRATIGRAFIA DEL RICOPRIMENTO DEL PICCO DEI TRE SIGNORI
E DEL RICOPRIMENTO DEI CALCESCISTI IN VALLE AURINA ⁽¹⁾

I terreni pretriasici e triasici. La serie stratigrafica pretriasica del ricoprimento del Picco dei Tre Signori è costituita essenzialmente da un complesso di parascisti di tipo diverso, ai quali si accompagnano frequenti intercalazioni di rocce ofiolitiche e lembi ristretti di ortogneiss. L'osservazione dettagliata sul terreno e lo studio approfondito dei singoli tipi litologici, ci condussero a suddividere questa grande serie in due gruppi fondamentali, fra loro distinti tanto petrograficamente quanto cronologicamente (bibl. 43-57).

Il più antico di questi due gruppi di terreni è rappresentato soprattutto nelle parti interne del ricoprimento, costituendo il nucleo delle due grandi cerniere anticlinali in cui è suddivisa questa falda (anticlinale del Piè di Cavallo a nord e anticlinale di Cima del Vento a sud). I limiti inferiori di questo gruppo non sono conosciuti.

Il gruppo più recente si estende invece nelle parti esterne del ricoprimento, a contatto o in alternanza tettonica con terreni mesozoici, rispondenti a calcari, dolomie, calcescisti ed ofioliti (Forcella del Picco,

⁽¹⁾ Per la parte in territorio austriaco, ad oriente della regione da noi studiata, si consulti i recenti lavori di ANGEL (bibl. 1-2). •

alta Valle Aurina a monte di Fonte alla Roccia, Val del Vento, Giogo Lungo, zona sinclinale di Bocchetta del Vento di Dentro ecc.). I terreni di questo gruppo ricoprono come un mantello più o meno spesso, in qualche punto forsanco mancante, i terreni del gruppo profondo. In ogni caso, la potenza massima del complesso più recente è molto inferiore alla potenza che presenta il complesso più antico, nella sua parte a noi visibile.

Il termine stratigrafico più profondo del gruppo inferiore è costituito da paragneiss albitici, riccamente micacei (con prevalenza di muscovite su clorite), granatiferi e tormaliniferi. Queste rocce fanno passaggio a forme micacee e anche a micascisti muscovitici, sericitici, ora cloritici, ora nettamente tormaliniferi ed ora più o meno ricchi di granato. Si tratta di una potente serie di parascisti, fra i quali sono intercalati gneiss chiari, muscovitici, talvolta a tessitura scistoso-laminata e tal'altra a tessitura occhiadina, che per facies petrografica e composizione chimica possono essere ritenuti degli ortogneiss aplitici (bibl. 57 e 133). (Esempi: presso quota 2966 a sud-est del Monte Piè di Cavallo; nella regione di Bocchetta del Vento, sia sul versante austriaco e sia sul versante italiano; sulla destra dell'alta Val Rossa; fra le scaglie listriche presso Punta Merbe, ecc.; vedasi Carta geologica al 25.000 dell'alta Valle Aurina). Questi lembi ristretti di ortogneiss e quelli più importanti a nord della vicina Malhamspitz, in Valle d'Umbal (bibl. 2), rappresentano probabilmente le estreme propaggini dell'originario corpo intrusivo che più ad oriente forma il nucleo del ricoprimento della Granatspitz (bibl. 83).

Oltre a ciò, nella massa dei paragneiss ora descritti, abbondano le intercalazioni ofiolitiche, in lenti irregolari più o meno potenti. I caratteri presentati da queste rocce sono tali da permettere di distinguerle dalle pietre verdi mesozoiche, che accompagnano la formazione dei calcescisti.

In confronto a queste ultime (proprie come si è detto della serie mesozoica), le ofioliti incluse nei paragneiss risultano di solito alquanto più basiche, caratterizzate dall'abbondanza di granato, da una minor

quantità di plagioclasio e dalla prevalenza, in genere, dell'anfibolo sull'epidoto. Particolarmente distinte sono poi le anfiboliti granatifere, quasi massicce, di q. 3335 del Picco dei Tre Signori, le quali hanno la peculiarità di presentare dei nuclei maggiori di anfibolo gastalditico, circondati da un'ampia neo-generazione di orneblenda verde.

A proposito delle ofioliti mesozoiche della Grivola, abbiamo richiamato l'attenzione su un fenomeno analogo, ed abbiamo dimostrato, anche sulla base di analisi chimiche, che la presenza di due generazioni di anfibolo è dovuta essenzialmente a variazioni nelle condizioni fisico-chimiche d'ambiente avvenute durante i processi di metamorfismo (bibl. 98). Una simile spiegazione sembra applicabile anche alle ofioliti di q. 3335 del Picco dei Tre Signori, ed è quindi probabile che i nuclei gastalditici stiano a rappresentare i relitti di una struttura precedente, semicancellata da una nuova fase di metamorfismo. Secondo BIANCHI (bibl. 57), queste anfiboliti derivano probabilmente da antiche eclogiti gastalditiche.

Altrettanto caratteristiche e degne di nota sono le prasiniti e anfiboliti granatifere, con tracce residue di pirosseno o di anfiboli primari, che affiorano nello sperone sovrastante la lingua terminale del ghiacciaio di Umbal, a SW del nuovo rifugio (bibl. 47). I nuclei eclogitici, inclusi in queste rocce, sembrano rappresentare residui di masse maggiori, trasformate in gran parte nelle odierne anfiboliti e prasiniti in seguito ad un successivo metamorfismo in zona meno profonda (cfr. anche bibl. 1, p. 230).

Il gruppo più recente è formato da micascisti muscovitici, talora cloritici ed anche più o meno granatiferi o tormaliniferi, che fanno passaggio a forme analoghe di micascisti gneissici. Associati a queste rocce si trovano inoltre scisti grafitici, spesso granatiferi, micascisti filladici, parascisti cloritici, quarziti sericitiche più o meno fogliettate e quarziti tipiche, compatte. Questi diversi tipi litologici mostrano spesso notevoli analogie di *facies* con i terreni permo-carboniferi ed eotriasici del ricoprimento del Gran Veneziano (pag. 24). Ripetendo il ragionamento già fatto a proposito di questi ultimi, possiamo attribuire

la maggior parte dei terreni summenzionati al Permiano, le quarziti compatte al Buntsandstein e gli scisti grafitici al Carbonifero. Non occorre dire che per questi riferimenti cronologici valgono le stesse riserve che si sono fatte nel caso del Gran Veneziano (pag. 28 ecc.).



Fig. 7. - Il gruppo del Picco dei Tre Signori, con le Vedrette di Predoi e di Lana, visto dal sentiero Rifugio Vetta d' Italia-Forcella del Picco. In primo piano, a sinistra dell'osservatore e in basso, le propaggini meridionali delle Alpi Aurine-Ziller, costituite dall'ortogneiss del Gran Veneziano, in *facies* notevolmente laminata.

È interessante constatare come il metamorfismo del gruppo superiore sembri essere un po' meno pronunciato in confronto a quello del gruppo inferiore. Infatti i parascisti permo-carboniferi ed eotriasici rivelano spesso l'originaria natura clastica delle rocce da cui derivano. Nei terreni di questo gruppo i feldispati sono in generale assenti, oppure molto scarsi, contrariamente a quanto si osserva invece nel complesso inferiore, costituito da autentici paragneiss, fra i quali s'intercalano degli ortogneiss e delle ofioliti polimetamorfiche, che sembrano mancare nella serie permo-carbonifera.

Le caratteristiche stratigrafiche della serie pretriasica del ricoprimento del Picco dei Tre Signori si accordano in maniera sorprendente con quelle riconosciute da E. WEGMANN (bibl. 134-135) per i terreni pretriasici del ricoprimento del Gran San Bernardo (IV) nella valle d'Hérens (Vallese).

In questa regione, il valente discepolo di ARGAND ha potuto suddividere la ben nota formazione degli « scisti di Casanna » (*Casannaschiefer*) in due parti cronologicamente distinte. Il gruppo più antico è costituito da paragneiss sericitici e cloritici, accompagnati da scarsi lembi di ortogneiss e da frequenti intercalazioni di prasiniti e anfiboliti spesso glaucofaniche, che in complesso sono più povere di calcio di quelle dei calcescisti. Queste diverse rocce presentano una cristallinità molto più spiccata che non sia quella dei materiali del gruppo più giovane e per di più mostrano tracce sicure di un precedente metamorfismo, di età pretriasica. Secondo WEGMANN, il gruppo più antico giunge nella sua parte superiore fino al Carbonifero, mentre non se ne possono definire i limiti inferiori.

Il gruppo più recente degli « scisti di Casanna » è costituito da rocce filladiche e quarzose (quarziti sericitiche e cloritiche), che fanno passaggio a forme conglomeratiche ed arenacee, la cui originaria struttura elastica (psammitica e psefitica) è spesso assai evidente. In questi terreni i feldispati sono molto più rari che negli scisti del gruppo inferiore; il metamorfismo è relativamente debole e per la maggior parte limitato a fenomeni di dinamometamorfismo. Questo gruppo di terreni è riferibile per la maggior parte al Permiano, ma giunge da un lato fino al Trias inferiore e dall'altro fino al Carbonifero superiore.

A conclusione dei suoi studi, WEGMANN ammise la possibilità dell'esistenza di una discordanza primaria fra i due gruppi di *Casannaschiefer* (bibl. 134), esprimendo ultimamente il convincimento che, nei tempi pretriasici, il settore vallese del ricoprimento del Gran San Bernardo (IV) corrispondesse ad una catena di alte montagne (bibl. 135).

Date le indiscutibili analogie stratigrafiche e litologiche che esistono fra gli scisti di Casanna della Val d'Hérens nel Vallese e i terreni

pretriasici del Picco dei Tre Signori, si può domandarsi se anche in seno a quest'ultima serie esista una discordanza di natura primaria. In base ai numerosi dati di fatto che abbiamo esposto, ci sembra di poter rispondere affermativamente. Così ad esempio la variabilità di potenza dei terreni del gruppo più recente; l'originaria natura elastica, psammitica, di molte delle rocce permo-carbonifere; la presenza nel gruppo più antico, di ofioliti pretriasiche e di ortogneiss che mancano nel gruppo superiore; la considerevole differenza nel grado di metamorfismo fra i terreni dei due gruppi; la presenza di relitti di un antico metamorfismo, forse pretriasico e a caratteri di « katazona », nelle ofioliti del gruppo inferiore e tanti altri fatti da noi osservati, si spiegano agevolmente ricorrendo all'ipotesi dell'esistenza di una discordanza primaria fra i due gruppi di terreni in cui abbiamo suddiviso la serie pretriasica del Picco dei Tre Signori. In caso contrario bisognerebbe ammettere che questi due gruppi siano legati fra loro da passaggi stratigrafici, sia in senso verticale e sia in senso orizzontale.

Una simile possibilità è da escludersi non solo per i motivi suddetti, ma anche per analogia con l'attiguo ricoprimento del Gran Veneziano, nel quale è stato possibile leggere la storia dei tempi pretriasici grazie soprattutto alla presenza delle enormi masse di ortogneiss. Certamente una discordanza angolare di natura stratigrafica fra i terreni più antichi della serie del Picco e i terreni permo-carboniferi e triasici non è stata ancora scoperta e non si scoprirà forse mai. Non è questa però una ragione sufficiente per negare l'originaria giacitura discordante dei terreni del Paleozoico superiore e del Trias sulle formazioni più antiche. È infatti evidente che in una zona così intensamente ripiegata, laminata e metamorfosata, come quella dell'alta Valle Aurina, non avrebbero potuto sussistere gli originari angoli di stratificazione, tanto più che, come vedremo fra breve, al limite fra le formazioni pretriasiche e quelle mesozoiche, si estende un importantissimo orizzonte di movimento. È anzi molto verosimile che gli scorrimenti e le laminazioni abbiano sostituito le discordanze primarie con delle concordanze secondarie, di origine tettonica. È questo un fatto che si

verifica molto spesso in quelle regioni che sono state sicuramente sede del ripiegamento ercinico e che in seguito furono coinvolte nell'orogenesi alpina. La letteratura geologica menziona in proposito numerosissimi esempi, osservati nei ricoprimenti austro-alpini e persino nelle Dinaridi. Noi stessi avremo occasione di illustrarne qualche caso evidente, parlando della sinclinale mesozoico-permiana di Kalkstein e della regione dinarica compresa nell'area del foglio Monguelfo. Non si deve poi dimenticare che il rimaneggiamento tettonico determinato dall'orogenesi alpina è stato alquanto meno profondo nelle zone austro-alpine e soprattutto dinariche, che non nella zona pennidica, le cui formazioni hanno inoltre risentito gli effetti di una totale ricristallizzazione, che ha risparmiato invece i terreni delle altre unità.

In conclusione, noi crediamo di possedere gli elementi sufficienti per affermare che la trasgressione ercinica ha avuto luogo anche nella regione corrispondente all'attuale ricoprimento del Picco dei Tre Signori.

Con la constatazione dell'esistenza, in seno ai terreni pretriasici della serie del Picco, di una lacuna stratigrafica corrispondente alla discordanza varisica, veniamo a stabilire un punto di *repere* per la determinazione dell'età del gruppo più antico della serie, il quale risulta in tal modo sicuramente anteriore al Neocarbonifero post-ercinico. Si potrebbe inoltre ammettere che questo gruppo di terreni appartenga, nel complesso, al Paleozoico antico e che possa giungere superiormente fin nel Carbonifero. Nel redigere la leggenda delle carte geologiche della Valle Aurina (47-48) noi seguimmo infatti tale criterio, che ha il vantaggio di accordarsi con l'opinione di molti autori moderni circa l'età delle formazioni pretriasiche pennidiche delle Alpi Occidentali e Centrali. Secondo questi autori, gli « scisti di Casanna » e anche le formazioni più antiche, come la serie di Valpelline - Fedoz, sarebbero riferibili al Paleozoico, costituendo una serie continua di terreni, priva di lacune importanti e legata da passaggi stratigrafici con terreni di età sicuramente permo-carbonifera e persino mesozoica. La constatazione della presenza della discordanza ercinica in tutta l'estensione della zona pennidica delle Alpi, scalza però completamente le basi all'ipotesi dei

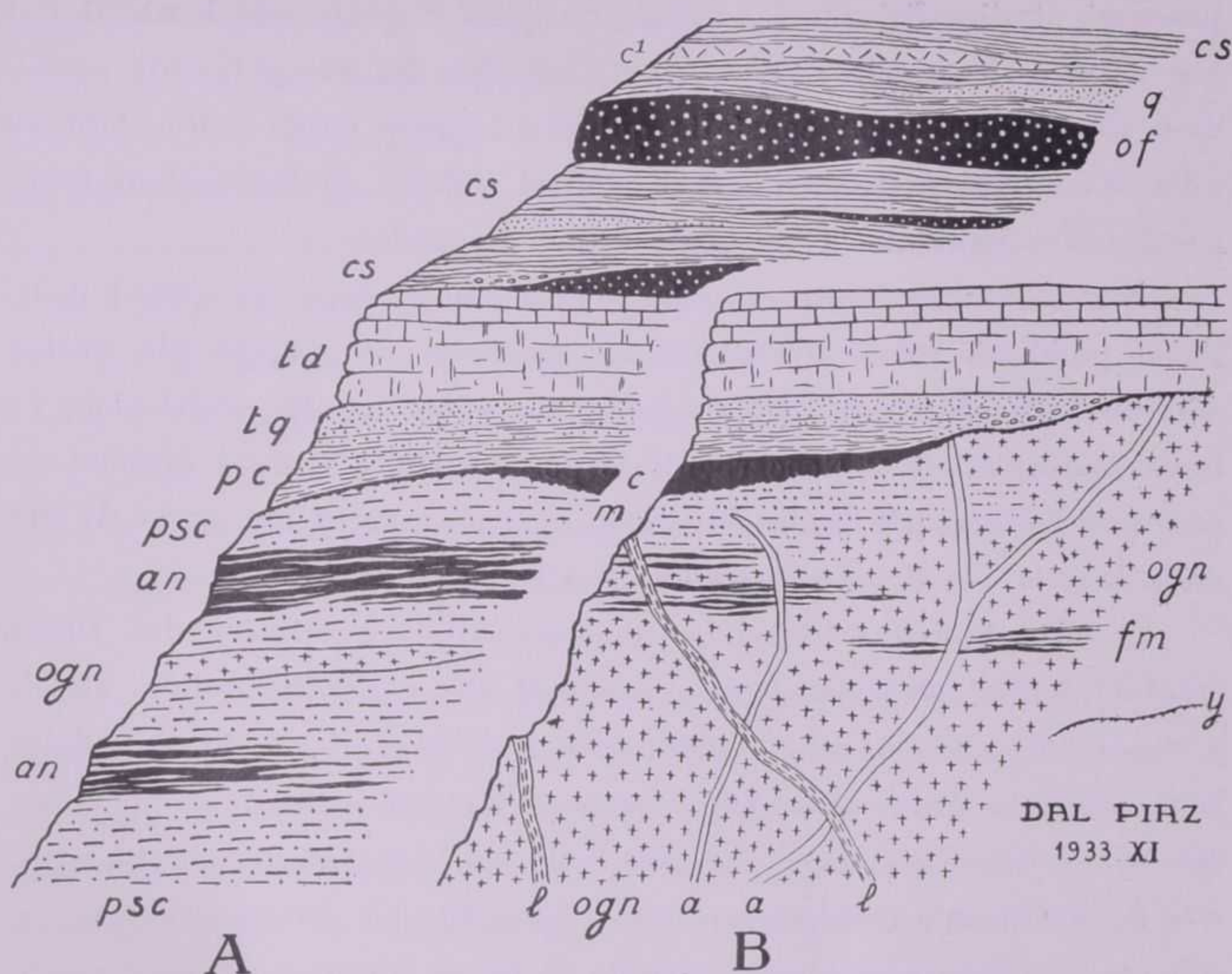


Fig. 8. - A = Schema della serie stratigrafica del ricoprimento del Picco dei Tre Signori e del ricoprimento dei calcescisti. B = Schema della serie stratigrafica del ricoprimento del Gran Veneziano. *cs* = calcescisti, talora con forme conglomeratiche alla base (Lias ed eventuali piani superiori); *c¹* = calcescisti calcariferi passanti a calcari franchi; *q* = calcescisti ricchi di quarzo, passanti a filladi quarzifere e a quarziti; *of* = ofioliti mesozoiche; *td* = calcari e dolomie (Trias medio e sup.); *tq* = quarziti compatte (Eotrias); *pc* = quarziti fogliettate, filladi e micascisti sericitici, gneiss psammitici e psefitici (Permiano e Neo-carbonifero); *c* = scisti grafitici (in *facies* limnica); *psc* = parascisti pretriasici; *an* = ofioliti pretriasiche; *ogn* = « ortogneiss dei Tauri », in *facies* compatta e in *facies* scistosa (Pretriasico, Carbonifero inf.); *a* = filoni aplitici; *l* = filoni malchitici; *fm* = anfiboliti, gneiss anfibolici ecc., in parte differenziazioni femiche dell'ortogneiss, in parte « metascisti » (Pretriasico); *m* = « metascisti » del Gran Veneziano (Pretriasico); *y* = superficie di denudamento della catena ercinica. I termini *cs*, *c¹*, *q*, e *of*, corrispondono all'obere *Schieferhülle*; i termini *td*, *tq*, *pc*, e *c*, corrispondono alla parte superiore dell'*untere Schieferhülle*; i termini *psc*, *an*, *m*, *fm*, (*p. p.*) corrispondono alla parte inferiore dell'*untere Schieferhülle*, = *unterste Schieferhülle*, = « cristallino antico ». Lo schema della serie del Picco dei Tre Signori e della serie dei calcescisti (A) si riferisce unicamente alla regione dell'alta Valle Aurina. Lo schema della serie del Gran Veneziano (B) si riferisce alla regione delle Alpi Aurine - Ziller e al versante italiano delle Alpi del Tux. Per quest'ultima serie (B) si è fatta astrazione del Mesozoico post-triasico, in quanto esso non pare rappresentato nel territorio da noi studiato.

passaggi stratigrafici fra i terreni mesozoici e permo-carboniferi e i più antichi terreni che costituiscono il nucleo dei ricoprimenti pennidici. Questa circostanza consiglia quindi di essere cauti nello stabilire l'età dei terreni pre-carboniferi potendosi trattare di formazioni tanto paleozoiche quanto anche, in parte, pre-paleozoiche.

Nell'attesa che future ricerche gettino nuova luce su questi complessi problemi, noi ci limiteremo ad attribuire al gruppo più antico della serie del Picco dei Tre Signori una generica età pretriasica, in tutti i casi anteriore al Neocarbonifero post-ercinico. Questa formazione può quindi essere attribuita alla vasta e ancor oscura categoria di terreni, distinta con il nome generico di « Cristallino antico ».

In tesi generale i terreni permo-carboniferi e triasici del Picco dei Tre Signori presentano più o meno le stesse caratteristiche stratigrafico-litologiche da noi descritte per i corrispondenti terreni della falda del Gran Veneziano, onde, per non ripeterci, stimiamo opportuno rinviare il lettore a quanto si è già detto sull'argomento (pag. 24 ecc.).

È interessante constatare come le quarziti del Permo-Eotrias, in certe zone molto potenti (per esempio al Giogo Lungo), in altri punti facciano invece completamente difetto, per quanto non manchino i calcari e le dolomie del Trias medio e superiore (Forcella del Picco ecc.). Questo fenomeno risulta quindi, almeno in parte, di natura stratigrafica, e sembra imputabile alle stesse cause prospettate pel caso analogo che si osserva nel ricoprimento del Gran Veneziano (pag. 29).

I calcari e le dolomie, ove non abbiano subito riduzioni tettoniche, presentano di solito una potenza abbastanza notevole e ciò attesta l'attività della sedimentazione organogena durante il Trias medio e superiore in questo settore della zona pennidica.

L'orogenesi ercinica nella regione corrispondente al ricoprimento del Picco dei Tre Signori. Le caratteristiche stratigrafiche che abbiamo messo in luce nel capitolo precedente, sembrano giustificare l'idea che durante il Carbonifero si siano verificati forti movimenti orogenetici in quella zona che oggidì corrisponde al ricoprimento del Picco dei Tre

Signori. Il poderoso ripiegamento sarebbe stato accompagnato, come nel vicino settore del Gran Veneziano, da fenomeni magmatici e da un metamorfismo di dislocazione. Nel corso di queste vicende, vaste zone dovettero subire notevoli sollevamenti e venir quindi sottoposte ad un'intensa erosione. Sulla vecchia mole ercinica, così smantellata, si depositarono poi in trasgressione i depositi elastici del Permo-Carbonifero e dell'Eotrias e i terreni organogeni del Trias medio e superiore. In tal modo la storia geologica di questa parte della zona pennidica durante la seconda metà del Paleozoico e il primo periodo del Mesozoico si rivela, nel complesso, simile a quella che abbiamo tracciata per il settore corrispondente alla falda del Gran Veneziano.

La formazione mesozoica dei calcescisti con ofioliti. Un importante orizzonte di movimento tettonico, rivelato dalla presenza di innumerevoli scaglie listriche, separa i terreni pretriasici e triasici del ricoprimento del Picco dei Tre Signori dalla sovrastante formazione dei calcescisti con ofioliti. Quest'ultima serie viene quindi a costituire un elemento tettonico di primo ordine, distinto da quello del Picco dei Tre Signori, la così detta *Nappe des schistes lustrés* di TERMIER o « ricoprimento dei calcescisti » (VI p. p.). Siccome però non vi è dubbio alcuno che i calcescisti dell'alta Valle Aurina e le relative ofioliti appartengano alla stessa unità stratigrafica della serie del Picco dei Tre Signori, così ci sembra opportuno passarli in rassegna in continuazione diretta ai terreni pretriasici e triasici.

Il tipo più frequente di calcescisti è costituito da forme scistose, con un tenore medio in carbonati ed una certa ricchezza di muscovite e di quarzo. Tra i minerali accessori si notano: clorite, magnetite, tormalina, titanite ed epidoto, con frequente pigmento grafitico e talvolta con rari granuli di albite (bibl. 57). In certe zone si notano passaggi verso tipi molto calcariferi a tessitura granulare, poco scistosa (per esempio a sud di S. Valentino in Predoi, in Valle delle Lepri ecc.), che talvolta danno luogo perfino a calcari franchi (presso Malga Merbe, a SE di Predoi ecc.), i quali si possono però sempre distinguere dai calcari

dolomitici del Trias. D'altro lato la diminuzione della calcite porta a filladi sericitiche, carboniose, spesso ricche di quarzo, come si osserva nell'alta Valle di Merbe, nei paraggi di Punta Nera, al Passo dei Bovi, in Val dei Dossi ecc. In certi punti il quarzo predomina talmente sugli altri minerali, da dar luogo a delle quarziti, più o meno filladiche. Nell'alta Valle Rossa, i calcescisti s'iniziano, subito sopra al Trias, con forme ricche di noduli di calcite, disposti in lunghi filari; questi noduli calcarei, spesso allungati in forma di lente, possono essere considerati come ciottoli derivati dalla distruzione dei calcari e delle dolomie del Trias.

I calcescisti della regione da noi presa in esame sono spesso ricchi di tormalina, presumibilmente detritica, cioè di sede secondaria. Il fatto sta in favore di una derivazione da materiali del tipo di quelli della serie del Picco piuttostochè di quelli della serie del Gran Veneziano; circostanza che può assumere un notevole significato per il riferimento del Mesozoico post-triasico all'uno piuttostochè all'altro ricoprimento.

A nostro avviso, l'originaria potenza della formazione dei calcescisti non doveva essere molto grande, ma limitata a qualche centinaio di metri; in nessun caso essa doveva raggiungere più migliaia di metri, com'è propenso a ritenere invece qualche autore. Fatti incontrovertibili, che ricorderemo nella descrizione tettonica, dimostrano che l'eccezionale potenza dei calcescisti in certe zone venne acquisita per via di complessi ripiegamenti ed è ben lungi dall'essere originaria.

Nella serie dei calcescisti sono comprese masse più o meno potenti di ofioliti (pietre verdi *auct.*), con prevalenza di forme prasinitiche, epidotiche o anfiboliche, spesso anche cloritiche. Minore sviluppo presentano invece le intercalazioni di serpentini, di cloritoscisti e talcoscisti, che affiorano soprattutto in corrispondenza alla zona di Matrei.

Le potenti masse di prasiniti anfibolico-epidotiche a tessitura porfiroide della media e bassa Val Rossa, presentano una diffusa mineralizzazione metallifera, costituita in genere da pirite con scarsa calcopirite, oppure da magnetite. Nella parte inferiore della valle, questa mineralizzazione si presenta sotto forma di filoni e masse, con localiz-

zazione nelle prasiniti anfiboliche e soprattutto negli scisti cloritici, presso la zona di contatto con i calcescisti (bibl. 56). I giacimenti di pirite cuprifera furono sfruttati attivamente per vari secoli; ora però le miniere sono completamente abbandonate e pressochè impraticabili.

Giova far presente come nelle prasiniti della media Val Rossa, l'anfibolo assuma talvolta i caratteri dell'orneblenda verde e tal'altra quelli di un anfibolo meno ferriero e forse leggermente sodico della stessa famiglia, che però non mostra mai i caratteri della gastaldite tipica. In queste rocce si nota spesso un accrescimento dell'orneblenda verde sull'anfibolo poco ferriero, fatto che venne interpretato da A. BIANCHI come un effetto di zonatura di miscele isomorfe anfiboliche (bibl. 57).

Prasiniti epidotiche, passanti talora a vere e proprie epidositi, e prasiniti epidotico-anfiboliche predominano più a occidente, nella media Valle Aurina, fra S. Pietro e S. Giovanni (« gruppo di S. Giacomo » del foglio Vetta d'Italia della Carta geologica delle Tre Venezie). Forme consimili si riscontrano infine con frequenza fra le scaglie della « zona di Matrei » (cfr. foglio Monguelfo della Carta geologica delle Tre Venezie).

Dal punto di vista chimico, le ofioliti dei calcescisti corrispondono ai magmi femici ed ultrafemici di NIGGLI (bibl. 57). Infatti queste rocce sono quasi sempre di origine eruttiva e solo in piccola parte sembrano derivare da materiali di natura tufacea ⁽¹⁾.

In tutta la regione da noi studiata si è osservato, come una regola costante, che le ofioliti mesozoiche si intercalano in perfetta concordanza fra i calcescisti, sotto forma di ammassi più o meno lenticolari e di amigdali isolate. Si ripetono cioè per le pietre verdi degli Alti Tauri le stesse modalità di giacitura che sono note per le ofioliti penniniche delle Alpi occidentali e dei Grigioni.

⁽¹⁾ Secondo SANDER, al Monte Cote, presso Fundres, si può constatare la derivazione del serpentino dalla peridotite (bibl. 31, pp. 38-39).

L'età della formazione dei calcescisti. La formazione dei calcescisti con ofioliti degli Alti Tauri corrisponde alla cosiddetta « *obere Schieferhülle* » degli autori austro-germanici, che la attribuivano al Paleozoico (bibl. 7) o addirittura al Precambrico (bibl. 11), benchè già circa sessant'anni or sono C. LORY, colpito dall'analogia di questi terreni con quelli corrispondenti delle Alpi occidentali, ne proponesse il riferimento al Trias superiore (bibl. 36). Molti anni dopo, SUESS esprimeva l'opinione che i calcescisti degli Alti Tauri non fossero altro che una *facies* metamorfica del Trias (bibl. 136). Per vari motivi però questa idea rimase senza eco, dimodochè il merito di aver stabilito in maniera definitiva l'età mesozoica dei calcescisti e delle relative ofioliti degli Alti Tauri, spetta con pieno diritto al TERMIER (bibl. 36).

Nelle Alpi occidentali, l'appartenenza al Giurese della formazione dei calcescisti era già da tempo solidamente acquisita in seguito alla memorabile pubblicazione di FRANCHI sull'età mesozoica della zona delle Pietre Verdi (bibl. 138-139). La scoperta dell'insigne scienziato italiano ebbe non solo capitale importanza per la comprensione della struttura geologica della zona del Piemonte, ma si può dire, a giusta ragione, che servì di solida base al TERMIER per la sua sintesi tettonica dell'intera catena alpina. Infatti questo grande geologo, riconoscendo l'assoluta identità litologica e stratigrafica fra l'*obere Schieferhülle* degli Alti Tauri e la formazione mesozoica dei calcescisti delle Alpi occidentali, espresse il convincimento che vi fosse anche perfetta corrispondenza cronologica ⁽¹⁾. In tal modo TERMIER giunse alla conclusione che i calcescisti degli Alti Tauri (= *obere Schieferhülle*, *Kalk-*

⁽¹⁾ L'identità petrografica fra i terreni dell'« *obere Schieferhülle* » degli Alti Tauri e i calcescisti e le relative ofioliti della zona penninica delle Alpi occidentali, non può essere menomamente posta in dubbio da coloro che, come noi, ebbero la fortuna di visitare e di studiare qualche parte di tutti e due questi settori della catena alpina. Particolarmente significativa al riguardo è la recente affermazione di CORNELIUS a proposito della completa analogia fra i calcescisti della Moriana (Francia) e quelli della regione del Grossglockner (bibl. 140). Preziosa è pure la testimonianza di ottimi conoscitori delle Alpi occidentali, come l'ing. V. NOVARESE e il prof. F. SACCO, i quali, visitando la regione degli Alti Tauri, riconobbero l'identità dei terreni dell'*obere Schieferhülle* con la formazione dei calcescisti della zona del Piemonte (comunicazioni verbali).

phyllite, Kalkglimmerschiefer) sono più recenti del Trias a Diplopore, e quindi mesozoici, forsanco terziari nella loro parte superiore.

È noto come la scuola francese ritenga che i calcescisti delle Alpi occidentali costituiscano una « serie comprensiva » estesa dal Trias medio compreso all' Eocene (bibl. 137 ecc.), adducendo a sostegno di questa idea i seguenti argomenti: 1°) l'enorme potenza della formazione; 2°) la perfetta concordanza fra i terreni mesozoici e quelli pretriasici, legati fra loro da passaggi stratigrafici; 3°) la sovrapposizione della geosinclinale alpina ad una geosinclinale pretriasica ecc. Noi abbiamo già osservato come l'enorme potenza attuale dei calcescisti non sia originaria, ma bensì acquisita per via di complesse ripetizioni tettoniche. Quanto al secondo argomento, noi provammo che molto spesso è vero il contrario, dato che in molti punti della zona pennidica i calcari e le dolomie del Trias medio e superiore poggiano direttamente su degli ortogneiss. D'altra parte si è visto come l'assenza dei terreni continentali e neritici del Trias (quarziti e dolomie) sia dovuta con ogni probabilità a processi erosivi e a fenomeni tettonici, piuttostochè a una sostituzione della *facies* continentale-neritica con una *facies* batiale, rappresentata da termini di passaggio fra gli « scisti di Casanna » e i calcescisti (pagg. 40-41). Infine l'idea che la geosinclinale alpina derivi direttamente da una geosinclinale pretriasica (ercinica), orientata nello stesso senso della prima, appare destituita di fondamento, tanto più che nelle parti centrali e occidentali della catena alpina non si sono ancora trovate le prove dell'esistenza di una geosinclinale ercinica (bibl. 87, pag. 429 ecc.).

I geologi italiani, e in genere anche quelli svizzeri, riferiscono invece la formazione dei calcescisti al Giurese, e più particolarmente al Lias, basandosi sulla circostanza che i fossili finora scoperti in questi terreni sono tutti di età liasica ⁽¹⁾. Con ciò non si vuol escludere però che la parte più elevata della formazione possa eventualmente giungere

⁽¹⁾ Com'è noto, molti di questi autori ammettono anche che talvolta la parte basale dei calcescisti passi orizzontalmente ai calcari e alle dolomie del Trias medio e superiore, idea che noi non possiamo accettare per i motivi suesposti.

anche nel Dogger. Noi adotteremo, per il nostro lavoro, questo secondo modo di vedere, che ha il vantaggio, su quello della scuola francese, di non contrastare con nessun fatto osservato. Lo stesso criterio fu da noi già seguito nel redigere la leggenda delle carte geologiche, comprendenti la zona pennidica dell'Alto Adige orientale (bibl. 47-49).

L'ERUZIONE OFIOLITICA DI ETÀ ALPINA

La grande eruzione corrispondente alle ofioliti mesozoiche* risulta strettamente legata alla tettonica embrionaria, come già fece osservare ARGAND per le pietre verdi della zona del Piemonte (bibl. 113). Infatti le intercalazioni ofiolitiche si trovano quasi sempre in corrispondenza di qualche linea di dislocazione. Nel settore italiano degli Alti Tauri, queste rocce si presentano soprattutto nelle zone seguenti (Tav. VII, VIII e X):

a) fra il ricoprimento del Gran Veneziano e quello del Picco dei Tre Signori - Greiner;

b) fra i due ricoprimenti predetti e quello dei calcescisti;

c) in corrispondenza a scaglie tettoniche e a piani di scorrimento in seno alla falda dei calcescisti (Punta Merbe - Pizzo Cucchiaio, Predoi, Monte Cote, Pizzo della Croce ecc.);

d) nella zona di Matrei, in corrispondenza ai piani di scorrimento delle falde austro-alpine sulle falde pennidiche.

Tutte queste zone corrispondono a importantissimi orizzonti di movimento; fuori di esse le ofioliti mancano quasi completamente. Questo fatto venne già riconosciuto da KOBER, che considerò le ofioliti mesozoiche dei Tauri come delle apofisi eruttive di scorrimento (*eruptive Ueberschiebungsapophysen*), poste lungo i piani di movimento (bibl. 88, p. 397).

Il fatto non ha in sè nulla di straordinario. È naturale che il magma femico abbia utilizzato, nella sua salita, le grandi soluzioni di continuità determinate dai fenomeni orogenetici. Le più importanti vie d'adduzione della materia basica sono state perciò le zone sinclinali fra falda e falda e in genere le grandi superfici di scorrimento.

L'iniezione del magma ofiolitico fu evidentemente determinata dalle prime importanti fasi embrionali dell'orogenesi alpina, verificatesi già nel tardo Mesozoico (Cretaceo). Per quanto non si voglia certo escludere che in alcuni casi si siano originate dalle colate sottomarine e anche dei depositi di tufi, purtuttavia il fenomeno ofiolitico, come già venne dimostrato per le Alpi Occidentali, sembra anche qui di natura essenzialmente intrusiva e meccanica insieme, nel senso che la salita del magma pare sia stata determinata assai più dall'azione della spinta orogenetica, che non dalla forza viva del magma stesso. Noi avremmo quindi a che fare con delle eruzioni di carattere sincinemático (= sintettonico), in rapporto, come si è detto, con le fasi embrionali dell'orogenesi alpina.

L'iniezione del magma ofiolitico esercitò naturalmente delle azioni di contatto più o meno estese sulle rocce incassanti, ma i prodotti di tale fenomeno vennero però in seguito quasi del tutto modificati per opera del metamorfismo alpino di dislocazione. Tuttavia possiamo trovare anche oggi tracce probabili dell'antico effetto plutonico nei calce-scisti ricchi di quarzo e di albite, spesso depigmentati e induriti, nei calcefiri che si osservano presso il contatto fra le prasiniti e i calcari triasici nel tratto di cresta fra la Forcella del Picco e la Cima di Campogrande, nella zona a sud di Malga Lana, ecc. Questi calcefiri ad epidoto, clorite e talco, possono forse essere riferiti ad un originario metamorfismo di contatto esercitato dal magma femico sulle rocce carbonatate, accompagnato da reciproco scambio di materia; naturalmente la *facies* mineralogica attuale dei calcefiri è dovuta in massima parte al successivo metamorfismo di dislocazione. Sarebbe questa una prova dell'età mesozoica, post-triasica, delle prasiniti intercalate fra le scaglie tettoniche del ricoprimento del Picco dei Tre Signori. Poco più ad oriente della regione da noi studiata, a Isnitzfall presso Prägraten, il WEINSCHENK scoperse una lente di serpentino, che, per contiguità con un lembo di calcare, fa passaggio ad un'oficalcite; in conseguenza di tale contatto, le rocce carbonatate vennero trasformate in calcefiri a silicati di calcio, fra i quali si osservano il granato, la vesuviana e

il diopside (bibl. 148). Fenomeni di contatto fra i calcescisti e le ofioliti mesozoiche vennero recentemente ricordati anche per la parte centrale degli Alti Tauri (bibl. 147, p. 172).

In progressione di tempo, il fenomeno ofiolitico divenne sempre più meccanico, per cui i vari ricoprimenti in moto trascinarono con loro le masse basiche sottostanti, inerti e passive, che in tal modo vennero pressate, laminate, suddivise in lenti, amigdali isolate e innumerevoli digitazioni. Contemporaneamente le originarie rocce eruttive vennero un po' alla volta trasformate in scisti cristallini. È chiaro come, per tutti questi fenomeni, l'antico contatto primario, eruttivo, fra ofioliti e rocce incassanti, dovesse risultare non solo modificato dal successivo metamorfismo di dislocazione, ma anche, in misura maggiore o minore, secondo i casi, sostituito da contatti secondari di natura tettonica. E qui torna opportuno far presente come, in causa delle loro particolari proprietà fisiche, i serpentinoscisti, i cloritoscisti e i talcoscisti abbiano facilitato in maniera considerevolissima lo scivolamento dell'una sull'altra unità strutturale, funzionando così da vero e proprio « lubrificante tettonico » (Tav. VII).

La constatazione della originaria natura intrusiva della maggior parte delle ofioliti mesozoiche dei Tauri, costringe ad ammettere di conseguenza che queste rocce siano più recenti dei calcescisti e quindi del Lias. Per analogia con quanto si osserva in altre parti della Catena alpina (zona del Piemonte, Grigioni), si può supporre che l'iniezione del magma ofiolitico sia riferibile, in via di massima, al Cretaceo inferiore e medio (bibl. 73, 113, 154 e 168).

Nelle zone a scaglie di Forcella del Picco — Cima di Campogrande, di Malga Lana, di Bocchetta del Vento di Dentro, ecc., si osservano numerose intercalazioni di prasiniti entro gli scisti pretriasici del ricoprimento del Picco dei Tre Signori, spesso intimamente associate alle lame sinclinali di Trias calcareo-dolomitico (fig. 9). Le ofioliti in discorso sono di solito rappresentate da prasiniti anfibolico-epidotiche, più o meno ricche anche in biotite e clorite, con *facies* simile a quella delle prasiniti mesozoiche analoghe di Val Rossa e ben diversa dalla *facies* delle

prasiniti e anfiboliti granatifere, a nuclei eclogitici, della serie pretriasica del Picco dei Tre Signori. Si è già osservato in precedenza come queste prasiniti sembrino legate ai calcari e alle dolomie del Trias da originari rapporti di contatto eruttivo. In base a questi diversi fatti, possiamo ritenere che le ofioliti intercalate fra le scaglie di terreni pretriasici e triasici di Forcella del Picco, Malga Lana, Bocchetta del Vento di Dentro, ecc., corrispondano cronologicamente a quelle dei calcescisti e che la loro intercalazione fra terreni più antichi del Lias sia dovuta o a fenomeni intrusivi o a fenomeni tettonici, o a tutti e due insieme, a seconda dei casi.

Sulla destra dell'Alta Valle Rossa, in prossimità del rifugio Giogo Lungo, si osservano delle prasiniti strettamente associate a lembi di Trias calcareo-dolomitico, che in parte anche inglobano (figg. 9 e 12). Tali

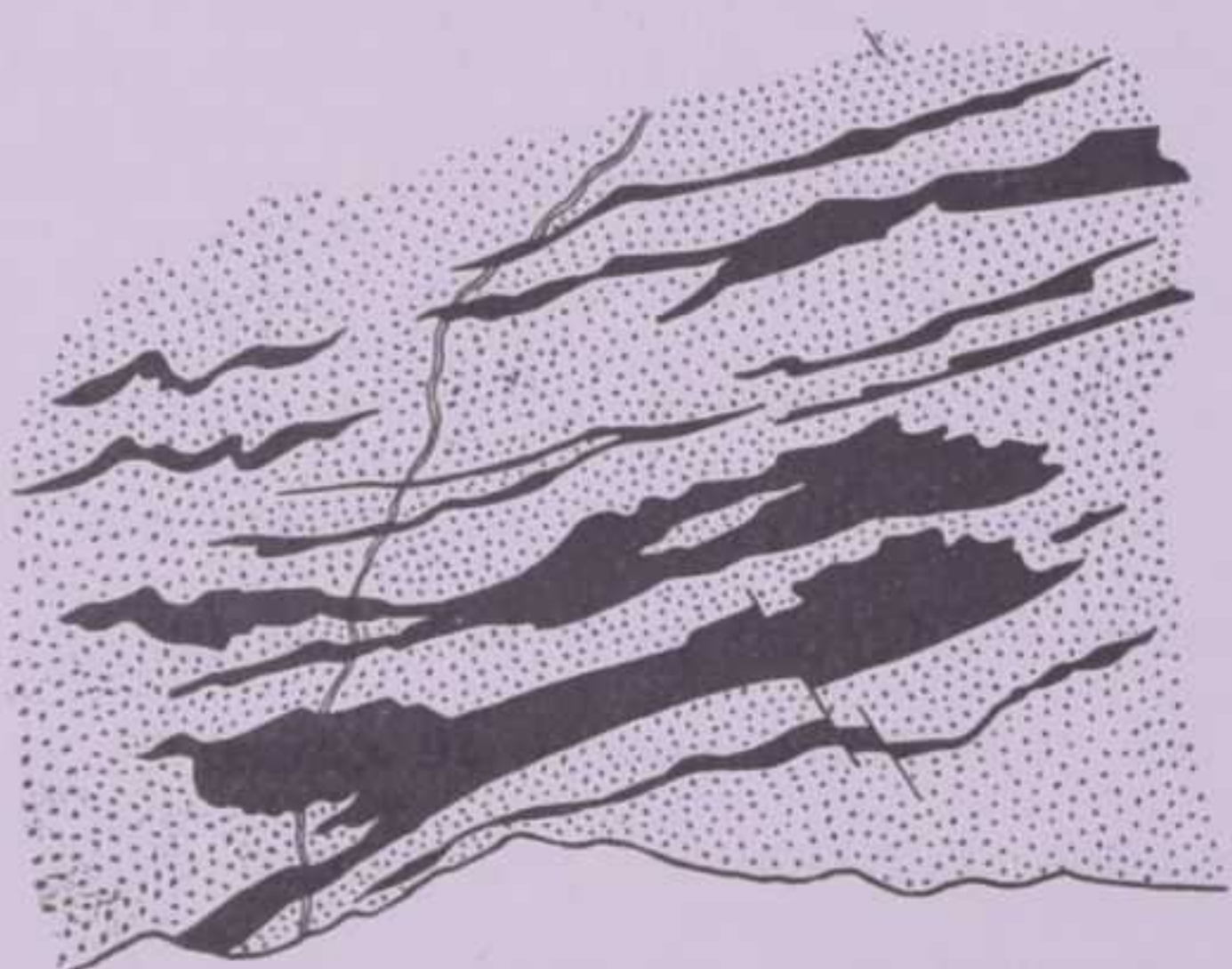


Fig. 9. — Lembi di calcari dolomitici del Trias inglobati nelle ofioliti mesozoiche del fianco destro dell'alta Valle Rossa, in prossimità del rifugio del Giogo Lungo.

Le zone nere indicano i lembi triasici; quelle punteggiate rappresentano le ofioliti.

particolarità di giacitura non significano affatto che queste ofioliti siano di età triasica, rispondenti cioè ad altrettante colate basiche alternate ai terreni organogeni predetti, ma si spiegano piuttosto con le stesse cause che abbiamo dianzi prospettato per il caso delle prasiniti di Forcella del Picco e di Malga Lana.

In conclusione, la salita del magma ofiolitico, come fenomeno eruttivo, ebbe luogo nel Mesozoico recente (Cretaceo), mentre la *mise en place* delle ofioliti, quale ci risulta oggiigiorno, fu un fatto essenzialmente tettonico, che, iniziatosi di pari passo con l'eruzione, culminò nel Terziario inferiore, durante lo svolgimento delle più importanti fasi dell'orogenesi alpina.

L'ETÀ E LE CAUSE DEL METAMORFISMO DEI TERRENI DELLA FORMAZIONE DEI CALCESCISTI

La constatazione dell'età mesozoica della *obere Schieferhülle* rappresenta un dato di fatto prezioso per stabilire l'età, e anche la natura, del metamorfismo che ha determinato l'attuale *facies* scistoso-cristallina dei calcescisti e delle relative ofioliti. Abbiamo già dimostrato in precedenza come questi processi metamorfici, per essere sicuramente di età post-liasica, non possano aver nessun rapporto di dipendenza con l'intrusione delle originarie masse eruttive corrispondenti agli ortogneiss dei Tauri, intrusione che, come sappiamo, era già completamente cessata nel Paleozoico superiore post-ercinico (pagg. 26-38 e 56-61). Nè, d'altra parte, noi sapremmo vedere le cause di tali fenomeni in un metamorfismo regionale, verificatosi già prima delle fasi massime dell'orogenesi alpina, in condizioni di carico (ossia di profondità) in seno alla geosinclinale pennidica. È infatti evidente che il carico determinato dai sedimenti mesozoici della zona pennidica della geosinclinale non poteva essere causa del metamorfismo dei sedimenti stessi ⁽¹⁾.

D'altra parte il metamorfismo dei calcescisti non ha uno sviluppo uniforme nella catena alpina, non presenta quindi un carattere

⁽¹⁾ CORNELIUS osserva giustamente che la potenza dei sedimenti mesozoici pennidici non poteva essere in nessun modo superiore a quella dei sedimenti mesozoici dinarici e che i conglomerati e i tufi porfirici permiani, alla base della piattaforma porfirica atesina, non mostrano traccia di metamorfismo regionale, per quanto siano stati ricoperti da una serie di terreni dello spessore complessivo di 4000 metri circa (bibl. 94, p. 299).

« regionale »; esso è invece in rapporto evidente con la posizione tettonica dei terreni che ha interessato, vale a dire è tanto più intenso quanto più profondo è il livello tettonico delle rocce metamorfosate e anche quanto più queste ultime sono prossime alle « radici » delle falde. È noto infine che, nella zona pennidica delle Alpi, i processi di ricristallizzazione si sono continuati in generale anche dopo gli ultimi importanti movimenti tettonici (bibl. 22, 32, 94 e 140). Fatte tutte queste considerazioni bisogna ammettere che il principale fattore della attuale *facies* scistoso-cristallina dei calcescisti e delle relative ofioliti, sia il metamorfismo alpino di dislocazione, svoltosi in concomitanza alle principali fasi dell'orogenesi e quindi, in massima parte, sicuramente di età terziaria.

Solo i grandi movimenti tettonici, accumulando uno sull'altro le enormi masse dei ricoprimenti, possono aver creato le condizioni di profondità (pressione + temperatura) necessarie e sufficienti al determinarsi dei fenomeni di ricristallizzazione nella zona pennidica, come pure solo i movimenti tettonici possono aver prodotto le caratteristiche di scistosità e di laminazione nei calcescisti e nelle ofioliti. Naturalmente le condizioni-ambiente, create dalle fasi massime dell'orogenesi alpina, sono persistite anche lungo tempo dopo le ultime importanti manifestazioni diastrofiche e ciò spiega perchè i processi di ricristallizzazione si siano continuati anche dopo la deformazione tettonica principale. Solo quando l'erosione ebbe distrutto la maggior parte delle enormi falde sovra incombenti, vennero a mancare nella zona pennidica le condizioni indispensabili per il determinarsi dei processi di ricristallizzazione, dimodochè le deboli spinte tardive dell'orogenesi diedero luogo soltanto a delle deformazioni elastiche, post-cristalline. Questi fatti furono da noi osservati tanto negli Alti Tauri quanto nella regione della Grivola (bibl. 98), e attestano di conseguenza l'unità dei fenomeni tettonici e metamorfici da un capo all'altro della zona pennidica delle Alpi.

Da quanto abbiamo esposto, risulta evidente che le caratteristiche metamorfiche dei terreni mesozoici degli Alti Tauri sono state acquisite nel corso dell'orogenesi alpina, in condizioni di considerevole carico

(*Belastung*). Queste constatazioni, che nel complesso si accordano bene con i fatti messi in luce da parecchi Autori e in particolar modo da SANDER (bibl. 22-32), hanno molta importanza per la geologia delle Alpi Orientali, in quanto costituiscono una chiara riprova dell'idea di TERMIER che la zona pennidica degli Alti Tauri sia stata sormontata e ricoperta, nel corso dell'orogenesi alpina, dalle enormi masse delle falde austro-dinariche.

**LA TETTONICA DEL RICOPRIMENTO DEL PICCO DEI TRE SIGNORI (VI p. p.)
E DEL RICOPRIMENTO DEI CALCESCISTI CON OFIOLITI (VI p. p.)**

Principale caratteristica tettonica del ricoprimento del Picco dei Tre Signori è la sua suddivisione in due grandi anticlinali secondarie, quella del Piè di Cavallo a nord e quella di Cima del Vento a sud, separate fra loro, in corrispondenza alla Bocchetta del Vento di Dentro, da una stretta lama sinclinale di terreni mesozoici (marmi e ofioliti). L'anticlinale del Piè di Cavallo presenta sul fianco settentrionale, che è il fianco rovesciato e successivamente raddrizzato del ricoprimento, un gran numero di scaglie listriche, separate da sottili lame di calcari e dolomie del Trias e di ofioliti mesozoiche. Tipico sotto questo riguardo è il profilo che si osserva nei paraggi di Forcella del Picco (fig. 10).

Il profilo di Forcella del Picco si ripete, pressapoco con gli stessi caratteri, nella regione a sud di Malga Lana, dove si riscontrano ben nove sinclinali di Trias calcareo-dolomitico, accompagnate da calcefiri e da prasiniti (bibl. 47-48).

L'incredibile complessità di questa zona è dovuta con ogni evidenza al movimento di traslazione della falda del Picco dei Tre Signori sul dorso della falda del Gran Veneziano. In un primo tempo, quando la spinta orogenetica agiva in ambiente profondo e su materiali di plasticità relativamente elevata, e quando l'inclinazione della parte dorsale-posteriore del ricoprimento del Gran Veneziano era ancora modesta, si

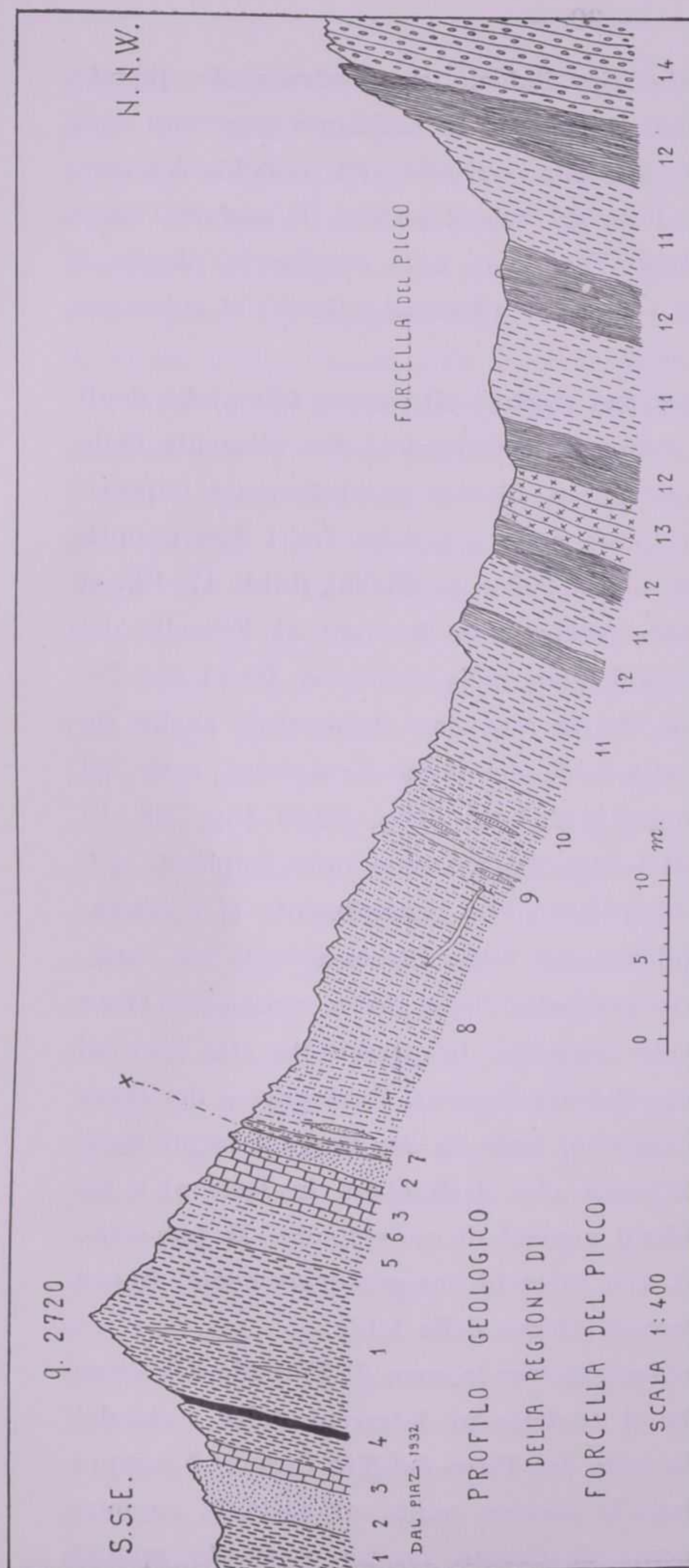


Fig. 10. - 1 = Paragneiss nodulari a due miche, e paragneiss muscovitici, cloritici, granatiferi, talora tormaliniferi, alternanti con micaschisti e filladi a tormalina (Pretriasico del ricoprimento del Picco dei Tre Signori). 2 = Prasiniti anfiboliche e anfibolico-biotitiche (Mesozoico). 3 = Calcari e dolomie (Trias medio e superiore). 4 = Fillade scura tormalinifera (Pretriasico del ricoprimento del Picco). 5 = Gneiss a due miche, biotitico-granatifero a *facies* « orto » (Pretriasico). 6 = Calceefiri epidotici o epidotico-anfibolici, a biotite o clorite. 7 = Ortogneiss femico, biotitico-anfibolico, ricco di epidoto e di titanite, intensamente laminato (Pretriasico; *ogn* del Gran Veneziano?). 8 = Gneiss a due miche, granatifero o epidotico, a *facies* « orto », con intercalazioni di gneiss aplitico e di gneiss biotitico-anfibolico (Pretriasico; ortogneiss del Gran Veneziano). 9 = Gneiss cloritico-granatifero a due miche (Pretriasico). 10 = Vene di quarzo (lenti bianche) parallele o trasversali alla scistosità delle rocce incassanti. 11 = Micaschisti muscovitici e scisti filladico-sericitici, chiari e lucenti, ricchi di quarzo, talvolta tormaliniferi (Pretriasico, prob. Permiano; la presenza della tormalina starebbe in favore di un'appartenenza alla serie del Picco dei Tre Signori). 12 = Paragneiss e micaschisti filladici, carboniosi, granatiferi, alternanti con filladi carboniose granatifere (Carbonifero superiore). 13 = Micaschisti a chiazze di clorite (Pretriasico; Permiano?). 14 = Ortogneiss aplitico-sericitico, talora cloritico, laminatissimo (Ricoprimento del Gran Veneziano; Pretriasico, Carbonifero inferiore).

formarono pieghe e digitazioni di tipo fluidale. Successivamente, quando la zona di Valle Aurina venne a trovarsi in ambiente superiore e si determinò il raddrizzamento sino alla verticale dei banchi rocciosi, la falda del Picco si scheggiò tutta nel vano tentativo di scalare l'ostacolo del ricoprimento del Gran Veneziano, e le originarie pieghe e digitazioni furono sempre più compresse e laminate, finchè si ridussero alle scaglie listriche attuali.

In questo modo si verificarono ripetute alternanze tettoniche degli stessi termini stratigrafici e complesse imbricazioni fra elementi delle due falde, cosicchè, in qualche punto, diventa assolutamente impossibile tracciare sul terreno un limite netto e preciso fra i due ricoprimenti. Nelle carte geologiche al 100.000 e al 25.000 (bibl. 47-48), si è dovuto, per necessità di cose, comprendere la zona di Forcella del Picco e la sua prosecuzione occidentale, nella serie del Picco dei Tre Signori; ma è molto probabile che in essa siano intercalate anche parecchie scaglie appartenenti alla falda del Gran Veneziano, come ad esempio taluni lembi di ortogneiss a nord di q. 2720 (fig. 10). In quest'area di laminazione e di schiacciamento sono pure implicate sottili intercalazioni di ofioliti mesozoiche, che generalmente si accompagnano a lembi di calcari e dolomie del Trias. Si comprende poi come, di conseguenza, anche la parte periferica della stessa massa del Gran Veneziano risulti energicamente laminata. In prossimità alla zona di contatto con la falda del Picco dei Tre Signori, l'ortogneiss del Gran Veneziano è tettonicizzato all'estremo, tanto da dar luogo a forme laminatissime, cloritizzate e sericitizzate, che si dividono in lastroni a superfici lisce perchè rispondenti a piani di scorrimento. Il fenomeno di laminazione può estendersi, con intensità sempre decrescente, fino a qualche centinaio di metri verso l'interno della falda.

I fenomeni che abbiamo descritti per la zona di Forcella del Picco - Malga Lana dimostrano che il contatto fra i terreni della serie del Gran Veneziano e quelli della serie del Picco dei Tre Signori è sempre di natura meccanica, tettonica. In nessun punto di tutta la regione dell'alta Valle Aurina, a monte di Casere, furono osservate apofisi

intrusive di ortogneiss del Gran Veneziano in seno ai parascisti della serie del Picco. La presenza di lembi di ortogneiss fra le scaglie di Forcella del Picco (fig. 10) è sicuramente dovuta a un fenomeno secondario, di natura tettonica, e non già ad un processo eruttivo, come dimostrano le condizioni di giacitura in letti concordanti, e la laminazione spesso intensissima degli ortogneiss, insieme all'assenza assoluta di minerali di contatto nelle rocce incassanti.

Non meno interessante è il profilo che si osserva sul versante orientale del M. Riva di Predoi, fra q. 2885 e il Giogo Lungo (fig. 11.)

In questo profilo non compaiono i lembi di probabili ortogneiss e di serpentini che s'incontrano un poco più ad occidente, nella zona a scaglie che sovrasta la lingua terminale della Vedretta Rossa (cfr. fig. 12 e carta geologica al 25.000 dell'alta Valle Aurina).

Questa zona di intensissimo scagliamento listrico continua da un lato lungo tutto il fianco destro della Vedretta Rossa, scompare quindi sotto i terreni quaternari del fondo valle, per dar luogo ad un'esigua riapparizione al Giogo Rosso (fig. 13), ove però affiora solo una piccola parte del fascio di scaglie. Dall'altro lato, la stessa zona compare e continua sul versante sinistro di Val del Vento, per sparire un po' alla volta sotto una poderosa coltre detritica (fig. 14). La zona in discorso è caratterizzata da ripetute alternanze tettoniche degli stessi terreni, suddivisi in scaglie listriche di potenza continuamente variabile, nonché da intime implicazioni fra la serie dei calcescisti con ofioliti e la sottostante serie pretriasica-triasica del Picco dei Tre Signori, accompagnate da incredibili fenomeni di laminazione e di contorsione.

I fatti ora descritti rivestono una grande importanza, perchè dimostrano in maniera indiscutibile che la serie dei calcescisti e delle relative ofioliti è stata staccata dal suo originario substrato stratigrafico, vale a dire dalla serie pretriasica e triasica del Picco dei Tre Signori, e costretta a scorrere su di esso per un'estensione senza dubbio considerevole. Le isolate scaglie di terreni pretriasici e triasici, inglobate nella serie dei calcescisti e delle ofioliti e portate lontano dalla massa originaria, sono buona testimonianza dell'entità di tali movimenti (Tav. VII).

Si comprende così come da un unico complesso stratigrafico, esteso dal Pretriasico al Giurese, siano derivati, in conseguenza dell'orogenesi alpina, due elementi tettonici ben distinti, il ricoprimento del Picco dei Tre Signori, costituito da terreni più antichi del Lias, e il ricoprimento dei calcescisti con ofioliti (*nappe des schistes lustrés* di TERMIER; bibl. 36), formato da terreni mesozoici più giovani del Trias.

È degno di interesse il far presente come sulla Cima del Pizzo Rosso il contatto fra il ricoprimento dei calcescisti e quello del Picco dei Tre Signori avvenga in corrispondenza a una netta superficie di taglio, senza l'intermediario di scaglie tettoniche e senza traccia di rocce triasiche; in questo punto la falda dei calcescisti ha evidentemente esercitato un'azione « piallante » sul ricoprimento inferiore (Tav. VII). Si osserva inoltre che la base della prima falda è costituita da un sottile lembo di prasiniti; la presenza di ofioliti mesozoiche nelle zone di scorrimento è un fatto molto interessante dal punto di vista tettonico, che vedremo ripetersi di frequente e spesso in proporzioni grandiose (cfr. Tav. X).

Nell'estate del 1929 ebbimo la fortuna di scoprire, al di sopra della Vedretta di Valle Rossa e alla base della parete orientale di Punta Merbe (q. 3090), una serie di scaglie pretriasiche e triasiche, costituite rispettivamente da micascisti, paragneiss e probabili ortogneiss, sul tipo di quelli appartenenti alla serie del Picco, e da calcari e dolomie (bibl. 47, 48 e 141; Tav. I, fig. 2; Tav. V, fig. 2; Tav. VII e Tav. X). Queste scaglie, accompagnate alla base da un sottile lembo di cloritoscisti energicamente laminati, poggiano sulle ofioliti mesozoiche della media Val Rossa. Sul territorio italiano, l'affioramento delle varie scaglie è interrotto verso sud-est dalla depressione orografica corrispondente alla Bocchetta di Valle Rossa (2854), ma sulle pendici settentrionali di Pizzo Cucchiaio (3132) appare, sopra alle prasiniti, una notevole massa di serpentini, alla quale sovrastano lame multiple e irregolari di calcari e dolomie del Trias e di parascisti pretriasici della serie del Picco dei Tre Signori (scisti muscovitico-sericitici). La zona a scaglie è ricoperta da calcescisti, che si estendono senza interruzione fino alla sommità di

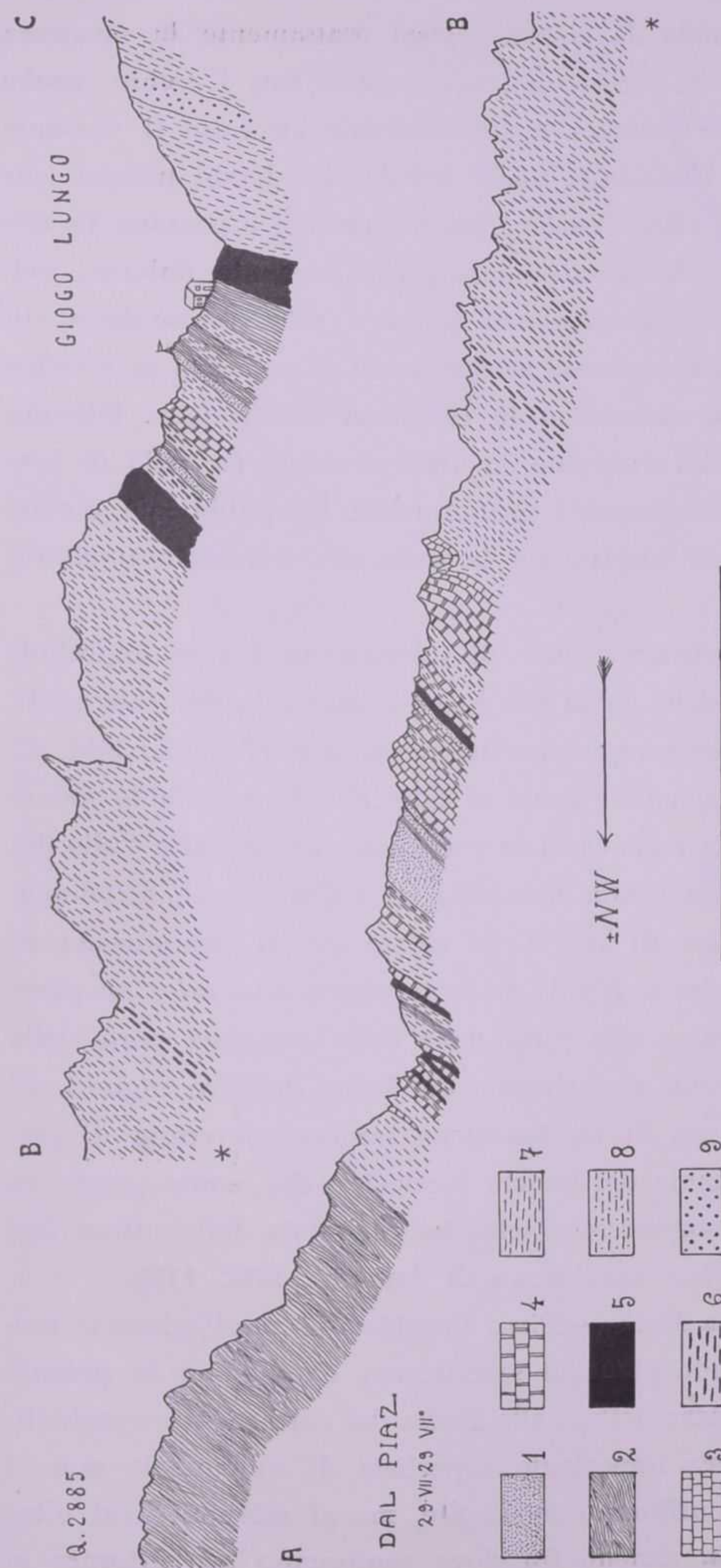


Fig. 11. - Profilo della cresta orientale del Monte Riva di Predoi, fra q. 2885 e il Giogo Lungo (q. 2589). 1 = Ofioliti mesozoiche. 2 = Calcescisti (Lias). 3 = Calcari; calcari grigi stratificati (Trias medio e superiore). 4 = Dolomie; dolomie gialle, cariate; dolomie e calcari dolomitici, bianchi, compatti (Trias medio e superiore). 5 = Quarziti; quarziti compatte e quarziti fogliettate, filladiche, sericitiche (Permo-Eotrias). 6 = Filladi e scisti filladici chiari, oppure grafitici, scuri (Permo-Carbonifero). 7 = Paragneiss e micascisti chiari, quarzoso-sericitici, ad albite (Pretriasico del ricoprimento del Pico dei Tre Signori). 8 = *Facies* cloritiche dei precedenti. 9 = Prasiniti ed anfiboliti glaucofaniche intercalate nei paragneiss e nei micascisti della serie del Pico dei Tre Signori (probabilmente Pretriasico). Scala per le lunghezze - 1 : 316 circa.

Pizzo Cucchiaio, in modo da ripetere quasi esattamente la struttura presentata dalla Punta di Merbe. È facile seguire con l'occhio, anche a distanza, il decorso dei calcari e delle dolomie su tutto il versante settentrionale di Pizzo Cucchiaio, finchè verso est i lembi triasici varcano la linea di cresta, che è anche linea di confine, e passano in territorio austriaco, ove sembrano scomparire. Sul versante italiano, nell'alta Val Rossa, queste scaglie non possono più ripresentarsi, in conseguenza del forte sollevamento assiale verso oriente che si verifica in questo settore e che determina la comparsa di elementi tettonici sempre più profondi nella direzione da ovest verso est (si veda in proposito la Tav. VII). Ultimamente SCHOKLITSCH ha pubblicato alcune notizie su questa zona di scaglie, per la parte che affiora in territorio austriaco (bibl. 142).

Nell'alta Valle Aurina, le linee di intersezione fra la superficie topografica e i terreni della falda del Picco e di quella dei calcescisti, presentano un andamento complessivo in forma di S (Tav. X; bibl. 47 e 48). Questa conformazione è dovuta al fatto che le due falde danno luogo ad una anticlinale secondaria in corrispondenza all'alta Valle del Vento - alta Valle Rossa e alla Bocchetta di Valle Rossa, anticlinale immergentesi in direzione di WSW. È chiaro che il compimento di questa ripiegatura deve essere avvenuto posteriormente alla *mise en place* della falda dei calcescisti e alla formazione della massima parte delle scaglie listriche dorsali del ricoprimento del Picco dei Tre Signori. Si tratta, con ogni evidenza, di un fenomeno tardivo, avvenuto di pari passo con il raddrizzamento dei banchi rocciosi, e che, come questo, va attribuito all'energica compressione tettonica esercitata dalle ultime fasi dell'orogenesi alpina (« fase insubrica » di ARGAND, bibl. 113).

Le scaglie di Punta Merbe - Pizzo Cucchiaio si manifestano in corrispondenza ad un grande piano di scorrimento, che separa la potente massa di ofioliti mesozoiche della Valle Rossa dai calcescisti sovrastanti. È presumibile che questa importante superficie di movimento non si limiti al territorio ove affiorano le scaglie, ma si estenda assai oltre verso est e verso ovest, almeno fin dove continuano ad affiorare le

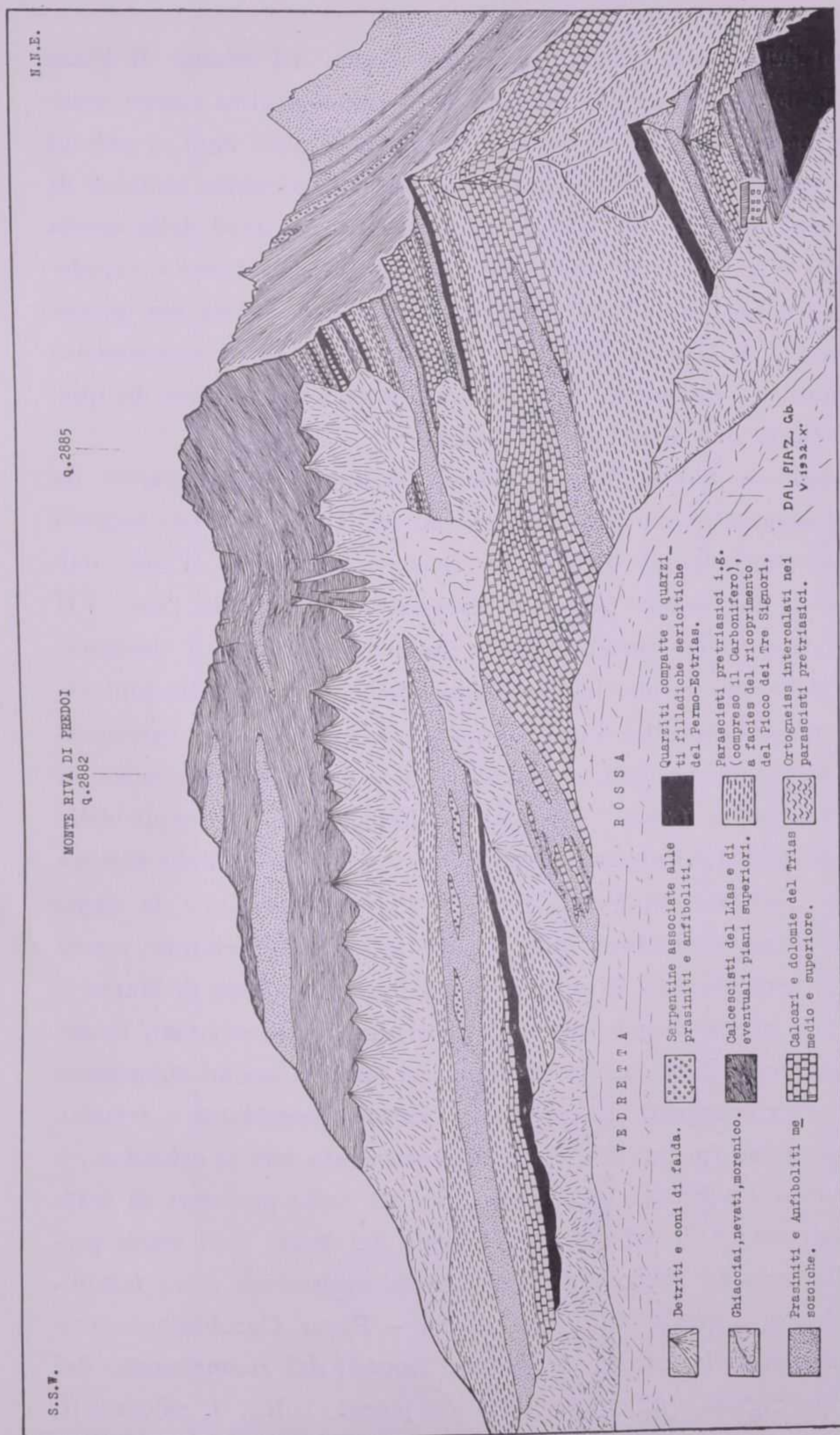


Fig. 12. - Panorama geologico del gruppo Monte Riva di Predoi, visto dalle pendici di Pizzo Rosso (semi-schematico). In basso a destra il Rifugio Gioio Lungo. In questo caso la superficie topografica interferisce con la tettonica in maniera sfavorevole all'osservazione dei fatti strutturali. Malgrado ciò, è dato di riconoscere, nella parete sovrastante la Vedretta Rossa, il sollevamento assiale verso ENE dei vari elementi tettonici, mentre nella parete dello sfondo, a destra di chi guarda, si può vedere parte del fianco meridionale della sinclinale di Val del Vento.

prosecuzioni della massa prasinitica di Val Rossa. Ad oriente di Pizzo Caminata, la continuazione delle ofioliti in discorso sembra essere costituita dalle rocce verdi a nord della Hohe Saule (Daber Sp.) e, più ad est, dalle prasiniti che si estendono alla base del versante sinistro di Valle d'Umbal (bibl. 47, 48 e 142). Ad occidente e a nord della cresta Punta Merbe - q. 2745, le ofioliti di Val Rossa si riducono rapidamente ad un cuneo sottile, che scompare sotto i calcescisti nei pressi della malga Col di Dentro, a sud di Predoi. Il piano di scorrimento fra le prasiniti e i calcescisti dovrebbe così estendersi almeno da quest'ultima località sino alla Valle di Umbal.

Le scaglie di Punta Merbe - Pizzo Cucchiaio sono separate da quelle interessanti il dorso del ricoprimento del Picco dei Tre Signori nei pressi di Giogo Lungo e di Giogo Rosso e in Val del Vento, dall'intermezzo di una potente massa di calcescisti e di ofioliti (Tav. VII e Tav. X). Esse vanno interpretate, a giudicare dalla loro posizione tettonica e dalle loro caratteristiche petrografiche, come digitazioni superiori del ricoprimento del Picco. Il piano di scorrimento, corrispondente alle scaglie in discorso, suddivide così la falda dei calcescisti in due grandi sub-falde (*sous - nappes, Teildecke*), che, dal nome delle località ove meglio si sviluppano, chiameremo « sub-falda di Valle Rossa » l'inferiore e « sub-falda di Punta Merbe - Pizzo Cucchiaio » la superiore. Quest'ultima è costituita dalle scaglie stesse e dall'enorme massa di mesozoico pennidico che fa seguito a sud fino alla « zona di Matrei ».

Accanto a questo grande piano di scorrimento, ne esistono numerosi altri, in genere di estensione limitata, ma talvolta anche abbastanza importanti e accompagnati da scaglie di terreni pretriasici e triasici. Degni di menzione fra questi i piani di scorrimento che si estendono a sud dell'Aurino, fra Predoi e S. Pietro, rivelati dalla presenza di tutta una coorte di scaglie di calcari e di dolomie del Trias e di scisti pretriasici della serie del Picco (Tav. X). Queste digitazioni sono tettonicamente inferiori a quelle di Punta Merbe - Pizzo Cucchiaio e sembrano rappresentare le estreme propaggini frontali del ricoprimento del Picco dei Tre Signori, qui sepolto sotto una potente coltre di calcescisti.

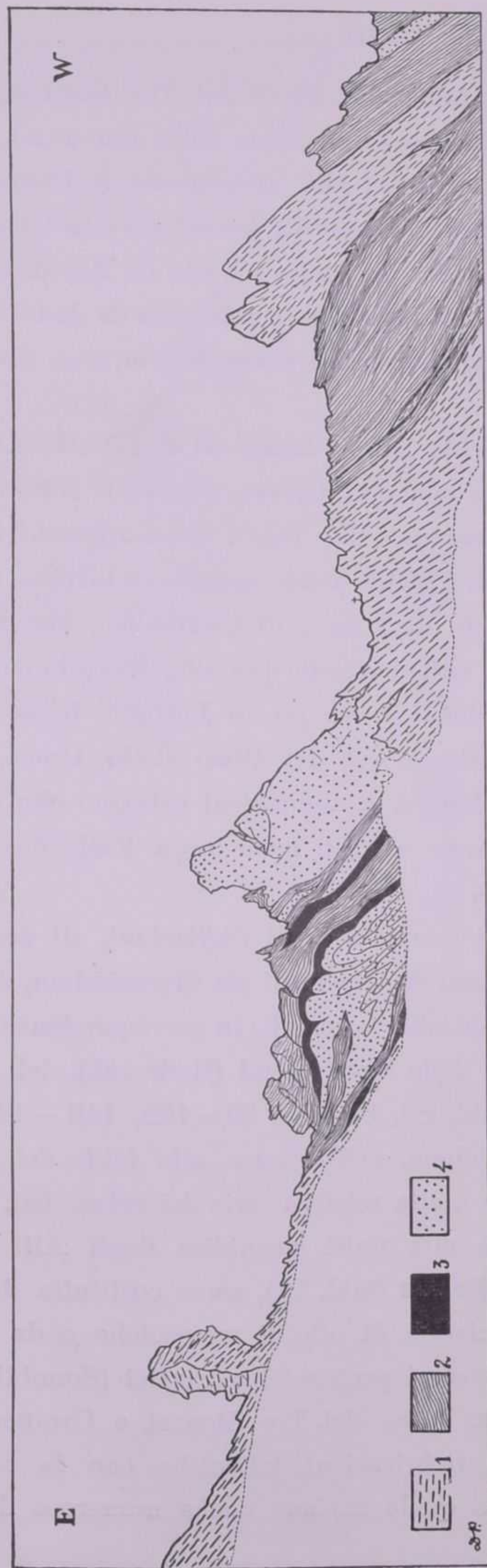


Fig. 13 - Panorama geologico della Cresta di Giogo Rosso vista dal ghiacciaio di fronte.
(da fotografie e da un disegno eseguito sul posto)
(Scala 1 : 3.000 circa)

- 1 = Paragneiss e micascisti pretriasici della serie del Picco dei Tre Signori. 2 = Calceste in generale (Lias orogeno).
3 = Calcari e calcefiri talvolta presenti nella zona di contatto fra calceste e ofioliti. 4 = Ofioliti del Mesozoico recente.

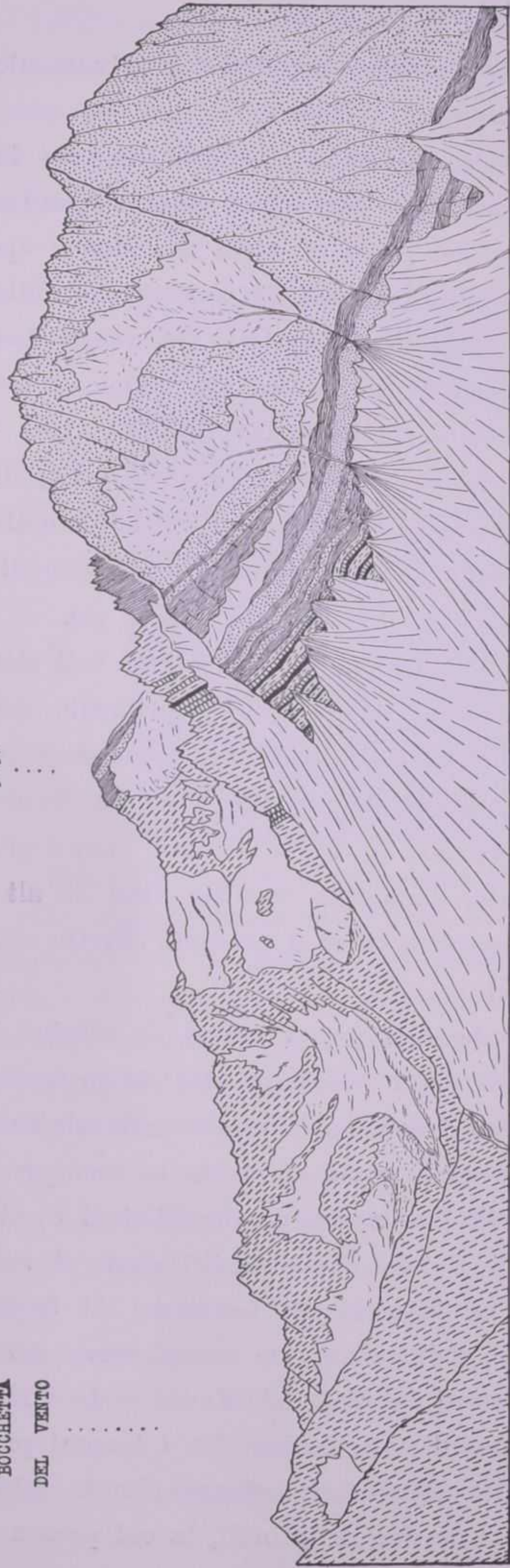
In tutta prossimità della falda del Picco dei Tre Signori, si trova poi la lama calcarea che affiora sulla parete della Muswand, in Valle di Umbal. Tettonicamente superiori allo scorrimento di Punta Merbe - Pizzo Cucchiaio sono invece le scaglie di terreni pretriasici del Picco, che si osservano sul crinale fra Vallunga e Valle di Alprè, associate a lenti ofiolitiche. Non è improbabile che questa zona di disturbo si prolunghi verso est in corrispondenza alle prasiniti comprese fra il Passo di Merbe e Punta 2914.

Il fenomeno ora descritto non si limita all'alta Valle Aurina, ma appare esteso, sia pure con modalità diverse, a tutto il settore occidentale-meridionale della « finestra » dei Tauri, dove appunto il ricoprimento dei calcescisti e delle pietre verdi appare suddiviso in alcune sub-falde da numerosi lembi di Trias e di Pretriasico, che lo interessano soprattutto nelle zone tettonicamente più alte. Ricorderemo in proposito la massa di gesso che si trova presso Luttago, le scaglie triasiche di Monte Cote, quelle a sud del Pizzo della Croce, i lembi pretriasici della Valle di Senges, le digitazioni calcaree che attorniano la cupola gneissica fra Novale e Prati nella bassa Valle di Vizzate ecc. (Tav. X; bibl. 23-24, 28-32, 143).

Fenomeni consimili di scorrimenti, di digitazioni, di scagliamenti listrici, di intime implicazioni di terreni di età diversissima, sono molto comuni anche nei Tauri centrali e orientali, in corrispondenza alle falde della Granatspitze - Riffel, della Rote Wand (Modereck), del Sonnblick e al relativo Mesozoico (bibl. 83, 88 - 93, 99 - 102, 143 - 147). Questi elementi tettonici corrispondono, nell'insieme, alle falde del Picco dei Tre Signori e del Greiner e alla relativa serie dei calcescisti. Possiamo quindi immaginare la più alta unità pennidica degli Alti Tauri, la *Glocknerdecke* (VI) di R. STAUB (bibl. 34), come costituita da una potentissima coltre di calcescisti e di ofioliti mesozoiche e da una serie di cerniere anticlinali di terreni pretriasici e triasici (Sonnblick - Rote Wand, Riffel - Granatspitz, Picco dei Tre Signori e Greiner); queste ultime presentano intime imbricazioni tettoniche con la sovrastante massa dei calcescisti, nella quale inviano anche numerose digitazioni,

BOCCHETTA
DEL VENTO

3495



DAL PIAZZ. - VII - 1930



Fig. 14 - Panorama geologico della Valle del Vento, visto dai pressi di Malga Val delle Frane (Catena Aurina). 1 = Coni di falda e di deiezione; detrito di falda; frane. 2 = Ghiacciai e nevati; morenico. 3 = Ofioliti mesozoiche. 4 = Calcescisti (Lias ed eventuali piani superiori). 5 = Calcari e dolomie (Trias medio e superiore). 6 = Quarziti compatte e quarziti fogliettate (Permoeotrias). 7 = Micascisti, paragneiss, ortogneiss, ofioliti, ecc. (Pretriasico della serie del Picco dei Tre Signori). Il piano del diseno è parallelo alla direzione assiale media della regione (ENE-WSW); il panorama permette così di rendersi conto della forte inclinazione assiale verso occidente (WSW) del ricoprimento del Picco dei Tre Signori e del ricoprimento dei calcescisti. Si osservi come la zona di contatto fra queste due falde sia caratterizzata dalla presenza di numerose scaglie listriche dei terreni più diversi. Data l'esiguità della scala, le scaglie dovettero esser rappresentate in maniera schematica.

spesso ridotte a un rosario di scaglie listriche, trascinate passivamente lungo i piani di movimento differenziale.

Per quanto i terreni pretriasici e mesozoici, che costituiscono la falda del Grossglockner (*l. s.*), appartengano con ogni verosimiglianza ad un'unica unità stratigrafica, pure, dal punto di vista tettonico è opportuno separare la serie dei calcescisti e delle ofioliti mesozoiche dalle zolle pretriasiche e triasiche, per il fatto che il contatto fra questi due grandi gruppi di terreni è quasi sempre di natura meccanica, come venne osservato da parecchi Autori (bibl. 22 - 32, 36, 88 - 93, 100 - 102, 144 - 147 ecc.). Noi suddivideremo così la *Glocknerdecke* (VI) di STAUB nella falda dei calcescisti (VI *p. p.*) di TERMIER (bibl. 36) e nelle falde, fra loro equivalenti, del Sonnblick - Rote Wand, della Granatspitz - Riffel, del Picco dei Tre Signori e del Greiner (VI *p. p.*).

Un interessante fenomeno tettonico fu da noi constatato nell'alta Valle Aurina. In questa regione si osserva che il ricoprimento del Picco dei Tre Signori scompare bruscamente sotto i calcescisti e le ofioliti dell'alta Val Rossa e del fianco sinistro di Val del Vento (bibl. 47-48; figg. 12, 14 e 15 e Tav. X); in Valle Aurina, esso è già scomparso ad ovest di Casere, onde, da questa località fino all'alta Valle di Lappago, la falda dei calcescisti viene a contatto diretto con quella del Gran Veneziano (Tav. X).

Questa sparizione improvvisa, che non può a meno di colpire, è dovuta alla forte inclinazione assiale verso occidente del ricoprimento del Picco dei Tre Signori. Lo stesso fenomeno si ripete naturalmente anche nel caso della falda dei calcescisti, come ci rivela la scomparsa della potente massa ofiolitica di Valle Rossa sotto i calcescisti di Punta Merbe e di q. 2745 (Tav. VII). Che i fatti ora descritti siano dovuti all'ondulazione assiale e non già ad inverosimili fenomeni di faglie e di fratture verticali, è dimostrato dall'andamento complessivo della direzione e dell'inclinazione degli strati in Val del Vento e in Valle Rossa; dalla forma ad S della linea di intersezione fra i terreni pretriasici e quelli mesozoici, forma dovuta alla circostanza che la falda del Picco dei Tre Signori è costituita da due anticlinali, la cui presenza

si riflette anche nella struttura della falda sovrastante; e infine dalla presenza, in seno alla serie dei calcescisti e delle relative ofioliti, di numerose scaglie di terreni pretriasici e triasici (Predoi, Val Lunga - Alprè, Punta Merbe - Pizzo Cucchiaio), che testimoniano la prosecuzione e l'esistenza in profondità del ricoprimento del Picco dei Tre Signori.



Fig. 15. - Panorama della media Valle del Vento (alta Valle Aurina), con il pianoro alluvionale più elevato. Sul fianco destro della valle affiorano i terreni pretriasici del ricoprimento del Picco dei Tre Signori; sul fianco sinistro invece affiorano numerose scaglie di paragneiss, micascisti, quarziti, calcari, dolomie e calcescisti, che rappresentano la continuazione di quelle di Giogo Lungo e dell'alta Val Rossa. Sopra la zona di scaglie, seguono i calcescisti e le ofioliti mesozoiche del Monte Sella.

È probabile che l'inclinazione assiale verso occidente della falda dei calcescisti e di quella del Picco dei Tre Signori, non conservi a lungo la ripidità che presenta in Val del Vento e in Valle Rossa, altrimenti le due unità tettoniche predette scenderebbero, nello spazio di pochi chilometri, a delle profondità inverosimili. Bisogna quindi ammettere che l'abbassamento assiale vada sempre più moderandosi verso occidente, fino a tramutarsi po' alla volta in un progressivo sol-

levamento. Infatti, nell'alta Valle di Luttago, torna a ricomparire, fra la falda del Gran Veneziano e quella dei calcescisti, un nuovo elemento tettonico costituito da terreni pretriasici e triasici, la falda del Greiner (*lato sensu*), equivalente occidentale di quella del Picco. Il ricoprimento del Greiner scompare a sua volta definitivamente sotto i calcescisti nei pressi del Brennero; la cupola gneissica della bassa Val di Vizze, fra Prati e Novale, ne è una manifestazione meridionale, dovuta a una culminazione assiale, di carattere locale, a cui sono dovute anche la particolare forma e la notevole estensione dell'angolo sud-ovest della « finestra » dei Tauri (cfr. Tav. X).

Mentre il ricoprimento del Picco dei Tre Signori presenta i fenomeni tettonici dianzi illustrati, quello del Gran Veneziano invece non mostra alcuna traccia percettibile di un insellamento assiale, in tutta l'estensione della Valle Aurina a monte di Luttago. È quindi probabile che il ricoprimento del Gran Veneziano, nella parte corrispondente alle Alpi Aurine - Ziller e alle Alpi del Tux, presenti una costante inclinazione assiale verso occidente, senza perturbazioni secondarie degne di nota.

Questa circostanza fa presumere che la brusca scomparsa della falda del Picco dei Tre Signori nell'Alta Valle Aurina e la emersione, ad una trentina di chilometri più a occidente, di una unità tettonica equivalente, la falda del Greiner, siano fatti dovuti ad un minore sviluppo primario del nucleo pretriasico del Picco - Greiner nella zona fra Casere e l'alta Valle di Lappago, piuttostochè ad un insellamento assiale delle masse sottostanti. In altre parole, il ricoprimento del Picco - Greiner presenterebbe una considerevole variabilità di sviluppo nella direzione assiale, fatto fra i molti analoghi che contrasta con l'idea che i ricoprimenti pennidici debbano conservare più o meno la stessa calibratura in senso longitudinale per enormi estensioni della catena alpina (bibl. 34, *Spezialkarte* N. 105 C., *Längsprofile*).

In conseguenza dei fatti sopraccennati, la direzione assiale nello spazio del ricoprimento del Picco dei Tre Signori presenta una differenza locale, ma notevole, di inclinazione rispetto alla direzione assiale

nello spazio del ricoprimento del Gran Veneziano, per il settore dell'alta Valle Aurina.

Nella carta tettonica delle Alpi di R. STAUB (bibl. 34), la falda del Picco dei Tre Signori - Granatspitz è collegata direttamente in superficie alla falda del Greiner. Le nostre ricerche hanno invece dimostrato che in tutto il settore compreso fra l'alta Valle Aurina a ovest di Casere e l'alta Valle di Lappago, per un'estensione di oltre trenta chilometri, il ricoprimento del Gran Veneziano viene a contatto diretto con i calcescisti e le ofioliti mesozoiche, senza l'interposizione della

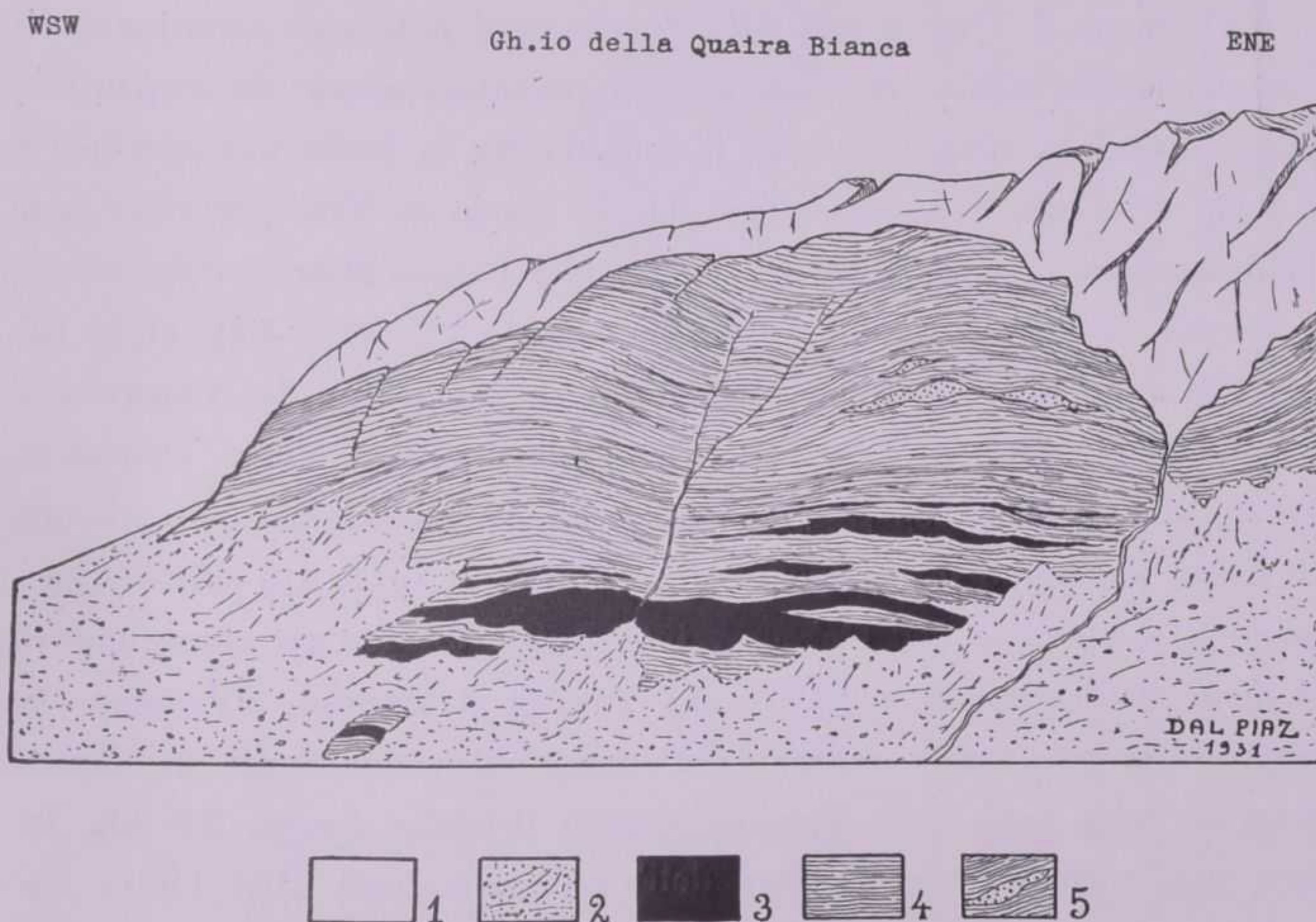


Fig. 16. - Schizzo geologico della parete sottostante alla lingua terminale del ghiacciaio della Quaira Bianca (gruppo del Gran Pilastro). 1 = Ghiacciaio. 2 = Detrito di falda. 3 = Calcarei (Trias medio e superiore). 4 = Paragneiss (Pretriasico della serie del Greiner). 5 = Lenti di quarzite nei paragneiss. Si osservi l'intima implicazione tettonica dei calcari triasici nei paragneiss. In conseguenza dell'enorme laminazione subita, i calcari sono stati ridotti in certi punti allo spessore di un foglio di cartone o poco più. Si confronti questo disegno con la figura 3 del lavoro di STARK sul Sonnblick. (bibl. 100).

falda del Picco dei Tre Signori - Greiner. La carta tettonica di STAUB deve essere perciò modificata in conseguenza, nel modo indicato dalla nostra Tavola X.

Alcune considerazioni sul ricoprimento del Greiner. I fenomeni di scagliamento listrico che abbiamo riscontrato nella falda del Picco dei Tre Signori, si ripetono con non minore intensità nella falda del Greiner (bibl. 23-24, 28-32 e 36). Noi ebbero occasione di osservarne qualche esempio caratteristico nella zona attorno al Gran Pilastro (figg. 16 e 17).

Al Passo di Vizze e nell'Alto Zemmgrund potemmo esaminare alcuni dei famosi nuclei ofiolitici, formati prevalentemente da serpentino, che si estendono lungo o presso il contatto fra la falda del Greiner e la falda del Gran Veneziano (Tav. X). Al Passo di Vizze, le rocce serpentinosi sono accompagnate da quarziti del Permo-Eotrias e da calcari e dolomie del Trias medio e superiore (bibl. 23, 28 e 31), onde sul significato tettonico di sinclinale mesozoica attribuito da TERMIER a questa lunga serie di lenti ofiolitiche non sembra poter sussistere dubbio alcuno (bibl. 36). Si è già osservato in precedenza, che i lembi di gneiss porfiroide (*Granitporphyr* di CHRISTA, bibl. 10) entro l'ammasso di serpentine dell'Ochsner, interpretati da BECKE come apofisi filoniane dell'ortogneiss porfirico del Tux, si rivelarono, all'esame obiettivo dei fatti, quali semplici intercalazioni concordanti di natura tettonica, ossia come delle comuni scaglie listriche (pagg. 33-36). In ogni caso, anche se le serpentine dell'Ochsner e degli altri lembi minori dovessero essere in realtà più antiche dell'ortogneiss, come quelle che si osservano in altre parti dei Tauri (bibl. 144 ecc.), ciò non infirmerebbe menomamente nè l'età pretriasica degli ortogneiss, nè la struttura a ricoprimento della zolla del Greiner (*Greinerscholle*). Infatti la presenza di una sinclinale di terreni triasici fra la falda del Gran Veneziano e la zolla del Greiner, per il tratto che va dal Brennero al Passo di Vizze ed oltre, è più che sufficiente a dimostrare la natura tettonica del contatto fra queste due grandi unità (Tav. X).

A ovest della cima
di Sopramonte

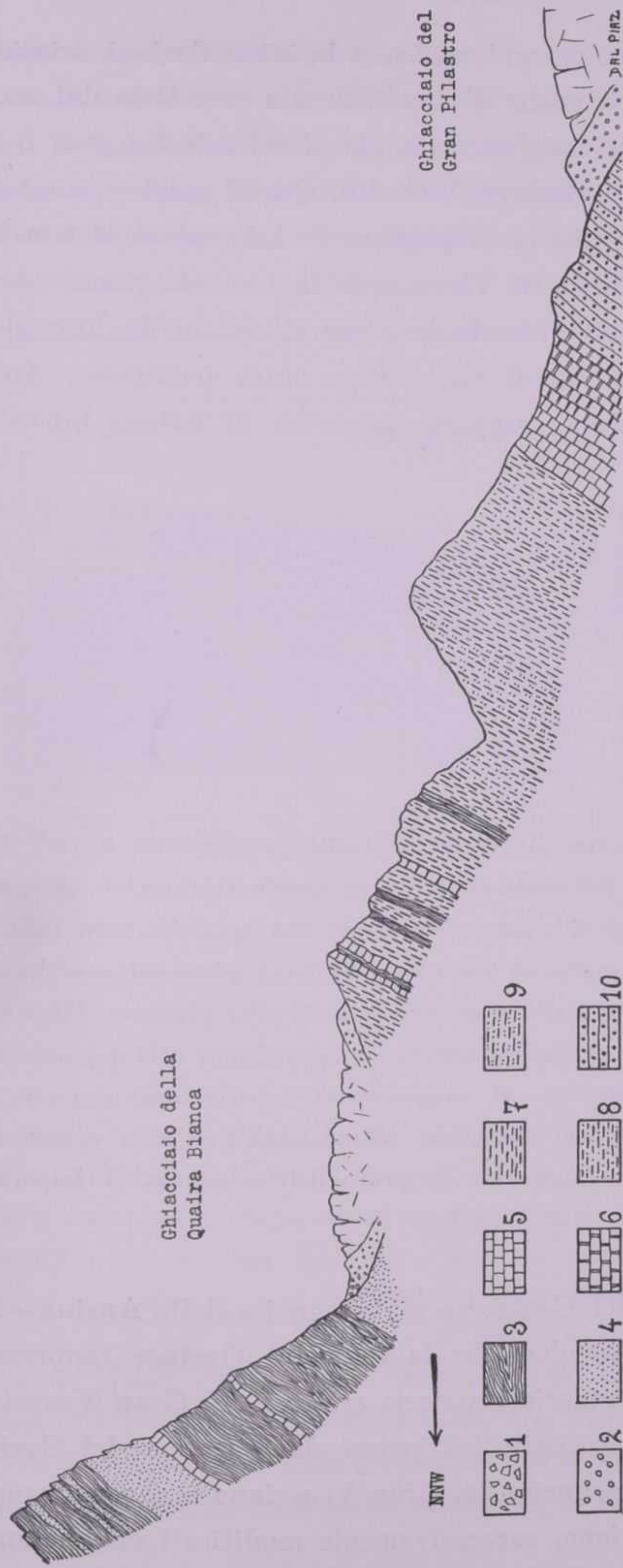


Fig. 17 - Profilo poco a monte del Rifugio del Gran Pilastro (Val di Vizze). 1 = Detrito di falda. 2 = Morenico. 3 = Calce-scisti (Lias ed eventuali piani superiori). 4 = Prasiniti mesozoiche. 5 = Marmi grigi, talvolta mazzati (Trias medio e superiore); marmi in generale. 6 = Dolomie saccaroidi, gialle e bianche, talvolta fogliettate o farinose (Trias medio e superiore). 7 = Micascisti e paragneiss chiari, muscovitici, simili ai tipi analoghi della serie del Picco dei Tre Signori (Pretriasico del ricoprimento del Greiner). 8 = Paragneiss granatiferi; paragneiss scuri, biotitici e cloritici (Pretriasico del ricoprimento del Greiner). 9 = Scisti a covoni di orneblenda, per lo più granatiferi (Pretriasico del ricoprimento del Greiner). 10 = Ortogneiss scistoso, acido, a muscovite e clorite (Pretriasico del ricoprimento del Gran Veneziano). In questo profilo non compaiono le quartziti che affiorano poco lontano e che sono rappresentate nelle sezioni e nelle carte di SANDER (bibl. 23, Tav. I; bibl. 31 ecc.).

Nella Valle dello Zemmgrund mancano le intercalazioni triasiche, ma è probabile che una funzione di sinclinale sia esercitata dal sottile ma costante letto di gneiss conglomeratici che si estende lungo il bordo meridionale della zolla del Greiner (bibl. 10). Questi gneiss conglomeratici sono simili a quelli che accompagnano le intercalazioni triasiche e le lenti ofiolitiche del Passo di Vizzo, onde la loro età permo-carbonifera, post-ercinica, è molto verosimile e con ciò anche la loro giacitura in sinclinale fra i terreni di due distinte unità tettoniche. Anche l'assenza assoluta di qualsiasi rapporto primario, di natura intrusiva,

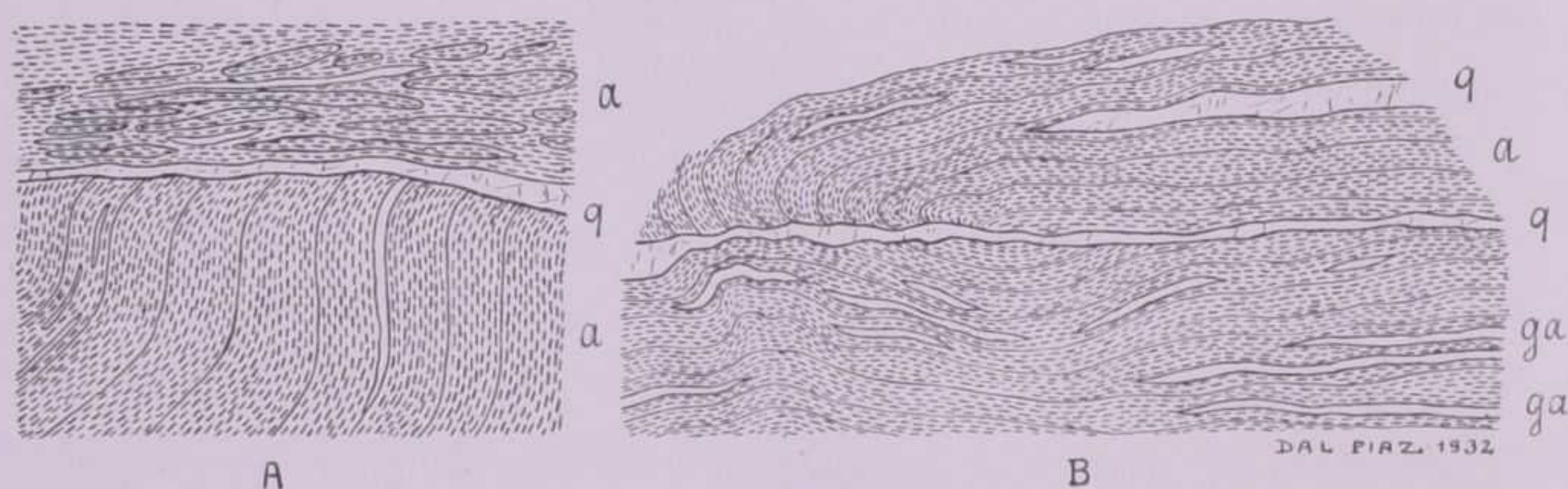


Fig. 18 - Pieghe e scorrimenti nelle amphiboliti pretriasiche a sud dello Schwarzensee (Zemmgrund, Zillertaleralpen), *a* = amphiboliti; *ga* = ortogneiss acidi (in bianco); *q* = filoni di quarzo (in bianco con qualche raro trattino). Si osservi come i filoni di quarzo si estendano lungo i piani di scorrimento. Le fitte pieghe, arricciature e fratture di queste amphiboliti rivelano l'intensità dei fenomeni orogenetici che si sono svolti in corrispondenza alla regione dello Zemmgrund, presso il contatto fra il ricoprimento del Greiner e quello del Gran Veneziano, dimostrando così l'assoluta infondatezza dell'idea espressa da CHRISTA, che in questa zona manchino le prove dell'esistenza di importanti dislocazioni.

fra i terreni della serie del Greiner e gli ortogneiss delle Aurine - Ziller e del Tux, esclude senz'altro che la zolla del Greiner rappresenti la coltre primaria dell'originario massiccio eruttivo del Gran Veneziano (bibl. 55). Altrettanto inverosimile è l'ipotesi che i terreni del Greiner siano più recenti degli ortogneiss del Gran Veneziano e che ne rappresentino i prodotti di erosione, successivamente modificati dal metamor-

fismo alpino di dislocazione. Infatti parte degli « scisti del Greiner », fra cui quelli a covoni di orneblenda (*Hornblendgarbenschiefer*) presentano intercalazioni concordanti di ortogneiss aplitici (bibl. 10), che però, come si è detto, non mostrano mai relazioni dirette con i filoni leucocratici della serie del Gran Veneziano; la presenza di questi letti aplitici fa presumere che i predetti terreni del Greiner siano più antichi della grande intrusione varisica. Per di più gli scisti a covoni di orneblenda,



Fig. 19 - Panorama della giogaia Gran Mesule - Gross Greiner, nell'alta Valle dello Zemmgrund (Zillertaleralpen, Austria). Spiegazione delle lettere: *og* = ortogneiss vari dello Ziller e del Tux; *gg* = ortogneiss granitico, presso il bordo sinistro del Waxeck Kees; *mi* = metascisti (*injizierter Schiefer* di CHRISTA, bibl. 10); *fs* = « *Furtschagelschiefer* » di CHRISTA, ricchi di biotite; *br* = « *Bretterschiefer* » di CHRISTA, ricchi di quarzo, in lastre sottili, per lo più di origine eruttiva; *gs* = scisti della serie del Greiner, scisti a covoni di orneblenda, più o meno granatiferi, con intercalazioni di ortogneiss aplitici ecc.; *z* = zone di fitta alternanza fra ortogneiss, « *Bretterschiefer* », metascisti, anfiboliti, cloritoscisti, serpentine, scisti a covoni di orneblenda ecc.; *mo* = morenico; *de* = detrito di falda. Le indicazioni dei terreni sono state compilate in base alla carta geologica di CHRISTA, (bibl. 10) e alle osservazioni dell'autore (estate 1932). Questo disegno serve di spiegazione per il panorama fotografico riprodotto nella fig. 1 della Tav. VI.

Si osservi come la serie del Greiner (*gs*) è serrata d'ambo i lati dalle enormi masse di ortogneiss dello Ziller (a sinistra di chi guarda) e del Tux (a destra dell'osservatore).

così frequenti nella serie del Greiner, non hanno riscontro fra i tipi litologici che comunemente costituiscono la formazione permo-carbonifera post-ercinica dei ricoprimenti pennidici degli Alti Tauri. Si deve quindi accogliere l'idea che la zolla del Greiner appartenga ad un ricoprimento indipendente da quello del Gran Veneziano e serrato, in conseguenza di fenomeni tettonici, fra le due possenti anticlinali (Tux e Aurine - Ziller) di quest'ultima unità (fig. 19).

La posizione tettonica del ricoprimento del Picco dei Tre Signori - Greiner e del ricoprimento dei calcescisti nella catena alpina. È noto che R. STAUB ha parallelizzato la sua *Glocknerdecke*, costituita dai nuclei pretriasici del Sonnblick - Rote Wand (Modereck), della Grannatspitz - Riffl, del Picco dei Tre Signori - Greiner e dal relativo Mesozoico, con il ricoprimento VI o della Dent Blanche - Margna delle Alpi occidentali e dei Grigioni (bibl. 34). Secondo questo autore, la corrispondenza fra la cerniera pretriasica della più alta unità pennidica dei Tauri e quella del ricoprimento della Dent Blanche - Margna, sarebbe confermata dalla presenza, nella regione del Sonnblick, di terreni simili a quelli delle serie rispettive di Arolla - Maloia e di Valpelline - Fedoz. Recentemente però il WINKLER (bibl. 102, pag. 258) ha messo in dubbio l'esistenza di analogie litologiche così strette fra gli scisti pretriasici del Sonnblick e quelli del ricoprimento Dent Blanche - Margna.

Purtroppo le rocce pretriasiche della serie del Picco dei Tre Signori non presentano *facies* caratteristiche, corrispondendo ai « Casannaschiefer » delle Alpi occidentali e centrali, i quali hanno significato stratigrafico e non tettonico, giacchè ricorrono nei più diversi ricoprimenti pennidici e austro-alpini (Gran S. Bernardo, Dent Blanche, Languard, Bernina, Campo, ecc.). Tutto al più l'abbondanza degli elementi cloritici potrebbe forse indicare qualche lontana analogia con taluni parascisti della serie di Arolla - Maloia. Bisogna però tener presente che il complesso pretriasico del Picco dei Tre Signori rappresenta soltanto la testata o fronte, se non anche soltanto parte della fronte, di un rico-

primento che per la sua massima estensione rimane sepolto a sud, sotto il Mesozoico pennidico. Infatti quelle che per una comoda generalizzazione si sogliono chiamare « radici » altro non sono quì che le parti frontali del ricoprimento, rese pressochè verticali nelle ultime fasi dell'orogenesi alpina (fase insubrica di ARGAND). Anche i terreni della serie del Greiner non sembrano mostrare particolari analogie con le forme litologiche delle serie di Arolla e di Valpelline.

Ad ogni modo, anche volendo negare qualsiasi corrispondenza stratigrafica fra i terreni pretriasici del ricoprimento del Picco dei Tre Signori e quelli del ricoprimento della Dent Blanche - Margna, sussiste sempre il fatto indiscutibile che la falda del Picco - Greiner si trova nell'identica posizione tettonica della falda sesta delle Alpi occidentali e dei Grigioni, perchè, come questa, corona la sommità dell'imponente edificio pennidico.

Nel suo lavoro sul ripiegamento alpino, JENNY esprime l'ipotesi che le masse gneissiche delle Aurine - Ziller, del Tux e dell'Ahornspitz corrispondano rispettivamente ai ricoprimenti del Monte Rosa (V), del Monte Leone (III) e di Antigorio (I) (bibl. 95). Si è già mostrato in precedenza come una simile idea sia assolutamente insostenibile (pag. 65). Secondo JENNY poi, mancherebbero negli Alti Tauri i ricoprimenti costituiti da paragneiss (*Paragneisdecken*). Non occorre spendere parole per dimostrare l'infondatezza di una tale supposizione; basti il dire che, ammettendo una simile assurdità, si verrebbe implicitamente a negare l'esistenza dei complessi del Picco dei Tre Signori e del Greiner!

Le caratteristiche petrografiche dei calcescisti e l'abbondanza delle ofioliti dimostrano che il Mesozoico post-triasico di Valle Aurina e dell'alta Val di Riva (Val dei Dossi) si accosta assai più a quello dei ricoprimenti pennidici superiori (IV-VI) delle Alpi occidentali e dei Grigioni, che non a quello dei ricoprimenti inferiori (O - III) del Sempione - Ticino. Infatti i calcescisti e le pietre verdi degli Alti Tauri non si distinguono per nulla da quelli della Grivola (bibl. 98), della Valtournenche, delle valli d'Ayas, di Gressoney, ecc., che ebbero occasione di osservare *in situ* alcuni anni or sono. Ciò costituisce un

nuovo, valido motivo per il riferimento della serie dei calcescisti degli Alti Tauri (*obere Schieferhülle*) alle più elevate fra le falde pennidiche, e precisamente alla quinta e, soprattutto, alla sesta.

Un confronto fra la zona pennidica delle Alpi occidentali e centrali e la sua prosecuzione orientale, affiorante nella « finestra » dei Tauri, porta alla constatazione che, in quest'ultimo settore, i calcescisti e le ofioliti mesozoiche si trovano in massima parte sopra il nucleo pretriasico (Sonnblick - Granatspitz - Picco - Greiner) del ricoprimento sesto, mentre invece nelle Alpi occidentali e nei Grigioni le masse maggiori del Mesozoico pennidico si estendono al di sotto della cerniera pretriasica (Dent Blanche - Margna) del medesimo ricoprimento. In tal modo la parte maggiore dei calcescisti e delle ofioliti occupa, negli Alti Tauri, una posizione tettonica più elevata che non nei settori centrali e occidentali della catena.

Abbiamo constatato in precedenza come vari fatti militino in favore dell'idea che tutti i calcescisti del versante italiano delle Alpi Aurine-Ziller e delle Alpi del Tux, appartengano alla serie stratigrafica del ricoprimento del Picco dei Tre Signori - Greiner, compresi quelli che vengono a contatto diretto, per un evidente fenomeno meccanico, con i terreni del ricoprimento del Gran Veneziano. In ogni caso, anche non volendosi escludere in via di principio che parte almeno dei calcescisti di Valle Aurina, a ovest di Casere, e della Valle di Lappago, appartenesse in origine alla serie stratigrafica della falda del Gran Veneziano, bisogna ammettere che, nel territorio da noi studiato, tutti i terreni del Lias e le ofioliti incluse in essi, si trovino in contatto tettonico con i ricoprimenti del Picco - Greiner e del Gran Veneziano, costituendo quella che abbiamo chiamato « falda dei calcescisti ».

Abbiamo così riconosciuto per gli Alti Tauri fenomeni analoghi a quelli che si osservano nella zona interna delle Alpi occidentali, ove pure generalmente si constata che la formazione dei calcescisti e delle ofioliti non è autoctona rispetto ai singoli ricoprimenti pretriasici e triasici, ma che si è invece molto spesso staccata dal suo originario substrato stratigrafico, strappandogli scaglie e scheggie listriche di ogni

dimensione e dando luogo a degli scorrimenti non di rado estesissimi. Se ne è concluso che la formazione dei calcescisti non è solidale con i terreni più antichi, ma che costituisce una falda estremamente complessa, comprendente i più eterogenei elementi stratigrafici e tettonici (= *nappe des schistes lustrés* di TERMIER, *ricoprimento dei calcescisti* di HERMANN e DAL PIAZ, bibl. 149-153 e 98).

Cercare di stabilire a quale delle falde pretriasiche penniniche appartenga questa o quella parte del ricoprimento dei calcescisti diventa un problema difficilissimo e talvolta insolubile ⁽¹⁾. È quindi preferibile adoperare il termine di « ricoprimento dei calcescisti » in senso esclusivamente tettonico, senza attribuirvi nessun significato sottinteso di riferimento all'una o all'altra unità strutturale. Nel caso però che un tale riferimento fosse realmente possibile, converrà specificarlo in modo chiaro, come abbiamo fatto a proposito dei calcescisti sicuramente attribuibili alla serie stratigrafica del Picco dei Tre Signori e a quella del Greiner.

(1) Si consulti a questo proposito anche l'interessante lavoro di GIGNOUX M. *Les problèmes géologiques de la région Vanoise - Mont Pourri (Savoie)* « Bull. Soc. Scient. du Dauphiné », t. XLIX, 1928, pp. 66-111, con tre tavole.

CONDIZIONI DELLA ZONA PENNIDICA DELLE ALPI DURANTE IL PALEOZOICO SUPERIORE

Fino ad alcuni anni or sono era opinione generale che, in tutta la zona pennidica delle Alpi, i terreni pretriasici e mesozoici si trovasero sempre in perfetta concordanza stratigrafica e che fossero legati fra loro da «passaggi» gradualì, attestanti la continuità della sedimentazione. Secondo questo modo di vedere l'orogenesi ercinica, svoltasi con tanta intensità nelle regioni elvetiche ed austro-dinariche, avrebbe completamente rispettato l'interposta zona pennidica, la quale si sarebbe trovata in quei tempi allo stato di geosinclinale. In altre parole, nel settore pennidico, la geosinclinale alpina sarebbe succeduta, sovrapponendosi in concordanza, ad una geosinclinale pretriasica, la cui origine si perderebbe nella notte dei tempi (bibl. 137 ecc.). In tal modo, nella zona che c'interessa, avrebbe avuto luogo il deposito continuo, privo di lacune, dei terreni del Paleozoico superiore e del Trias.

Queste idee, profondamente radicate fra gli studiosi, si erano trovate più di una volta in evidente contrasto con i fatti messi in luce da vari geologi italiani e stranieri ⁽¹⁾, ma furono combattute per la prima

⁽¹⁾ Per esempio la presenza di conglomerati a ciottoli di gneiss e a cemento di carbonati alla base dei marmi del Trias medio, sul fianco normale della falda d'Antigorio (A. STELLA, C. SCHMIDT, H. PREISWERK); l'esistenza di una doppia scistosità nelle rocce pretriasiche del Sempione, di cui quella di stratificazione forma angolo con la superficie di sedimentazione del Trias (STELLA); la presenza di inclusi di «micascisti eclogitici» della zona Sesia nei melafiri probabilmente permiani del Biellese (S. FRANCHI), ecc. (bibl. 104, 124, 125). Tanto STELLA (op. cit.) quanto PREISWERK (bibl. 155) ammisero l'esistenza di una originaria, se pur non grande, discordanza di trasgressione fra i terreni mesozoici e quelli pretriasici del Sempione.

volta in via generale da ARGAND, che tentò di risolvere, con una concezione veramente geniale, il complesso problema della genesi e dell'evoluzione dell'arco delle Alpi occidentali (bibl. 103 e 113). Secondo l'insigne scienziato svizzero, il ripiegamento erciniano si sarebbe manifestato con notevole intensità anche in corrispondenza della zona pennidica, dando luogo ad ampie ondulazioni del fondo della geosinclinale, ma senza determinare peraltro delle emersioni, se non in qualche raro e limitato settore. In tal modo ARGAND era condotto a supporre l'esistenza, nella regione pennidica, di due serie parallele di terreni permocarboniferi e mesozoici; una serie differenziata, a *facies* continentale-neritica, circoscritta alle geanticlinali, e una serie uniforme, comprensiva, a *facies* batiale, estesa alle geosinclinali di secondo ordine (cfr. pag. 40-41). I terreni di queste due serie sarebbero legati fra loro da passaggi stratigrafici tanto in senso verticale quanto in senso orizzontale: passaggi fra gli « scisti di Casanna » e i terreni permocarboniferi ed eotriasici; fra gli « scisti di Casanna » e i calcescisti; fra il Trias calcareo-dolomitico e i calcescisti ecc. Solo in ristrette zone, limitate alla sommità delle geanticlinali, si osserverebbero delle lacune stratigrafiche, corrispondenti ad emersioni locali durante il Paleozoico superiore ed il Trias inferiore. Questi concetti incontrarono subito il favore degli studiosi, cominciando ben presto a far testo nei più moderni trattati di Geologia. In base agli stessi principi, R. STAUB elaborò una completa sintesi stratigrafico-tettonica delle montagne dei Grigioni (bibl. 114).

Successivamente CORNELIUS (bibl. 87 e 94) e JENNY (bibl. 95) modificarono in modo notevole l'originaria concezione di ARGAND. Sulla base di positive argomentazioni, CORNELIUS combattè l'idea dei « passaggi stratigrafici » dimostrando che i fatti addotti a sostegno di tale ipotesi si possono spiegare molto meglio con fenomeni secondari, di natura tettonica, che non mediante processi primari di sedimentazione. CORNELIUS, seguito in parte da JENNY, giunse così ad ammettere l'esistenza della discordanza ercinica in tutta intera la zona pennidica delle Alpi. Secondo questi due autori, l'orogenesi ercinica si sarebbe manifestata con grande intensità anche nella zona pennidica, determinandovi la formazione di una

poderosa catena di montagne, non inferiore a quelle che allora si ergevano in corrispondenza dei settori elvetici ed austro-dinarici ⁽¹⁾. A fenomeni del genere accenna pure il ROVERETO nel suo interessante lavoro sulle « *Falde a trucioli e falde a doppio viaggio* » (bibl. 95 a). Secondo questo autorevole studioso della geologia alpino-appenninica, nelle formazioni permo-carbonifere del ricoprimento del Gran S. Bernardo, nella zona delle Alpi liguri, esistono chiare testimonianze dell'orogenesi ercinica.

Nei nostri studi sui Tauri occidentali, abbiamo avuto la fortunata possibilità di constatare l'esistenza della discordanza varisica in seno ai terreni del ricoprimento del Gran Veneziano e del ricoprimento del Picco dei Tre Signori (fig. 8). Una constatazione analoga era già stata fatta molti anni or sono dal KOBER nei Tauri orientali, per i terreni delle falde dell' Ankogel - Hochalm e del Sonnblick (bibl. 88-94). In perfetto accordo con le idee di questo autore, noi possiamo quindi affermare che, durante il Permo-Carbonifero, l'intera regione corrispondente alla zona pennidica degli Alti Tauri non si trovava in condizioni di geosinclinale, ma era invece emersa e faceva parte delle catene montuose create dall'orogenesi ercinica.

A conclusioni analoghe siamo giunti a proposito della regione che, nel Paleozoico superiore, corrispondeva alla falda Val Maira - Gran Paradiso - Tambò - Suretta, prosecuzione occidentale del ricoprimento del Gran Veneziano - Hochalm. Quest'ultima constatazione ha un'importanza notevolissima per il problema di cui trattiamo, inquantochè, secondo le precedenti ipotesi, la parte più profonda della geosinclinale pennidica avrebbe dovuto estendersi, nel Permo-Carbonifero e nel Trias, proprio in corrispondenza al gigantesco elemento tettonico summenzionato (falda V) ⁽²⁾.

⁽¹⁾ Per quanto si riferisce alle manifestazioni dell'orogenesi ercinica nelle zone elvetiche ed austro-dinariche delle Alpi, rimandiamo il lettore ai lavori e alle pubblicazioni riassuntive di VINASSA DE REGNY, GORTANI, ESCHER, LUGEON, CORBIN e OULIANOFF, HERITSCH, HEIM ecc. (bibl. 58, 81, 84-85, 115, 156-164, 169-171 ecc.).

⁽²⁾ Secondo R. STAUB (bibl. 114), la regione corrispondente all'attuale ricoprimento Tambò - Suretta avrebbe costituito nel Trias una geantielinale, mentre invece nel Permiano si sarebbe trovata ancora in condizione di geosinclinale. A nostro avviso, è probabile che abbia avuto luogo il fenomeno opposto, per cui alle condizioni di terra emersa persistente durante il Permiano, sarebbe succeduto, nel Trias, il regime di mare poco profondo.

In definitiva, noi riteniamo di possedere al giorno d'oggi elementi sufficienti per affermare che la tempesta orogenetica ercinica si è abbattuta con piena violenza anche nella regione corrispondente all'intera zona pennidica delle Alpi, almeno nel suo attuale sviluppo a noi visibile dal passo del Katschberg al Mar Ligure. Naturalmente una simile concezione scalza le basi stratigrafiche su cui erano fondate tutte le precedenti teorie sulla genesi della catena alpina. Essa viene fra l'altro a negare l'ipotesi, accettata da molti come un assioma, che la zona pennidica si sia trovata in condizioni di geosinclinale durante tutta la seconda metà del Paleozoico; a questo proposito, CORNELIUS osserva con ragione che la geosinclinale alpina non è stata affatto una forma geologica persistente, essendosi originata soltanto nel Trias inferiore. Infine queste nuove idee sulla condizione della zona assiale delle Alpi durante il Paleozoico superiore, costringono ad abbandonare la seducente ipotesi che le cerniere pretriasiche degli attuali ricoprimenti pennidici derivino da vaste ondulazioni geanticlinali del fondo della Tetide, determinate dall'orogenesi ercinica e quindi già presenti nel Permo-Carbonifero.

ZONA DI MATREI

(PENNIDICO + AUSTRO-ALPINO INFERIORE)

Questa importantissima zona si estende da ovest ad est attraverso tutta la regione studiata, dall'alta Valle Rio d'Arna sino al Passo di Gola, rappresentando, senza alcun dubbio, la serie tettonica più complessa dell'Alto Adige orientale (bibl. 46, 54 e 141; Tav. X). Infatti lame numerosissime quanto irregolari di paragneiss, micascisti, scisti filadici, quarziti, dolomie, calcari, calcescisti, serpentini, cloritoscisti, prasiniti ecc., si alternano fra loro con una complessità sbalorditiva, tanto da dar luogo non di rado a ripetizioni di decine e decine di elementi strutturali (fig. 20; Tav. II, fig. 1; Tav. VIII, figg. 1-3; bibl. 49).

La zona di Matrei non costituisce un'entità indipendente e unitaria, nè dal punto di vista tettonico, nè da quello stratigrafico. Essa corrisponde invece ad una regione eccezionalmente disturbata e complicata, in cui vengono a contatto meccanico i più differenti terreni di ben tre falde importantissime (ricoprimento del Picco dei Tre Signori, ricoprimento dei calcescisti, ricoprimento austro-alpino inferiore del M. Nevoso).

Per questa ragione, la zona di Matrei non può presentare caratteristiche stratigrafiche sue proprie. Per i terreni pretriasici e mesozoici a *facies* pennidica e per la serie triasica del fianco rovesciato del ricoprimento austro-alpino inferiore (M. Nevoso) può valere tale e quale la descrizione esposta nel capitolo sulla falda del Picco e su quella dei calcescisti; per le rare scaglie di terreni pretriasici a *facies* austro-alpina inferiore, rimando il lettore alle notizie riportate nel capitolo seguente.

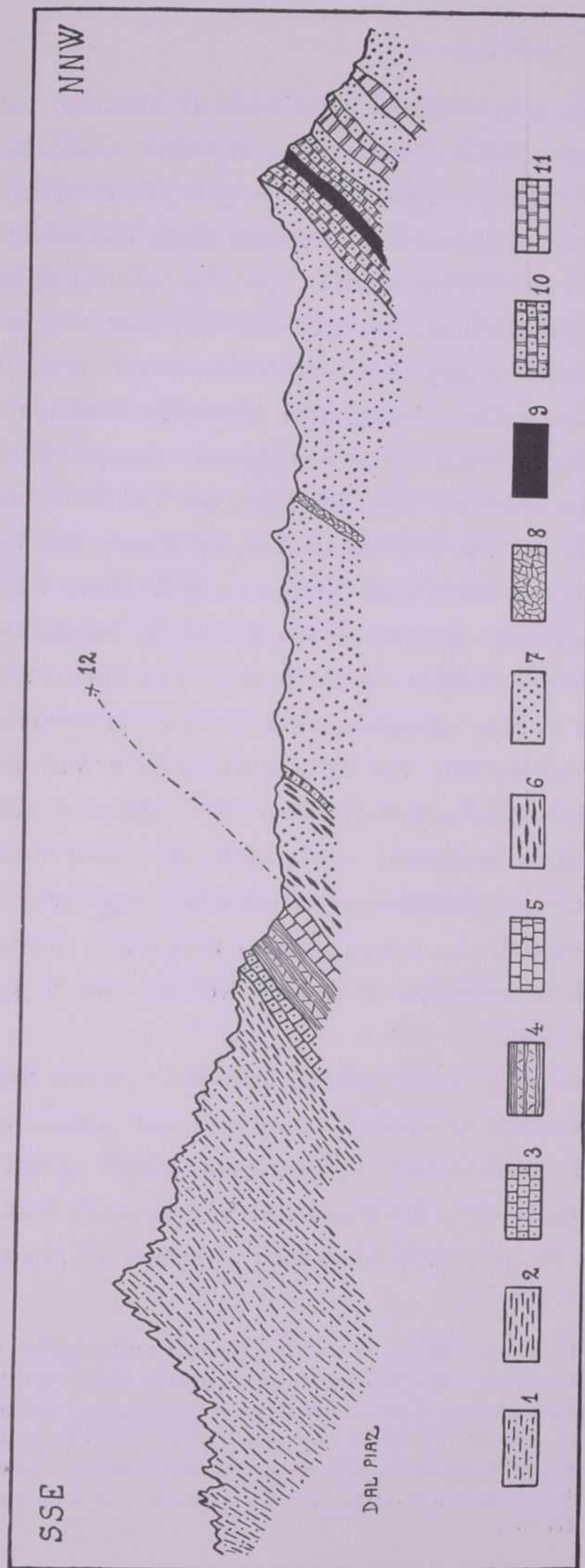


Fig. 20 - Panorama geologico della dorsale fra Valchiusetta e Val Chiusagrande. Ricoprimento austro-alpino inferiore del Monte Nevoso (Grigionidi): 1 = Micascisti nodulari e filladi quarzifere della serie di Cima Dura (Pretriasico); 2 = Forme lamine dei precedenti; 3 = Quarziti (Permo-Eotrias); 4 = Calcescisti e calcari scuri ben stratificati (Muschelkalk); 5 = Calcarei e dolomie (Ladinico e Trias superiore); 6 = Olioli (serpentine) milonitiche; 7 = Serpentine (Mesozoico recente); 8 = Calcefiri e oficalciti associati alle serpentine. Ricoprimento del Picco dei Tre Signori (Pennidico), p. p.; 9 = Paragneiss e micascisti (Pretriasico); 10 = Quarziti (Permo-Eotrias); 11 = Calcarei e dolomie (Trias medio e superiore). ——— 12 = Piano di scorrimento della falda austro-alpina inferiore sulle scaglie della «zona di Matri».

Dei numerosi terreni che si riscontrano nella zona di Matri, i calcescisti con le loro forme eteropiche devono esser riportati senz'altro al ricoprimento pennidico dei *Schistes lustrés* (VI p. p.). D'altra parte, quando noi vediamo al disotto della serie pretriasica delle Grigionidi, far seguito diretto le quarziti del Permo-Eotrias, talvolta gli scisti filadici e i calcari grigi del Muschelkalk, ed infine le dolomie e i calcari dolomitici del Trias medio e superiore, possiamo esser certi di avere a che fare con una successione stratigrafica riferibile totalmente alla falda austro-alpina inferiore. Casi del genere furono da noi osservati nelle dorsali fra Val Rio d'Arna e Val Chiusetta, fra Val Chiusetta e Val Chiusa Grande (fig. 20), fra Val dell'Orso e Val del Porco, fra Val del Porco e Valbona, nella cresta fra Punta Nera e q. 2767 (Tav. VIII, fig. 3), nell'alta Val dei Dossi ecc. ⁽¹⁾. Altre volte invece il cristallino antico delle Grigionidi viene a contatto diretto con i calcescisti, vale a dire con dei terreni senza dubbio appartenenti alle Pennidi, come si osserva per esempio nella dorsale fra Val Chiusa Grande e Val dell'Orso, nell'alta Val dei Dossi, a sud del Passo di Gola ecc. (cfr. bibl. 49). In questi casi bisogna ammettere che le quarziti e le dolomie del fianco rovesciato delle Grigionidi inferiori siano state soppresse in conseguenza di fenomeni tettonici, che hanno portato a contatto meccanico il cristallino antico del ricoprimento di Monte Nevoso con la formazione pennidica dei calcescisti.

Più difficile diventa precisare la pertinenza, quindi l'origine, delle scaglie di paragneiss e micascisti pretriasici comprese nel mezzo dei termini mesozoici. Molte di queste scaglie presentano *facies* simili a quelle delle rocce analoghe della serie del Picco dei Tre Signori e sembrano quindi rapportabili al ricoprimento omonimo; si tratta, in genere,

⁽¹⁾ Non è questo il primo esempio che si conosca di un ricoprimento austro-alpino che conservi ancora avanzi cospicui del suo fianco rovesciato. Infatti nei Grigioni, la falda austro-alpina inferiore dell'Err mostra spesso, lungo il suo bordo occidentale e settentrionale, come pure nella finestra di Val Bever, importanti resti del suo fianco rovesciato (bibl. 128 e 129); giustamente osserva CORNELIUS, che sarebbe erroneo parlare in simili circostanze di uno scorrimento di zolle (*Schollenueberschiebung*) e la stessa cosa si può ripetere per il caso nostro. Si veda anche HEIM, *Geologie der Schweiz*, II₂, pp. 677-678.

di micascisti sericitici e cloritici, di micascisti filladici sericitici, di quarziti filladiche, di scisti grafitici ecc. che non si distinguono per nulla dalle rocce analoghe di Val del Vento o di Forcella del Picco. Un lembo di paragneiss anfibolici presso q. 2574 a sud di Cima Pila (dorsale fra Val del Porco e Valbona), si mostra invece identico a certe forme analoghe della serie del M. Dura, onde possiamo riferirlo al più basso dei ricoprimenti austro-alpini inferiori e precisamente alla falda di Monte Nevoso. La presenza di queste scaglie pretriasiche, a *facies* pennidica od austro-alpina a seconda dei casi, permette di essere precisi sul riferimento tettonico delle lame di quarziti, dolomie e calcari che accompagnano i vari lembi di parascisti pretriasici. Dove però mancano simili termini di riferimento, riesce quasi sempre impossibile stabilire l'origine delle scaglie di quarziti e di dolomie, trattandosi di terreni che sono rappresentati tanto nelle falde pennidiche quanto nel fianco rovesciato delle Grigionidi inferiori.

L'affinità stratigrafico-litologica che presenta il Permo-Trias austro-alpino inferiore della zona di Matrei con il Permo-Trias pennidico, non può certo sorprendere, tanto più se si tien presente che nei Grigioni la *facies* pennidica fa passaggio graduale alla *facies* austro-alpina (bibl. 168, pagg. 23 - 24).

I risultati a cui siamo giunti completano, pur portando delle sostanziali modificazioni, le idee espresse da R. STAUB (bibl. 34, pagg. 63 - 77) a proposito della zona di Matrei in generale. Secondo questo Autore, la zona in discorso non comprenderebbe elementi austro-alpini, ma sarebbe esclusivamente pennidica, rappresentando le digitazioni superiori del ricoprimento del Gross Glockner (VI); essa corrisponderebbe quindi alle sub-falde di Schams e Platta nei Grigioni (bibl. 165). Questo concetto trova la sua espressione grafica nella bella carta tettonica delle Alpi dello STAUB, ove l'intera zona di scaglie che si estende lungo tutto il bordo meridionale della finestra dei Tauri è distinta con lo stesso colore usato per la falda del Platta. Solo alle due estremità del bordo meridionale della finestra, cominciano ad apparire, secondo lo STAUB, i terreni mesozoici dei ricoprimenti austro-alpini inferiori

(*Unterostalpine Sedimente*), rappresentati in Val d'Isarco dalle « quarziti di Vipiteno ». Un simile concetto risulta al giorno d'oggi insostenibile, come dimostrano chiaramente i profili che abbiamo in precedenza illustrato. Lo studio approfondito di queste sezioni naturali ci permette invece di affermare con sicurezza che la zona di Matri, lungo il bordo meridionale della finestra dei Tauri, è costituita da una serie tettonica di elementi mesozoici e pretriasici, riferibili rispettivamente (come si è accennato), alla più bassa delle falde austro-alpine inferiori, alla falda dei calcescisti e alla falda del Picco dei Tre Signori — Greiner e degli altri nuclei pretriasici e triasici equivalenti. I termini appartenenti a quest'ultimo complesso rappresentano le estreme digitazioni superiori del medesimo ricoprimento e sono perciò paragonabili alle scaglie di *Schams* della falda della Margna (VI) nei Grigioni. Proseguendo nelle nostre omologie, osserveremo che i termini austro-alpini della nostra zona si trovano in una posizione tettonica più o meno comparabile con quella delle falde che nelle Alpi centrali costituiscono la base del sistema austro-alpino; più precisamente, essi sembrano offrire una larga analogia con i ricoprimenti dell'Err e del Carungas (bibl. 128 — 129), perchè al di sotto di quest'ultima unità seguono le enormi masse ofiolitiche del Platta, che tettonicamente corrispondono alle prasiniti e alle serpentine della zona di Matri.

Ad oriente del territorio da noi studiato, dal Passo di Gola alla Valle di Virgen, la zona di Matri continua a presentare uno sviluppo notevolissimo (Tav. X, bibl. 2, 142, 166), e anche qui sembra in parte riferibile ai termini più profondi delle falde austro-alpine inferiori ⁽¹⁾.

(1) Il Dott. K. SCHOKLITSCH di Graz, con una liberalità di cui Gli siamo vivamente grati, ha voluto mettere a nostra disposizione i suoi rilievi geologici, ancora inediti, della zona di Matri, per il tratto compreso fra il Passo di Gola e la Valle di Virgen, in territorio austriaco. In tal modo abbiamo potuto rappresentare, nella nostra carta geotettonica al 200.000 (Tav. X), anche questo importantissimo settore della zona che ci interessa; siccome però il rilevamento del Dott. SCHOKLITSCH riveste ancora carattere preliminare, così nella carta geotettonica non è stato possibile separare gli elementi austro-alpini da quelli pennidici, per tutto il tratto corrispondente al territorio predetto. Per il segmento occidentale, compreso fra i fiumi Aurino ed Isarco, abbiamo usufruito degli ottimi rilievi di SANDER (bibl. 28 e 31), i quali però sono stati redatti con criteri alquanto diversi dai nostri, onde, per questo settore, la distinzione fra i termini austro-alpini e quelli pennidici della zona di Matri si è potuta fare solo in via approssimativa.

Come nei Grigioni, così anche nei Tauri la zona — limite fra i ricoprimenti pennidici e quelli austro-alpini è caratterizzata dalla presenza di enormi masse di ofioliti mesozoiche (cretacee), che con ogni evidenza sono state prima iniettate e poscia spinte e trascinate innanzi meccanicamente lungo i grandi piani di scorrimento ⁽¹⁾. Secondo R. STAUB (bibl. 34), le ofioliti del Platta nei Grigioni e quelle della zona di Matrei sono fra loro equivalenti dal punto di vista tettonico e vanno riferite alla copertura mesozoica del ricoprimento VI (Margna — Gross-Glockner). Noi siamo perfettamente d'accordo con lo STAUB per quanto si riferisce alla sua prima proposizione, mentre dobbiamo osservare che, data l'originaria natura eruttiva, prevalentemente intrusiva, delle ofioliti, non è opportuno attribuirle a questo o a quel ricoprimento. Si può ripetere a questo proposito un pensiero espresso in via generale da CADISCH, secondo cui le ofioliti mesozoiche non devono considerarsi esclusive del Pennidico, come ritiene lo STAUB, perchè non appartengono a nessun livello tettonico determinato, costituendo come un corpo estraneo alla catena, che può essere rappresentato tanto nel Pennidico quanto nell'Austro-alpino inferiore (bibl. 168, p. 24) ⁽²⁾.

Le scaglie della zona di Matrei sono separate fra loro da importanti piani di movimento differenziale. I terreni stratigraficamente più diversi vengono a contatto tettonico lungo superfici di scorrimento che, di regola, sono parallele ai piani di scistosità e di originaria stratificazione delle singole rocce. La struttura di questa complicatissima zona può essere paragonata, usando una felice immagine di CORNELIUS (bibl. 94), ad un mazzo di carte da gioco ben mescolato.

In generale le singole scaglie hanno un andamento estremamente irregolare e discontinuo; difatti esse non presentano quasi mai uno svi-

⁽¹⁾ Questo fenomeno è rappresentato con grande evidenza nella sezione schematica delle Alpi pubblicata da ARGAND nella sua celebre opera « *La tectonique de l'Asie* » (bibl. 167, p. 353, fig. 19 *ter*). Ancora nel 1912, CORNELIUS scriveva che l'intrusione delle ofioliti mesozoiche, che si trovano alla base del sistema austro-alpino, appare come la conseguenza diretta dello scorrimento delle falde austro-alpine (bibl. 117, p. 420 ecc.).

⁽²⁾ Le ofioliti mesozoiche della finestra dei Tauri furono da noi descritte assieme ai calciscisti solo per comodità di trattazione.

luppo molto notevole in direzione assiale e anche il loro spessore è di solito modesto.

Nella zona di Matrei le miloniti e le breccie di frizione fanno generalmente difetto; solo in pochi casi si può constatare la presenza di deformazioni elastiche grossolane, che stanno in rapporto evidente con le particolari proprietà fisiche della roccia interessata (serpentine ecc.) ⁽¹⁾.

Mancano pure, in via generale, le superfici di taglio trasversali alla scistosità e all'originaria stratificazione; questa circostanza sembra escludere che lo scagliamento sia da imputarsi a puri e semplici fenomeni di taglio, determinatisi in conseguenza di una scarsa plasticità delle rocce. Ci sembra invece più verosimile che queste scaglie derivino da originarie pieghe d'inviluppo (*Einwicklung*) fra i ricoprimenti pennidici e quelli austro-alpini, successivamente costipate e laminate in grado estremo. Ad un certo punto, le cerniere delle pieghe dovettero lacerarsi e lo scivolamento continuò lungo le superfici di scistosità e di originaria stratificazione, determinando una sempre maggiore laminazione delle rocce trascinate nel movimento. I lembi ofiolitici, interposti fra i terreni delle falde pennidiche ed austro-alpine, seguirono lo stesso destino tettonico delle rocce incassanti; è evidente che le serpentine e i cloritoscisti, in causa delle loro particolari proprietà fisiche, devono aver facilitato in modo notevole i fenomeni di scorrimento e di scagliamento. In seguito a tutte queste vicende, si originò una serie tettonica estremamente complessa, nella quale le singole scaglie si susseguono sempre in perfetta concordanza, tanto che la zona di Matrei presenta superficialmente l'aspetto di una normale alternanza sedimentaria (Tav. VIII) ⁽²⁾.

⁽¹⁾ Secondo SANDER, nella zona di Matrei si osservano deformazioni post-cristalline di cristallino tipico dei Tauri (op. cit. 32). Si tratta evidentemente di fenomeni imputabili alle spinte tardive dell'orogenesi alpina, agenti su dei terreni che erano stati in precedenza metamorfosati dalla « cristallizzazione dei Tauri » (*Tauernkristallisation*), ma che successivamente erano venuti a trovarsi fuori della sua sfera d'influenza perchè portati in ambiente superficiale.

⁽²⁾ CADISCH fa osservare, a proposito della zona a scaglie di Arosa, che « lo scagliamento dei ricoprimenti (*Deckenverschuppung*) sta all'inviluppo degli stessi (*Einwicklung*) nel medesimo rapporto con cui le pieghe-faglie stanno alle pieghe, vale a dire che lo scagliamento delle falde si determina per esagerazione dei fenomeni di inviluppo » (bibl. 168).

Allo scopo di stabilire un confronto fra i profili della zona di Matri, che si osservano in Valle Aurina e in Val di Riva, e qualche profilo già ben conosciuto della stessa « zona », visitammo, nel 1931 e nel 1932, la regione del Castello di Sprechenstein, presso Vipiteno, nella Valle dell'Isarco. Questa località è ormai famosa nella letteratura geologica, grazie ai classici studi di TERMIER, SANDER e STAUB (bibl. 28, 31, 34 e 36). Secondo quest'ultimo Autore, la successione di scaglie che affiora nella valletta a nord del Castello « potrebbe essere pennidica, ma potrebbe anche rappresentare la serie della Tarntal, laminata » (bibl. 33, p. 69).

Nel complesso, le caratteristiche geologiche di questa interessante località corrispondono alla descrizione e alle figure che ne dà lo STAUB (bibl. 34, p. 69, figg. 19 - 20), ma ne differiscono per qualche dettaglio non privo d'importanza. Così per esempio, nel fondo della valletta a nord del Castello, affiorano degli autentici calcescisti (indicati dubitativamente come *Bündnerschiefer* dallo STAUB), poi un marmo grigio verde e quindi degli scisti scuri, grafitici, che al microscopio sono risultati essere dei semplici calcescisti, molto laminati. Quest'ultime rocce, certamente mesozoiche, si distinguono con difficoltà ad occhio nudo da certi scisti grafitici del Paleozoico superiore. Siccome esse affiorano nell'esatta posizione in cui dovrebbe comparire la scaglia di Carbonifero segnalata dallo STAUB (fig. 20), ma che noi non siamo riusciti a trovare, così non è improbabile che il chiaro geologo svizzero, ingannato da tale somiglianza superficiale, abbia scambiato questi calcescisti per dei terreni carboniferi. Molto discutibile ci sembra poi il riferimento al « Verrucano » degli scisti verdi (*grüne, verrukanoartige Schiefer*), che seguono subito a nord e che piuttosto richiamano alla mente certe *facies* cloritiche dei parascisti pretriasici del ricoprimento del Picco dei Tre Signori - Greiner. Le scaglie di « *grüne Phyllite* » e di « *Gneisse* » che fanno seguito più a settentrione, assieme a lame di quarziti e di dolomie del Trias, sono costituite da filladi quarzifere muscovitiche, a clorite e tormalina, estremamente laminate; queste rocce ricordano molto certe forme di filladi e di micascisti sericitici, o sericitico-cloritici, della serie del Picco dei Tre Signori - Greiner, che si osservano anche nella

vicina « cupola » di terreni pretriasici della bassa Valle di Vizze, mentre differiscono in modo evidente dagli scisti filladici austro-alpini che affiorano fra la valletta ed il Castello (*Glimmerschiefer* di STAUB), e che sono identici ai tipi analoghi della serie di Cima Dura, in Valle Aurina e in Val dei Dossi (Grigionidi inferiori).

In conclusione, nella valletta a nord del Castello di Sprechenstein, non si hanno prove sicure dell'esistenza di scaglie appartenenti alle falde austro-alpine inferiori (Grigionidi), mentre esistono dei termini (calcescisti; filladi e micascisti sericitici, a clorite e tormalina) che senza dubbio vanno riferiti ai ricoprimenti pennidici.

I complessi fenomeni che abbiamo illustrato in questo capitolo assumono un'importanza grandissima per la comprensione tettonica delle Alpi Orientali e, in conseguenza, dell'intera catena alpina. È infatti evidente che le innumerevoli scaglie della zona di Matrei altro non possono essere che l'effetto del movimento di traslazione delle falde austro-alpine su quelle pennidiche. Siccome la zona di Matrei circonda da tutte le parti la serie pennidica degli Alti Tauri, come ha dimostrato lo STAUB, ne viene di conseguenza che le falde austro-alpine hanno dovuto estendersi fin sul versante settentrionale delle Alpi, ciò che costituisce una chiara riprova dell'esistenza della « finestra tettonica » dei Tauri ⁽¹⁾.

(¹) In un recentissimo lavoro (bibl. 172), KOBER riafferma in modo reciso l'esistenza della « finestra tettonica » dei Tauri, di fronte alle obiezioni in contrario mosse in questi ultimi tempi da KÜBLER (bibl. 14-17)

I RICOPRIMENTI AUSTRO-ALPINI (GRIGIONIDI E TIROLIDI)

I TERRENI DEL « CRISTALLINO ANTICO »

Nella regione da noi studiata, i terreni scistoso-cristallini pre-carboniferi (« Cristallino antico ») delle falde austro-alpine, sono costituiti da filladi, quarziti, scisti e quarziti a grafite ⁽¹⁾, micascisti, paragneiss, marmi, anfiboliti ed ortogneiss diversi (bibl. 43-44, 46, 49-51, 57, 133, 173-177).

Questo complesso di terreni può venir suddiviso in due gruppi ben distinti, tanto litologicamente quanto cronologicamente.

Il gruppo più profondo è formato da parascisti ed ortogneiss, che riuniremo sotto la denominazione complessiva di « *serie di Anterselva* », dal nome della Valle ove questi terreni si sviluppano nel modo più completo.

Le formazioni scistose derivate dal metamorfismo di terreni sedimentari, sono rappresentate in prevalenza da micascisti e paragneiss a due miche, spesso granatiferi o tormaliniferi, che presentano delle alternanze stratigrafiche con scisti anfibolico-biotitici o cloritici, oppure con quarziti filladiche più o meno sericitiche. La tessitura di queste rocce è caratterizzata da una grana finissima e da una scistosità minuta e regolare. Il colore è generalmente bruniccio o grigio verde, per la prevalenza a volte di biotite e a volte di anfibolo. In vicinanza del massiccio tonalitico delle Vedrette di Ries, presso il contatto con la roccia

⁽¹⁾ Alta Val Fredda, sopra il rifugio omonimo, e presso la quota Nord di Pizzo delle Vedrette ecc..

eruttiva, s'incontrano spesso dei paragneiss sillimanitici, che furono segnalati anche in territorio austriaco da SENARCLENS - GRANCY e da SCHOKLITSCH (bibl. 142, 166 e 178).

Non è certo facile compito tentare di stabilire se la presenza della sillimanite sia dovuta all'azione di un metamorfismo di katazona, oppure se sia invece dovuta all'influenza della massa eruttiva delle Vedrette di Ries. Nel vicino territorio austriaco, ad est di S.^t Jakob



Fig. 21 - Paragneiss a vene di quarzo della falda di Monte Nevoso (Grigionidi inferiori). Versante settentrionale del Monte Nevoso.

nella Defereggertal, SENARCLENS - GRANCY ha scoperto dei paragneiss sillimanitici a notevole distanza dalla tonalite (bibl. 166 e 178); in questi casi e in altri consimili, si tratta probabilmente di scisti cristallini della katazona, che devono la presenza della sillimanite ad un intenso metamorfismo di profondità (carico) e non già ad un metamorfismo di contatto magmatico. Nella regione corrispondente all'area italiana del foglio Monguelfo, gli scisti a sillimanite furono però rinvenuti finora solo in prossimità del massiccio delle Vedrette di Ries; la caratteristica localizzazione di queste rocce e la frequente presenza in esse di minerali caratteristici di contatto, come andalusite, cordierite ecc., rendono verosimile l'ipotesi che in questo caso la formazione della sillimanite

sia opera dell'esometamorfismo esercitato dal magma tonalitico. Naturalmente non si può escludere in via di principio la possibilità, affacciata anche da SCHOKLITSCH (bibl. 142), che si tratti di paragneiss della katazona, che debbano la presenza della sillimanite ad un intenso metamorfismo di profondità e la formazione dell'andalusite, della cordierite ecc., ad un successivo metamorfismo di contatto. La peculiare distribuzione di questi scisti sillimanitici e l'assenza di altre rocce riferibili alla katazona, rendono tale ipotesi poco verosimile, almeno in via generale.

Particolarmente interessanti sono i micascisti e i paragneiss muscovitici ricchi di granato e tormalina, spesso con staurolite e più di rado con cianite (*mcs* del foglio Monguelfo, bibl. 49), che s'incontrano qua e là in seno ai paragneiss biotitici, oppure in mezzo agli ortogneiss. Oltrecchè per la composizione mineralogica, queste rocce si distinguono nettamente dai parascisti normali per la loro grana più grossa e per l'irregolarità della tessitura scistosa. Forme del genere si trovano sul fianco sinistro dell'alta Valle di Anterselva, nel gruppo di Croda Rossa, nella zona sinclinale che va da Kalkstein a Val Quaira, a Val dei Novali e a Cima Gallina, presso il Castello di Chela, presso Vila di Sopra, ecc.

Intercalate fra i banchi di paragneiss si trovano, con relativa frequenza, quarziti tipiche, con tessitura più o meno scistosa, che talora fanno passaggio a quarziti filladiche sericitiche. Notevoli per le loro fitte ripieghe, sono le quarziti che affiorano sul versante orientale del Monte Quadra, a sud di Riva di Tures. Recentemente C. ANDREATTA ha compiuto l'analisi strutturale di una quarzite che affiora sulla mulattiera che da Riva porta al rifugio Uniti (bibl. 179); da questo studio è risultato che la quarzite corrisponde, probabilmente, ad una *s* - tettonite e che la sua scistosità è dovuta in prevalenza ad una deformazione para-cristallina.

Abbastanza frequenti nel cristallino antico delle Grigionidi sono poi i lembi di calcare cristallino (saccaroide), di colore generalmente bianco. Quali località in cui si avverte la presenza di questi marmi, citeremo: la conca di Riva di Tures; l'alta Valle di Rio di Sorgiva;

la regione a nord di M. Covoni; il Naso Bianco a sud di Cima del Vento; l'alta Valle di Rio Molino; la zona attorno al ghiacciaio Val Fredda; l'Alpe di Camponovale in Val d'Anterselva, la zona immediatamente a sud del nucleo intrusivo della Cima di Vila ecc. (cfr. Tav. IX e X e bibl. 49). È interessante constatare come i marmi facciano invece completamente difetto nel cristallino antico delle Tirolidi, per tutta l'estensione del territorio a est dell'Isarco, rappresentato nella nostra carta geotettonica. (Tav. X).

Ai terreni sopra descritti, si accompagnano ortogneiss di tipo diverso, che in Val di Riva sono limitati a banchi di scarsa potenza, mentre assumono un'importanza grandissima nella regione a sud delle Vedrette di Ries, tanto che nella metà inferiore delle Valli di Vila, d'Anterselva, di Casies, predominano di gran lunga sui parascisti. Il tipo prevalente che forma l'enorme massa gneissica detta di Anterselva, è un ortogneiss granitico, chiaro, muscovitico, a grana grossa, il quale in alcune zone assume una distinta tessitura ghiandolare. Le masse minori di ortogneiss, che abbondano nelle regioni di Riva di Tures e delle Vedrette di Ries, sono costituite da forme più acide e precisamente da ortogneiss aplitici o pegmatitici (Tav. IX). Queste ultime *facies* sembrano corrispondere ad antiche apofisi, derivate dall'originario massiccio granitico di Anterselva. Dalle ricerche analitiche di A. BIANCHI (bibl. 57) risulta che l'ortogneiss granitico-muscovitico di Anterselva (Bagni di Salomone) ha una composizione chimica corrispondente a quella di un granito persilicico a tendenza alcalino-potassica, specialmente dove assume *facies* più distintamente aplitico-pegmatitica.

I fianchi della bassa e media Val Casies sono formati da un tipo particolare di ortogneiss biotitico, talora anche anfibolico nelle forme più basiche. Secondo A. BIANCHI (bibl. 57), si tratta di una roccia a composizione chimica corrispondente a quella di un magma granitico normale, meno persilicico, meno potassico e più ricco di calcio di quello della massa di Anterselva. La tessitura dell'ortogneiss è sempre tipicamente scistosa. Caratteristica è pure la presenza di un plagioclasio andesinico, a zonatura invertita, cioè con il nucleo più sodico

della periferia. Questo ortogneiss biotitico è limitato alla serie cristallina delle Tirolidi, ove forma una massa di cospicue dimensioni, mentre invece manca completamente nella serie delle Grigionidi, almeno nel territorio da noi studiato.

Lungo tutto il versante destro della Val di Riva, dai pressi di Sasso Lungo di Collalto fino a Campo Tures, affiora un ortogneiss occhiadino muscovitico, a ghiandole di microclino, che possiede la composizione di un granito alealino potassico (bibl. 57 e 133). Questo letto di ortogneiss si continua, con rimarchevole costanza, verso ovest fin oltre la Valle di Lappago e verso est fino alla Troyer Alm Tal (Tav. X; bibl. 142, 166 e 178). Un lembo importante di ortogneiss occhiadino a due miche, con biotite prevalente, s'incontra presso il limite meridionale delle Austridi, fra Rasùn in Val d'Anterselva e Fàlzes nella conca di Brunico. Un'altra intercalazione più sottile di ortogneiss occhiadino si trova poco a sud del Corno Fana di Dobbiaco, donde si prolunga sino nel fondo della Valle di Villgraten (Tav. X e bibl. 49).

Nella regione di Croda Nera (Vedrette di Ries) (Tav. IX) e anche sul fianco destro dell'alta Valle di Anterselva, abbondano anfiboliti granatifere e gneiss anfibolici od anfibolico-epidotici, che, almeno in parte, sembrano derivare da masse eruttive femiche. Infatti un'analisi chimica eseguita dal prof. BIANCHI su una anfibolite epidotica di Croda Nera, sopra il ghiacciaio di Val Fredda, ha dimostrato che questa roccia presenta una composizione molto femica e ricca di calcio, di tipo gabbro-orneblenditico e gabbro-issitico (bibl. 57).

Le rocce della serie di Anterselva hanno molta analogia con quelle corrispondenti delle falde austro-alpine dei Grigioni. I paragneiss e i micascisti biotitici, i micascisti granatiferi a staurolite e distene, i marmi pretriasici, gli ortogneiss muscovitici e a due miche, i gneiss occhiadini, le anfiboliti ecc., delle Valli di Riva, di Vila, di Anterselva, di Casies, ecc., trovano rispondenza nelle forme analoghe che si riscontrano in seno al « cristallino antico » dei ricoprimenti austro-alpini dei Grigioni, soprattutto delle falde Campo e Silvretta (bibl. 115). Questi terreni mostrano nell'insieme una notevole analogia con le rocce della serie di

Valpelline – Fedoz del ricoprimento VI (Dent Blanche–Margna) ; bisogna però osservare che nella serie di Anterselva sembrano mancare completamente o quasi le kinzigiti e gli gneiss sillimanitici a grafite, che sono invece così diffusi nella formazione di Valpelline e che si riscontrano anche in seno ai terreni delle Austridi, all'infuori della regione da noi studiata. Fanno infine difetto, in tutta la zona austro–alpina dell'Alto Adige Orientale, i grandi corpi intrusivi granitici, sienitici, monzonitici, banatitici, del ciclo magmatico ercinico, che assumono un'importanza predominante nelle più basse falde austro–alpine inferiori dei Grigioni (falde dell'Err e del Bernina).

L'età della serie di Anterselva è certamente molto antica, probabilmente pre–paleozoica. (Per ulteriori notizie si consulti la discussione sull'età del cristallino antico delle Austridi, alla fine del presente capitolo).

La parte più recente del cristallino antico del fianco rovesciato delle Grigionidi inferiori (falda di Monte Nevoso) è rappresentata da un complesso di filladi sericitiche e cloritiche e di micascisti granatiferi nodulari, serie che, dal nome della regione ove presenta maggior sviluppo, chiameremo « serie di Cima Dura » (¹). A queste rocce si accompagnano quarziti, paragneiss granatiferi, in parte anfibolici, gneiss occhiadini (para) ecc. In molti punti si incontrano poi lenti di parascisti anfibolico–biotitici e cloritici, più o meno granatiferi (Tav. VIII).

Nella regione a sud di Punta Nera (alta Valle dei Dossi), in tutta vicinanza delle scaglie della zona di Matrei, affiora un ortogneiss muscovitico di composizione intermedia fra quella di un granito aplitico, alquanto potassico e quella di un granito engadinico (bibl. 57 e 133) (Tav. VIII). È assai probabile che questa roccia sia alquanto più recente degli ortogneiss antichissimi di Anterselva, come parrebbe dimostrato dalla sua posizione stratigrafica.

In territorio austriaco, la serie di Cima Dura si continua nei gruppi montuosi dei Panargen e del Lasorling, con la serie dei « micascisti

(¹) Dal nome del gruppo di Cima Dura, che separa la Valle Aurina dalla Val di Riva. Questo gruppo di terreni corrisponde ai « *Quarzknotten Glimmerschiefer* » della carta inedita di TELLER (bibl. 173).

chiari diafforitici » di SENARCLENS - GRANCY (*Serie I, der diaphthorthischen Hellglimmerschiefer*; bibl. 166 e 178) costituita, oltrecchè dai micascisti chiari predetti, da quarziti, micascisti granatiferi, micascisti grafitici, gneiss scistosi, paragneiss in parte anfibolici, scisti biotitici, anfiboliti, paragneiss occhiadini, ortogneiss muscovitici.

Ad ovest dell'Aurino, la serie di Cima Dura va perdendo un pò alla volta d'importanza, finchè sul fianco destro della Valle di Lappago è già completamente scomparsa (bibl. 31). Noi ne abbiamo osservato ancora un estremo lembo occidentale in Val d'Isarco e precisamente sulla parte settentrionale dello sprone roccioso che sopporta il pittoresco Castello di Sprechenstein, presso Vipiteno (pagg. 123-124).

In confronto ai paragneiss della serie di Anterselva, i micascisti e le filladi della serie di Cima Dura sono caratterizzati da una *facies* metamorfica di zona meno profonda, da una scistosità più irregolare e da una tessitura generalmente nodulare-ondulata. Secondo SENARCLENS - GRANCY e SCHOKLITSCH (op. cit.), i terreni del gruppo di Cima Dura presentano tracce diafforitiche della cristallizzazione dei Tauri (*Tauernkristallisation*) e l'intera serie mostra un passaggio generale, ma molto incompleto, dalla mesozona alla epizona di metamorfismo.

Alle filladi e ai micascisti nodulari della serie di Cima Dura, corrisponde, nelle Tirolidi, la cosiddetta « fillade quarzifera del Turntaler », che è stata oggetto di uno studio accurato da parte della signora M. FURLANI - CORNELIUS, (bibl. 175-177). Si tratta di un potente complesso di scisti filladici, micacei, di color grigiastro, a cui si accompagnano lembi minori di quarziti, scisti cloritici, grafitici e talcosi. Le superfici di scistosità della fillade sono generalmente ondulate e alterandosi si tingono di un colore bruno rossastro. Questa roccia è quindi facilmente distinguibile, anche ad occhio nudo, dalla fillade quarzifera dinarica.

Inferiormente, la fillade del Turntaler poggia su arcose durissime, che fanno passaggio a gneiss conglomeratici (presso la sponda settentrionale della Drava, lungo la strada di Panzendorf e di Tessenberg).

La fillade del Turntaler, che presenta uno sviluppo notevolissimo nel settore compreso fra Lienz e i paraggi di Inner Villgraten, si riduce

rapidamente verso ovest a partire da quest'ultima località, finchè nella bassa Val Casies scompare quasi del tutto.

Lembi sottili di scisti filladici a *facies* analoga a quella della fillade del Turntaler, s'incontrano nella zona sinclinale di Kalkstein - Forcella Ciarnil e in quella corrispondente alla grande dislocazione Defereggertal - Val d'Anterselva - Anticima - Cima di Vila.

Nel loro insieme, i terreni della serie di Cima Dura e la « fillade del Turntaler » sembrano corrispondere, petrograficamente e stratigraficamente, ai « *Casannaschiefer* » delle falde austro - alpine dei Grigioni. Per quanto si riferisce alla loro età, si può ripetere quanto già si disse a proposito del « cristallino antico » del ricoprimento del Picco dei Tre Signori (pagg. 74-75). A questo riguardo, ricorderemo inoltre un'affermazione di CORNELIUS, secondo cui i « *Casannaschiefer* » delle Alpi centrali e occidentali, come pure le filladi quarzifere della Valle dell'Inn e delle Alpi meridionali, risultano riferibili piuttosto al Precambrico anzichè al Paleozoico (Carbonifero incluso), contrariamente a quanto ritengono molti autori, che basano le loro conclusioni sull'ipotetica esistenza di passaggi stratigrafici fra gli scisti di Casanna e i terreni di sicura età neocarbonifera (bibl. 87). Naturalmente gli scisti cristallini della serie di Anterselva non possono essere che più antichi delle formazioni della Dura e del Turntaler.

LA TETTONICA ERCINICA DEL CRISTALLINO ANTICO DELLE AUSTRIDI

I terreni del « cristallino antico » dei ricoprimenti austro-alpini mostrano solo in apparenza una disposizione isoclinale, formando spesso un sistema di pieghe ripetute e fortemente stipate e laminate. Le comuni vicende metamorfiche e tettoniche hanno reso generalmente (non sempre) concordanti fra loro gli ortogneiss ed i parascisti, che talvolta risultano ripiegati insieme, come si osserva nella regione di M. Nevoso e di M. Covoni (Tav. III, fig. 5). Nel foglio geologico Monguelfo (bibl. 49) si sono indicate, per quanto fu possibile, le più importanti di queste cerniere.

È interessante osservare come le pieghe degli scisti cristallini delle

Austridi si facciano sempre più numerose ed evidenti procedendo da nord verso sud; mancanti o quasi nel settore a settentrione del Rio di Riva, esse diventano frequenti nella zolla che forma il tetto del massiccio delle Vedrette di Ries, fra Riva di Tures, e il M. Nevoso, finchè si fanno comunissime nelle valli di Anterselva, Casies, S. Silvestro.

È molto probabile che queste intime piegature e pieghettature risalgano ancora ad un' orogenesi pretriasica (ercinica), poichè non sembra che esse abbiano interessato le formazioni permiane e mesozoiche più vicine. Infatti i terreni della sinclinale di Kalkstein - Forcella Ciarnil e quelli della zona della Drava (*Drauzug*), dal Passo di S. Silvestro a Nessano, presentano di solito una struttura a scaglie listriche, fra loro concordanti e limitate da ogni parte da piani di scorrimento; in molti punti, ove la deformazione meccanica è stata più intensa, queste rocce sono ridotte allo stato di miloniti, ma non danno mai luogo a delle pieghe aguzze e ripetute.

D'altra parte le direttrici tettoniche del « cristallino antico » delle Austridi formano molto spesso un angolo evidente con quelle linee strutturali che si possono riferire in modo sicuro all'orogenesi alpina, perchè caratterizzate dalla presenza di terreni mesozoici e permiani. Questo fenomeno si osserva in maniera evidente lungo la « linea della Pusteria » (« limite alpino-dinarico » *auct.*), ma risalta con la sua massima chiarezza nella zona compresa fra la sinclinale Kalkstein - Forcella Ciarnil e la grande dislocazione Defereggertal - Val d'Anterselva, ossia nel settore corrispondente alla falda Croda Rossa delle Grigionidi (Tav. X). Già in territorio italiano noi osserviamo una discordanza variabile, spesso considerevole, fra la direzione degli scisti cristallini e l'andamento delle due grandi linee tettoniche summenzionate (bibl. 49). Questa discordanza diventa sempre più rimarchevole procedendo da ovest verso est, tanto che nei Defereggergebirge, in territorio austriaco, gli accurati studi geologici di SENARCLENS - GRANCY hanno rivelato che gli scisti cristallini deviano dalla direzione pressapoco est-ovest della massa tonalitica delle Vedrette di Ries, per piegare prima verso SE, poi verso S e quindi verso SW (bibl. 166). Il lettore può farsi un'idea di questo

interessantissimo fenomeno consultando la carta geotettonica al 200.000 (Tav. X), nella quale abbiamo potuto riprodurre anche i rilevamenti, tuttora inediti, del Dott. W. von SENARCLENS - GRANCY, grazie alla cortesia e alla liberalità di questo distinto geologo ⁽¹⁾.

In vicinanza delle grandi linee di dislocazione di età alpina, gli scisti cristallini presentano un andamento spesso confuso e rapidamente variabile da punto a punto; in tal fatto si tradisce lo sforzo di adattamento della tettonica pretriasica alle nuove linee strutturali create dall'orogenesi alpina.

Varie circostanze stanno ad indicare che questa tettonica pretriasica è in relazione con il ripiegamento ercinico. Per quanto gli originari angoli di stratificazione fra i terreni del Paleozoico superiore e del Trias e gli scisti cristallini del loro substrato primario non siano più riconoscibili in conseguenza del diastrofismo alpino, pure la discordanza varisica si manifesta chiaramente con la presenza dei conglomerati del « Verrucano » in seno alla sinclinale Kalkstein - Forcella Ciarnil e con il fatto che dai terreni metamorfici del cristallino antico si salta bruscamente alle formazioni permiane e mesozoiche normali della predetta sinclinale e della zona della Drava. Queste circostanze si ripetono tali e quali nella regione dinarica a sud della Rienza, che, per le sue caratteristiche geologiche e per i suoi innegabili rapporti di continuità con la vicina Catena Carnica, risulta sicuramente ripiegata nella sua infrastruttura dall'orogenesi ercinica. Certamente i terreni scistoso-cristallini delle Austridi, e in particolare quelli più antichi (serie di Anterselva) hanno subito, nei tempi pre-carboniferi, diversi ripiegamenti, taluni dei quali forse di età pre-paleozoica. Nel territorio da noi preso in esame, le tracce di questi più antichi diastrofismi sono state però cancellate dall'orogenesi ercinica, la quale ha dato luogo a delle strutture tettoniche che, viceversa, sono state in buona parte risparmiate dal successivo ripiegamento alpino.

⁽¹⁾ Si veda il quadro dei rilevamenti dei singoli autori riprodotto nell'angolo superiore destro della carta geotettonica (Tav. X).

Si è osservato in precedenza come i relitti della tettonica ercinica siano tanto più numerosi ed evidenti quanto più si procede verso sud e verso est. Questa circostanza si spiega benissimo con l'influenza successivamente esercitata dal diastrofismo alpino sui terreni del cristallino antico. È infatti evidente che, durante le grandi fasi orogenetiche del Terziario, le parti più profonde del blocco austridico dovevano trovarsi in condizioni-ambiente poco diverse da quelle delle falde penniniche più elevate; in queste zone il carico esercitato dalle masse sovrastanti era certamente enorme e le condizioni di pressione e di temperatura dovevano essere già sufficienti a determinare quegli estesi processi di laminazione e ricristallizzazione, che sappiamo aver colpito i terreni della serie di Cima Dura e il Trias austro-alpino della zona di Matrei. In tal modo nelle parti più profonde delle Grigionidi, i fenomeni di laminazione e di metamorfismo di età alpina hanno potuto cancellare o mascherare le caratteristiche tettoniche erciniche. Viceversa nelle zone medie ed elevate dell'enorme edificio austridico, l'orogenesi alpina si è limitata a determinare degli spostamenti in blocco di intere zolle di terreni scistoso-cristallini, senza però modificare in modo notevole le strutture preesistenti, fatta eccezione naturalmente per le zone prossime ai grandi piani di scorrimento. È per questo motivo che nel territorio a sud della Valle di Riva e della Defereggertal e a nord della linea della Pusteria, riesce possibile di seguire, su vaste estensioni, le eleganti e complicate linee dell'architettura ercinica.

D'altra parte noi sappiamo che le « radici » delle falde austridiche hanno subito il massimo della compressione orogenetica alpina nella zona di Mules, ov'esse presentano il loro spessore minimo (Tav. X). In tal modo i terreni che costituiscono queste falde, sono sempre più stipati mano a mano che si procede dai Defereggergebirge verso il fiume Isarco, cosicchè le discordanze più o meno notevoli fra la direzione alpina e quella ercinica, tanto evidenti ad est dell'Aurino, vanno via via scomparendo verso occidente, sostituite un pò alla volta dalla concordanza dell'andamento del cristallino antico con l'orientazione delle massime linee strutturali di età alpina (cfr. Tav. X).

È questo un fenomeno che trova riscontro nel caso teorico dell'interferenza fra due sistemi di pieghe di età diversa, recentemente contemplato ed illustrato da AMPFERER. Ove la compressione non sia stata eccessiva, si potranno conservare, fra i fasci di pieghe più recenti, i relitti delle strutture più antiche; invece, nelle zone di maggior costipazione e laminazione, i terreni si disporranno ovunque conformemente all'andamento delle nuove linee tettoniche e scomparirà così ogni traccia delle precedenti strutture (bibl. 180; 1926, p. 133, fig. 5).

Fenomeni analoghi a quelli da noi descritti furono riconosciuti da SANDER nel territorio della fillade dinarica, a sud del massiccio granitico di Bressanone (bibl. 31 - 32 ecc.). Mentre i terreni *prétriasici* e *mezzoici* delle Austridi e delle Pennidi, nel tratto compreso fra l'Aurino e l'Isarco, presentano in complesso una direzione E - W o ENE - WSW, la fillade dinarica del settore a mezzogiorno del massiccio di Bressanone è diretta generalmente da NW a SE o da NNW a SSE, salvo adattamenti locali alla tettonica alpina (per esempio presso la fronte delle dolomiti). Secondo SANDER, queste caratteristiche tettoniche peculiari alla fillade dinarica sono rapportabili ad un ripiegamento di età *pre-permiana*, per il fatto che gli scisti cristallini ripiegati sono coperti in trasgressione dal Permiano. Tracce evidenti di una tettonica *pre-mesozoica* sono state riconosciute dal SANDER anche nel cristallino antico dell'Ötztal - Stubai (op. cit.).

Analogamente noi sappiamo, dalle ricerche di STRECKEISEN e di SPAENHAUER, che il cristallino antico della falda della Silvretta, conserva in buona parte ancora intatte, o quasi, le caratteristiche tettoniche create dall'orogenesi ercinica. In questo caso il ripiegamento alpino si è limitato a deformare e a spostare in blocco l'enorme zolla di terreni scistoso-cristallini che costituiscono il nucleo della falda, senza dar luogo a ripiegamenti nell'intimo della loro massa (bibl. 181 - 182).

Da quanto abbiamo esposto risulta evidente che le pieghe erciniche del settore austro-dinarico dell'Alto Adige orientale e del vicino territorio austriaco dovevano avere un andamento complessivo nettamente diverso da quello delle pieghe alpine. I relitti della tettonica

carbonifera presentano in prevalenza la direzione NW-SE o NNW-SSE; più di rado sono diretti N-S o NE-SW. Invece le grandi linee strutturali in rapporto con l'orogenesi terziaria sono dirette E-W oppure ENE-WSW (Tav. X). Questi risultati costituiscono quindi una nuova conferma all'idea che, in vasti settori delle Alpi, la direzione delle pieghe erciniche differisca fundamentalmente da quella delle pieghe alpine (bibl. 87). Ciò è ormai solidamente acquisito per la parte nord-orientale della catena, per la regione dell'Alto Adige e dei Defereggergebirge e per altre zone più orientali del cristallino antico delle falde austro-alpine, per i massicci del Monte Bianco e del Pelvoux ecc. (bibl. 58, 81, 84 - 85, 87, 115, 183 ecc.); è molto probabile che nuove ricerche permettano di estendere queste conclusioni anche ad altri territori delle Alpi.

Un altro problema relativo alla tettonica del cristallino antico delle Austridi merita ancora di essere brevemente accennato. È noto come fra i terreni pretriasici di questi ricoprimenti abbondino i marmi, spesso accompagnati da pegmatiti, anfiboliti, quarziti, ecc.; intercalazioni del genere furono da noi osservate in varie località delle montagne pusteresi, soprattutto in vicinanza dell'ammasso tonalitico delle Vedrette di Ries (Tav. IX e X; bibl. 49). Siccome taluni autori hanno interpretato i letti di marmi pretriasici (pre-carboniferi), che s'incontrano in seno al cristallino antico di altre zone delle Alpi e precisamente del massiccio elvetico del Monte Bianco, come altrettanti cunei sinclinali ercinici chiusi in sè stessi, così si potrebbe essere indotti a ripetere lo stesso ragionamento per i marmi delle falde austro-alpine (bibl. 184-185). Un tentativo del genere fu infatti compiuto da JENNY, il quale considerò i marmi austro-alpini come « rocce più recenti comprese in seno a più antichi gneiss e micascisti », in modo da corrispondere a delle sinclinali (bibl. 95, p. 42 - 43). Noi crediamo però che questo modo di vedere sia insostenibile perchè, come afferma con giusta ragione HEIM (bibl. 115, II₂, p. 943), ogni singola intercalazione di marmo può rappresentare piuttosto un unico orizzonte compreso fra termini rispettivamente più antichi e più recenti di un grande complesso di scisti cristallini, che contenga parecchi livelli di marmi di età diversa.

Neppure si potrebbe ammettere come una regola che i marmi pretriasici delle Austridi si trovino in corrispondenza a delle sinclinali con termini mesozoici o comunque a delle zone di dislocazione di età alpina; anche se il fatto talvolta si verifica, esso non riveste alcun significato tettonico d'importanza generale.

Infine non sarà superfluo il ricordare che i marmi intercalati nel cristallino antico delle Austridi sono sicuramente di età pretriasica, come dimostra il fatto che i calcari triasici delle falde austro-alpine, anche quelli tettonicizzati in grado estremo, non sono mai metamorfosati in marmi saccaroidi, eccezion fatta per quelli del fianco rovesciato delle Grigionidi inferiori nella zona di Matrei. Questi ultimi presentano infatti una evidente *facies* triasica che permette di distinguerli facilmente dai marmi del cristallino antico ⁽¹⁾.

L'INFLUENZA DELL'OROGENESI ALPINA SUI TERRENI DEL CRISTALLINO ANTICO

L'influenza dell'orogenesi alpina sul cristallino antico delle Austridi si è tradotta da un lato nella ulteriore compressione e nel successivo raddrizzamento delle pieghe di età ercinica, e dall'altro nella formazione di alcune possenti cerniere anticlinali. Queste ultime costituiscono i nuclei cristallini delle grandi falde austro-alpine delle Grigionidi inferiori (Monte Nevoso), delle Grigionidi superiori (Croda Rossa) e delle Tirolidi (Tav. X).

Questi tre elementi strutturali si susseguono da nord a sud nell'ordine predetto; ad oriente della Valle di Fundres, la loro massa complessiva è rovesciata in prevalenza a nord, eccettuata la parte meridionale, che è invece coricata a mezzogiorno. Fra la Valle di Fundres e quella dell'Isarco, i terreni scistoso-cristallini delle falde austro-alpine formano un solo pacco isoclinale, ribaltato a sud (bibl. 31).

⁽¹⁾ La stessa osservazione è stata fatta da NOVARESE a proposito delle dolomie e dei calcari metamorfici del Trias pennidico delle Alpi occidentali nei confronti dei marmi pretriasici della serie della Valpelline (formazione diorito-kinzigitica) (bibl. 123, p. 32).

La disposizione a ventaglio dei terreni delle Austridi e anche il loro totale rovesciamento a sud, sono fenomeni dovuti alle sottospinte esercitate dalla massa dinarica durante le fasi tardive dell'orogenesi alpina, sottospinte che diedero luogo al ben noto fenomeno delle pieghe di ritorno.

Nella regione delle Vedrette di Ries, l'intrusione tonalitica ha determinato considerevoli perturbazioni locali nella disposizione dei terreni della falda di Monte Nevoso, costringendo le rocce incassanti a seguire più o meno l'andamento della massa eruttiva (Tav. IX). In un tempo successivo, le spinte tardive dell'orogenesi alpina serrarono insieme il massiccio intrusivo e la sua coltre di scisti cristallini, determinando deformazioni e disturbi elastici di notevole entità e dando luogo persino a contorsioni locali della tonalite (alta Val Fredda), senza però produrre mai dei ripiegamenti veri e propri. Ma a proposito delle modalità e del significato di questi complessi fenomeni, sarà detto con la necessaria ampiezza in un capitolo successivo.

Di età alpina sono probabilmente anche talune dislocazioni minori, che s'incontrano in seno al cristallino antico delle Austridi, come quella del Rio Plimis, poco a Valle di S. Martino in Casies, che è rivelata da un intensa cataclasi post-cristallina dell'ortogneiss biotitico. Altre zone di disturbo, a carattere locale, si osservano nel fianco destro della Valle di Riva, fra il paese omonimo e il Monte Aspro, presso Cima Triangolo (Dreieck), e sopra Malga Dura in Val dei Dossi. Quest'ultima dislocazione è rappresentata nella figura 3 della Tavola VIII, e corrisponde a quella serie laminatissima di parascisti cloritici e anfibolici, di quarziti (Permo-Eotrias?) e di ortogneiss, che fa seguito al lembo maggiore di ortogneiss a nord di q. 2767. Procedendo in direzione di Punta Nera, si incontra ben presto una intercalazione di marmi e di quarziti, che abbiamo riferito al Permo-Trias austro-alpino inferiore. Queste due linee di disturbo in seno al cristallino antico della falda di Monte Nevoso sono evidentemente in rapporto con i fenomeni di scagliamento della zona di Matrei, rappresentandone le manifestazioni più elevate.

In conseguenza delle pressioni esercitate dall'orogenesi alpina, i terreni scistoso-cristallini delle Austridi andarono soggetti ad una grandiosa milonitizzazione post-cristallina. I materiali più colpiti dai fenomeni di cataclasi sono stati gli ortogneiss di Anterselva e di Val Casies, che nelle loro parti meridionali appaiono estremamente disturbati, laminati e, presso la linea della Pusteria, ridotti persino allo stato di miloniti incoerenti ⁽¹⁾. Senza tema di esagerare, si può dire che le deformazioni meccaniche che hanno interessato questi terreni non sono inferiori, per intensità ed estensione, alle più famose zone milonitiche delle Alpi, come per esempio quella di Savona, che ebbimo modo di visitare alcuni anni or sono e della quale trattarono magistralmente il ROVERETO per primo (bibl. 185 a), e il TERMIER assieme al BOUSSAC successivamente (bibl. 185 b).

Nel territorio compreso fra il fiume Aurino e il confine italo-austriaco, i fenomeni di cataclasi sono più evidenti nelle Tirolidi che nelle Grigionidi, probabilmente perchè le falde austro-alpine superiori sono qui costituite in grandissima prevalenza da ortogneiss, molto più rigidi dei paraseisti che formano la parte maggiore delle falde austro-alpine inferiori.

A conclusione di quanto si è detto, possiamo affermare che le Austridi rappresentano il regno delle miloniti e in genere delle deformazioni elastiche post-cristalline. Solo le parti basali della falda di Monte Nevoso (Grigionidi inferiori) sono state soggette, durante l'orogenesi alpina, a degli estesi processi di ricristallizzazione, che hanno colpito i terreni della serie di Cima Dura e il Permo-Trias del fianco rovesciato del ricoprimento. Questi fenomeni di metamorfismo in senso stretto non hanno raggiunto neppure il fianco superiore dello stesso ricoprimento di Monte Nevoso; infatti i calcari del Muschelkalk scoperti da SENARCLENS presso la Staller Alm non sono metamorfici, tanto è vero che hanno fornito dei fossili determinabili (bibl. 166). La stessa

⁽¹⁾ Nel disegno del foglio geologico Monguelfo (bibl. 49) non abbiamo mancato di tener conto anche di questi fatti così importanti dal punto di vista tettonico, cercando, per quanto è stato possibile, di renderli manifesti nella rappresentazione grafica dei terreni che entrarono in giuoco nel grandioso fenomeno orogenetico.

cosa si può ripetere per i terreni mesozoici e permiani della sinclinale Kalkstein-Forcella Ciarnil e per quelli della zona della Drava, che separano rispettivamente il cristallino antico delle Grigionidi superiori (Croda Rossa) da quello delle Tirolidi e quest'ultimo dalla fillade dinarica. Bisogna quindi ammettere che le caratteristiche metamorfiche del cristallino antico delle Austridi, fatta eccezione per le rocce della serie di Cima Dura, siano state acquisite anteriormente al Permo-Carbonifero e non abbiano quindi nulla a che fare con i fenomeni tettonico-metamorfici del ciclo alpino.

I TERRENI PERMO-CARBONIFERI E MESOZOICI E LE DISLOCAZIONI RELATIVE

I terreni permo-triasici del fianco rovesciato delle Grigionidi inferiori (falda di Monte Nevoso) = zona di Matri p. p. e Sedimenti austro-alpini inferiori (Unterostalpine Sedimente) p. p. di STAUB (bibl. 34). Nel capitolo sulla zona di Matri si è osservato come, molto spesso, ai terreni della serie di Cima Dura, facciano seguito diretto le quarziti del Permo-Eotrias, talvolta i calcari grigi e le intercalazioni scistose del Muschelkalk e infine le dolomie e i calcari del Trias medio e superiore, tutti in *facies* più o meno metamorfica. Se ne è concluso che in simili casi si tratta di una successione sedimentaria e che perciò la serie permo-triasica costituisce la copertura originaria del cristallino antico del fianco rovesciato delle Grigionidi inferiori, ossia della falda di Monte Nevoso.

Come nei ricoprimenti pennidici, così anche nel fianco rovesciato della falda di Monte Nevoso nella zona di Matri, non si può constatare la presenza di un originario angolo di stratificazione fra gli scisti del cristallino antico (serie di Cima Dura) e i terreni del Paleozoico superiore e del Trias. Ciò però non esclude l'esistenza della discordanza ercinica, perchè, come si è già detto, l'attuale concordanza summenzionata non può essere che secondaria, dovuta cioè alle enormi pressioni esercitate dalla forza orogenetica e ai concomitanti fenomeni di metamorfismo.

I terreni della sinclinale Defereggental - Staller Alm - Passo di Stalle - zona a sud del nucleo tonalitico della Cima di Vila - Valle di Rio Molino = Sedimenti austro-alpini inferiori (Unterostalpine Sedimente) p. p. di STAUB. Linea di dislocazione Defereggental - Val d'Anterselva. Presso il bordo meridionale del nucleo tonalitico della Cima di Vila, a sud del maggiore massiccio delle Vedrette di Ries, si estende una sottile ma costante zona di filladi quarzifere, già menzionate dai vecchi autori (bibl. 186 - 187). Queste filladi, spesso un pò ocracee e accompagnate da scisti filladici nerastri, grafitici, sono molto disturbate e risultano intercalate in una serie complicatissima di quarziti, paragneiss, cornubianiti ocracee, marmi in parte silicizzati, ortogneiss acidi, anfiboliti, scisti diafioritici ecc. (bibl. 188). In seno ai terreni scistoso-cristallini, si osservano dei filoni nettamente discordanti di una roccia basica, a composizione kersantitica e più o meno ricca di pirite. Gli interessantissimi profili di questa zona, così complicata, che si osservano fra l'Anticima e la Cima di Vila (Zinsnock) e fra il Montone e il Corno Alto di Vila, verranno descritti ed illustrati in tutto il loro dettaglio dal Prof. A. BIANCHI (bibl. 57), che ebbe occasione di studiarli minutamente. Noi ci limiteremo quindi a far risaltare l'importanza geologica di questa zona e a ricercarne la prosecuzione nei territori adiacenti.

Verso ovest, sopra i Bagni di Rio Molino, abbiamo trovato delle filladi simili a quelle sopra ricordate, associate fra l'altro a calcari chiari e scuri, di tipo piuttosto triasico anzichè pretriasico, leggermente cristallini, ma non più di quanto lo siano i ben noti calcari zonati del Muschelkalk di Mules ⁽¹⁾.

In questa zona abbiamo potuto osservare il seguente profilo (da NNE a SSW): a) fillade quarzifera scura, a laminette di mica; b) pegmatiti e quarziti pegmatitiche della serie degli ortogneiss d'Anterselva; c) calcari bianchi e grigi, compatti, finemente stratificati; d) calcari

⁽¹⁾ Nella carta geotettonica (Tav. X) questi calcari sono stati indicati con il colore del Trias del fianco normale delle Grigionidi inferiori (Monte Nevoso), mentre nel foglio Monguelfo (bibl. 49) erano stati segnati in via prudenziale con la tinta dei marmi pretriasici.

grigi piuttosto scuri, zonati e venati di chiaro, quasi senza indizi di stratificazione, fortemente brecciati, con lieve odore di idrogeno solforato alla percussione e con caratteristica superficie di alterazione giallo-bruna e rugosa; *e*) calcari grigiastri, variegati (a chiazze grigio-seure, grigio-chiare e biancastre), compatti, con superficie di alterazione rugosa e di colore giallastro chiaro; *d'*) come i calcari della lettera *d*, ma di una tinta grigia secura uniforme. La massa calcarea è tagliata da grandi piani di scorrimento, e qua e là è anche intensamente brecciata. Il contatto fra gli ortogneiss pegmatitici (*b*) e i calcari (*c*) è molto netto; i calcari non mostrano traccia di fenomeni di contatto, al contrario di quelli a sud della Cima di Vila, che si presentano sotto forma di marmi silicizzati.

Purtroppo lo studio di numerosi campioni levigati dei calcari non ha rivelato alcun avanzo sicuro di forme organiche. Vi si osservano soltanto delle granulazioni bianche, che però non sembrano di origine organica. Dal lato litologico, i calcari grigiastri, venati di bianco, ricordano taluni calcari triasici di Mules, da noi raccolti a nord di Castलगуelfo, sulla strada di Planes. Altri campioni assomigliano invece ad un calcare raccolto dal Dott. SENARCLENS-GRANCY a sud di S. Vigil nella Defereggertal e da lui determinato come « ? *Triaskalk* ». Altri infine non sono troppo diversi dai calcari anisici scoperti dallo stesso Dott. SENARCLENS-GRANCY presso la Staller Alm (bibl. 166). I calcari dei Bagni di Rio Molino si distinguono invece in modo sicuro dai marmi saccaroidi pretriasici dei ricoprimenti austro-alpini, presentando in loro confronto una cristallinità molto meno spiccata. I saggi chimici eseguiti su alcuni campioni hanno poi escluso la presenza di dolomite. In conclusione esistono diversi motivi per giustificare l'idea che i calcari in discorso siano di età triasica, ma non possediamo ancora una prova diretta per dimostrare la fondatezza di un simile riferimento cronologico.

Negativa è riuscita la ricerca di questi calcari e delle filladi nella zona posta ad occidente del fiume Aurino,* sulle pendici del Monte Sommo (Sambock), ove però affiorano dei marmi pretriasici che potreb-

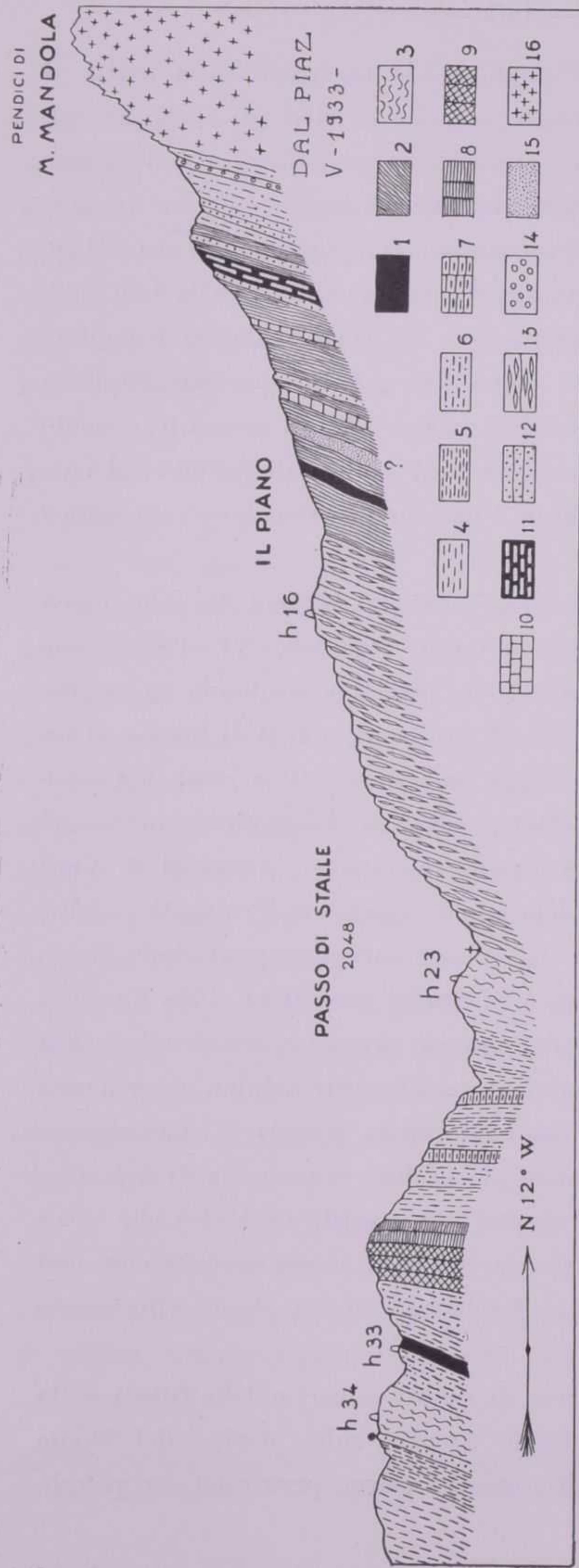


Fig. 22 - Profilo del Passo di Stalle (alta Valle d'Anterselva). 1 = scisti filladici nerastri, grafitici. 2 = fillade quarzifera chiara, spesso pieghettata, a chiazze ocracee, in generale fortemente disturbata e brecciata; gneiss e micascisti diafioritici. La fillade presenta una *facies* analoga a quella del Turntaler. 3 = micascisti chiari lucenti. 4 = paragneiss chiari, prevalentemente muscovitici. 5 = paragneiss scuri, biotitici. I terreni, di cui ai numeri 3, 4 e 5, alternano e sfumano fra di loro. 6 = cornubianiti, in generale molto compatte (a sud del Passo); scisti biotitici, sillimanitici, a grana grossa (presso il contatto con la diorite). 7 = scisti macchiati cornubianitici. 8 = scisti macchiati cornubianitici. 9 = ortogneiss aplitici e pegmatitici. 10 = calcari sacca-roidi, bianchi e grigi, talvolta zonati, più o meno silicizzati (Pretriasico). 11 = anfiboliti. 12 = gneiss ocraceo; alternanza di forme *orto* con forme *para*. 14 = diorite anfibolico-biotica brecciata. 15 = diorite brecciata. 16 = diorite accennano ad un inizio di isorientamento.

bero forse rappresentare la prosecuzione di quei calcari metamorfosati che si estendono a sud del nucleo tonalitico della Cima di Vila (cfr. Tav. X).

La zona di filladi e diafforiti, ora descritta, corrisponde evidentemente ad una importante linea di dislocazione che, con ogni evidenza, continua verso est nella zona di disturbo del Passo di Stalle (alta Valle di Anterselva), ove abbiamo ritrovato gli stessi terreni dianzi citati (figg. 22-23; Tav. IX e X). Infatti subito a sud della diorite biotitico-anfibolica del Monte Mandola, segue una fitta alternanza di cornubianiti, ortogneiss acidi, anfiboliti, marmi saccaroidi, filladi quarzifere ecc. Tutte queste rocce hanno subito delle compressioni tettoniche estremamente energiche, tanto da essere spesso ridotte allo stato di un tritume milonitico. La fillade quarzifera ricorda quella del Turntaler ed è tutta pieghettata e brecciata; qua e là mostra delle chiazze ocracee, che sembrano in rapporto con una mineralizzazione a solfuri di ferro determinata dalla massa eruttiva delle Vedrette di Ries. Nella fillade sono inoltre intercalati degli scisti nerastri, grafitici, in tutto simili a quelli che abbiamo osservato a sud del nucleo tonalitico della Cima di Vila.

Fra questa complessa serie di terreni e l'insellatura settentrionale dell'ampio Passo di Stalle (presso il cippo di confine *h* 23), si estende una potente massa di gneiss occhiadino, intensamente laminato e disturbato, che sembra costituito da una alternanza di orto - e para-scisti. A sud del gneiss occhiadino, seguono dei micascisti chiari, lucenti, e dei paragneiss chiari e scuri, fra loro alternanti; a queste rocce si accompagnano delle cornubianiti e degli scisti macchiettati (*Fleckschiefer*), che vennero già menzionati da BECKE e da LÖWL (bibl. 187 e 201).

L'associazione dei *Fleckschiefer* con le cornubianiti rende molto verosimile l'idea che anch'essi corrispondano a degli scisti cristallini metamorfosati per contatto; in particolare, la caratteristica *facies* petrografica dell'une e dell'altre rocce pare dovuta all'influenza delle vicine masse pegmatitiche, che affiorano in tre letti abbastanza potenti sul versante italiano del Passo. Dai caratteri litologici e dai rapporti di giacitura con le rocce incassanti, sembra probabile che le pegmatiti in

questione appartengano alla serie degli antichissimi ortogneiss tipo Anterselva, piuttostochè al seguito filoniano del vicino massiccio eruttivo delle Vedrette di Ries.

Si potrebbe d'altra parte pensare che le cornubianiti e i *Fleckschiefer* siano prodotti del metamorfismo di contatto esercitato dalla massa delle Vedrette anzicchè di quello determinato dalle pegmatiti summenzionate; una simile possibilità ci sembra però esclusa dal fatto che nella zona compresa fra le cornubianiti e i *Fleckschiefer* a sud del Passo e la diorite biotitico-anfibolica del Monte Mandola, si estende tutta una serie di gneiss, micascisti e filladi senza traccia evidente di fenomeni di contatto (figg. 22-23). L'aureola di imbibizione e di contatto dell'apparato intrusivo delle Vedrette di Ries si riduce qui ad una zona di pochi metri di spessore, nell'immediata vicinanza della roccia eruttiva.

SPIEGAZIONE DELLA FIGURA 23.

Carta geologica della zona Passo di Stalle - Staller Alm, alla scala 1:25.000. 1 = quaternario. 2 = calcari a *Diplopora philosophi* (Trias, anisico). 3 = tonalite delle Vedrette di Ries e sue *facies*. 4 = filoni tonalitici. 5 = lamprofiri della tonalite. 6 = ortogneiss pegmatitici. 7 = gneiss occhiadino (alternanza di forme *orto* con forme *para*). 8 = anfiboliti. 9 = scisti macchiettati (*Fleckschiefer*), scisti cornubianitici macchiettati, cornubianiti. 10 = marmi saccaroidi (Pretriasico). 11 = micascisti e paragneiss biotitici, finemente scistosi. 12 = paragneiss biotitici, sillimanitici, a grana grossa (presso il contatto con la tonalite). 13 = paragneiss chiari e scuri, alternanti con micascisti chiari, lucenti. 14 = quarziti e micascisti grafitici. 15 = fillade quarzifera, a *facies* analoga a quella della fillade del Turntaler, diafforiti di filladi, di micascisti e di paragneiss. *a* = linea di cresta. *b* = confine di stato.

La parte in territorio austriaco, e cioè la Valle dello Staller Alm Bach e dell'Ober See (q. 2016), fino alla linea di confine (*b*), fu rilevata da SENARCLENS - GRANCY (bibl. 166 e 178); la parte in territorio italiano, dal lago di Anterselva alla linea di confine (Passo di Stalle - M. Mandola) fu rilevata da GB. DAL PIAZ.

Ci è gradito inviare da queste pagine i nostri vivi ringraziamenti al Dott. W. von SENARCLENS - GRANCY per la sua gentile e valida cooperazione.

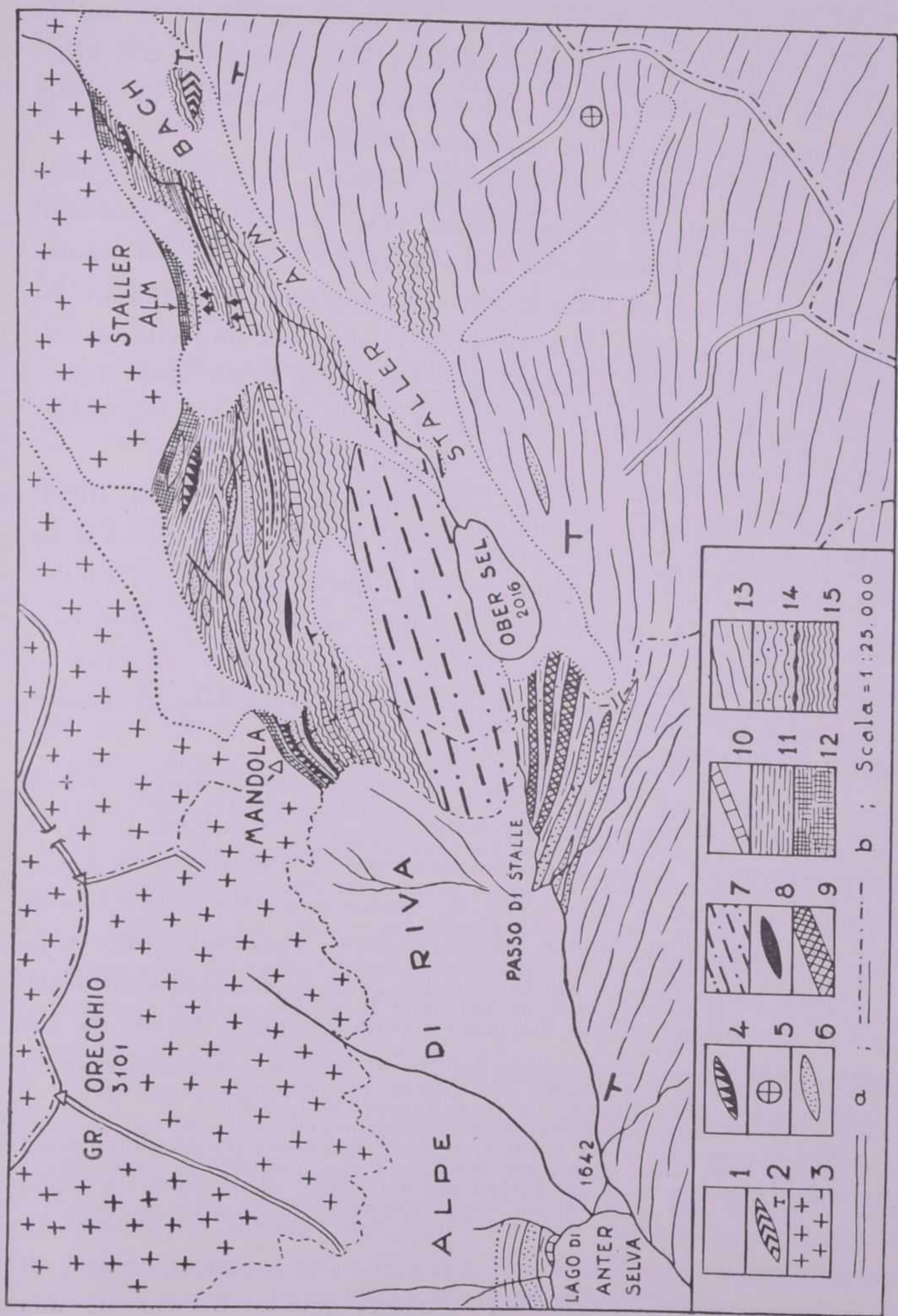


Fig. 23. - Carta geologica della zona Passo di Stalle - Staller Alm.

Non è infine superfluo ricordare che, presso il punto in cui la mulattiera varca il confine italo-austriaco (vicino il cippo *h* 33), affiorano delle filladi chiare e scure, macchiettate, non dissimili da quelle che abbiamo osservato a nord del gneiss occhiadino.

La zona di disturbo ora descritta continua verso est in quella della Defereggertal, che è caratterizzata dalla presenza dei medesimi tipi di rocce che s'incontrano al Passo di Stalle e a sud del nucleo tonalitico della Cima di Vila. Recentemente SENARCLENS - GRANCY ha scoperto presso la Staller Alm, in territorio austriaco, un lembo di calcari anisici a *Diplopora philosophi* (bibl. 166 e 178). In tal modo è stato definitivamente confermato il carattere di sinclinale alpina dell'intera zona di dislocazione Defereggertal - Valle d'Anterselva.

In una località più orientale, e precisamente nella zona di filladi a sud di Asing e a ovest della Gsaritzenalm, SENARCLENS - GRANCY ha pure rinvenuto dei calcari nerastri, simili a quelli anisici della Staller Alm, associati a dei calcescisti grigio-scuro e giallastri, che ricordano un pò i calcescisti della zona di Matrei; in queste rocce non furono ancora trovati dei fossili, per cui l'idea della loro probabile età triasica si basa soltanto sulle analogie di *facies*.

In conclusione, le ricerche nostre e di SENARCLENS - GRANCY hanno portato al risultato nuovo e interessante che una grandiosa linea di dislocazione di età alpina si estende attraverso la Defereggertal, l'alta Valle di Anterselva, la zona a sud del nucleo tonalitico della Cima di Vila e la Valle di Rio Molino, suddividendo il cristallino antico delle Grigionidi, finora ritenuto unitario, in due poderosi elementi strutturali, fra loro ben distinti. Queste due nuove unità tettoniche furono da noi rispettivamente denominate « falda del Monte Nevoso » la settentrionale, e « falda della Croda Rossa » la meridionale (bibl. 188).

Sarà compito di futuri studi il cercare la prosecuzione della zona sinclinale Defereggertal - Anterselva nel territorio ad ovest della Valle di Rio Molino, ove finora non sono state fatte ricerche al riguardo. In via preliminare e al solo scopo di formulare una semplice ipotesi di lavoro, si può intanto domandarsi se questa grande dislocazione non

trovi corrispondenza, ad occidente dell'Isarco, nella dislocazione del Passo del Giovo, dato che l'una e l'altra si estendono all'esterno della grande sinclinale mesozoico-permiana Kalkstein - Forcella Ciarnil - Mules - Pennes (bibl. 189).

Da un punto di vista tettonico generale, le falde del Monte Nevoso e della Croda Rossa sono rispettivamente comparabili, per la loro posizione nel sistema austro-alpino, alle falde del Bernina e del Campo dei Grigioni.

I terreni permo-carboniferi e triasici della sinclinale Kalkstein-Forcella Ciarnil = Sedimenti austro-alpini medi (Mittelostalpine Sedimente) di STAUB (bibl. 34). I sedimenti austro-alpini medi che affiorano nella regione di Kalkstein e della Forcella Ciarnil, rappresentano i terreni permo-carboniferi e triasici del fianco normale della falda Croda Rossa (Grigionidi superiori), ricoperti tettonicamente dal cristallino antico delle Tirolidi (bibl. 46, 49, 51, 175 - 177 e 190).

Il Paleozoico superiore è costituito da conglomerati grigi e rossi del Verrucano, spesso notevolmente compressi e laminati, che fanno passaggio graduale a scisti sericitici e ad arenarie gialle, rappresentanti il Buntsandstein ⁽¹⁾. A questi terreni si accompagnano dei calcari chiari zonati (*Bänderkalk* della FURLANI - CORNELIUS), anch'essi spesso intensamente laminati, che appartengono al Muschelkalk. Al Ladinico sono infine riferibili le dolomie scure, a piccoli Gasteropodi e a Giroporelle, che formano una massa abbastanza potente nei pressi di Kalkstein, mentre alla Forcella Ciarnil si riducono ad una lama di pochi metri di spessore. È interessante il fatto che in certi punti le dolomie sono trasformate in vere miloniti.

La serie mesozoico-permiana ora descritta si distingue nettamente dal punto di vista stratigrafico, sia dai sedimenti austro-alpini inferiori della zona di Matrei, sia da quelli superiori della zona della Drava (Drauzug). Dai primi differenzia per la presenza del Verrucano a ele-

⁽¹⁾ I conglomerati grigi sono più antichi dei porfidi del Permiano inferiore, dei quali non contengono elementi, e sembrano quindi riferibili al Neo-carbonifero.

menti di porfido quarzifero, per la *facies* tipicamente austro-alpina dei terreni triasici e per la forte deformazione meccanica, elastica, subita dalle diverse rocce, le quali viceversa non sono metamorfiche nello stretto senso della parola. Dai secondi, ossia dai terreni della zona della Drava, si distingue per la presenza dei calcari zonati e delle dolomie a Giroporelle, materiali caratteristici appunto della *facies* austro-alpina media del Trias ⁽¹⁾, rappresentata nelle ben note zolle di Mules, dello Zinseler, del Corno Bianco, dei Monti di Pennes, ecc. dell'Alto Adige centrale, così ben descritte dalla FURLANI - CORNELIUS (bibl. 175-177).

L'accennata zolla di Trias e di Verrucano viene a cessare del tutto nell'alta Valle Ciarnil, in conseguenza di cause tettoniche, ma la sinclinale di micascisti e paragneiss granatiferi, talora a staurolite e cianite, che la comprende, continua ben più ad occidente, attraversando in senso quasi perpendicolare le valli di Casies e di Quaira ed estendendosi lungo tutta la Val dei Novali, sin presso ai Bagni di Salomone in Val d'Anterselva. A ovest di questa località sparisce anche il cuneo di micascisti, ma la prosecuzione della linea di Kalkstein è rivelata da una zona di cataclasi intensa nell'ortogneiss di Anterselva. Qualche chilometro più in là, fra Val di Vila e Valle Aurina, ricompare la intercalazione di micascisti, che affiora nei pressi di Cima Gallina (Tav. X, bibl. 49).

Le nostre ricerche in proposito si sono arrestate per ora al decorso del fiume Aurino, ma il tratto che resta ancora da seguire per completare il raccordo con la zolla di Mules si riduce a pochi chilometri. Possiamo quindi ritenere con tutta sicurezza che la sinclinale di Kalkstein non solo sia stratigraficamente identica a quella di Mules, ma che ne rappresenti anzi la diretta prosecuzione verso oriente. Queste due zolle di terreni mesozoici e permiani sono comprese lungo una gigantesca linea di disturbo tettonico, che separa i terreni scistoso-cristallini delle Grigionidi (ricoprimenti austro-alpini inferiori) da quelli delle Tirolidi (ricoprimenti austro-alpini superiori) - Tav. X; bibl. 34 -

⁽¹⁾ *Facies* centralalpina di A. SPITZ.

Non sarà qui fuor di luogo ricordare come le nostre ricerche nella bassa Val d'Ultimo (Alto Adige occidentale), abbiano dimostrato che la lama triasica di S. Pancrazio (alla quale sembra associarsi anche qualche lembo di Verrucano) non possa rappresentare in alcun modo la prosecuzione sud-occidentale della sinclinale di Kalkstein-Mules (bibl. 54 e 191). Contrariamente all'opinione di STAUB (bibl. 34), noi riteniamo che il lembo di S. Pancrazio sia dinarico e non austro-alpino medio, rappresentando la continuazione del cuneo di terreni permotriasici, sicuramente dinarici, della bassa Val Marano. In tal modo il limite fra Tirolidi e Grigionidi andrebbe forse identificato in questa regione con la zona di scisti diafforitici nerastri del Giogo di S. Vigilio, di Quarazze e dello sbocco della Spronsertal (bibl. 189). La linea di dislocazione del Giogo di S. Vigilio, fu da noi seguita verso SW fin oltre il Colle Scabro ed è molto probabile ch'essa si prolunghi nelle numerose zone di disturbo tettonico riconosciute da HAMMER e da ANDREATTA lungo tutto il versante settentrionale della Valle d'Ultimo (bibl. 192-194). Riteniamo invece meno verosimile l'ipotesi, recentemente prospettata, che la dislocazione di S. Vigilio si diriga verso S. Valpurga e si estenda di qui lungo il corso della Valsura fin oltre S. Niccolò, per poscia piegare verso il Passo di Val Clapa, toccando le lame di calcari probabilmente triasici scoperte da ANDREATTA al Monte Stanga (bibl. 194). Ci sembra infatti più naturale l'idea che la zona di disturbo M. Trenta - M. Stanga - Passo Val Clapa sia del tutto indipendente dalla dislocazione del Giogo di S. Vigilio e che si colleghi piuttosto al più interno sistema di dislocazioni di Rabbi e di Peio.

I terreni mesozoici della zona della Drava (Drauzug) = Sedimenti austro-alpini superiori (Oberostalpine Sedimente) di STAUB (bibl. 34). Linea di dislocazione della Pusteria (= Limite alpino-dinarico auct.). I sottili lembi di terreni mesozoici che limitano a sud le formazioni scistoso-cristalline dei ricoprimenti austro-alpini superiori (Tirolidi), aumentano d'importanza procedendo da ovest verso est, dimodochè in vicinanza di Prato alla Drava sono già rappresentati da parecchi

termini stratigrafici (bibl. 46, 49, 51, 173, 175-177, 190 e 195). Infatti in corrispondenza al Rio Colba, che segna il confine politico fra l'Italia e l'Austria, si riscontra già una successione abbastanza completa, che, procedendo dall'alto al basso, risulta costituita dai seguenti elementi: 1, fillade quarzifera del Turntaler, rovesciata a sud sopra i terreni mesozoici; 2, potente massa di dolomia principale; 3, scaglie listriche di calcari diversi; 4, Fleckenmergel (Lias); 5, calcari scuri, con letti di calcari scistosi neri (Infralias); 6, Fleckenmergel (Lias); 7, scisti argillosi rossi del Giurese superiore (= calcari ad Aptici); 8, calcari rossi e grigi a noduli di selce (Lias a *facies* di Adneth); 9, calcari scuri del Retico. Nel foglio Monguelfo della carta geologica al 100.000 delle Tre Venezie, causa la piccolezza della scala, questa interessantissima zona dovette essere rappresentata in modo schematico.

Verso occidente vediamo ripetersi la stessa serie di Rio Colba, sia pure diminuita di qualche termine. Lungo il Rio di Selva si osserva un altro profilo interessante, il quale, sempre dall'alto al basso, consta dei seguenti elementi; 1, fillade quarzifera del Turntaler; 2, dolomia principale; 3, calcari scuri del Retico, con intercalazioni di scisti argillosi scuri (Infralias?); 4, dolomia principale; 5, fillade quarzifera dinarica, con intercalazioni di quarziti, alternante con gli scisti verdi del Siluriano; 6, calcari zonati scuri del Siluriano superiore e del Devoniano; 7, scisti verdi del Siluriano; 8, fillade quarzifera dinarica.

Ad occidente del Rio di Selva, l'intercalazione retico-liasica va poco a poco riducendosi e finisce con lo scomparire del tutto, in modo che le corrispondenti zolle mesozoiche più occidentali sono formate soltanto dalla dolomia norica. Nella valle di Rio Fosco, presso Planca, affiora una massa abbastanza potente di dolomia principale, accompagnata a breve distanza dai soliti calcari zonati del Paleozoico inferiore. Lembi consimili s'incontrano anche presso le località di Soprastalla e di Rasùn (bassa Valle di Anterselva) e in corrispondenza al Rio di Nesano. Lungo questa importante linea di dislocazione si trovano, tratto tratto, piccoli nuclei tonalitici, di alto significato geologico, e dei quali verrà trattato più diffusamente in un capitolo successivo.

Le masse mesozoiche della zona della Drava, da Rio Colba a Nessano, risultano profondamente disturbate dall'orogenesi alpina, tanto da assumere la conformazione di zolle o scaglie listriche, a struttura milonitica, limitate da ogni parte da grandi piani di scorrimento; senza che si riscontrino però tracce manifeste di vero e proprio metamorfismo, cioè di processi di ricristallizzazione e di cristalloblastesi.

Un problema particolare è legato ai calcari bianchi passanti a dolomie, che affiorano vicino al Castello di Brunico (fig. 24; bibl. 31). Queste

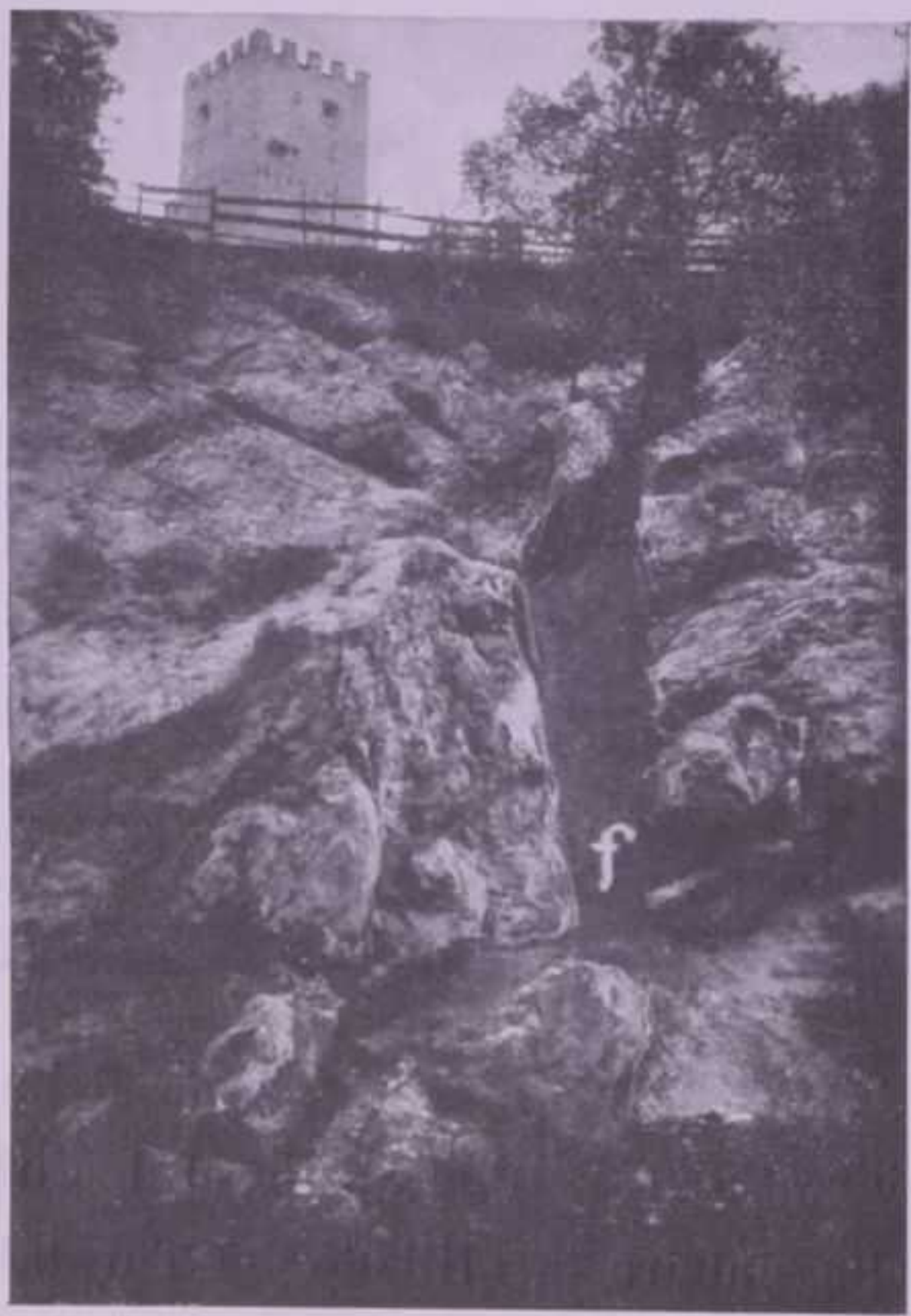


Fig. 24. - Filone di diabase (f) nei calcari milonitizzati presso il Castello di Brunico.

rocce, che non trovano riscontro fra i terreni mesozoici della zona della Drava, vennero riferite al Trias dalla Signora FURLANI (bibl. 175 - 177) e paragonate ai calcari della Marmolada e a quelli del Trias inferiore dei monti della Gail (*Erzführender Kalk* della carta geologica austriaca). Recentemente però CORNELIUS e FURLANI posero in dubbio l'età mesozoica del lembo di Brunico, esprimendo il convincimento che si tratti piuttosto di una prosecuzione occidentale dei calcari paleozoici della Catena Carnica (bibl. 196). In tal modo la linea della Pusteria (limite

alpino-dinarico *auct.*), lungo la quale sono incuneati più ad oriente i lembi mesozoici del Drauzug, dovrebbe passare alquanto a nord di Brunico, sotto i detriti quaternari. Noi riteniamo che tale idea sia pienamente giustificata, non solo per la *facies* particolare dei calcari di Brunico, ma anche per il fatto che, ammettendo l'età paleozoica di questi, la linea della Pusteria viene ad assumere in questo tratto un andamento rettilineo, senza quella brusca e forte inflessione verso sud



Fig. 25. - La vallata della Drava e la catena della Gail, viste da Monteversciaco. A destra della valle (e dell'osservatore), le filladi e i paragneiss dell'infrastruttura dinarica; a sinistra la « fillade del Turrntaler » della falda austroalpina superiore (Tirolidi); nello sfondo i terreni mesozoici e permiani della « zona della Drava » (= sedimenti austro-alpini superiori).

richiesta invece dall'ipotesi dell'età triasica dei calcari. Per queste ragioni, noi abbiamo adottato, nella nostra carta geotettonica (Tav. X), il modo di vedere di CORNELIUS e FURLANI.

Nei calcari dolomitici di Brunico si osserva un filone di diabase, che è fortemente disturbato, al pari delle rocce incassanti (fig. 24).

Le formazioni mesozoiche di cui trattiamo presentano una *facies* particolare, detta della Gail, rappresentata nelle montagne calcaree a sud di Lienz, e distinta tanto dalla *facies* dinarica, quanto da quella

austro-alpina media. Le caratteristiche stratigrafiche indicano quindi (in perfetto accordo con i dati forniti dalla tettonica), che le zolle triasico-giuresi della zona della Drava appartengono alla serie dei sedimenti austro-alpini superiori o delle Tirolidi nel senso di STAUB, rappresentando inoltre « le radici » di talune delle falde mesozoiche delle Alpi calcaree settentrionali (Inntal - Wetterstein - Oetscher) e di quelle del Tribulaun (bibl. 34).

La grandiosa linea di disturbo (linea della Pusteria), che accompagna gli affioramenti dei terreni mesozoici della zona della Drava lungo tutta la bassa Pusteria, fu identificata da R. STAUB (bibl. 34) con il cosiddetto « limite alpino-dinarico » dei vecchi autori. Noi pensiamo che quest'ultima denominazione potrebbe essere sostituita, con maggior rigore, da quella di « limite tirolico-dinarico », giacchè le zolle mesozoiche predette separano semplicemente il cristallino antico delle Tirolidi da quello delle Dinaridi. In altre parole: i sedimenti austro-alpini superiori non costituiscono altro che una semplice sinclinale, sia pure molto laminata e profonda, entro le formazioni erciniche del blocco austro-dinarico del quale fanno parte. Questa linea di disturbo, senza dubbio importantissima, non ha però maggior significato per la geologia delle Alpi di quanto non ne abbia la linea Kalkstein - Mules - Pennes. Dal punto di vista tettonico, riveste molto maggior importanza la zona di Matrei, ove la tavola austro-alpina viene a ricoprire il complesso pennidico. Non ci pare quindi molto opportuno conservare l'uso di un nome che si è prestato, e si presta tuttora, a gravi confusioni, indicando esso, secondo il vecchio concetto, l'esistenza di una linea tettonica, specie di gigantesca frattura, separante un paese « alpino » con le pieghe rivolte a nord, da un paese « dinarico » con le pieghe rivolte a sud, quasi si trattasse di due corpi fra loro nettamente distinti.

Senza ricorrere a simili antiquate suddivisioni, dettate da un primo e imperfetto orientamento sulla struttura delle Alpi, le caratteristiche tettoniche delle Dinaridi si spiegano facilmente attraverso il ben noto fenomeno delle « pieghe di ritorno », le quali sono tutt'altro che infrequenti anche nelle Austridi, nelle Pennidi e perfino nelle Elvetidi. Lo

stesso rovesciamento del fianco superiore delle Tirolidi sul Mesozoico della zona della Drava rappresenta, come s'è visto, una grande piega di ritorno, dovuta alle fasi tardive dell'orogenesi alpina, e precisamente all'abbassamento della zona meridionale della catena e alla successiva sottospinta (*sous-charriage*) determinata dalla fase insubrica (ARGAND, bibl. 113). In tal modo il sistema alpino-dinarico assunse la struttura di una catena a doppio rovesciamento. Noi riteniamo adunque, in perfetto accordo con le idee di SANDER (bibl. 27¹, 31 - 32) e di STAUB (bibl. 34), che non si possa parlare di un paese « alpino » contrapposto ad un paese « dinarico », ma solo di un unico « sistema alpino », di cui le Dinaridi non sarebbero che la parte più meridionale, indivisibile dal tutto.

La linea della Pusteria (limite alpino-dinarico *auct.*) non si estende, ad occidente di Brunico, lungo il bordo meridionale del massiccio granitico di Bressanone - Ivigna, come ritiene erroneamente lo STAUB (bibl. 34), ma segue invece il bordo settentrionale dello stesso massiccio, secondo quanto risulta dai lavori di SANDER (bibl. 197) e della FURLANI - CORNELIUS (bibl. 175 - 177) ecc. (cfr. Tav. X).

A mezzogiorno dell'Adige, questa grande dislocazione si prolunga direttamente nella linea delle Giudicarie (*p. p.* limite alpino-dinarico *auct.*), che si estende in direzione di SSW lungo il fianco sinistro della bassa Valle d'Ultimo, passa in prossimità di S. Pancrazio e si continua lungo tutto il versante sinistro della Val Marano (bibl. 54 e 191). In tal modo la linea delle Giudicarie passa all'esterno del massiccio tonalitico di Monte Croce, contrariamente all'opinione di STAUB; così pure il minuscolo lembo triasico di S. Pancrazio d'Ultimo non può essere riferito ai sedimenti austro-alpini medi, ma deve essere attribuito al Mesozoico dinarico (bibl. 54 e 191).

Concludendo: la linea della Pusteria e la sua prosecuzione occidentale, ossia la linea delle Giudicarie, passano rispettivamente a nord, a nord-ovest e a ovest dei massicci intrusivi di Bressanone, Ivigna e M. Croce, i quali, per questo fatto, non possono in alcun modo costituire le « radici » dei ricoprimenti austro-alpini superiori (Tirolidi), anche a prescindere da qualsiasi considerazione sulla loro età.

DINARIDI

I TERRENI DEL « CRISTALLINO ANTICO » ⁽¹⁾

(INFRASTRUTTURA ERCINICA)

La parte più profonda del cristallino dinarico è rappresentata dai paragneiss biotitici, dai micascisti granatiferi e dalle anfiboliti della Catena Carnica, materiali che nel territorio da noi studiato presentano uno sviluppo molto modesto (bibl. 49 e 195).

Sopra tali rocce segue l'enorme massa della fillade quarzifera, che risulta costituita prevalentemente da quarzo e sericite. Per graduale aumento di quest'ultimo minerale si passa a dei veri sericitoscisti, mentre l'arricchimento di quarzo dà localmente luogo a delle quarziti più o meno micacee. La roccia è di color grigio plumbeo fino a grigio chiaro o a grigio verdastro, lucente nelle varietà più micacee; essa è molto sensibile alle azioni di disfacimento meteorico, in conseguenza delle quali la superficie del terreno ha finito coll'assumere un andamento dolce e arrotondato.

La fillade quarzifera dinarica si estende, sotto forma di una larga fascia, attraverso tutta la Pusteria a sud della zona della Drava (*Drauzug*), fino al substrato permiano delle dolomiti.

L'età di questa formazione, per quel tratto che è compreso entro

(1) Bibl. 46, 49, 57, 173, 175 - 177, 195, 198, ecc.

l'area del foglio Monguelfo, è difficilmente precisabile. Osservazioni compiute più ad oriente, ove le filladi sottostanno a scisti sicuramente siluriani per i fossili che contengono, permettono di fissarne l'origine in un'età non posteriore al Siluriano inferiore. Secondo VINASSA e GORTANI, le filladi quarzifere della Catena Carnica sono riferibili all'Ordoviciano (bibl. 157-164). Per quanto si riferisce alle filladi del territorio corrispondente all'area dei fogli Monguelfo e Bressanone, la signora FURLANI - CORNELIUS ha espresso l'opinione ch'esse possano appartenere al Paleozoico, in base al ragionamento seguente (bibl. 176): « gli scisti siluriani della Catena Carnica continuano nella zona di scisti siluriani della Pusteria; da questi ultimi si sviluppano progressivamente le filladi quarzifere ». « Non è però possibile stabilire se esse ne derivino gradualmente, oppure se questi due complessi siano così intimamente ripiegati fra loro da far credere all'esistenza di un passaggio graduale ». In ogni caso, non si conoscono i limiti inferiori della formazione della fillade quarzifera, limiti che, con ogni probabilità, sono posti molto in basso nella scala dei tempi geologici. A tale proposito non sarà fuor di luogo ricordare un'opinione espressa, in tesi generale da CORNELIUS, secondo cui le filladi quarzifere sud-alpine e quelle della Valle dell'Inn sembrano riferibili al Pre-paleozoico piuttostochè al Paleozoico antico (bibl. 87). In base a tutte queste considerazioni non si può escludere, in via di principio, che le filladi dinariche della Pusteria, possano appartenere, almeno per la loro parte inferiore, al Pre-cambriano.

Intercalati nella fillade quarzifera si trovano degli scisti verdi, che si possono seguire dalle pendici settentrionali del Monte Elmo fino in Val Casies (bibl. 49, *pa* della leggenda); presso Gandelle, in Val di S. Silvestro, la FURLANI - CORNELIUS vi ha riconosciuto dei tufi diabasici (bibl. 175). Agli scisti verdi si accompagnano generalmente dei calcari scuri, zonati (*Bänderkalk*), privi di fossili, che formano una successione di lenti estese subito a sud della linea della Pusteria, nel tratto fra la bassa Valle di Anterselva e Prati alla Drava, prolungandosi verso ESE nel gruppo del monte Elmo (bibl. 49, *s* della leggenda). Questi calcari zonati trovano la loro continuazione nella Catena Carnica, ove pre-

sentano uno sviluppo considerevole e contengono anche dei fossili determinabili (forme del Siluriano superiore). Nella Carnia sopra ad essi giacciono altri calcari di scogliera, riferibili al Devoniano; secondo MERLA, non si può quindi escludere che le intercalazioni calcaree della Pusteria rappresentino anche in parte la prosecuzione, sotto forma di sinclinali schiacciate e laminate, delle scogliere devoniche della Carnia (bibl. 49).

Sul versante destro della Valle di Sesto, si sviluppa una potente massa di argilloscisti micacei e di filladi argilloscistose, che si estendono nell'area del foglio Monguelfo dalla Cima delle Lepri, presso S. Candido, al Monte Rosso, formando inoltre una modesta intercalazione sul versante austriaco del Monte Elmo (cfr. Tav. X e bibl. 49). Questi terreni si distinguono dalle filladi quarzifere per il loro aspetto più chiaramente argilloscistoso; essi rappresentano, secondo FURLANI-CORNELIUS (bibl. 175-177) e MERLA (bibl. 49), la prosecuzione di quegli scisti della Catena Carnica, che il GEYER ritenne siluriani, ma che le fortunate ricerche di VINASSA DE REGNY e di GORTANI dimostrarono invece carboniferi (bibl. 157-164).

A giudizio della signora FURLANI-CORNELIUS anche gli scisti e le filladi della Valle Badia inferiore e della Valle Eòres (Afers) possono essere ritenuti identici all'enorme complesso di scisti carboniferi della Catena Carnica (bibl. 177). La presenza di forme carboniose fra le filladi delle Valli di Eòres e di Funès sembrerebbe giustificare un simile parallelismo, per quanto la presenza di abbondante pigmento grafítico non possa certo considerarsi come esclusiva dei terreni del Carbonifero ⁽¹⁾. Se i riferimenti cronologici della FURLANI e di MERLA corrispondono alla realtà, non può a meno di colpire il fatto che gli argilloscisti del Monte Elmo e le filladi grafitiche delle Valli di Eòres e di Funès sono metamorfosati e che per di più sono ricoperti in

(1) Il lettore desideroso di farsi un'idea della distribuzione di queste filladi grafitiche, può consultare il foglio Marmolada della Carta geologica delle Tre Venezie, alla scala 1:100.000, pubblicata dal R. Magistrato alle Acque di Venezia.

trasgressione dal Permiano, come ha osservato MERLA al Monte Rosso di Sesto. Questi fatti indussero la FURLANI ad ammettere che la regione della Pusteria subì almeno due ripiegamenti durante il Paleozoico: il primo ripiegamento fu contemporaneo a quello delle catene erciniche d'Europa; il secondo fu quello che metamorfosò il Carbonifero dell'Elmo e delle Valli di Eòres, Badia, ecc. Purtroppo le nostre cognizioni su questi importanti fenomeni sono ancora così scarse e incomplete, che non ci è possibile esprimere in proposito un giudizio definitivo.

Nelle filladi di Monte Elmo sono intercalati dei porfiroidi, che derivano da tipici porfidi quarziferi, con feldispati porfirici. Non è inverosimile che queste rocce siano contemporanee dei porfidi quarziferi del Carbonifero superiore della Carnia (bibl. 162-163); si avrebbe quindi un argomento di più per ammettere la presenza del Carbonifero in seno ai terreni che formano il gruppo del Monte Elmo e del Monte Rosso di Sesto.

La tettonica ercinica dello zoccolo dinarico è qui caratterizzata da quella fitta pieghettatura che abbiamo già indicato per il cristallino antico delle Tirolidi e delle Grigionidi. In seguito, l'orogenesi alpina ha determinato un ulteriore rinserramento delle pieghe erciniche, tendendo a dare all'intero complesso una struttura isoclinale, qua e là disturbata da zone di cataclasi più o meno intensa e da piani di scorrimento. Questi fenomeni si osservano molto bene lungo il bordo meridionale della zona della Drava (*Drauzug*); così per esempio, allo sbocco di Val Casies presso Monguelfo, si può vedere che le pieghe della fillade sono tagliate da numerosi piani di faglia e da zone di intensa brecciazione, lungo le quali la roccia è stata polverizzata.

L'enorme compressione esercitata dal ripiegamento alpino ha fatto sparire quasi ogni traccia della discordanza ercinica; solo al Monte Rosso di Sesto, MERLA ha potuto osservare un lembo di conglomerati

e di arenarie del Permiano che ricopre in discordanza gli argilloscisti filladici dello spartiacque del Monte Elmo, piegati in sinclinale (fig. 26; bibl. 49).

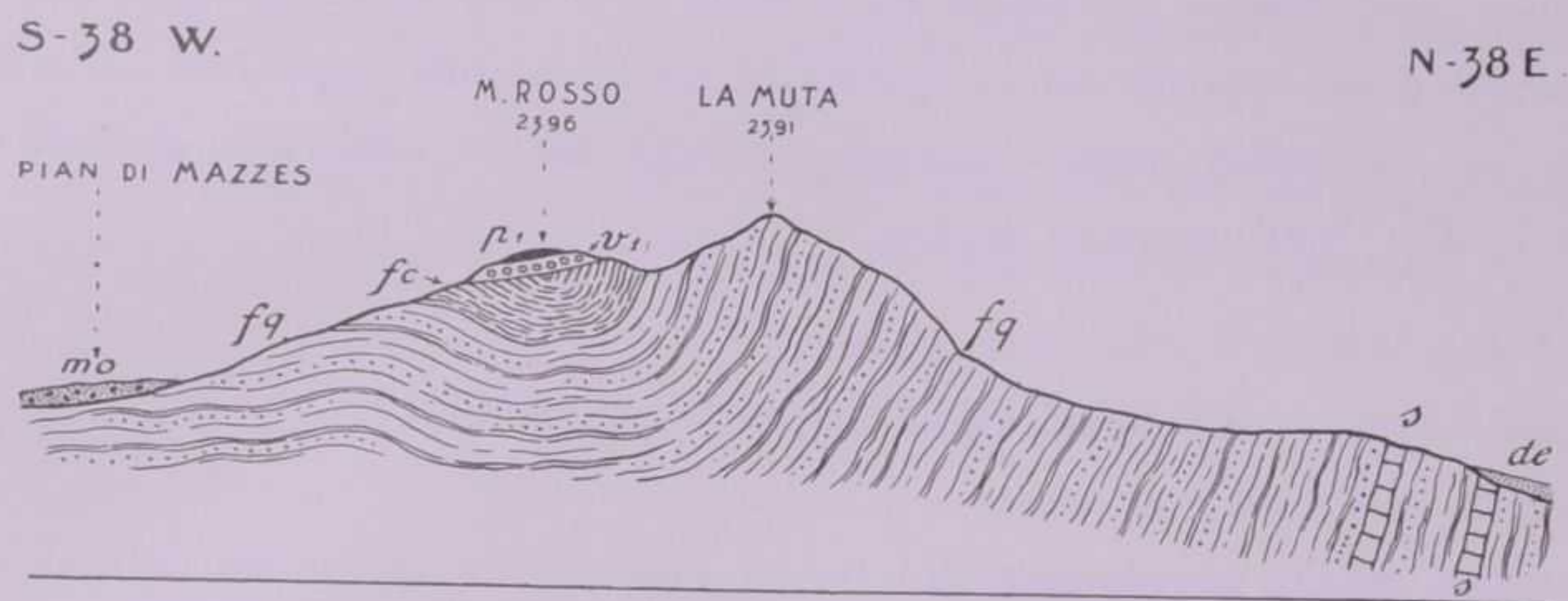


Fig. 26. - Profilo geologico attraverso il Monte Rosso di Sesto. Scala 1 : 50.000. Disegno tratto da uno schizzo inedito di G. MERLA.

de = detrito di falda; *mo* = morenico; *p₁* = arenarie di Val Gardena (Permiano inferiore); *v₁* = conglomerato rosso del « Verrucano » (Permiano inferiore); *s* = calcari zonati seuri (Devoniano - Siluriano superiore); *fc* = argilloscisti micacei e filladi argilloscistose (Carbonifero ??) *fq* = filladi quarzifere.

Si osservi la netta discordanza angolare fra i terreni permiani (*p₁* e *v₁*) e gli scisti pre-permiani (*fc* e *fq*) sottostanti.

Tracce evidenti di una tettonica prepermiana (ercinica) furono invece riconosciute da B. SANDER in quella zona di fillade dinarica che è compresa fra il rio Gader e il fiume Rienza, nell'area del foglio Bressanone (bibl. 31). In questo settore, la direzione della fillade quarzifera oscilla fra NW-SE e NNW-SSE, formando un angolo molto forte con la direzione sicuramente alpina, fra E-W e ENE-WSW, delle « radici » dei ricoprimenti austroalpini, della sinclinale permo-triassica di Mules, della zona di Matrei e dei ricoprimenti pennidici dei Tauri. Solo presso il limite settentrionale delle dolomiti dinariche, la fillade presenta un adattamento alla tettonica alpina, mentre ad ovest dell'Isarco essa segue più o meno l'andamento del bordo meridionale del massiccio granitico di Bressanone.

La struttura attuale, alpina, del cristallino dinarico della Pusteria

corrisponde ad una grande anticlinale o meglio ancora ad un fascio di lame anticlinali, che a oriente si corica sulle formazioni permiane e triasiche della sinclinale di Sesto. È questo un altro interessante esempio di « piega retroflessa » o « piega di ritorno », la cui formazione è dovuta alla resistenza opposta dai ricoprimenti austro-alpini superiori all'avanzata in profondità (*sous-charriage*) della massa dinarica, durante le fasi tardive dell'orogenesi alpina.

LA SERIE POST-ERCINICA NORMALE ⁽¹⁾

Nel settore meridionale del foglio Monguelfo assumono considerevole sviluppo i terreni post-ercinici normali, ossia non metamorfici, delle Dinaridi, che sono stati oggetto di un accuratissimo rilevamento e di uno studio dettagliato da parte del Dott. G. MERLA (bibl. 49, 198). Seguendo la via tracciata dall'egregio Collega ed Amico, noi descriveremo in modo sintetico le principali caratteristiche stratigrafiche e tettoniche di questo importante complesso di sedimenti, al fine di completare, sia pure in forma succinta, il quadro geologico dell'Alto Adige orientale ⁽²⁾.

STRATIGRAFIA

La base della serie che stiamo illustrando è costituita dal ben noto « Verrucano », nel quale sono riconoscibili i due orizzonti seguenti, che descriviamo procedendo dal basso all'alto:

- 1) Conglomerato grigio (Verrucano *p. p.*) del Permo-Carbonifero,

⁽¹⁾ Bibl. 49 e 198 - 200.

⁽²⁾ La riprodotta descrizione stratigrafica e tettonica della serie dinarica post-ercinica si basa essenzialmente sulle precitate pubblicazioni di G. MERLA, nonchè sul relativo manoscritto da Lui preparato per le « Note Illustrative » del foglio Monguelfo della Carta Geologica delle Tre Venezie, di prossima pubblicazione. Il dott. G. MERLA volle pure gentilmente consentirci di pubblicare alcuni interessanti profili geologici da Lui rilevati nella regione dolomitica della Pusteria, fra la valle di Sesto e la valle di S. Vigilio. Desideriamo quindi esprimere da queste pagine all'attivo e valente Collaboratore il nostro più vivo e cordiale ringraziamento.

formato da ciottoli e frammenti di quarzo e di fillade, immersi in una pasta di composizione filladica.

Gli affioramenti del conglomerato grigio sono limitati ai paraggi di S. Candido e a qualche tratto ristretto lungo il fianco destro della valle di Sesto. La sua potenza raggiunge al massimo una trentina di metri.

Questo conglomerato è anteriore all'effusione dei porfidi quarziferi permiani, dei quali non contiene mai il più piccolo elemento.

Merita infine di essere ricordato il fatto che i ciottoli e i frammenti di fillade del conglomerato grigio presentano i medesimi caratteri di metamorfismo delle filladi quarzifere in posto. Ciò dimostra che i fenomeni di metamorfismo delle filladi vanno riferiti per intero ad un ciclo pre-alpino. Così pure la caratteristica impregnazione di quarzo nelle filladi si operò in tempi pre-permiani, dato che essa potè fornire materiali al conglomerato di base della trasgressione permo-carbonifera.

2) Conglomerato rosso (Verrucano *p. p.*) del Permiano inferiore, formato da ciottoli e frammenti di quarzo, immersi in un cemento derivante dal porfido quarzifero.

La potenza di questo conglomerato è massima ad oriente (M. Covolo, S. Candido), ove supera il valore di 200 metri, mentre si riduce rapidamente verso ovest, cosicchè oltre la valle di Braies nuova (M. di Braies) misura appena qualche metro, finchè si annulla del tutto.

Il conglomerato rosso rimonta ad un periodo di poco posteriore alla colata dei porfidi quarziferi permiani, dai quali furono tratti gli elementi, fortemente colorati in rosso, che costituiscono il cemento della roccia. D'altra parte è noto che nella parte occidentale della regione dolomitica, il conglomerato rosso sostituisce lateralmente il porfido, intercalandosi fra le arenarie di Gardena e le filladi.

G. MERLA ha poi constatato la presenza di ciottoli calcarei a Fusoline nel Verrucano rosso del versante destro della valle di Sesto, i quali provengono, con tutta verosimiglianza, dal Permo-carbonifero della catena carnica (Calcari a *Fusolina*).

Ai terreni del Verrucano fanno seguito le « arenarie di Val Gardena », del Permiano inferiore, che presentano grana piuttosto grossa, a elementi di quarzo e feldspato, con mica. Il colore delle arenarie è generalmente rosso, subordinatamente grigio, per lo più acceso, fino ad una tinta bruno violetta. La stratificazione è distinta, in banchi di mediocre spessore. La formazione presenta la sua potenza massima ad oriente, tanto che verso il passo di M. Croce raggiunge circa 400 metri di spessore, e va gradatamente assottigliandosi verso ovest.

Il Permiano superiore è costituito alla base da dolomie cariate e calcari marnosi con gessi, privi di fossili, e superiormente da calcari bituminosi grigi e grigi scuri fino a neri, più o meno ricchi di fossili. Nel loro insieme questi terreni costituiscono la ben nota « formazione a *Bellerophon* ».

Il livello gessifero inferiore è sempre di limitata potenza e discontinuo, mentre i calcari fossiliferi costituiscono la parte più cospicua della formazione. Fra questi ultimi sono caratteristici i tipi più ricchi di sostanze bituminose, fetidi alla percussione (*Stinkkalk*). La stratificazione è sempre ben distinta; la potenza può arrivare ai 350-400 metri, ma di solito è minore.

Fossili caratteristici sono i *Gymnocodium bellerophontis* ROTH, che si possono osservare quasi dappertutto sulle superfici alterate della roccia. Non rari anche i *Bellerophon*, per lo più in sezione, le spugne calcaree del genere *Catubria*, e, alla superficie degli strati, modelli interni di bivalvi ecc. La ricca fauna del calcare a *Bellerophon* della regione dolomitica fu illustrata in questi ultimi anni da G. MERLA, che pubblicò in proposito una grossa ed esauriente monografia (bibl. 198 a).

Degne di nota sono infine talune sorgenti di acque solforose, che traggono il loro contenuto minerale dal livello inferiore, gessoso, e che scaturiscono lungo il contatto fra la formazione a *Bellerophon* e le arenarie di Val Gardena (Bagni di Palù, Bagni di S. Candido).

Il Trias si inizia con delle arenarie argilloso-micacee, fini, a intercalazioni di lenti calcaree, che rappresentano lo Scitico (*Werfen*). Generalmente si possono distinguere i due livelli: a) di Siusi, infe-

riore, nel quale predominano le arenarie grigie e, nella zona di passaggio al Permiano, i calcari marnosi ed arenacei; b) di Campil, superiore, costituito in prevalenza da arenarie scistose di tinta più intensa, rossastro violetta, e subordinatamente da calcari oolitici e cristallini, rossastri. A volte invece tale distinzione non è possibile, perchè l'intera serie è rappresentata da un complesso uniforme di strati arenacei.

Relativamente abbondanti i fossili, fra i quali si osservano: lamelibranchi complessivamente denominati *Myacites*, *Pseudomonotis* (più frequente la *P. dalpiazii* LEON.), nei livelli inferiori; gasteropodi (caratteristica la *Naticella costata*) e qualche rara ammonite (*Dinarites*), in quelli superiori.

La stratificazione, netta nei calcari, diventa meno evidente nelle arenarie, ove gli strati si fanno molto sottili, sì da conferire alla roccia un certo aspetto scistoso. La potenza dell'intera formazione oscilla fra i 5-600 metri (Valle di Sesto, S. Candido e Dobbiaco) e i 300-350 metri (Valle di Braies).

La caratteristica variabilità di facies delle Dolomiti comincia a manifestarsi con il piano Anisico, nel quale si riconoscono i seguenti tipi litologici:

facies normale = a) calcari marnosi scuri o grigi, bene stratificati, e calcari arenacei, marne lastriformi, calcari con crinoidi e brachiopodi. Nella valle di Braies vi si rinvennero svariate ammoniti (*Ceratites*, *Balattonites*, *Acrochordiceras* ecc.). b) calcari bianchi stratificati. c) calcari cristallini e calcari marnosi.

facies dolomitica = dolomia della Mendola (= *Mendeldolomit*).

I calcari del gruppo a) formano un orizzonte caratteristico e di limitata potenza, che si trova sempre presente tra lo Scitico e i livelli superiori. Lo spessore è generalmente di una cinquantina di metri e talora anche meno, come si osserva nella regione orientale del foglio Monguelfo: invece nel settore compreso fra Dobbiaco e la valle di Braies aumenta considerevolmente, fino a sorpassare i 200 metri.

Al disopra di questo Anisico inferiore (a), si alternano, passando lateralmente l'una nell'altra, le restanti facies normali sopra ricordate.

I calcari cristallini del gruppo *c*) sono rappresentati nel tratto corrispondente all'angolo SW del foglio Monguelfo, mentre i calcari e le marne del gruppo *b*) si trovano nel settore compreso fra la valle di Braies vecchia e Col Vallaccia sopra Valdàora.

Ai terreni anisici in facies normale fa contrapposto la « dolomia della Mendola », la quale, dal punto di vista litologico, mal si distingue dalla sovrastante « dolomia dello Sciliar ». Infatti le caratteristiche indicate per la dolomia anisica, come la compattezza, l'assenza di ogni traccia di stratificazione, i toni di colore più chiari, sono tutte presentate in grado maggiore o minore anche dalla dolomia ladinica. In tal modo, ove mancano le marne degli « strati di Livinallongo », le due dolomie si confondono in un'unica, grandiosa massa, come si verifica per esempio nell'altipiano dei Colli Alti.

La potenza della dolomia della Mendola sembra aggirarsi in media sui 3-400 m., ma può raggiungere talvolta anche dei valori più elevati, come alla zolla dislocata del M. Lungo, ove lo spessore della formazione non è inferiore agli 800 metri.

Il Ladinico in facies normale s'inizia con delle marne e dei calcari marnosi, sottilmente stratificati e spesso lastriformi, di colore generalmente scuro, che rappresentano gli « strati di Livinallongo » (= *Buchenstein*). La potenza massima di questo complesso si può calcolare in 200 metri circa.

Seguono verso l'alto delle arenarie e dei calcari arenacei, bene stratificati, potenti al massimo circa 300 metri, che corrispondono agli « strati di La Valle » (= *Wengen*).

Nell'area del foglio Monguelfo, la facies normale o marnoso-calcareo-arenacea del Ladinico è sviluppata soltanto in corrispondenza al settore compreso fra la Valle di Landro e la conca del lago di Braies, rimanendo così del tutto subordinata di fronte alla facies dolomitica, rappresentata dalla ben nota « dolomia dello Sciliar » (= *Schlern-dolomit*). Quest'ultima forma un complesso unico con la dolomia carnica, raggiungendo uno spessore di 1000 metri.

Il Carnico in facies normale è costituito dai seguenti livelli:

a) « strati di S. Cassiano »; calcari marnosi gialli, male stratificati.

b) « strati di Raibl »; marne gialle, calcari marnosi giallastri e cerulei, facenti passaggio lateralmente e inferiormente a calcari dolomitici bianco-grigi. Stratificazione sempre ben distinta. Potenza media circa 200 metri.

Della facies dolomitica del Carnico si è già detto in precedenza.

Il livello raibliano si estende quasi continuo per tutta la zona in esame, dalla valle Fiscalina alla valle di S. Vigilio.

Il Norico ed il Retico sono rappresentati da dolomie tipiche, bianche, saccaroidi, a stratificazione sempre evidentissima, che costituiscono la formazione della « dolomia principale » (= *Hauptdolomit*), potente fino a 1000 metri.

Abbastanza frequenti in questi terreni sono sezioni e modelli di *Megalodon* e modelli di *Turbo*.

Seguono infine i calcari cristallini rosei e grigi del Lias, a grana finissima, compatti, con stratificazione ben evidente, in banchi di notevole spessore. Contengono frequenti impronte di coralli, gasteropodi e lamellibranchi indeterminabili. La potenza di questo complesso si aggira sui 300 metri circa.

Nei livelli inferiori e per uno spessore di qualche metro, i calcari diventano brecciosi e conglomeratici. Dalle osservazioni di KLEBELSBERG (bibl. 200), risulta che alla composizione delle breccie prendono parte anche elementi tratti da rocce sconosciute alla formazione della « dolomia di Dachstein » (dolomia principale), come calcari scuri, marne di colore fra verde-oliva e grigio-verde, tufi calcarei ocracei, giallastri e in parte arenacei, contenenti numerosi granuli di limonite (*Bohnerz*). Nel loro insieme questi diversi prodotti ci attestano che, al passaggio dal Trias al Lias, dovette verificarsi una sosta nella sedimentazione normale, accompagnata da un notevole rimaneggiamento di materiali, sia locali e sia estranei, e da probabili fenomeni di alterazione subaerea. Secondo KLEBELSBERG (op. cit.), questi depositi elastici occupano la medesima posizione stratigrafica delle breccie situate fra la dolomia principale e i calcari grigi del Lias nella regione trentino-vicentina.

Nel gruppo del Pelmo, al limite fra la dolomia principale e i calcari del Lias, VAN HOUTEN ha rinvenuto un livello di breccie e di conglomerati, ch'egli riferisce al Retico (bibl. 200 a). È interessante il fatto che gli elementi delle breccie sono tratti, oltrecchè dalla dolomia principale, anche da un calcare molto scuro, completamente sconosciuto in quella zona. Breccie e conglomerati del tutto simili a quelli sopra

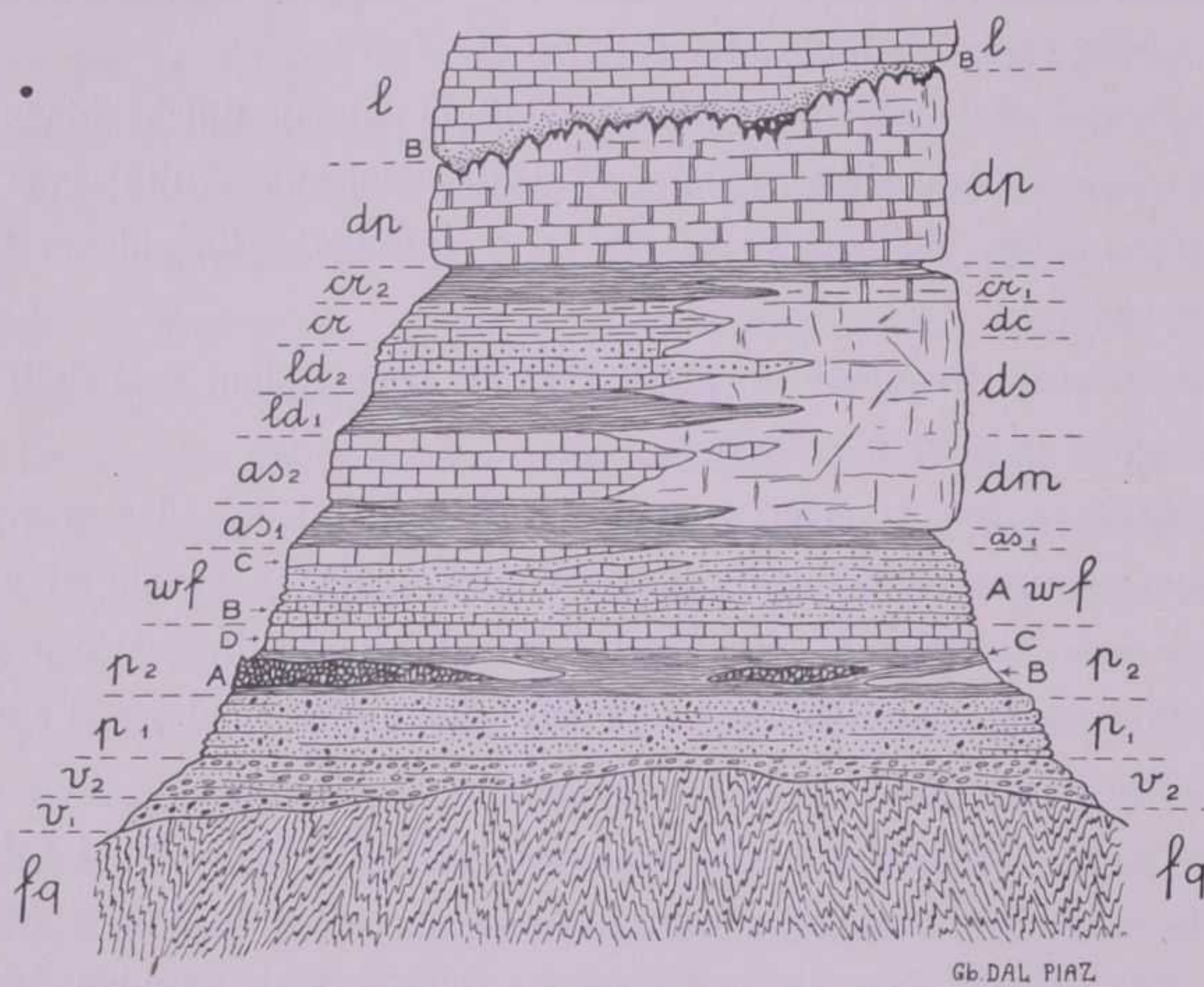


Fig. 27. - Profilo della serie stratigrafica dinarica della Pusteria. Scala approssimativa per le altezze = 1 : 50.000. Il profilo si riferisce alla regione a sud del fiume Rienza, compresa nell'ambito del foglio Monguelfo. La spiegazione dei monogrammi si trova nella tabella stratigrafica intercalata fra pag. 168 e pag. 169. Le lettere *fq* del disegno stanno ad indicare la formazione della fillade quarzifera, che non è indicata nella tabella predetta.

ricordati, furono rinvenuti da B. CASTIGLIONI nel gruppo della Civetta, al limite inferiore della formazione liasica (bibl. 200 b).

Ricorderemo infine che nel Luganese alla fine del Trias seguì un periodo di sollevamento, accompagnato da un'attiva erosione continen-

QUADRO STRATIGRAFICO DEI TERRENI POST-ERCINICI DELLE DINARIDI

SERIE CRONOLOGICA		NATURA DEI TERRENI			POTENZA DEI TERRENI NORMALI *
GIURESE	LIAS	l = Calcari cristallini rosei e grigi, compatti, a stratificazione evidente. B = breccie e conglomerati, con granuli di <i>Bohnerz</i> in trasgressione sulla superficie d'erosione retica (?) della dolomia principale.			300 m.
	RETICO E NORICO	dp = Dolomia principale (potenza complessiva fino a 1000 m.).			
T R I A S	CARNICO	cr_2 = Marne gialle, calcari marnosi, giallastri e cerulei (Strati di Raibl).			200 m. in media
		cr_1 = Dolomie marnose e calcari dolomitici bianco-grigi (Strati di Raibl).			
		dc = Dolomie cassiane	cr = Marne e calcari marnosi, gialli, male stratificati (Strati di S. Cassiano).		fra 200 e 300 m.
	LADINICO	ds = Dolomia dello Sciliar o dello <i>Schlern</i> (potenza fino a 1000 m.)	ld_2 = Calcari arenacei e arenarie, bene stratificati (strati di La Valle o di <i>Wengen</i>).		300 m. al massimo
			ld_1 = Marne e calcari marnosi sottilmente stratificati, spesso lastriformi, di colore generalmente scuro (strati di Livinallongo o di <i>Buchenstein</i>).		200 m. al massimo
	ANISICO	dm = Dolomia della Mendola (potenza media 3-400 m., massima 800 m.)	as_2 = Calcari bianchi stratificati	as_2 = Calcari cristallini e calcari marnosi.	
		as_1 = Calcari marnosi, scuri o grigi, bene stratificati, e calcari arenacei; marne lastriformi; calcari a erinoidi e brachiopodi.			fra 50 e 200 m.
	SCITICO (Werfen)	$wf C$ = Arenarie scistose, rossastro-violette e, subordinatamente, calcari oolitici, calcari cristallini rossastri (Strati di Campil).		$wf A$ = Arenarie	fra 300-350 m. e 5-600 m.
$wf B$ = Arenarie grigie prevalenti, calcari marnosi e arenacei (Strati di Siusi).					
NEO-CARBONIFERO E PERMIANO	PERMIANO SUPERIORE (formazione a <i>Bellerophon</i>)	p_2 = Calcari bituminosi grigi e grigio-scuri fino a neri, più o meno ricchi di fossili (D), dolomie cariate (A) e calcari marnosi (C) con gessi (B).			350-400 m. al massimo
	PERMIANO INFERIORE (Arenarie di Val Gardena)	p_1 = Arenarie a grana piuttosto grossa, generalmente rosse, talvolta grigie o bruno-violette.			400 m. al massimo
	PERMIANO INFERIORE (« Verrucano » <i>p. p.</i>)	v_2 = Conglomerato rosso o conglomerato di Val Gardena, a ciottoli e frammenti di quarzo e a cemento derivante dal porfido quarzifero.			fra 0 m. e 200 m.
	PERMO-CARBONIFERO (« Verrucano » <i>p. p.</i>)	v_1 = Conglomerato grigio, a ciottoli e frammenti di quarzo e di fillade con cemento filladico.			fra 0 m. e 30 m. al massimo

* esclusi i termini del Trias a *facies* dolomitica, per i quali l'indicazione della potenza figura nelle caselle delle rispettive dolomie.



tale, che rimaneggiò il Retico oppure ne impedì addirittura la sedimentazione, attaccando anche più o meno profondamente la dolomia principale. In tal modo il Lias si estende in trasgressione sul Retico e soprattutto sulla dolomia principale, ora molto potente ed ora ridottissima, come si può osservare sul fianco occidentale del M. Generoso e nella zona da Tremona ad Arzo, Saltrio e Viggiù (bibl. 115 e 200 c).

Nella regione dinarica corrispondente al foglio Monguelfo, il Lias rappresenta il più recente termine della serie stratigrafica. Giunti così alla fine della nostra trattazione, crediamo di far cosa grata al lettore riassumendo nell'allegata tabella i più salienti caratteri stratigrafici di questa importante serie di terreni.

TETTONICA

Considerate nel loro complesso, le formazioni della serie dinarica post-ercinica del settore corrispondente al foglio Monguelfo, si succedono nell'ordine cronologico, a guisa di ampia conca sedimentaria. La direzione degli strati è prevalentemente SE-NW nel tratto orientale (Valle di Sesto), E-W nella zona intermedia (fra S. Candido e la Forcella) e NE-SW in corrispondenza alla Valle di S. Vigilio. Questo andamento è più o meno ripetuto nella sottostante serie cristallina delle Dinaridi, la quale ha dovuto qui deformarsi assieme alla base della piastra dolomitica. Per tal fatto, l'originaria discordanza ercinica non è quasi più osservabile, fatta eccezione come si è detto della zona di Monte Rosso presso Sesto; questa circostanza ci ha incoraggiato ad ammettere l'esistenza della discordanza ercinica anche nei complessi austroalpini e pennidici, nei quali i movimenti differenziali determinati dall'orogenesi alpina, accompagnati nelle falde più profonde da fenomeni di ricristallizzazione metamorfica, hanno sostituito l'originario angolo di stratificazione fra i terreni dell'infrastruttura e quelli della soprastruttura, con una concordanza secondaria di natura tettonica.

Lungo la Valle di Sesto, fra Moos e lo sbocco di Val Campo di Dentro, corre una stretta sinclinale, per effetto della quale, sul versante

di destra, le arenarie di Val Gardena e il Verrucano s'immergono sotto alle filladi quarzifere, che si ripiegano a loro volta nella potente anticlinale retroflessa accennata in precedenza.

Manifestazioni locali, ma notevolmente intense dell'orogenesi alpina si sono avute in zone ove la resistenza del blocco unitario di dolomia ladinico-anisica era diminuita da intercalazioni di sedimenti ladinico-carnici in facies normale. Queste brusche variazioni di resistenza dei diversi terreni hanno evidentemente esercitato una notevole influenza nella determinazione dello « stile » tettonico delle masse dislocate. È infatti chiaro che in simili condizioni non possono formarsi delle pieghe regolari ed armoniche, cosicchè ogni spinta tettonica un po' intensa finisce di solito col dar luogo a scorrimenti dei blocchi più rigidi sui letti più plastici.

Particolarmente interessante sotto questo riguardo è il profilo Picco Vallandro - Sasso del Pozzo, in cui si osservano ben quattro scaglie (zolle) di ricoprimento, scorse verso Nord l'una sull'altra e complessivamente sulla serie normale (Permiano - Wengen). L'ossatura rigida di ciascuna delle quattro scaglie (Monte Lungo, Monte Selva - Punta del Monego - Punta di Serla - Monte Casamezzo, Picco di Vallandro) è costituita da dolomia infraraibiana, a cui sottostanno generalmente terreni arenaceo-marnosi del Carnico e del Ladinico, intensamente corrugati, che hanno servito da « lubrificante tettonico ». La morfologia del terreno rispecchia fino a un certo punto la struttura tettonica, ed è inoltre molto varia e mossa per l'alternarsi, in breve tratto, di poderose masse di resistenti dolomie con terreni facilmente erodibili dei livelli di Livinallongo e di La Valle.

Un fenomeno del genere, per quanto a scala minore, si ripete nell'area corrispondente all'angolo SW del foglio Monguelfo e all'angolo SE del foglio Bressanone, ove una scaglia di terreni anisici ricopre tettonicamente gli strati del Ladinico superiore (bibl. 31 e 49). Nella parte orientale del medesimo settore, compresa entro il foglio Monguelfo, si osserva inoltre lo scorrimento della dolomia principale sulla zolla anisica e sui terreni del Wengen.

Una zona fortemente dislocata per fratture locali si trova nella Valle di Braies nuova, ove gli strati sono pressochè verticali e la serie dei terreni è interrotta da un fascio di fratture subparallele con andamento obliquo, corrispondente al solco dell'affluente rio Bacher.

Nell'area mesozoica dinarica del foglio Monguelfo ritroviamo poi molto attenuati, e per così dire in fase iniziale, i fenomeni tettonici che assumono importanza predominante nella regione dolomitica corri-

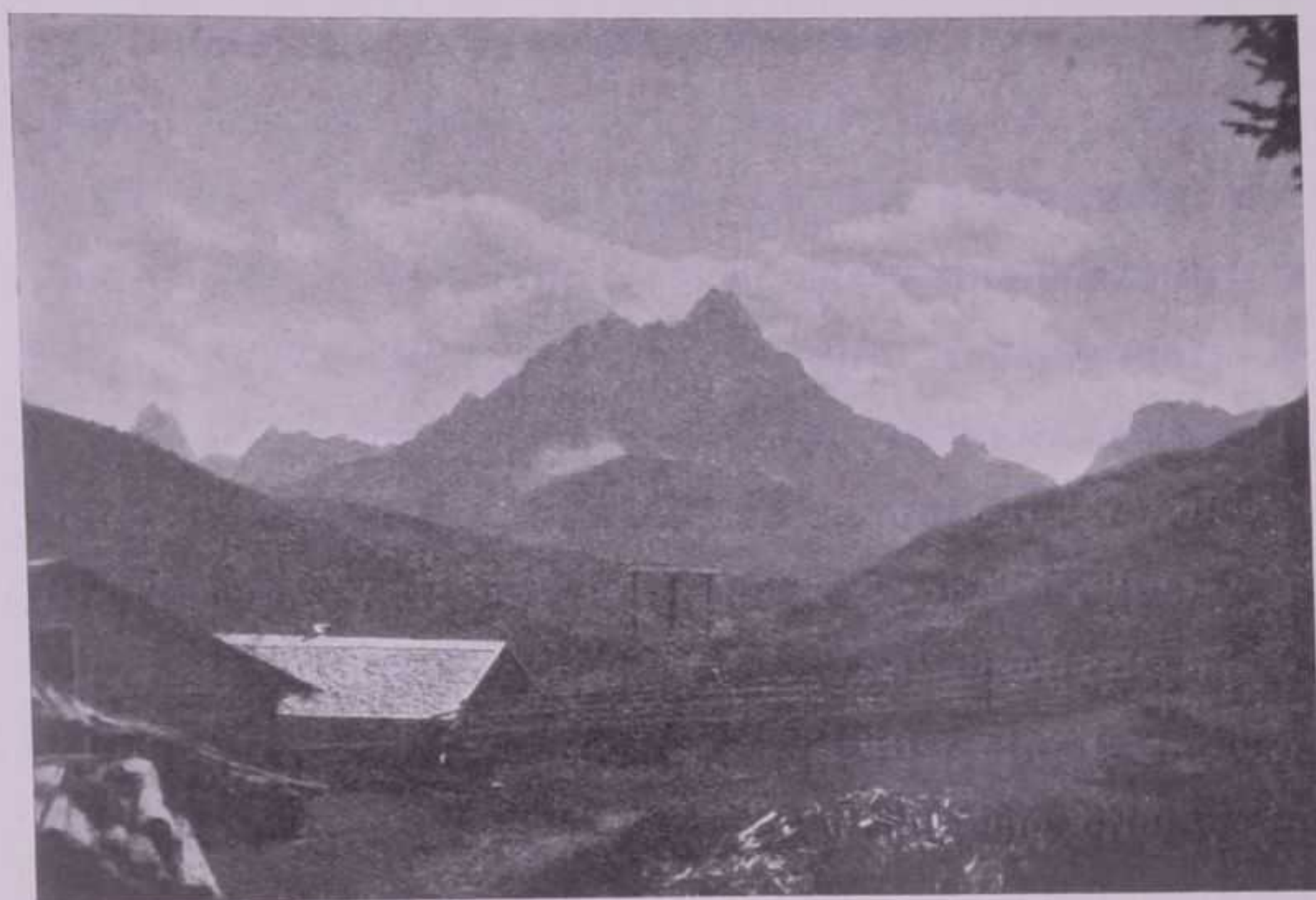


Fig. 28. - I gruppi dolomitici a sud di S. Candido, visti da Monteversciaco. In primo piano e nei pendii boscosi a sinistra, le filladi dinariche.

spondente alla metà settentrionale del foglio Pieve di Cadore. Infatti si può riconoscere, nel settore da noi preso in esame, la continuazione di una « linea tettonica », che, più a sud, presenta un considerevole sviluppo. Si tratta di una flessura, il cui andamento è segnato in modo abbastanza fedele dagli affioramenti raibliani (Picco Vallandro, Sella fra il Pollice e Camporosso, valle della Lavina Bianca, alta valle Foresta). In conseguenza di essa, le formazioni superiori della serie — dolomia principale e anche Lias — sono portate in basso, in modo che l'erosione le ha in gran parte rispettate. Il fatto vale a spiegare la

notevole estensione che i precitati terreni occupano a ovest della Valle di Braies vecchia, mentre ad est rimangono soltanto pochi lembi di dolomia principale.

Un'altra linea tettonica che s'inizia nel settore dolomitico del foglio Monguelfo è la piega-faglia del Monte Sella di Sennes. Sul fianco orientale di questa montagna si può vedere molto bene la piega a ginocchio, che interessa la dolomia principale ed il Lias; più a sud, aumentando lo stiramento, la piega passa ad una vera faglia, con un salto cospicuo e visibile (Val Salata, nel foglio Pieve di Cadore; bibl. 198).

In complesso, lo stile tettonico delle dolomiti pusteresi è caratterizzato dalla mancanza di pieghe regolari e persistenti, poichè l'unica struttura tettonica che interessa tutto il territorio in esame è rappresentata dalla disposizione a guisa di vasta conca dei terreni dell'intera serie stratigrafica. Sono frequenti invece disturbi meno estesi nello spazio, ma molto più intensi, che vanno dalla piega semplice, alla flessura, alla faglia e allo scorrimento. Taluni di questi disturbi hanno un carattere strettamente locale, altri invece rappresentano la prosecuzione attenuata o l'inizio di linee tettoniche che, più a sud, assumono uno sviluppo molto maggiore.

Le strutture tettoniche delle dolomiti pusteresi sono in massima parte rivolte più o meno verso il mezzogiorno, mentre le rimanenti (scaglie di Picco Vallandro — Sasso del Pozzo, pieghe e scaglie dell'angolo S E del foglio Bressanone e dell'angolo S W del foglio Monguelfo) appaiono rivolte verso il settentrione. È probabile che queste ultime si siano originate in un periodo antecedente alla fase di sprofondamento adriatico e alla successiva fase insubrica, quando cioè la zona dinarica non si era ancora abbassata relativamente al corpo alpino *sensu stricto* (bibl. 113). Nella fase di sprofondamento adriatico si verificò il raddrizzamento delle « radici » dei ricoprimenti austroalpini, che si elevarono a guisa di alto e insormontabile ostacolo, davanti al complesso dinarico. La vigorosa spinta orogenetica verificatasi in corrispondenza alla fase insubrica — determinando il sottoscorrimento (*sous-charriage*), ossia l'avanzata in profondità della massa dinarica

— produsse il rovesciamento verso sud delle « radici » delle falde austroalpine e originò nel tempo stesso le caratteristiche strutture retroflesse del blocco dinarico. In tal modo la sinclinale permiana della Valle di Sesto venne ricoperta tettonicamente dalle filladi quarzifere e si formò altresì quel sistema di pieghe, flessure, faglie e scorrimenti rivolti a mezzogiorno, che abbiamo descritto in precedenza.

MASSE INTRUSIVE RECENTI

MASSICCIO DELLE VEDRETTE DI RIES E NUCLEO DELLA CIMA DI VILA

Un primo accenno alla presenza di un massiccio eruttivo nella regione delle Vedrette di Ries si trova espresso nel noto lavoro del vom RATH, « *Beiträge zur Kenntnis der eruptiven Gesteinen der Alpen* » I, pubblicato nel 1864. Questo Autore, designando per la prima volta la roccia dell'Adamello con il nome di *tonalite*, manifestò il convincimento che la medesima specie litologica fosse rappresentata anche nella vallata di Riva di Tures, presso Brunico (bibl. 186 a, pag. 266).

Parecchi anni più tardi il LÖWL, trattando della struttura geologica degli Alti Tauri occidentali, venne a parlare del massiccio delle Vedrette di Ries, senza però riconoscerne la natura intrusiva (bibl. 19, pag. 448). Quasi contemporaneamente, il TELLER eseguiva il rilevamento geologico del foglio *Bruneck* della carta austriaca alla scala 1 : 75.000, rilevamento rimasto inedito, ma che l'Ufficio Geologico di Vienna mise fortunatamente a disposizione degli studiosi (bibl. 173). È degno di nota come, in questa carta, il massiccio tonalitico delle Vedrette di Ries (*Rieserferner*) e il vicino nucleo granodioritico della Cima di Vila (*Zinsnock*) siano già rappresentati in modo abbastanza preciso.

Nello stesso tempo, il TELLER faceva conoscere i principali risultati delle sue ricerche sulle montagne della Pusteria in un breve lavoro, a carattere preliminare (bibl. 174). Purtroppo questi studi, iniziati in modo tanto promettente, non poterono essere completati e con essi venne

a cessare ogni attività dell'Ufficio Geologico austriaco relativamente all'area compresa nel foglio *Bruneck*.

Successivamente il massiccio delle Vedrette di Ries diede argomento ad una importante memoria petrografica di BECKE (bibl. 201) e ad un notevole studio geologico di LÖWL (bibl. 187). I principali risultati di tutte queste ricerche furono poi ricordati da BLAAS nella sua bella guida geologica del Tirolo e dei territori limitrofi (bibl. 202).

Da allora doveva passare una lunga serie di anni prima che gli studiosi tornassero ad occuparsi di questa magnifica regione. Infatti, solo in questi ultimi tempi comparvero le carte geologiche e le pubblicazioni preliminari di A. BIANCHI e GB. DAL PIAZ (bibl. 44, 46, 49 - 52, 54), relative a quella parte del massiccio che si trova in territorio italiano. Contemporaneamente, o poco dopo, uscirono gli interessanti lavori di ANGEL, SENARCLENS-GRANCY e SCHOKLITSCH, riferentisi invece al settore compreso in territorio austriaco (bibl. 2, 142, 166 e 178).

Dalle ricerche petrografiche di A. BIANCHI (bibl. 57) e dallo studio chimico di S. MORGANTE (bibl. 203), risultano i seguenti tipi fondamentali per la massa intrusiva delle Vedrette di Ries e per i suoi filoni:

ROCCE E FACIES PETROGRAFICHE

TIPI MAGMATICI (NIGGLI)

A - *Facies normale della massa intrusiva e sue concentrazioni femiche.*

Granodiorite biotitica: facies normale del nucleo della Cima di Vila e facies acida della massa delle Vedrette di Ries s. s.

Granodiorite.

Tonalite biotitico-anfibolica: facies tipica della media valle di Riva di Tures e di altre zone.

Tonalite (un po' spostata verso la *granodiorite* e la *diorite quarzifera*).

Tonalite dioritica e diorite anfibolico-biotitica con raro pirosseno: facies basica periferica di M. Mandola, a nord del Passo di Stalle, e differenziazioni poco femiche della Forcella di Anterselva.

Fra *tonalite peleeitica* e *diorite normale*.

Concentrazioni anfiboliche periferiche: presso S. Jakob nella Deferegertal.

Lenti di concentrazione femica anfibolico-biotitica: entro la tonalite a sud della Forcella di Anterselva.

Diorite tendente a gabbrodiorite.

Fra gabbrodiorite di NIGGLI e lamprofiro della serie vogesite, spessartite, odinite.

B - *Filoni normali non differenziati o poco differenziati.*

Porfiriti quarzoso-feldispatica a biotite, con tessitura fluidale: regione sopra il ghiacciaio Valfredda.

Porfiriti biotitica con rari anfiboli: presso la vetta del Monte Nevoso (filone nei parascisti).

Porfiriti biotitico-anfibolica: a S W del Naso Rosso, nell'alta valle di Rio Molino, e sulla cresta fra Montassilone e Vila (filoni di tipo tellite entro gli scisti).

Porfiriti dioritica anfibolico-biotitica: regione a S E di Forcella Valfredda, presso il sentiero che scende ad Anterselva (filone entro la tonalite, al limite della massa).

Fra trondhjemite ed oligoclasite (aplite dioritica).

Fra tonalite e granodiorite.

Tonalite.

Diorite.

C - *Filoni differenziati: Apliti.*

Aplite granitica a plagioclasio e microclino: apofisi aplitica, filoniana negli scisti, della granodiorite, a ovest di M. Covoni (poco sotto il Rifugio Uniti); id. id. a nord di S. Giuseppe di Anterselva ecc.

Aplite granodioritica plagioclasica: filoni entro la tonalite, sulle pendici meridionali della Cima di Pianalto.

Aplite granitica con carattere potassico, povera di ferro-magnesio e ricca di calcio.

Aplite granitica con carattere sodico e con alto contenuto in calcio, tendente quindi a tipi di *aplite trondhjemitiche* e *tonalitiche*.

D - Filoni differenziati: Lamprofiri.

Kersantite basica biotitico-anfibolica: Alpe Valbona nell'Alta Val Casies (filone entro gli scisti; forcella di Anterselva (filone al limite della massa tonalitica); fra Anterselva e alta Valle di Vila (filone negli scisti ecc.).

Porfirite anfibolica ad ortoclasio: filone a nord della Vedretta Sasso Lungo (alta Valle di Riva).

Kersantite basica anfibolica: a est di Monte Covoni (filone nella tonalite).

Kersantite basica biotitico-orneblendica ad augite: a sud della Forcella di Anterselva (filone entro gli scisti).

Spessartite orneblendica plagioclasica: a S E della Forcella Val Fredda (filone entro gli scisti); regione a sud di Cima del Vento (filone entro gli scisti); regione a oriente di M. Covoni (filone nella tonalite).

Porfirite orneblendica: Froditz-Alpen, nella Defereggertal (filone entro gli scisti).

Kersantite molto basica con tendenza a tipi di *kersantiti potassiche alpine*.

Kersantite basica con tendenza a tipi *alcalini*.

Kersantite basica.

Kersantite basica con tendenza *alcalino-potassica*.

Spessartite.

Orneblendite gabbrica.

La parte principale della massa intrusiva presenta una composizione abbastanza uniforme, oscillante fra quella di una tonalite biotitica o biotitico-orneblendica e quella di una granodiorite biotitica. Il feldispato è essenzialmente di tipo plagioclasico, con forte zonatura normale da oligoclasio andesinico fino a labradorite o labradorite bitownitica. Nei tipi a *facies* granodioritica e aplitica assumono carattere di elementi essenziali anche ortoclasio o microclino, che sono rari nella *facies* tonalitica normale. L'elemento femico prevalente è la biotite, associata o no ad orneblenda verde; rara la presenza di pirosseno (diorite di M. Mandola).

Abbastanza diffusi nella tonalite, per quanto in senso relativo scarsi, sono infine epidoto, zoisite, muscovite, albite-oligoclasio e calcite. Secondo BECKE, si tratta di prodotti secondari, formatisi dopo il consolidamento del magma (bibl. 201, pp. 419-422). A suo giudizio infatti, la massa intrusiva già solidificata sarebbe rimasta per lungo tempo sotto l'influenza di condizioni esterne tali che, rispetto ad esse, le combinazioni chimiche formatesi durante il consolidamento non avrebbero più rappresentato la posizione di equilibrio maggiormente stabile. Ciò vale soprattutto per i plagioclasii basici, i quali da un lato si scissero in silicati di alluminio e sodio (albite) e dall'altro in silicati di alluminio e calcio (zoisite, epidoto). Si può anche ritenere, soggiunge BECKE, che la massa rocciosa sia stata attraversata da soluzioni alcaline; solo in tal modo si può spiegare la neoformazione di biotite e di mica potassica. Naturalmente il grado di trasformazione è in rapporto diretto con l'intensità delle deformazioni meccaniche subite dalla tonalite; si tratta però, in ogni caso, di fenomeni poco intensi.

La struttura della roccia è sempre tipicamente granulare olocristallina, a grana variabile, ma in genere distintamente macroscopica. In alcuni punti situati alla periferia del corpo intrusivo si riscontra una distinta tessitura porfiroide, per esempio in corrispondenza al Km. 4 della strada che da Campo Tures conduce a Riva. Tanto in seno alla massa principale come anche nei filoni, si osservano forme a tessitura parallela (fluidale), generalmente poco pronunciata (diorite biotitico-anfibolica del M. Mandola; porfiriti feldispatiche a biotite della regione del ghiacciaio Val Fredda ecc.).

In prossimità della zona di contatto, la roccia intrusiva, altrimenti molto uniforme, presenta talora *facies* marginale più acida, più ricca di feldispato alcalino, e a grana più minuta. In qualche tratto si nota invece *facies* marginale più basica (diorite di M. Mandola, Forcella di Anterselva ecc.).

Nel complesso, la massa granodioritica e tonalitica non presenta grande variabilità di *facies* e i fenomeni di marcata differenziazione, sia acida e sia basica, vi hanno importanza assolutamente secondaria.

Al contrario, si nota invece un'ampia gamma di differenziazioni nelle apofisi della massa eruttiva e nella rete di filoni che si irradiano negli scisti incassanti.

Ricchi di filoni aplitici sono l'Alpe Campo di Pietra, il vallone di S. Valburga, la zona di Vinchel e la gola di Tobel nella bassa Val di Riva, l'alta Val Fredda e la regione fra il Monte Covoni e il lago Mater; sopra questo laghetto si nota una potente apofisi a *facies* aplitico-pegmatitica (Tav. III, fig. 3).

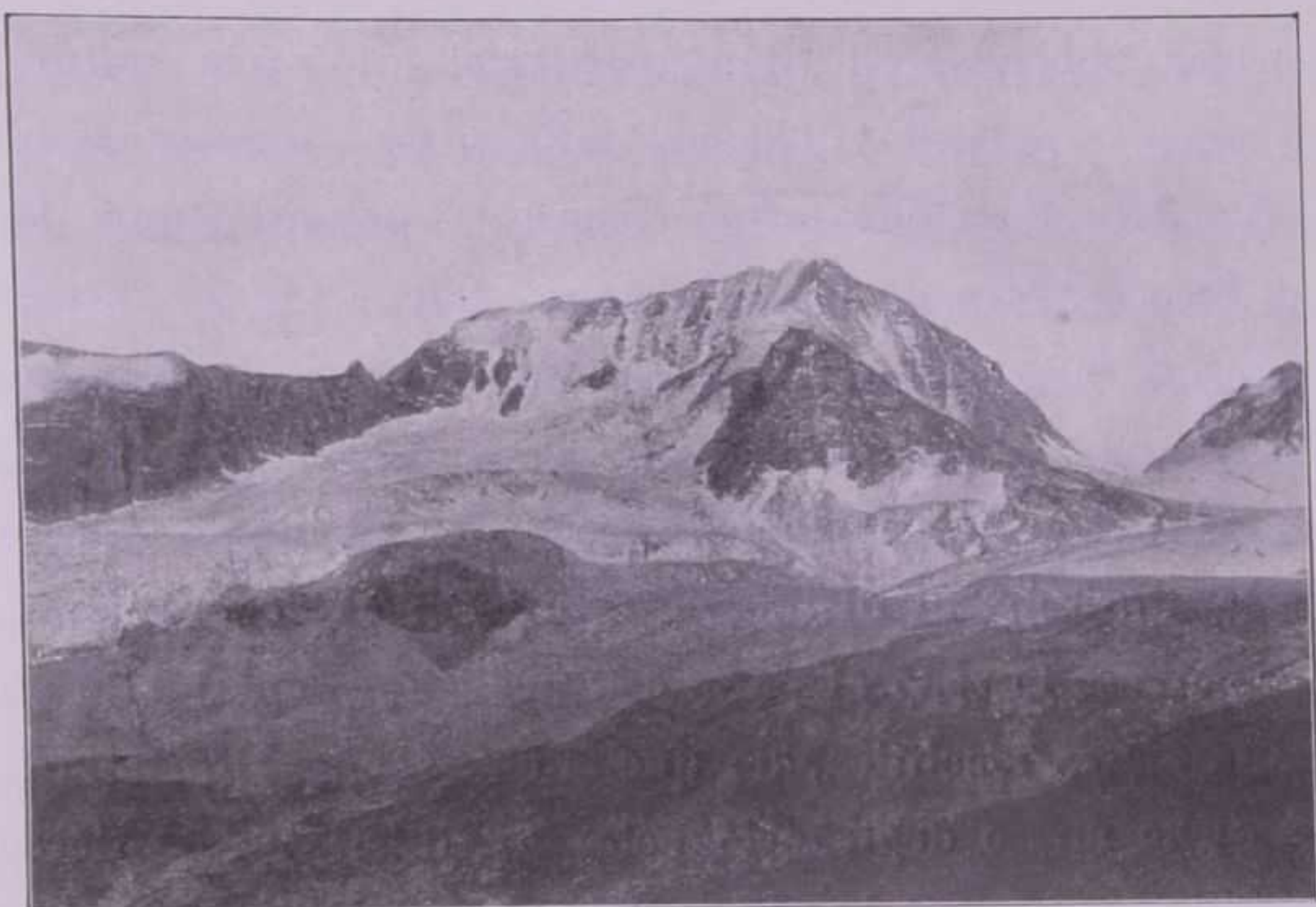


Fig. 29. - Il Collalto (m. 3435) nel gruppo delle Vedrette di Ries. L'intera montagna è costituita da tonalite compatta.

I filoni lamprofirici si possono trovare tanto nell'interno della massa, soprattutto alla periferia, quanto a notevole distanza dalla stessa massa, entro gli scisti dei ricoprimenti austro-alpini. Tipiche kersantiti basiche si osservano a sud di Forcella d'Anterselva, a sud del nucleo intrusivo della Cima di Vila, presso l'Alpe Valbona nell'alta Val Casies ecc. Attorno alla Cima del Vento e nella regione ad oriente di M. Covoni, i nostri rilevamenti hanno segnalato l'esistenza di numerosi altri filoni lamprofirici (porfiriti anfiboliche, kersantiti, vogesiti,

spessartiti ecc.). Fra tutte però, la regione più ricca di filoni differenziati, sia in senso leucocratico, sia in senso melanocratico, è quella circostante al ghiacciaio Val Fredda, specialmente al disopra del rifugio di Forcella Val Fredda (Tav. IX). In questa zona si notano anche filoni poco differenziati di porfirite tonalitica, alcuni dei quali corrispondono, per composizione chimica e per *facies* petrografica, al tipo noto sotto il nome di « tellite » (bibl. 189). Telliti passanti a kersantiti sono pure le rocce che costituiscono i filoni trovati a sud-ovest di Naso Rosso e, più lontano dalla massa eruttiva, a sud di Cima Gallina. Anche in territorio austriaco abbondano i filoni periferici, di varia natura, che si spingono spesso a notevole distanza dalla massa tonalitica della Defereggertal (Tav. X). Possiamo infine ricordare i potenti filoni dell'Iseltal, che già il BECKE aveva posto in rapporto con la stessa intrusione che diede origine al massiccio tonalitico delle Vedrette di Ries (bibl. 201, pp. 427-430).

Nel corso dei nostri rilevamenti geologici, ci siamo spesso trovati di fronte alla difficoltà di distinguere fra le intercalazioni aplitico-pegmatitiche, comprese in seno ai parascisti austro-alpini, quelle che vanno collegate alla massa tonalitica, da quelle che vanno riferite invece alle ben più antiche masse degli ortogneiss granitici tipo Anterselva. Le ricerche chimico-petrografiche di A. BIANCHI (bibl. 57) hanno rivelato alcuni criteri distintivi; per esempio: la ricchezza di silice, di potassio e la povertà di calcio e quindi l'abbondanza di quarzo, la presenza in genere di ortoclasio e muscovite; la presenza e la disposizione regolata di microliti sericitici in plagioclasti, ecc., sono caratteri normali per le pegmatiti antiche degli ortogneiss (= *ga* del foglio Monguelfo; bibl. 49). Una relativa abbondanza di calcio, la prevalenza di plagioclasti, talora zonati, e la presenza di biotite, sono di solito indizi peculiari per le manifestazioni aplitico-pegmatitiche derivate dalla massa tonalitica delle Vedrette. Ma non sempre però questi caratteri si presentano in modo così tipico da essere sufficienti allo scopo e allora la distinzione fra le une e le altre forme è basata su criteri esclusivamente geologici.

Così ad esempio, le condizioni di giacitura concordante e la lami-

nazione della roccia sono generalmente caratteristiche proprie ai letti aplitico-pegmatitici appartenenti al « cristallino antico » (Tav. IX). Talvolta queste intercalazioni acide sono intimamente ripiegate assieme ai parascisti, come si può constatare nella zona di Monte Covoni (Tav. III, fig. 5); in tal caso non vi può essere dubbio che si tratta di rocce antiche, poichè i filoni legati alla massa tonalitica non sono mai ripiegati, presentando sempre le originarie condizioni di giacitura, di solito nettamente discordante rispetto agli scisti incassanti (fig. 33; Tav. I, fig. 3; Tav. III, fig. 1; Tav. IX) ⁽¹⁾.

Al contatto fra la roccia magmatica e gli scisti incassanti si osservano svariati fenomeni di metamorfismo, per i quali i terreni cristallini delle falde austro-alpine appaiono spesso silicizzati e feldispatizzati, ridotti talora a forme diverse di migmatiti (agmatiti e arteriti). Caratteristiche breccie d'intrusione (agmatiti) si possono osservare presso Tobel, nella bassa Val di Riva, dove frammenti di parascisti biotitici, inglobati nelle apofisi e nelle parti periferiche della massa tonalitica, mostrano chiari indizi di fenomeni metamorfici, con neoformazione di biotite, quarzo e sillimanite. Nella stessa regione i parascisti anfibolici, per l'azione metamorfica esercitata dal magma tonalitico, appaiono trasformati in cornubianiti diopsidiche o epidotiche o granatifere. Gneiss zonati, ad analoga mineralizzazione secondaria di contatto, si trovano presso il ponticello poco sotto il Rifugio Uniti, nell'alta Val di

⁽¹⁾ I vecchi Autori non facevano distinzione di età fra i vari letti aplitico-pegmatitici (*Pegmatitlager*), che riferivano ad un'unica serie, attribuendola di solito al seguito filoniano del massiccio tonalitico delle Vedrette di Ries. Già il BECKE però affermava che esistono anche delle pegmatiti più antiche della tonalite, con la quale non hanno probabilmente nessun rapporto genetico, mentre sembrano piuttosto legate ai gneiss nodulari (*Knollengneissen*) che dominano più a sud (BECKE alludeva evidentemente agli ortogneiss granitici muscovitici della serie di Anterselva). Queste pegmatiti più antiche della tonalite sarebbero caratterizzate da una distinta tessitura parallela. Infatti egli aveva notato, in un campione raccolto da LÖWL presso il bordo meridionale del nucleo granodioritico della Cima di Vila, che la roccia massiccia taglia trasversalmente la tessitura parallela della pegmatite. Sempre secondo lo stesso Autore, le intercalazioni pegmatitiche che si trovano al letto del nucleo della Cima di Vila, sono costituite in certi punti da veri « gneiss pegmatitici ». Tuttavia il BECKE concludeva dicendo di non avere ancora dati sufficienti per risolvere la difficile e complessa questione, che, dopo di lui, non venne più abbordata (bibl. 201, pp. 422-424).

Riva, e sulle pareti meridionali della cima di Pianalto (Valle d'Anterselva). In conseguenza dello stesso fenomeno, i marmi saccaroidi del « cristallino antico » delle Grigionidi, nei punti ove hanno risentito azione di contatto, sono stati trasformati in calcefiri a diopside, talora anche a epidoto e granato.

Nell'alta Val Fredda, soprattutto a nord del Rifugio, dove filoni aplitici e lamprofirici della tonalite si accompagnano a numerosi letti di ortogneiss aplitico-pegmatitici, si osserva una zona intensamente metamorfica, con ricchezza di minerali caratteristici, quali sillimanite, andalusite, cordierite, tormalina e granato. È molto probabile che questi minerali debbano la loro genesi alle azioni di contatto esercitate dall'intrusione tonalitica; tuttavia la zona in questione è talmente complessa che spesso riesce difficile fissare i limiti di tali azioni e riconoscerne gli effetti, distinguendoli da quelli forse dovuti al metamorfismo esercitato dalle più antiche masse eruttive, corrispondenti agli attuali ortogneiss granitico-pegmatitici della serie di Anterselva.

I fenomeni di endometamorfismo sono, come di regola, molto meno pronunciati di quelli dell'esometamorfismo sopra ricordati; tuttavia in alcuni punti, nell'immediata vicinanza dei contatti, come per esempio sullo sprone settentrionale della Costa Vedretta di Ries, (alta Valle di Riva), il magma tonalitico ha digerito lembi di parascisti biotitico-anfibolici, cloritizzando la biotite e dando luogo a formazione secondaria di diopside.

Grazie alla cortesia ed alla liberalità del Prof. ANGEL e dei Dottori SENARCLENS-GRANCY e SCHOKLITSCH, che misero a nostra completa disposizione i loro rilevamenti, tutt'ora inediti, della regione austriaca della Defereggertal, ci fu possibile rappresentare, nella nostra carta geotettonica alla scala 1: 200.000 (Tav. X), l'intero massiccio eruttivo delle Vedrette di Ries, con il suo seguito filoniano e con la sua complicatissima copertura primaria di terreni scistoso-cristallini ⁽¹⁾.

⁽¹⁾ Si veda nell'angolo superiore destro della carta geotettonica (Tav. X), il quadro dei rilevamenti dei singoli collaboratori.

Il massiccio tonalitico delle Vedrette di Ries presenta una forma lenticolare, molto allungata nella direzione est-ovest (Tav. X). La parte principale della massa si trova in territorio italiano, ove culmina nell'ardita piramide del Collalto (3435) (figg. 29 e 30; Tav. II, fig. 2; Tav. III, fig. 4; Tav. IV, fig. 1; Tav. IX, fig. infer.). Verso oriente, nella Defereggertal, il corpo intrusivo va sempre più assottigliandosi, finchè

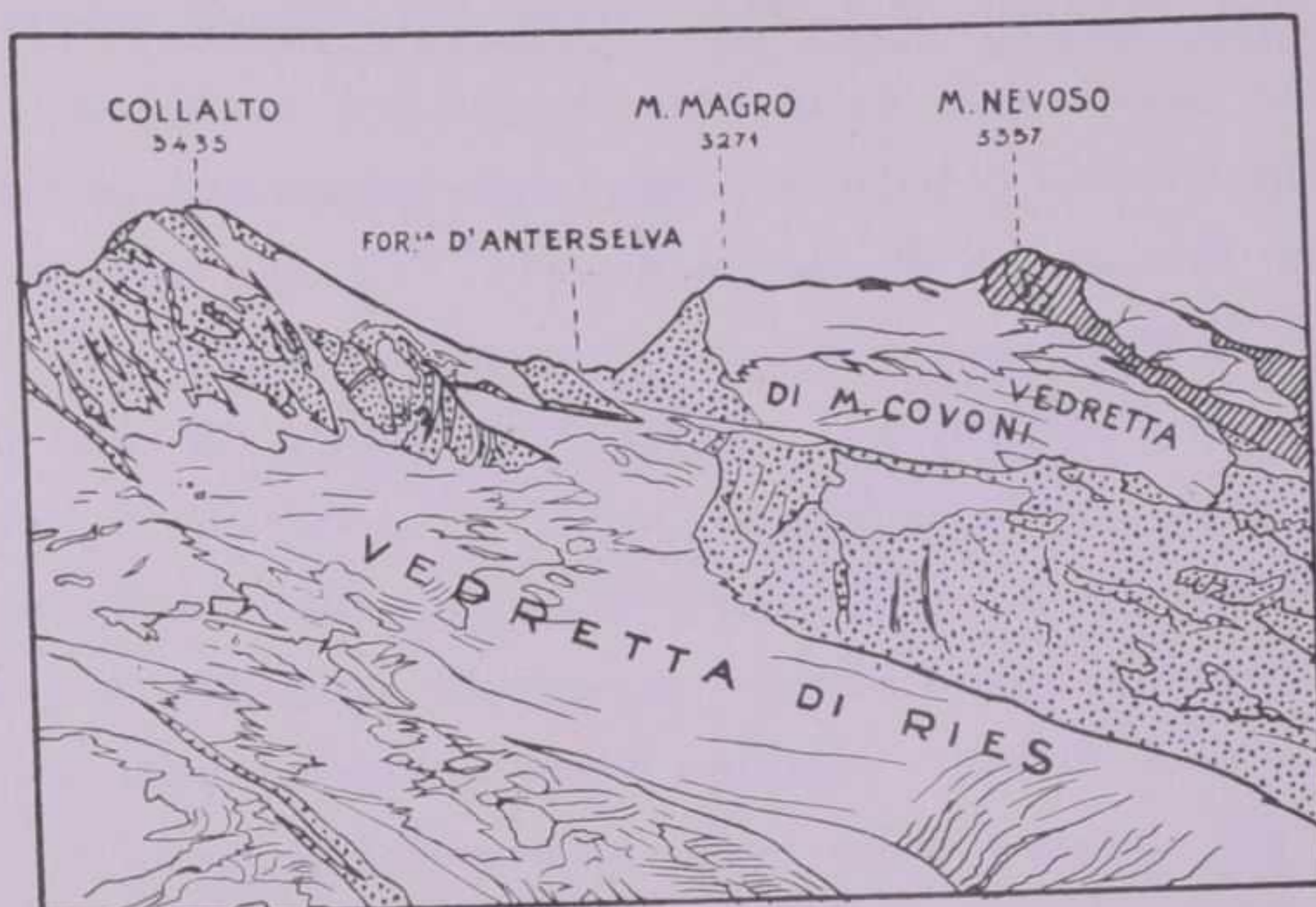


Fig. 30. - Il Collalto e il Monte Nevoso nel gruppo delle Vedrette di Ries, visti da NE. Punteggiato = tonalite. Linee oblique = paragneiss, marmi, quarziti e ortogneiss, ripiegati insieme e formanti il tetto del massiccio intrusivo (cfr. Tav. III, fig. 4).

un pò alla volta si riduce ad una esile lama intrusiva, che si continua per una considerevole estensione. La lunghezza dell'intero massiccio è di ben 43 Km. in linea d'aria, mentre la sua larghezza massima si aggira sui 6 Km.

In corrispondenza alla zona grossolanamente triangolare compresa fra la Val Fredda, la conca di Riva di Tures, Monte Covoni e Pizzo delle Vedrette - Monte Nevoso, si estende una propaggine meridionale dei terreni scistoso-cristallini che formano il fianco destro della Valle di

Riva (Tav. X; bibl. 49) ⁽¹⁾. In tal modo, l'ammasso tonalitico appare diviso in due grandi lobi, che il LöwL denominò *Rieserkern* l'orientale e *Reinwaldkern* l'occidentale (bibl. 187). I rapporti di giacitura dimostrano chiaramente che questa caratteristica non è dovuta ad una strozzatura vera e propria del corpo intrusivo, ma bensì ad una depressione locale della superficie di contatto fra la tonalite e le rocce incassanti, che ha salvato dall'erosione un grandioso avanzo del tetto del massiccio (fig. 32). Infatti sul fianco destro di Val Fredda, noi osserviamo la tonalite soggiacere ai terreni scistoso-cristallini che formano la parte superiore delle imponenti pareti occidentali di Monte Nevoso e di Monte Quadra (Tav. IX, fig. infer.). Lo stesso fatto si può osservare nel versante orientale del Monte Nevoso e del Monte Covoni (fig. 30; Tav. III, fig. 4). Nell'insieme, la zolla di terreni scistoso-cristallini è rialzata ai suoi bordi, in modo che i banchi rocciosi, complessivamente concordanti con la superficie della sottostante tonalite, presentano una direzione pressapoco parallela a quella dei bordi stessi e sono di solito inclinati verso l'interno della loro massa. Nella parte più elevata e nella parte inferiore della zolla in discorso, predominano o per lo meno sono frequenti le direzioni est-ovest, con pendenza a nord; invece nella zona centrale i banchi sono pressochè orizzontali (presso il lago Mater, sotto la fronte della Vedretta occidentale di Monte Nevoso ecc.) e in qualche punto presentano persino delle inclinazioni a sud o a sud-est (vicino il lago Mater, nella valletta a ovest di Monte Covoni). Viene così delimitata, nella parte centrale della zolla, una specie di conca o di largo ombelico (fig. 32). Del resto la pendenza e la direzione dei banchi rocciosi variano continuamente da luogo a luogo, e il fatto è senza dubbio in rapporto con ondulazioni della superficie della sottostante massa tonalitica. Quest'ultima si trova spesso a poca profondità sotto la coltre di scisti, perchè affiora qua e là in numerose finestre di erosione (bibl. 49).

⁽¹⁾ Nella carta inedita di TELLER (bibl. 173) e nella schizzo pubblicato da LöwL (bibl. 187), la suddetta zona triangoliforme di scisti, compresa fra la Valle di Riva e Monte Nevoso, è raffigurata nella sua parte nord-orientale con un'estensione notevolmente superiore a quella reale, a tutto danno della massa tonalitica.

Sulla Costa Vedretta di Ries, a oriente di Monte Covoni, si osserva un piccolo lembo della copertura primaria della tonalite, completamente isolato dall'erosione, ciò che comprova la verità di quanto si è detto a proposito delle condizioni di giacitura della zolla scistoso-cristallina di Monte Nevoso - Monte Quadra - Monte Covoni - Riva di Tures (fig. 31).

Anche lungo il bordo meridionale del massiccio, per il tratto compreso fra la Valle d'Anterselva e la Valle Aurina, si nota che la

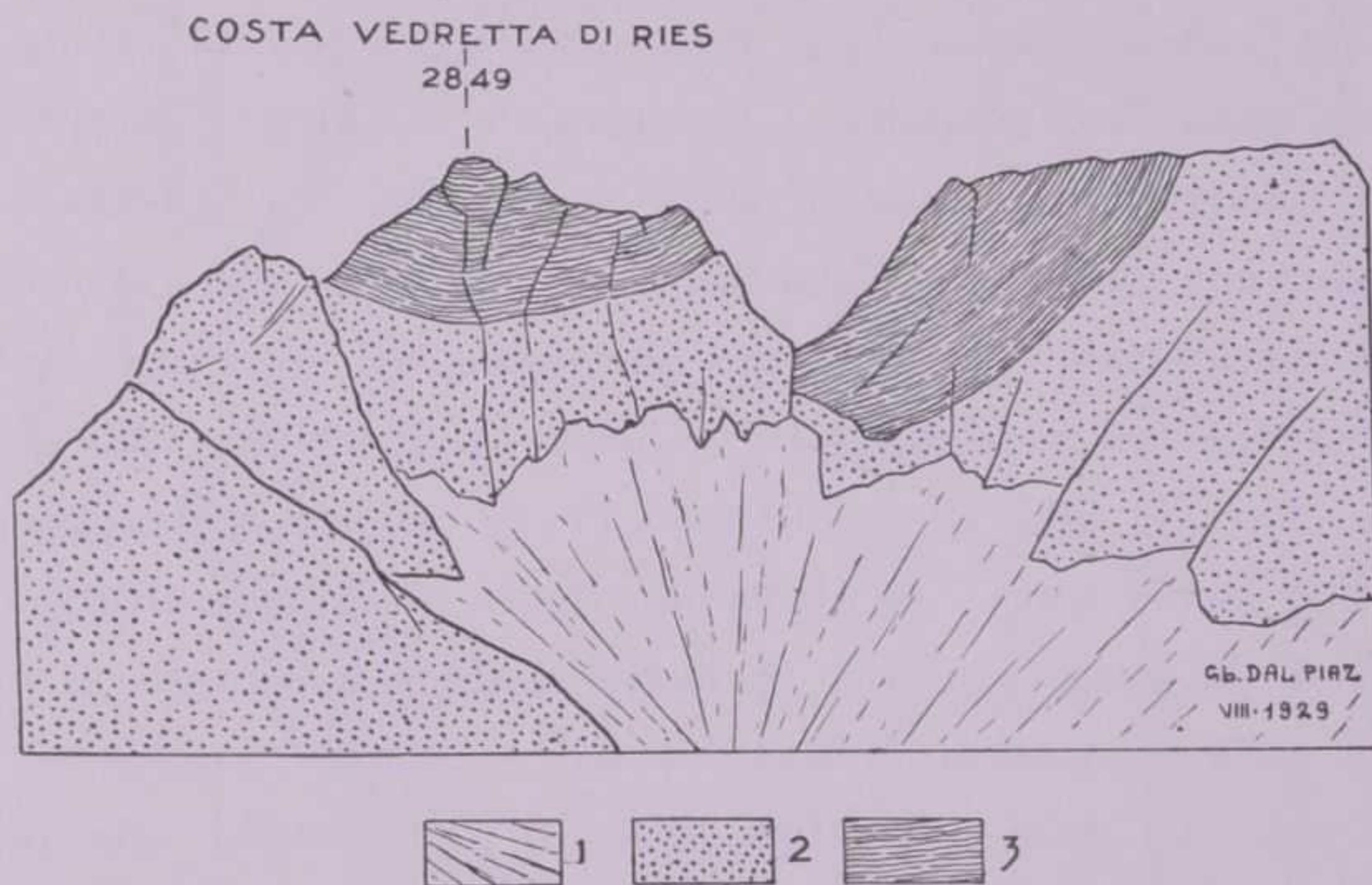


Fig. 31 - Panorama della Costa Vedretta di Ries, visto da SW. 1 = detrito di falda; 2 = tonalite; 3 = scisti cristallini delle Grigionidi.

oltre dei terreni scistoso-cristallini ricopre per una notevole estensione la roccia tonalitica. Il fenomeno si manifesta con straordinaria evidenza nelle pareti settentrionali del gruppo Croda Nera - Cima Mattina - Cima dell'Acqua - Cima Finestra, l'imponente barriera montuosa che chiude a sud l'alta Val Fredda (Tav. IX, fig. super.). In tutto il settore che va dal Rifugio di Val Fredda alla Cima del Vento, la tonalite s'immerge costantemente sotto i terreni scistoso-cristallini (paragneiss, quarziti, marmi, anfiboliti, ortogneiss ecc.), che formano la parte superiore

delle impervie vette di questa regione. In molti punti la tonalite affiora solo per breve tratto alla base delle pareti, come si verifica in corrispondenza alla giogaia di Cima dell'Acqua - Cima Finestra - Monte Fumo. La pendenza verso sud degli scisti cristallini, fortissima (60° - 80°) nelle parti più alte delle Valli di Rio Molino, di Vila e di Anterselva (Alpe di Camponovale), diventa molto minore nell'alta Val Fredda, tanto da misurare 45° nella zona attorno al Rifugio omonimo, appena 25° nello sprone roccioso che separa le due lingue terminali del ghiacciaio di Val Fredda, e in altri punti ancor meno. A nord del predetto Rifugio, la coltre scistosa sale fino oltre la sommità di q. 3125, ricoprendo come un mantello la sottostante tonalite, che invia nel suo tetto numerosissime apofisi acide e basiche. In questa località, uno spazio non superiore a mezzo chilometro separa la copertura del bordo meridionale del massiccio da quella del versante settentrionale, che giunge fino al Pizzo delle Vedrette (q. 3248) (fig. 32; Tav. IX, fig. infer.; Tav. X; bibl. 49) ⁽¹⁾. In tutta la regione attorno al ghiacciaio Val Fredda, la pendenza e la direzione degli scisti cristallini variano notevolmente da punto a punto, in modo analogo a quanto si è osservato nella zolla scistosa di Monte Nevoso - Monte Quadra - Monte Covoni e come del resto si verifica in molti altri luoghi alla periferia del massiccio delle Vedrette di Ries.

Queste perturbazioni locali nella giacitura degli scisti cristallini si spiegano, almeno in parte, con il fatto che, nel complesso, essi seguono in concordanza l'andamento della sottostante tonalite, risentendo in grado maggiore o minore le ondulazioni della superficie della massa eruttiva.

I fatti che abbiamo illustrato dimostrano che la parte oggidì affiorante del massiccio tonalitico delle Vedrette di Ries non deve trovarsi troppo lontana dall'originaria superficie di contatto con le rocce incas-

⁽¹⁾ Nel panorama geologico del gruppo di Monte Nevoso (Tav. IX), la q. 3125, a nord del Rifugio Val Fredda, è rappresentata dal potente sprone che si eleva in primo piano poco sotto il Pizzo delle Vedrette, leggermente spostato a sinistra rispetto a quest'ultimo. Per ragioni prospettiche non è possibile osservare, in questa figura, la breve interruzione che esiste in natura fra la coltre scistosa del bordo meridionale (q. 3125) e quella del versante settentrionale (Monte Nevoso - Pizzo delle Vedrette) del massiccio tonalitico.

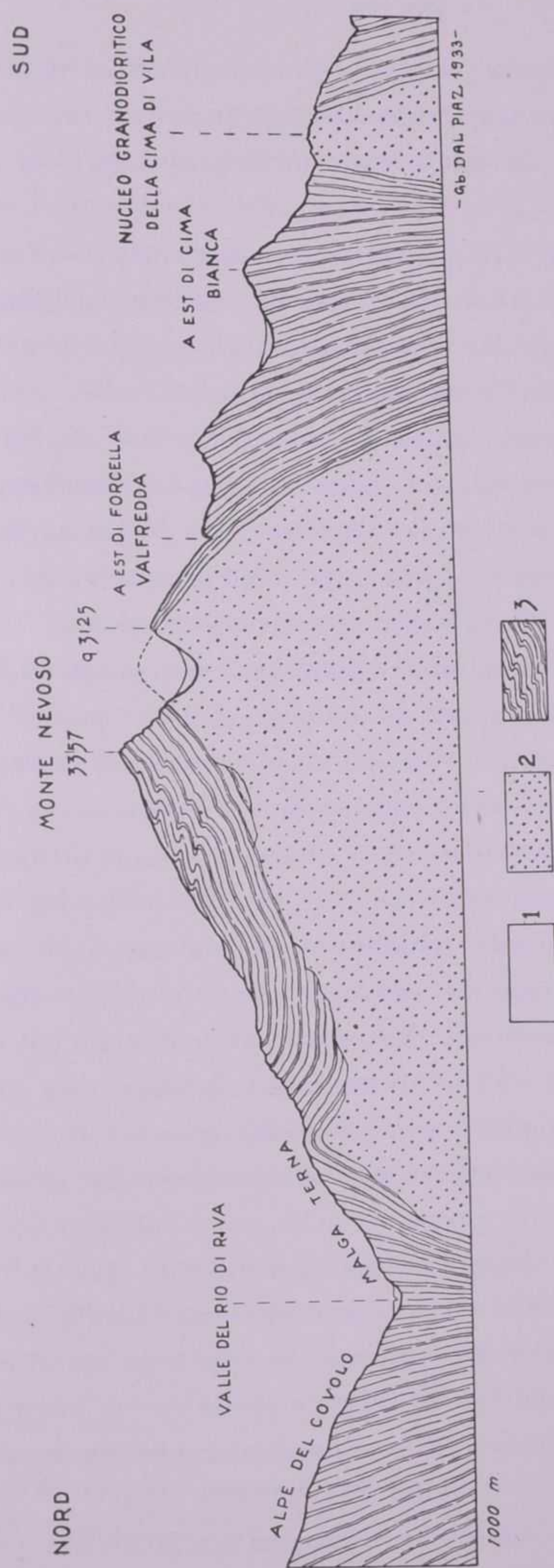


Fig. 32 - Profilo schematico del massiccio delle Vedrette di Ries. Scala 1 : 50.000. 1 = ghiacciai, nevati e terreni del Quaternario; 2 = tonalite e granodiorite; 3 = scisti cristallini (paragneiss, micascisti, quarziti, marmi, ortogneiss e anfiboliti) delle Grigionidi inferiori, nei quali è intrusa la massa tonalitica. Per maggior chiarezza, si sono trascurati i filoni e le apofisi della roccia eruttiva.

Si osservi come, nell'insieme, esista una evidente concordanza fra l'andamento della superficie della tonalite e quello della coltre scistoso-cristallina. Per questo fatto, il massiccio delle Vedrette di Ries presenta una struttura complessiva che, più di tutto, ricorda quella dei laccoliti.

santi, vale a dire che i processi erosivi sono riusciti a distruggere soltanto la sommità di questo corpo intrusivo, il quale in vari punti è stato risparmiato del tutto, assieme a cospicui avanzi della sua copertura originaria.

Si è osservato come in corrispondenza al settore compreso fra Riva di Tures, Monte Covoni e Monte Nevoso e alla zona attorno al ghiacciaio Val Fredda, la coltre dei terreni scistoso-cristallini salga a notevole altezza, ricoprendo vasti tratti della massa tonalitica; invece nell'alta Valle di Anterselva, nella parte superiore della Valle del Rio di Sorgiva e nella bassa Valle di Riva, le formazioni incassanti lasciano soltanto i fianchi del corpo intrusivo (Tav. IX, fig. infer.). Questo fatto è evidentemente in rapporto con il grado di inclinazione locale della superficie di contatto fra la roccia eruttiva e la sua coltre.

Complessivamente e a grandi linee, esiste una innegabile concordanza fra l'andamento della superficie della tonalite e quello delle rocce incassanti (fig. 32). Il fatto si osserva molto bene in Val Fredda, tanto sul fianco destro, come su quello sinistro, in Val d'Anterselva, nella Valle del Rio di Sorgiva, fra la Valle di S. Valburga e la zona di Vinchel allo sbocco della Val di Riva ecc. (Tav. IX e X; bibl. 49). Tutt'attorno al massiccio gli scisti cristallini sono generalmente rovesciati sopra la tonalite, eccettuato il caso dell'alta Valle del Rio di Sorgiva, ove sono pressochè verticali. All'estremità occidentale del massiccio, le formazioni scistoso-cristalline si ripiegano a formare una specie di ampia volta, sotto cui la tonalite scompare rapidamente.

Le caratteristiche ora descritte stanno ad indicare che il corpo intrusivo delle Vedrette di Ries presenta, nella parte affiorante, una struttura più che altro simile a quella di un laccolite (fig. 32). Il fatto era già stato osservato da LÖWL e BECKE, tanto che quest'ultimo autore si esprime al riguardo nella maniera seguente « se si potesse stabilire in qualche punto la presenza di una base orizzontale per la roccia intrusiva, allora il massiccio delle Vedrette di Ries rappresenterebbe un esempio assolutamente classico di laccolite » (bibl. 201, p. 380).

Sembra quindi, in questo caso, che il magma tonalitico sia pene-

trato lungo i banchi di scisti, allora probabilmente meno inclinati di quanto non siano oggigiorno nelle regioni circostanti al massiccio, modificando le loro primitive condizioni di giacitura e costringendoli a seguire l'andamento della massa eruttiva. In tal modo si spiega anche perchè, nelle immediate vicinanze del plutonite, direzione e pendenza degli scisti cristallini cambino continuamente, circostanza che non sarebbe possibile spiegare ricorrendo a fenomeni di natura puramente tettonica. Alla medesima causa è altresì da attribuire la caratteristica diversità di inclinazione fra gli scisti cristallini del bordo meridionale del massiccio e quelli del bordo settentrionale. Difatti, i primi presentano in generale una inclinazione più o meno forte a sud (che è normale per i terreni delle Grigionidi), mentre i secondi pendono a nord con un angolo continuamente variabile da 0° a 90° , aggirantesi per lo più intorno a valori compresi fra 30° e 60° .

La concordanza complessiva che esiste fra l'andamento della superficie della tonalite e quello delle formazioni scistoso-cristalline più vicine, viene però a cessare nella zona di contatto vera e propria, dove la superficie della roccia eruttiva risulta molto spesso discordante rispetto l'andamento dei terreni incassanti, tanto che capita frequentemente di osservare che la tonalite taglia, sotto gli angoli più diversi, la scistosità dei gneiss e dei micascisti (fig. 33). Possiamo quindi concludere che la massa tonalitica delle Vedrette di Ries presenta una giacitura che a grandi linee concorda con quella delle rocce incassanti, mentre invece nei dettagli del contatto si comporta molto spesso in maniera nettamente discordante rispetto all'andamento degli scisti cristallini contigui.

In molti punti si osserva poi che i rapporti fra la massa tonalitica e le formazioni incassanti sono caratterizzati dalla presenza di numerose apofisi eruttive sub-parallele, che s'insinuano fra letto e letto degli gneiss e dei micascisti, formando altrettanti filoni-strato, di spessore generalmente modesto; in tal modo si verificano ripetute alternanze fra le rocce di origine magmatica e i terreni scistoso-cristallini. Queste apofisi sub-parallele presentano qua e là delle strozzature e degli ingrossamenti

notevoli e talvolta giungono persino ad anastomizzarsi, determinando una complicata rete di vene e di venette di materiale eruttivo. Non fanno difetto neppure le breccie d'intrusione, come, ad esempio, quelle che si osservano nei paraggi di Vinchel, poco a monte dello sbocco del Rio di Riva nell'Aurino. Presso la zona di contatto, la massa tonalitica presenta talvolta degli inclusi enallogeni, costituiti da frammenti degli scisti cristallini della periferia. Queste inclusioni sono in complesso poco frequenti e ciò dimostra, in accordo con le caratteristiche della composizione chimica della tonalite e con la scarsezza delle manifestazioni di endometamorfismo, che il fenomeno intrusivo si è svolto senza dar luogo a notevoli processi di rifusione e di assorbimento chimico.

Le modalità del contatto fra la massa eruttiva e gli scisti incassanti si riconoscono con grande chiarezza nella bassa Valle di Riva, presso Vinchel e Tobel, ove furono già osservate molti anni or sono da LÖWL, che le descrisse nel suo lavoro sul massiccio delle Vedrette di Ries (bibl. 187) ⁽¹⁾. La regione in cui questi fenomeni appaiono con la massima chiarezza e in proporzioni grandiose è però indubbiamente quella dell'alta Val Fredda, ove il terreno è messo allo scoperto su vaste estensioni, in modo da consentire lo studio approfondito e completo, sia di dettaglio e sia d'insieme, dei rapporti che intercorrono fra l'apparato intrusivo e la sua coltre di scisti cristallini. Classica sotto questo riguardo può considerarsi l'imponente parete occidentale di Monte Nevoso (3357), che, data la sua grande importanza per quest'ordine di fenomeni, abbiamo creduto opportuno illustrare in una veduta fotografica (Tav. III, fig. 1) e in un panorama geologico a colori (Tav. IX, fig. infer.).

Il nucleo granodioritico della Cima di Vila, esteso fra la Valle di Rio Molino e la Valle di Anterselva, costituisce evidentemente una propaggine meridionale del maggiore massiccio tonalitico delle Vedrette

⁽¹⁾ Il LÖWL fu il primo a riconoscere la natura intrusiva della tonalite delle Vedrette di Ries, mentre pochi anni prima il TELLER riteneva che esistesse un passaggio graduale fra la roccia massiccia e la sua coltre scistosa, e che ambedue le formazioni si trovassero in «legame singenetico» (*in syngenetischem Verband*), vale a dire fossero fra loro contemporanee.

di Ries. Esso presenta l'aspetto di una grossa lente, diretta pressapoco da ovest ad est, lunga all'incirca sei chilometri e larga meno di un chilometro. Per quanto si riferisce ai rapporti di giacitura di questo nucleo intrusivo, si può ripetere quanto si è già detto a proposito del massiccio delle Vedrette; nel complesso, esiste infatti una evidente concordanza fra l'andamento della superficie della granodiorite e quello delle rocce incassanti, le quali a sud e per un buon tratto anche a nord, vengono a ricoprire la massa eruttiva sotto un fortissimo angolo di inclinazione.

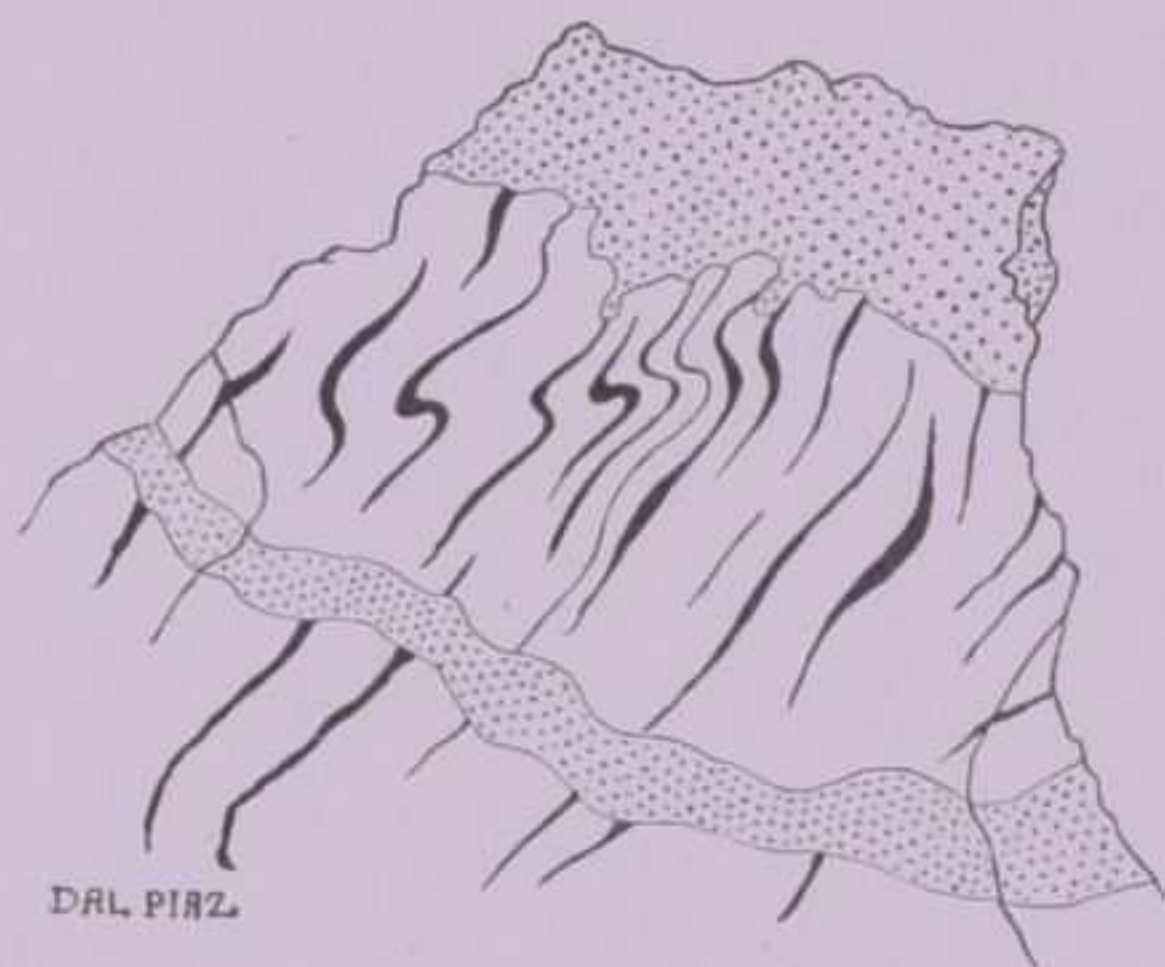


Fig. 33. - Intrusione tonalitica nei paragneiss delle Grigionidi.

Disegno dal vero, tratto da uno spuntone roccioso presso il ponte Tobel, all'imboccatura della Valle di Riva di Tures. Le aree a strie contorte indicano i parascisti a vene quarzose; le zone punteggiate corrispondono alla tonalite.

Tutt'attorno al massiccio delle Vedrette di Ries non sono rari gli esempi di filoni legati alla tonalite, generalmente trasversali e spesso anche ortogonali rispetto ai banchi di scisti. Come si è già osservato in precedenza, questi filoni possono essere tanto indifferenziati quanto differenziati in senso acido e in senso basico (Tav. I, fig. 3; Tav. III, fig. 3; Tav. IX e X; bibl. 49). Fra le località ove essi si presentano con maggior frequenza ricorderemo: la zona di Vinchel e Tobel presso lo sbocco del Rio di Riva nell'Aurino; la zolla del tetto del massiccio compresa fra Monte Nevoso, Monte Covoni e Riva di Tures; la regione attorno il ghiacciaio Val Fredda e il fianco settentrionale dell'alta Valle

d'Anterselva; il territorio a est di Monte Kastal nella Defereggertal e talune zone del versante nordico dei Defereggergebirge (Austria). Viceversa i filoni sono scarsissimi o mancano in tutta la vasta regione a nord del massiccio tonalitico, compresa fra il predetto Monte Kastal e la località di Tobel, nella bassa Val di Riva (cfr. Tav. X).

Mentre gli ortogneiss del cristallino antico delle Grigionidi sono spesso fortemente contorti e ripiegati assieme ai parascisti (M. Covoni, M. Nevoso, M. Quadra; Tav. III, fig. 5), tanto nella tonalite della massa principale, quanto in quella penetrata sotto forma di apofisi, non si riscontrano mai testimonianze di disturbi consimili. Le azioni tettoniche subite dalla tonalite si limitano a fenomeni locali di laminazione e di deformazione elastica, che hanno interessato principalmente la periferia della massa e talvolta anche taluni filoni. Quest'ultimi hanno risentito in grado molto diverso gli effetti delle pressioni orogenetiche, a seconda che la forza agì normalmente o parallelamente alla loro direzione; nella zona fra il Rifugio Val Fredda e la sovrastante quota 3125, si osserva appunto che i filoni porfiritici orientati pressapoco da est ad ovest sono intensamente brecciati, laminati e persino un po' contorti, mentre i vicini filoni trasversali o normali a questa direzione sono molto meno disturbati dei primi. Nella massa principale della tonalite hanno avuto luogo degli scorrimenti di modestissimo rigetto (20-30 cm. o poco più), rivelati dalle faglie che interrompono, spesso ripetutamente, le vene e i filoncelli aplitici, come per esempio si può constatare in Val Fredda, nei paraggi della Forcella d'Anterselva ecc. In conclusione si può affermare che l'originaria struttura dell'apparato intrusivo non fu sostanzialmente modificata dalle compressioni orogenetiche esercitate dopo il consolidamento del magma tonalitico; in nessun caso poi i fenomeni tettonici hanno dato luogo a processi di ricristallizzazione secondaria accompagnati da cristalloblastesi, neppure in quei punti ove la roccia eruttiva è più laminata e persino contorta, come nell'alta Val Fredda (Tav. III, fig. 2). A differenza degli ortogneiss del Gran Veneziano, anche di quelli d'aspetto più compatto, la tonalite delle Vedrette di Ries presenta sempre la sua normale struttura di consolidamento e non

mostra mai traccia di strutture cristalloblastiche, neppure nelle sue parti più colpite dalle deformazioni meccaniche (bibl. 57).

NUCLEI INTRUSIVI LUNGO LA « LINEA DELLA PUSTERIA »

Nel capitolo sui sedimenti austro-alpini superiori (Drauzug), si è accennato ai piccoli nuclei tonalitici che accompagnano i lembi mesozoici lungo l'importante linea di dislocazione della Pusteria (= limite alpino-dinarico *auct.*). Talune di queste minuscole masse eruttive vennero segnalate dalla signora FURLANI-CORNELIUS presso Gandelle in Val di S. Silvestro, e a Planca in Val Casies (bibl. 175-177); altre furono da noi scoperte durante l'estate del 1929, nella regione sovrastante il villaggio di Tesido, vicino Monguelfo (Tav. X, bibl. 49). Malgrado le accurate ricerche da noi compiute in proposito, non ci riuscì invece di rintracciare l'affioramento indicato dalla FURLANI per la zona ad ovest di Rasùn, presso lo sbocco della Valle di Anterselva, dove, al posto dell'apofisi tonalitica, non riscontrammo che un piccolo lembo di un probabile ortogneiss biotitico, estremamente disturbato, che potrebbe prestarsi ad essere confuso con le forme più laminate e milonitiche di una roccia massiccia.

I nuclei intrusivi di cui stiamo discutendo affiorano precisamente nelle località seguenti; presso Gandelle, in Val di S. Silvestro, a NE di Dobbiaco; lungo Rio Fosco, presso Planca di sotto, in Val Casies; sopra Tesido, a ovest di Montemara e a nord di Monguelfo. A questi nuclei va aggiunto quello dubbio indicato presso Rasùn, sul fianco destro della bassa Valle d'Anterselva ⁽¹⁾. Queste piccole masse constano di una roccia granulare, di colore verdastro, a chiazze bianche, che mostra con grande evidenza gli effetti di un'intensissima cataclasi e di una notevole alterazione, tanto che non riesce facile raccogliere dei campioni mediocrementemente conservati e che si prestino allo studio.

⁽¹⁾ Quest'ultimo lembo non venne segnato nel foglio Monguelfo e nella carta geotettonica della Tav. X, perchè non ci fu possibile rintracciarlo e assicurarci della sua vera natura.

L'analisi microscopica ha dimostrato che si tratta di una roccia di tipo tonalitico, a plagioclasio di composizione media andesinica, talora zonato, sempre più o meno frantumato e in certi casi persino contorto. Il quarzo, generalmente abbondante, è disturbatissimo. Più raro di questi due elementi, è il feldispato potassico, rappresentato ora da ortose e ora da microclino. Elemento femico predominante è la biotite, per lo più profondamente cloritizzata, soprattutto lungo i piani di scorrimento della roccia. In qualche punto si osserva anche la presenza di orneblenda verde e, come minerali di origine secondaria, si notano (oltre alla clorite) epidoto e sericite. Infine numerosi filoncelli di quarzo e di sostanze zeolitiche ricementano i vari frammenti della tonalite.

Come si è detto, la roccia è in generale fortemente deformata e non di rado persino brecciata; essa presenta quindi delle strutture cataclastiche evidenti, talvolta anche cristalloclastiche, ma non mostra mai traccia di strutture cristalloblastiche. Per questo fatto, essa si differenzia nettamente dal vicino ortogneiss biotitico di Val Casies, con il quale offre una certa rassomiglianza superficiale, specialmente quando quest'ultimo è diafforizzato.

Nei suoi lavori sulla Pusteria, la FURLANI, pur considerando questi nuclei intrusivi quali propaggini orientali del massiccio di Bresanone, non si è intrattenuta però particolarmente sulla loro età, nè sul loro alto significato geologico, per modo che da allora in poi essi rimasero completamente dimenticati.

Presso lo sbocco di Rio Fosco in Val Casies, vicino a Planca di Sotto, la tonalite si affianca ad una discreta massa di dolomia principale. Purtroppo il contatto diretto fra le due formazioni è mascherato da una coltre di detriti, ma nelle immediate vicinanze di esso si può avvertire la presenza di una roccia dolomitica fortemente indurita, che al microscopio rivela una diffusa mineralizzazione a granuli di quarzo, di albite e di scarsa pirite. In altri punti, più a monte, ma sempre in prossimità del contatto, la dolomia presenta infiltrazioni di materiali ocracei, di colore giallo o rossastro, ed una leggera silicizzazione. Depositi rossastri, costituiti da sostanze ocracee, quarzo e carbonati con

qualche raro granulo di pirite, si trovano infine presso l'estremità orientale della massa dolomitica, affioranti fra i detriti che mascherano il contatto con la tonalite.

La mineralizzazione della dolomia e la presenza di materiali ocracei non possono essere attribuiti che alle azioni metamorfiche e pneumatolitiche esercitate dal magma tonalitico (bibl. 54) ⁽¹⁾. A conferma di questa opinione sta il fatto che anche nella zona di contatto dei nuclei intrusivi sopra Tesido, a ovest di Montemara e a nord di Monguelfo, si osservano filladi silicizzate e feldispatizzate e depositi ocracei. Ugualmente, gli scisti cristallini fra la Cima e l'Anticima di Vila e quelli a nord di q. 2400 fra la Valle d'Anterselva e la Valle di Vila, per l'azione di contatto della vicina massa granodioritica e di alcuni filoni kersantitici, hanno subito fra l'altro modificazioni analoghe a quelle riscontrate nelle filladi di Tesido, con abbondante impregnazione di sostanze ocracee. Queste ultime derivano probabilmente dall'alterazione di solfuri di ferro, dei quali sono ricchi i filoni kersantitici. Caratteristiche consimili furono da noi osservate nel settore nord-orientale del massiccio dell'Adamello, e precisamente al Monte Spolverin, ove la dolomia triasica in prossimità della tonalite presenta estese infiltrazioni ocracee. Lo stesso fenomeno abbiamo pure riscontrato nella zona di contatto fra il granito di S. Fedelino e gli scisti incassanti, lungo il fianco sinistro della bassa Valle della Mera.

⁽¹⁾ Vari autori hanno notato la presenza di feldispati, quarzo e solfuri di ferro indiscutibilmente autigeni in calcari e dolomie non metamorfosate. Nel caso nostro però non crediamo che si possa ragionevolmente sostenere la natura autigena dell'albite, del quarzo e dei solfuri di ferro presenti in taluni punti della dolomia triasica di Planca, sia per le caratteristiche di giacitura offerte dall'affioramento in questione, e sia per le particolari modalità con cui i suddetti minerali si presentano all'esame microscopico. Alcuni anni or sono la prof. M. DE ANGELIS ebbe occasione di osservare la presenza di cristalli di albite e di quarzo in alcuni calcari retici della Lombardia (bibl. 203 a). Questi calcari contengono numerose conchiglie di piccoli lamellibranchi, nelle quali il carbonato di calcio è stato in gran parte sostituito da minuti individui di albite e di quarzo, di natura evidentemente autigena. Grazie alla cortesia della prof. DE ANGELIS, abbiamo avuto in esame le sezioni sottili da Lei studiate ed abbiamo così constatato *de visu* che la mineralizzazione della dolomia di Planca non può assolutamente essere attribuita al medesimo fenomeno che ha determinato la presenza dell'albite e del quarzo nei calcari retici lombardi.

L' ETÀ DELLE MASSE INTRUSIVE ACIDE DELLE VEDRETTE DI RIES E DELLA PUSTERIA

L' età del massiccio tonalitico delle Vedrette di Ries e del nucleo granodioritico della Cima di Vila. Il TELLER, al quale dobbiamo il primo rilevamento geologico del massiccio che c' interessa, riteneva che la tonalite e la sua coltre scistosa fossero contemporanee, e che fra loro esistesse un « legame singenetico », caratterizzato da un presunto passaggio graduale e continuo tra le due formazioni. Infatti, a suo giudizio, le rocce scistoso-cristalline formanti la coltre primaria del plutonite deriverebbero da tufi granitici pelagici, e gli inclusi che si osservano alla periferia della massa eruttiva non sarebbero altro che effusioni sottomarine contemporanee (bibl. 174). Alcuni anni dopo il LÖWL riconobbe l' infondatezza di queste primitive concezioni, riuscendo a dimostrare con validi argomenti la natura intrusiva della tonalite. Secondo lo stesso autore, la roccia delle Vedrette di Ries sarebbe molto antica, in ogni caso anteriore al primo ripiegamento subito dagli scisti cristallini arcaici che formano la sua copertura originaria, quindi per lo meno antecedente alla fine del periodo Carbonifero (bibl. 187). Noi abbiamo invece osservato in precedenza come l' intrusione sia non solo posteriore al metamorfismo regionale dei terreni pretriasici della serie di Anterselva, ma sia anche più recente di quelle fitte e spesso minute ripieghe degli scisti cristallini delle Grigionidi, che abbiamo riportato all' orogenesi ercinica o, comunque, ad un' orogenesi di età pretriasica. Questa nostra constatazione di fatto basta da sola a togliere ogni valore all' idea di

LÖWL, secondo cui la tonalite sarebbe più antica del ripiegamento ercinico, perchè la formazione del tetto cupoliforme del massiccio avrebbe presupposto l'esistenza di una giacitura indisturbata degli scisti cristallini, la quale ben difficilmente avrebbe potuto esistere in questa zona nei tempi post-carboniferi. Già il BECKE, aveva confutato questa ipotesi da un punto di vista teorico, affermando che la principale difficoltà viene a cadere se si attribuisce agli scisti cristallini un grado di deformabilità e di plasmabilità sufficiente a consentire la modificazione delle loro condizioni di giacitura da una disposizione tettonica est-ovest ad una struttura cupoliforme (bibl. 201). Noi possiamo aggiungere che le pieghe degli scisti cristallini, all'epoca dell'intrusione tonalitica, dovevano essere già così strette e costipate da presentare nell'insieme un andamento quasi isoclinale, in modo da realizzare le condizioni necessarie per la formazione di un apparato eruttivo di tipo laccolitico. Molto istruttiva, sotto questo riguardo, è quella parte del tetto del massiccio che forma il versante orientale del M. Quadra, ove le quarziti del cristallino antico danno luogo a una successione di numerose pieghe, così fitte e compresse insieme da dare a prima vista l'impressione di una serie isoclinale.

Il BECKE riconobbe altresì la grande analogia petrografica che esiste fra la tonalite delle Vedrette di Ries e quella dell'Adamello e, seguendo la via maestra tracciata dal SUESS, giunse alla conclusione che l'intera zona di rocce intrusive estesa dal Re di Castello al sud fino alle porfiriti del Praevali all'est, appartiene ad un grande periodo di intrusione, di età recente, e pressapoco contemporaneo con le grandi eruzioni della contigua regione sud-orientale di sprofondamento.

L'argomento venne ripreso qualche anno dopo dal SALOMON, il quale attribuì il plutonite delle Vedrette di Ries e il nucleo della Cima di Vila alla serie delle masse intrusive periadriatiche ⁽¹⁾. Convinto che lo sprofondamento terziario della zona padano-adriatica sia stato la

⁽¹⁾ Com'è noto, il SALOMON riferiva alla serie delle «masse periadriatiche» i corpi intrusivi dell'Adamello, di Monte Croce-Ivigna-Bressanone, di Chiusa, di Predazzo-Monzoni, di Cima d'Asta, delle Vedrette di Ries, di Eisenkappel-Schwarzenbach, del Bachergebirge e i sistemi filoniani dell'Iseltal, del Polinik e del Praevali.

causa determinante l'intrusione lungo le principali linee di dislocazione di età alpina, il SALOMON affermò la contemporaneità di questi due fenomeni e quindi l'età recente, secondo ogni probabilità eo-terziaria, delle masse granulari periadriatiche (bibl. 215).

Ultimo, in ordine di tempo, ad occuparsi della questione fu R. STAUB, il quale espresse il convincimento che il massiccio delle Vedrette di Ries, assieme a quelli di Bressanone, di Ivigna e di Monte Croce, appartenga al ciclo magmatico ercinico, al pari delle masse intrusive pretriasiche delle Grigionidi svizzere e valtelinesi (bibl. 34). Le numerose osservazioni che abbiamo potuto raccogliere e controllare nel corso di quattro campagne di studio e di rilevamento in questa interessantissima regione, ci hanno gradatamente condotto ad altre conclusioni, ben diverse da quelle a cui giunse l'egregio geologo di Zurigo.

In primo luogo sarebbe da porre la questione se le rocce intrusive pretriasiche delle Grigionidi svizzero-valtelinesi corrispondano realmente a manifestazioni plutoniche dei tempi ercinici, come vuole lo STAUB, o se invece non siano ancora più antiche, come sostengono altri autori, fra i quali il CORNELIUS. Ad ogni modo, vera l'una o l'altra di queste ipotesi, rimane il fatto incontestabile che la tonalite del massiccio alto-atesimo mostra ben poche analogie petrografiche con le numerose forme intrusive pretriasiche che costituiscono gran parte delle cerniere anticlinali delle falde austroalpine inferiori dell'Err e del Bernina, equivalenti occidentali di quella falda del Monte Nevoso nei cui terreni scistoso-cristallini si è intrusa la massa delle Vedrette di Ries. Ricorderemo in proposito i graniti verdi e grigi del ricoprimento dell'Err, i gabbri, le dioriti, le banatiti, l'essexiti, le camptoniti, le monzoniti, le sieniti, i graniti alcalini rossi e bianchi, i graniti alcalino-calcici verdi e rossi del ricoprimento del Bernina (bibl. 73 e 115-118) ⁽¹⁾. Difatti il tipo chimico, frequentemente alcalino di queste

⁽¹⁾ Ringrazio vivamente il Prof. P. NIGGLI e il Prof. C. BURRI, che mi permisero di esaminare la raccolta delle rocce intrusive pretriasiche dei ricoprimenti austroalpini inferiori dei Grigioni, conservata nell'Istituto Mineralogico-petrografico di Zurigo. Ringrazio pure cordialmente il Dott. R. U. WINTERHALTER, che mi procurò una bella serie di queste rocce, assieme ad alcuni interessanti campioni del granito terziario di Bregaglia e delle sue *facies* principali.

rocce, contrasta in modo evidente con il tipo alcalino-calceico della tonalite delle Vedrette di Ries.

La principale differenza risiede però nel fatto che la tonalite del massiccio alto-atesino non è di regola fortemente deformata e tanto meno ricristallizzata, mentre le rocce intrusive pretriasiche delle Grigionidi svizzero-valtellinesi presentano tutti gli stadi dell'epi - e meso - metamorfismo alpino di dislocazione, dalla grossolana breccia tettonica fino alla laminazione senza rotture e talvolta financo alla pieghettatura. Buona parte delle rocce, soprattutto quelle della falda dell'Err, hanno assunto così una marcata scistosità di compressione, tanto che i graniti sono stati spesso trasformati in scisti sericitici (bibl. 115, II₂). In queste masse eruttive si osservano inoltre diffusi processi di ricristallizzazione, forse in parte ancora di età pretriasica secondo R. STAUB (bibl. 73 e 116), che hanno determinato la scissione dell'ortose in quarzo + sericite e la saussuritizzazione dei plagioclasti, che generalmente sono ridotti ad un aggregato torbido di albite ed epidoto. Quest'ultimo processo di alterazione è così progredito, afferma CORNELIUS (bibl. 221), che riesce difficile trovare un feldispato di sodio e calcio ancora determinabile. Si osserva pure con molta frequenza la cloritizzazione dell'orneblenda e della biotite e l'uralitizzazione dei pirosseni. Infine le rocce che sono state meno colpite dai fenomeni di dinamometamorfismo, e che sono rimaste massicce, appaiono però tagliate in tutti i sensi da numerosissime superfici di frattura e di scorrimento (bibl. 115).

D'altra parte le masse intrusive pretriasiche delle Grigionidi svizzero-valtellinesi hanno seguito armonicamente il ripiegamento alpino, al pari della loro copertura scistosa, vale a dire esse sono state coinvolte nelle cerniere anticlinali delle falde dell'Err, del Bernina ecc., dimodochè la loro struttura primitiva e le loro originarie condizioni di giacitura hanno subito una trasformazione radicale (bibl. 115 II₂, pp. 714-715). Questo fatto non si verifica nel corpo tonalitico delle Vedrette, il quale presenta soltanto le tracce di una modesta compressione periferica, ma non già un intimo e intenso rimaneggiamento della massa totale. Da quanto abbiamo esposto nelle pagine che precedono,

risulta evidente che il massiccio delle Vedrette di Ries possiede ancora intatta la sua struttura primaria di apparato intrusivo, come è il caso dei massicci terziari del Disgrazia-Bregaglia e dell'Adamello, e che non può in nessun modo essere considerato come un complesso eruttivo successivamente trasformato in una cerniera anticlinale. Per convincersi della verità di questa asserzione, basta por mente al fatto che nella zona compresa fra l'Aurino e l'Isarco, i terreni scistoso-cristallini delle falde austroalpine presentano complessivamente una disposizione isoclinale con rovesciamento a sud nel settore occidentale, e una disposizione a ventaglio, con prevalente rovesciamento a nord, nel settore orientale (bibl. 31). Quest'ultimo tipo di struttura si ripete anche nel territorio a est dell'Aurino (disposizione a ventaglio dei terreni delle Tirolidi; disposizione isoclinale con ribaltamento a settentrione dei terreni delle Grigionidi). Nella serie delle Grigionidi inferiori (falda di Monte Nevoso), la presenza della massa tonalitica delle Vedrette di Ries determina però un perturbamento notevole nella disposizione degli scisti cristallini, che, nell'insieme, si adattano a seguire in concordanza l'andamento della superficie della roccia eruttiva. In tal modo, nel settore corrispondente al massiccio delle Vedrette di Ries, pel tratto compreso fra il fiume Aurino e il confine italo-austriaco, gli scisti cristallini della falda di Monte Nevoso non presentano più la normale disposizione isoclinale, con rovesciamento complessivo a settentrione, ma tendono piuttosto ad assumere una disposizione periclinale (fig. 32; Tav. X; bibl. 49). Evidentemente le caratteristiche strutturali del massiccio delle Vedrette di Ries si conciliano male con l'ipotesi ch'esso abbia subito l'azione dell'intero ciclo orogenetico alpino, che ha suddiviso il cristallino antico delle Austridi in tre enormi ricoprimenti e che ha ridotto i terreni triasici della vicina sinclinale Defereggertal - Anterselva a pochi cunei calcarei, intensamente milonitizzati. In corrispondenza a questa grande linea di dislocazione si osservano spesso dei filoni lamprofirici della tonalite, nettamente discordanti rispetto all'andamento degli scisti cristallini, e poco o nulla deformati. Così pure mancano disturbi tettonici di qualche entità in seno al nucleo grano-

dioritico della Cima di Vila, sebbene esso si estenda subito a nord della predetta dislocazione (Tav. X). Anche questi sono motivi per ammettere che l'intrusione della tonalite e dei suoi differenziati sia di età posteriore alle fasi massime dell'orogenesi alpina.

Certamente il massiccio di cui trattiamo mostra delle deformazioni post-cristalline, delle fratture e degli scorrimenti, che rivestono però

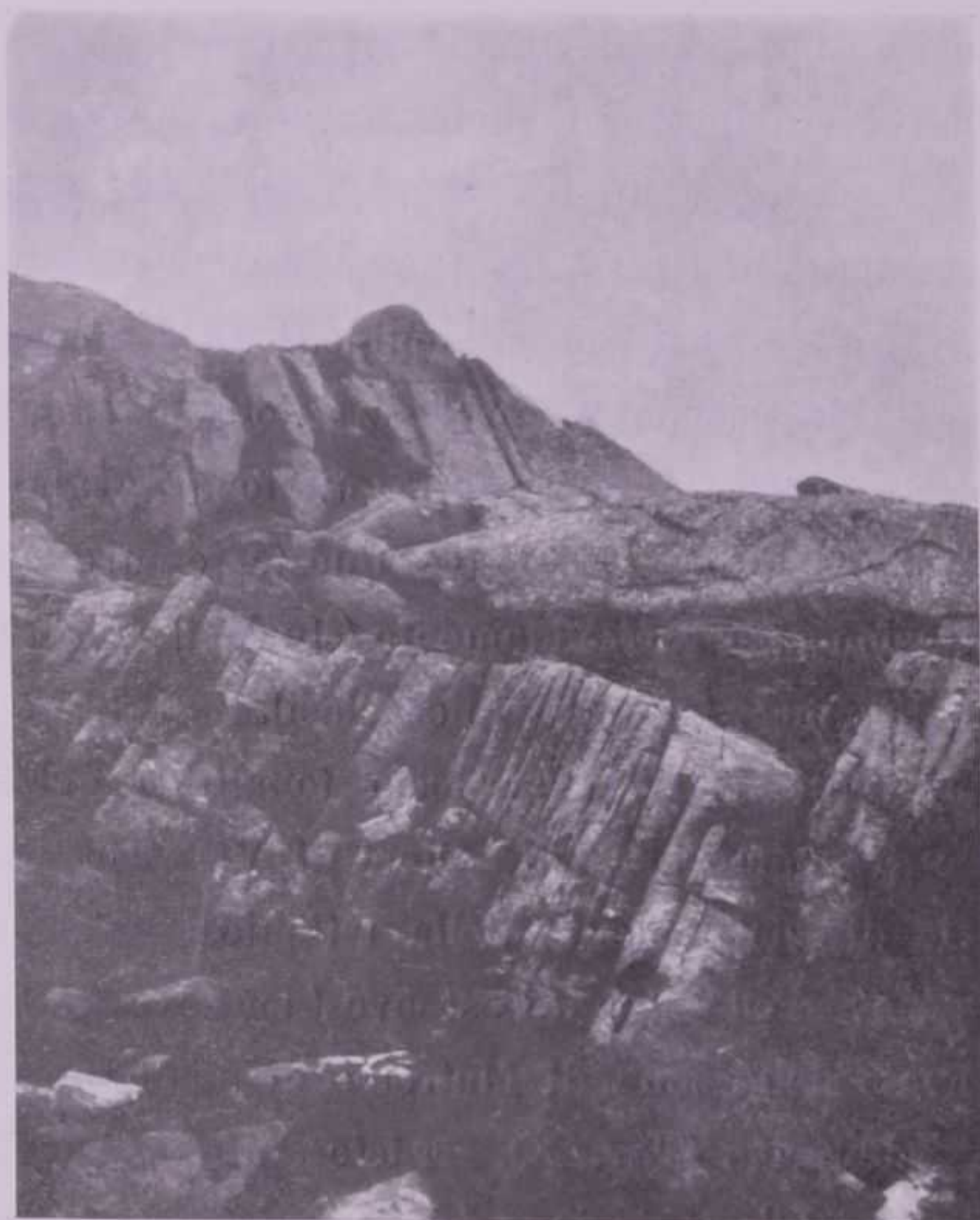


Fig. 34. - Facies laminata della granodiorite del nucleo intrusivo della Cima in Val di Vila.

solo carattere esclusivamente locale e che ci sembrano di gran lunga troppo modesti e limitati per poter rappresentare, da soli, gli effetti totali delle enormi compressioni esercitate dai grandi parossismi dell'orogenesi alpina.

Nelle parti esterne della massa intrusiva si nota spesso una laminazione (sfogliazione) più o meno distinta, che però di solito non è

accompagnata da deformazioni meccaniche evidenti (fig. 34). I piani di laminazione sono in generale disposti parallelamente alla superficie di contatto fra la roccia eruttiva e le formazioni incassanti; la loro genesi è da ricercarsi non tanto in semplici fenomeni di fessurazione secondaria, determinata dalla contrazione per raffreddamento della massa tonalitica già consolidata, quanto nell'azione di movimenti tettonici di moderata intensità, intervenuti durante le ultime fasi di solidificazione del magma, quando esso si trovava già ad uno stato estremamente viscoso.

Oltre a questi piani di sfogliazione, si osservano in seno alla massa tonalitica, soprattutto nelle parti periferiche di essa, vari sistemi di fessure, generalmente inclinati uno sull'altro in modo da determinare la suddivisione della roccia in tanti parallelopipedi più o meno grandi. Il fenomeno si manifesta con molta evidenza nella bassa Valle di Riva, Valfredda ecc. Naturalmente, senza uno studio di gran dettaglio, non sempre è possibile stabilire quali fra queste fessure siano dovute a processi di contrazione per raffreddamento (sinclasi) e quali siano invece dovute a cause di natura tettonica (piezoclasì).

Osserveremo infine che il massiccio tonalitico delle Vedrette di Ries e il nucleo granodioritico della Cima di Vila sono orientati più o meno secondo la direzione media della tettonica alpina della regione, che varia fra est-ovest ed est nord est-ovest sud ovest, come ci è rivelato dall'andamento della zona di Matrei e della dislocazione Defereggertal-Valle d'Anterselva (Tav. X). Esiste quindi, nell'insieme, una marcata discordanza fra l'orientazione del plutonite e l'andamento complessivo degli scisti cristallini delle Grigionidi a nord e soprattutto a sud della Defereggertal, nonchè a sud dell'alta Valle di Anterselva. Ciò dimostra che l'intrusione tonalitica ha seguito le vie tracciate dall'orogenesi alpina, mantenendosi invece del tutto indipendente da quella tettonica prealpina (ercinica), a cui si uniformano i terreni del cristallino antico delle Austridi nel settore summenzionato (pag. 132). Per di più il massiccio delle Vedrette di Ries e la sua propaggine meridionale della Cima di Vila si estendono immediatamente a nord della grandiosa linea di dislocazione Defereggertal - Val d'Anterselva, che separa il

ricoprimento di Monte Nevoso dal sovrastante ricoprimento di Croda Rossa. Questi diversi fatti, e la circostanza che le due masse eruttive presentano una forma lenticolare, fortemente allungata nel senso della predetta dislocazione, suggeriscono subito l'idea che questo grande disturbo tettonico di età alpina abbia tracciato la via alla successiva intrusione del magma tonalitico e granodioritico.

Le considerazioni suesposte, basate sullo studio obbiettivo dei fatti, ci inducono a ritenere che l'intrusione della tonalite sia posteriore ai grandi parossismi dell'orogenesi alpina e sia quindi di età recente, cioè terziaria. Ci confortano in questa convinzione, anche le grandi analogie esistenti fra il massiccio delle Vedrette di Ries e i massicci di età sicuramente terziaria, come quelli dell'Adamello, di Bregaglia ecc. La tonalite delle Vedrette di Ries, con tutte le sue differenziazioni, rivela infatti rapporti di consanguineità molto più stretti con la tonalite dell'Adamello, anzichè con le rocce intrusive pretriasiche delle Grigionidi svizzero-valtellinesi, quelle erciniche dei massicci elvetici (Aar-Gottardo, M. Bianco) e gli ortogneiss del Gran Veneziano (bibl. 57). I fenomeni di laminazione, di compressione, e di leggera cataclasi locale che abbiamo osservato nelle Vedrette di Ries, si ripetono, in scala ben maggiore, nell'Adamello, come ebbimo occasione di constatare personalmente in una serie di escursioni geologiche in Val Rendena, in Val di Genova, in Val di Sole, ecc. Si può anzi affermare che quest'ultimo apparato intrusivo è stato deformato dall'orogenesi alpina in misura molto maggiore di quanto non lo sia stato quello delle Vedrette di Ries. A questo proposito faremo notare che nel massiccio dell'alta Pusteria mancano le grandi zone di schiacciamento e di milonitizzazione che si osservano invece in seno al corpo eruttivo dell'Adamello, in corrispondenza a importanti linee tettoniche, come, ad esempio, quella della Gallinera (bibl. 211 e 222-223). Così pure il primo di questi due massicci, almeno per la parte compresa in territorio italiano, non presenta deformazioni meccaniche (elastiche) così intense come quelle che, in vari punti del bordo orientale del massiccio dell'Adamello, hanno ridotto la roccia eruttiva allo stato di una sabbia, o addirittura di una polvere fine.

Disturbi tettonici, accompagnati da un epimetamorfismo di dislocazione, furono descritti da CORNELIUS e da STAUB per il massiccio del Disgrazia-Bregaglia (bibl. 73, 196 e 221-222), il che dimostra, assieme ai fatti analoghi osservati nell'Adamello, che le spinte determinate dalle fasi tardive dell'orogenesi alpina si sono fatte sentire ancora lungo tempo dopo la *mise en place* e il consolidamento delle masse intrusive del Terziario.

Infine una valida conferma all'idea dell'età terziaria del massiccio delle Vedrette, ci è fornita dalla recente dimostrazione dei rapporti di continuità, e quindi del legame genetico, fra il vicino massiccio di Bressanone - Ivigna - Monte Croce e quello dell'Adamello, mediante una serie di nuclei intrusivi allineati a rosario lungo la « linea delle Giudicarie » in Val di Sole (bibl. 131); dalla scoperta di un contatto primario di natura eruttiva fra questi ultimi nuclei e i terreni riferibili all'Oligocene (bibl. 131); dalla scoperta, presso Planca in Val Casies, di fenomeni di pneumatolisi e di metamorfismo di contatto nelle dolomie noriche della « zona della Drava », fenomeni evidentemente dovuti all'azione del più vicino dei vari nuclei tonalitici disposti lungo la linea della Pusteria (bibl. 54. Si consulti in proposito anche il capitolo seguente).

Un altro argomento a sostegno della nostra tesi sembra fornito dal fatto che la tonalite delle Vedrette di Ries non mostra mai traccia di strutture cristalloblastiche, sebbene il bordo settentrionale del massiccio intrusivo disti in certi punti appena quattro chilometri dalla zona di Matri, ove il Trias e il Lias sono in *facies* metamorfica, e sebbene la zona intermedia sia formata in gran parte dagli scisti della serie di Cima Dura, che hanno ancora risentito l'influenza, sia pure indebolita, della cristallizzazione post-liasica, con tutta probabilità terziaria, dei Tauri (*Tauernkristallisation*).

In conclusione, noi riteniamo di aver raccolto prove sufficienti a dimostrare che l'intrusione tonalitica ebbe luogo quando ormai si erano formate le principali linee strutturali della regione, vale a dire dopo le fasi massime dell'orogenesi alpina. Sembra altresì verosimile che gli stessi grandi processi diastrofici di età alpina abbiano creato le vie alla

successiva salita delle masse acide profonde. Il magma tonalitico penetrò fra i terreni scistoso-cristallini delle Grigionidi inferiori (falda di Monte Nevoso), che a quei tempi dovevano essere, con ogni probabilità, alquanto meno inclinati di oggi, dando luogo ad un' iniezione complessivamente concordante con le rocce incassanti e sollevando a guisa di vasta cupola le formazioni del tetto, che si adattarono a seguire l'andamento della superficie della massa eruttiva. In tal modo l'apparato intrusivo assunse, almeno nella parte a noi visibile, una struttura di tipo laccolitico.

Nella parte più elevata delle Vedrette di Ries, la « superficie di vetta » (*Gipfelflur*) si estende fra i 3200 e i 3500 metri (Pizzo delle Vedrette = 3248 m.; M. Magro = 3271 m.; Collaspro = 3272 m.; Collalto = 3435 m.). È probabile che questa superficie di vetta rappresenti per per così dire l'erede di una vecchia, morbida superficie topografica notevolmente più antica di quella pliocenica (piacenziana), che ha lasciato anche in Valle di Riva numerosi relitti, estesi fra i 2000 e i 2400 metri. Tale ipotesi ci sembra tanto più verosimile in quanto che la cima più elevata dell'intero gruppo, il Collalto, forma superiormente una specie di lungo dorso, poco accidentato, che contrasta con le ripide pareti sottostanti, nonchè con le più aguzze ed aspre cime vicine (fig. 29; Tav. II, fig. 2). Nulla ci vieta di pensare che l'appiattimento del profilo superiore del Collalto corrisponda ad un avanzo della supposta superficie topografica pre-pliocenica, a carattere di maturità. Questa superficie sarebbe da porsi in correlazione con quell'esteso spianamento che si osserva all'estremità orientale delle Alpi e che, per i suoi rapporti con terreni sedimentari di età nota, pare riferibile cronologicamente al Miocene medio. Veniamo così ad ammettere che l'attuale superficie topografica del massiccio tonalitico delle Vedrette di Ries contenga degli elementi riferibili al Miocene medio, in modo analogo a quanto ha osservato CORNELIUS nel massiccio dell'Adamello e in quello del Disgrazia-Bregaglia (bibl. 222).

In base alle considerazioni da noi esposte possiamo ridurre entro limiti abbastanza ristretti il periodo di tempo nel quale deve cadere l'epoca d'intrusione della massa tonalitica delle Vedrette di Ries.

Come si è già detto in precedenza, il fenomeno eruttivo deve essersi manifestato posteriormente alle fasi massime (austroalpine e pennidiche) dell'orogenesi alpina, che sappiamo essersi verificate nel Cretaceo superiore e soprattutto nel Terziario antico. D'altra parte si deve ammettere che la massa tonalitica fosse già consolidata quando si stabilì in essa la superficie topografica del Miocene medio. È quindi probabile che il magma abbia preso posizione durante l'Oligocene superiore o il Miocene inferiore.

Successivamente, in una fase tardiva dell'orogenesi, si verificò il raddrizzamento delle « radici » delle falde austroalpine, che, nella parte meridionale delle Tirolidi, vennero persino rovesciate a sud. Questo fenomeno fu accompagnato naturalmente da una notevole compressione tettonica, che si risolse in un ulteriore rinserramento dei terreni delle Austridi e in una serie di modeste deformazioni elastiche, a carattere locale, della massa tonalitica ormai consolidata.

Merita infine di esser rilevato il fatto che la storia geologica del massiccio delle Vedrette di Ries offre, sotto certi aspetti, evidenti e significative analogie con quella dei massicci recenti (terziari) dell'Adamello e del Disgrazia-Bregaglia.

L'età delle masse intrusive acide della Pusteria. Con la scoperta dei fenomeni metamorfici e pneumatolitici esercitati dal nucleo tonalitico di Rio Fosco (Planca, Val Casies) sulla dolomia principale della zona della Drava, viene dimostrata l'età post-triasica della relativa intrusione (bibl. 54). Questa constatazione ha molta importanza per il problema di cui trattiamo, perchè costituisce, in tutto il territorio compreso fra Dobbiaco e Merano, la prima e finora unica prova diretta dell'età recente, post-triasica, delle masse intrusive acide dell'Alto Adige orientale e centrale. Bisogna infatti arrivare fino ai lontani nuclei tonalitici delle valli di Non e di Sole, disposti in corrispondenza alla linea delle Giudicarie fra il massiccio di Monte Croce e quello dell'Adamello, per trovare nuovamente tracce di rapporti di contatto primario fra la roccia intrusiva e i terreni post-ercinici (bibl. 131).

D'altra parte il regolare allineamento a rosario dei nuclei tonalitici

di Tesido, Planca e Gandelle, lungo una grandiosa linea di dislocazione qual'è quella della Pusteria (= limite alpino-dinarico *auct.*), testimonia il loro stretto legame con i fenomeni orogenetici di età alpina. Il magma tonalitico si è iniettato naturalmente dove ha trovato una zona di minor resistenza, zona che corrisponde alla sinclinale, estremamente tettonizzata, dei sedimenti austroalpini superiori (*Drauuzug*). Lungo questa linea di dislocazione, il magma ha potuto salire ed insinuarsi a guisa di gigantesco filone-strato, approfittando delle grandi superfici di discon-

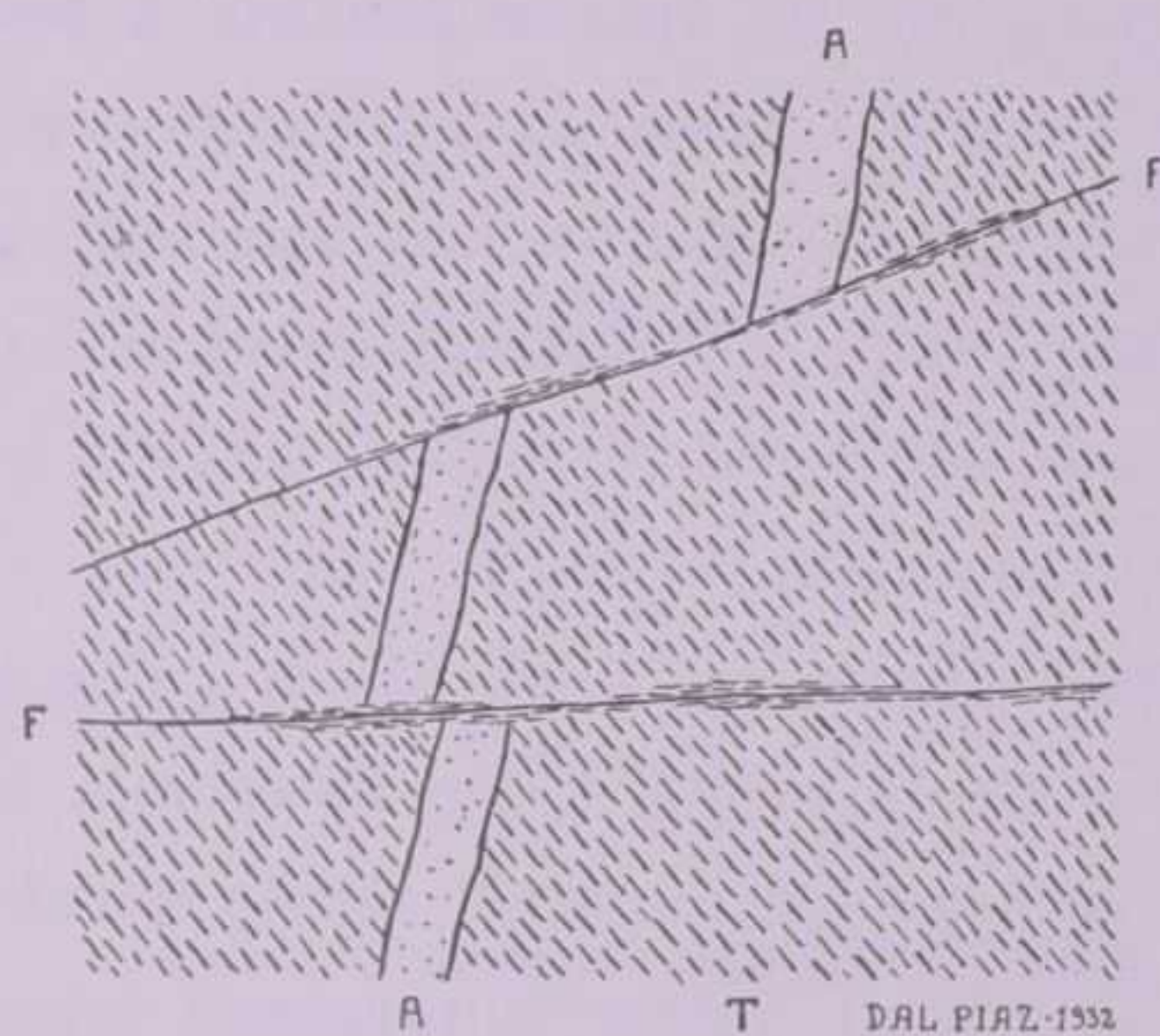


Fig. 35. - Tonalite a tessitura parallela (T), attraversata da filoni aplitici discordanti (A). Tanto la tonalite quanto le apliti sono intersecate da faglie (F), a rigetto generalmente modesto, determinatesi durante una fase tettonica evidentemente posteriore alla formazione della tessitura parallela della tonalite. In corrispondenza alle faglie si osservano tracce di un'incipiente laminazione; lungo il torrente che scende dal giogo di Valles verso Mules, presso il bordo settentrionale del massiccio di Bressanone. Il caso da noi illustrato presenta una significativa analogia con quello osservato da H. P. CORNELIUS e M. FURLANI CORNELIUS nella tonalite del Disgrazia, presso Montecucco a ovest del lago di Como (bibl. 196, fig. 16). Solo in luogo dei filoni aplitici, si hanno in quest'ultimo caso dei filoni pegmatitici.

tinuità create dall'orogenesi alpina. La presenza dei fenomeni di contatto con le rocce circostanti (scisti cristallini, dolomia principale) esclude che i nuclei in questione rappresentino delle scaglie tettoniche strap-pate dall'orogenesi alpina a masse più profonde, dimostrando invece la loro giacitura primaria-intrusiva nel sito in cui affiorano attualmente.

I nuclei di Gandelle, Rio Fosco e Tesido nella Pusteria rappresentano, con ogni evidenza, la prosecuzione orientale della fascia di tonalite che si estende lungo il bordo settentrionale del massiccio granitico di Bressanone - Ivigna (Tav. X; bibl. 31, 175 - 177, 197, 204-205). Questa tonalite, che ebbero occasione di osservare in posto nella zona di Mules - Giogo di Valles e nell'alta Val Sarentino, è in generale caratterizzata da un'evidente tessitura parallela, per cui la roccia può essere facilmente scambiata, ad un esame superficiale, con uno scisto cristallino ⁽¹⁾ (fig. 35). A mezzogiorno di Merano, la tonalite a tessitura parallela si ritrova nella bassa Valle d'Ultimo, all'estremità settentrionale del massiccio di Monte Croce. Più a monte essa sparisce, ma ricompare poi nei nuclei della Val di Sole, per assumere infine uno sviluppo considerevole nel plutonite dell'Adamello (bibl. 206-211). Anche nel massiccio terziario del Disgrazia-Bregaglia sono note tonaliti a tessitura parallela, che formano una lunga zona estesa dalla bassa Val Masino attraverso il M. Bassetta fino alla Valle Morobbia, in prossimità della grande dislocazione nota sotto il nome di « linea insubrica » (bibl. 211 a).

Lo studio sul terreno di queste interessanti tonaliti dalla tessitura

⁽¹⁾ Secondo BECKE la tonalite a tessitura parallela di Mules presenta una scistosità dovuta a fenomeni di pura cataclasi, e conserva ancora l'originaria costituzione mineralogica, senza quasi mostrare traccia di minerali di neoformazione (bibl. 7, p. 41). Esiste quindi un istruttivo contrasto fra questa roccia e i gneiss tonalitici dei Tauri, i quali sono invece caratterizzati da una scistosità di cristallizzazione. Anche il PETRASCKECK afferma che la tonalite a tessitura parallela (*Tonalitgneiss*) del massiccio di Bressanone mostra la più pura struttura cataclastica, come quella dell'Adamello (bibl. 205). I plagioclasti della roccia altoatesina lasciano riconoscere una evidente struttura zonare normale, da labradorite sino a bitownite nel nucleo. Una parte della biotite è di origine primaria e una parte è secondaria, derivando dalla trasformazione dell'orneblenda. Come minerali di neoformazione si hanno epidoto e clorite. Il quarzo è completamente deformato, mentre i plagioclasti lo sono in grado assai minore e in generale soltanto nelle parti periferiche. Presso Corvara (Rabenstein), la tonalite a tessitura parallela presenta inclusi di grossi plagioclasti a struttura zonare invertita e con i contorni intatti, ciò che dimostrerebbe, a detta di PETRASCKECK, che la deformazione tettonica è stata seguita in questa località da processi di ricristallizzazione. Ciò è abbastanza strano, perchè in tutti gli altri punti del bordo settentrionale e nord-occidentale del massiccio di Bressanone, la tonalite a tessitura parallela è ridotta ad una milonite post-cristallina, che non è stata più ricementata, neppure a opera del quarzo e della calcite (bibl. 31-32). Questo fatto e la circostanza che la roccia di Rabenstein è separata dal granito per mezzo di un lembo di scisti, fa nascere il sospetto che invece di una tonalite a tessitura parallela si tratti in questo caso di un vero gneiss, appartenente alla serie del cristallino antico delle Austridi.

più o meno distintamente parallela, ci ha mostrato che si passa per sfumature dalle forme che presentano in grado massimo questo carattere, alle forme in cui l'isorientazione degli elementi femici è appena accennata, ed infine alle forme compatte. È inoltre provato che accanto alle *facies* altamente laminate e milonitizzate, si incontrano delle *facies* che non mostrano traccia di deformazioni post-cristalline. Il fenomeno appare con grande evidenza allo sbocco della Valle di Genova,

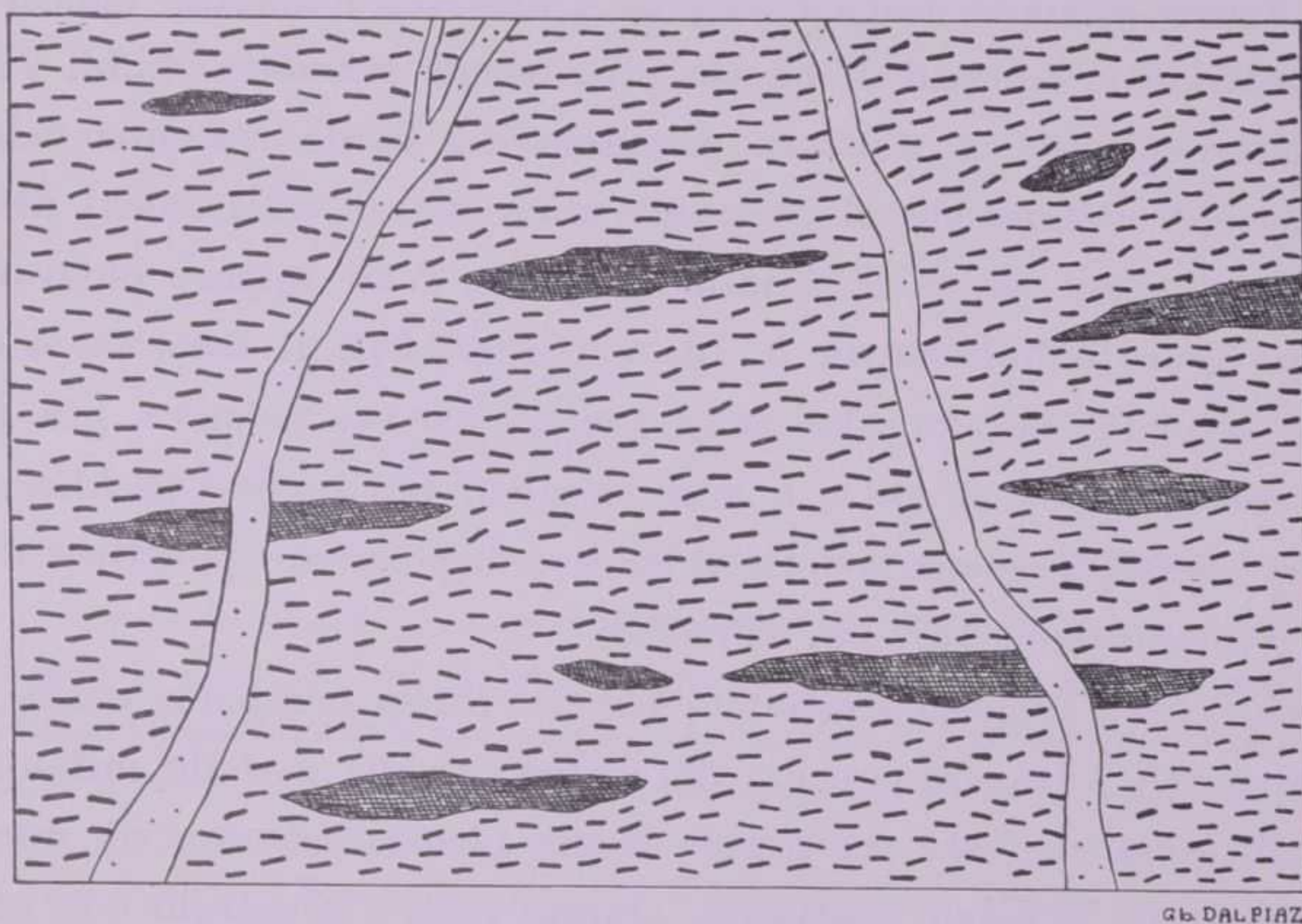


Fig. 36 - Granito (serizzo ghiandone) della Val Masino. Il disegno riproduce uno spuntone roccioso presso Masino Bagni, sulla sinistra della Valle. Si osservi l'evidente isorientazione dei grossi fenocristalli di ortoclasio (trattini neri) e degli inclusi (chiazze scure) e l'andamento discordante dei filoni aplitici.

nella parte orientale del massiccio dell'Adamello, e in Val Stavel, sul versante settentrionale del gruppo della Presanella, ove abbiamo raccolto dei campioni di tonaliti a tessitura parallela che, al microscopio, non presentano la più piccola differenza di struttura in confronto alle tonaliti normali, compatte, a cui fanno passaggio, eccettuata naturalmente la diversa disposizione degli elementi mineralogici.

Nel massiccio del Disgrazia-Bregaglia il fenomeno della tessitura parallela è presentato non soltanto dalla tonalite, ma anche dallo stesso granito (serizzo ghiandone), come ebbimo occasione di osservare in diversi punti della Val Masino. Infatti i grossi fenocristalli di ortoclasio e gli inclusi del granito mostrano una evidente isorientazione, sebbene la roccia non presenti traccia di deformazioni meccaniche di qualche entità (fig. 36). È quindi certo che la caratteristica suaccennata è di natura primaria, come ritengono DRESCHER e STORZ, che si sono particolarmente occupati di questo interessante fenomeno (bibl. 72).

Nella tonalite a tessitura parallela del bordo settentrionale del massiccio di Bressanone, si osservano alternanze di letti ricchi di orneblenda con letti poveri di questo minerale, come appare chiaramente in una figura pubblicata da A. BIANCHI (bibl. 57). Il fatto sta a dimostrare, secondo SANDER, che nella tonalite doveva esistere, già prima della cataclasi, una struttura a letti paralleli. Gli inclusi (*Schlieren*) di questa roccia presentano a loro volta una disposizione parallela di origine primaria (bibl. 197, pp. 727-728).

Viceversa, abbiamo constatato che le *facies* compatte delle rocce intrusive dell'Adamello possono dar luogo talvolta a delle miloniti incoerenti, senza mostrare per questo il più piccolo accenno di una isorientazione dei minerali costitutivi. Questo fatto è illustrato con straordinaria chiarezza da un profilo che si osserva vicino al lago Malghetto, presso Madonna di Campiglio, nel quale si può vedere la tonalite a tessitura parallela venire a contatto tettonico con una massa di granodiorite compatta, lungo una zona di estrema deformazione elastica (fig. 37). Orbene, tutte e due le rocce hanno conservato nei loro frammenti l'originario *habitus* macroscopico, e la granodiorite, anche nelle forme più brecciate, presenta sempre tessitura compatta. Bisogna quindi ammettere che, nei numerosi casi suaccennati, l'isorientazione degli elementi mineralogici e anche degli inclusi femici sia per la massima parte indipendente dai fenomeni di deformazione post-cristallina, che molto spesso hanno colpito le rocce in questione.

D'altra parte lo studio microscopico compiuto dal prof. A. BIANCHI

su una numerosa serie di campioni di tonaliti a tessitura parallela, provenienti dalla Valle di Genova, dalla Val Stavel, da Bazena ecc., nel massiccio dell'Adamello; dalla bassa Valle d'Ultimo nel massiccio di Monte Croce; dall'alta Val Sarentino e dalla zona di Mules - Giogo di Valles nel massiccio di Bressanone-Ivigna; e infine su materiali dei nuclei intrusivi di Tesido, Planca e Gandelle in Pusteria, ha rivelato che le *facies* a tessitura più spiccatamente parallela e insieme più fortemente deformate, presentano soltanto strutture cataclastiche, talvolta anche cri-

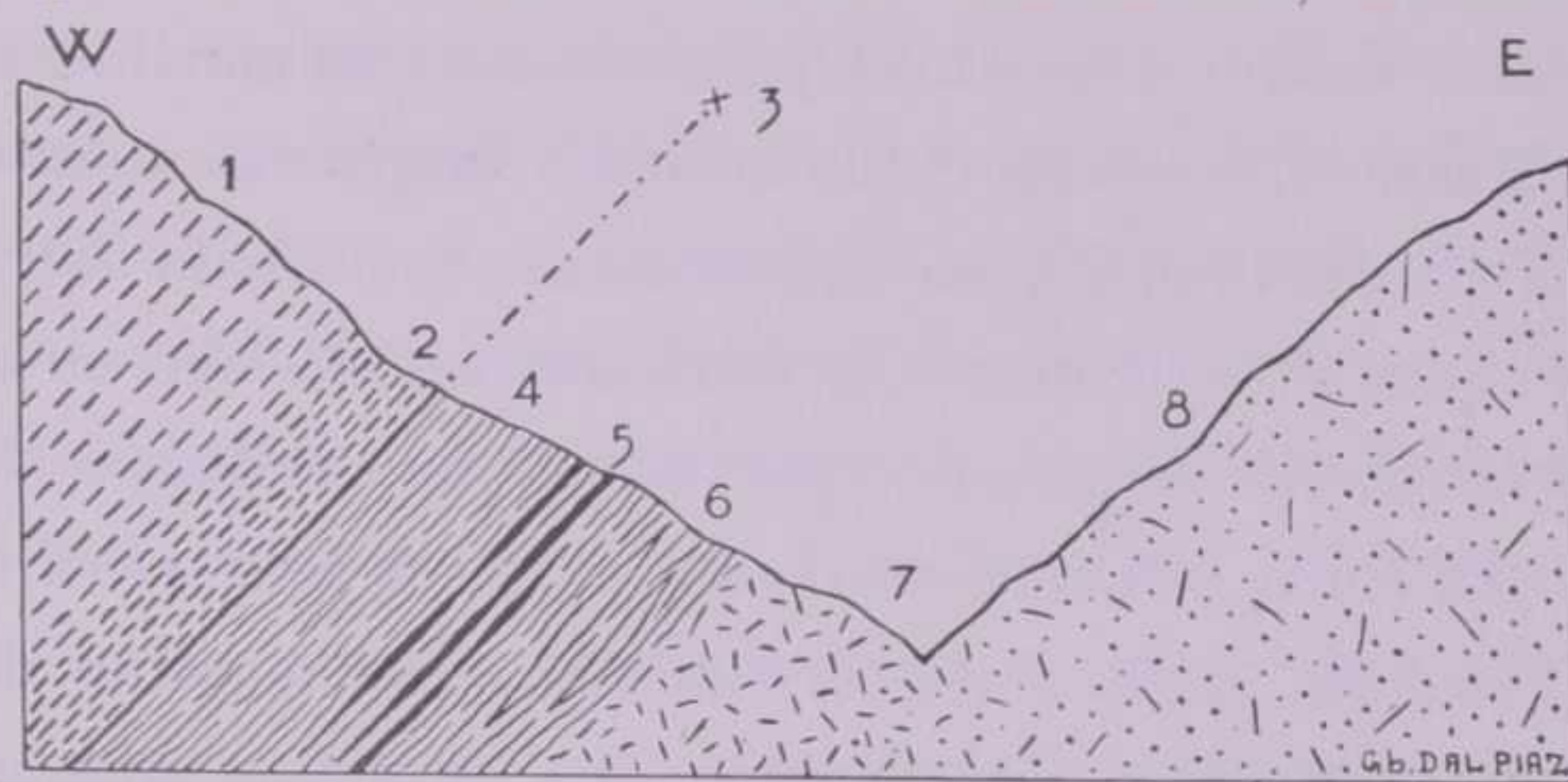


Fig. 37 - Profilo geologico attraverso la più occidentale delle tre vallette a destra di Val Malghetto, presso l'inizio del grande ripiano alluvionale (massiccio dell'Adamello). 1 = tonalite a tessitura parallela, laminata; 2, idem, laminatissima e milonitizzata; 3, piano di scorrimento, in corrispondenza del quale si estende una striscia spessa mezzo centimetro di una sostanza biancastra (caolino o argilla); 4 = argilla, e caolino, con materie verdastre; 5 = sostanze nere, probabilmente carboniose; 6 = lenti di quarzo; 7 = granodiorite a tessitura massiccia, estremamente milonitizzata, argillificata (caolinizzata), di colore verdastro; 8 = granodiorite a tessitura massiccia, intensamente milonitizzata, con vene quarzose, aplitiche, pegmatitiche e lamprofiriche. In corrispondenza alla granodiorite milonitica affiorano diverse sorgenti. Probabilmente la presenza della sostanza caolinica e delle vene nerastre, carboniose, è in rapporto con fenomeni pneumatolitici o pneumoidatogeni.

stallocalastiche, con minerali di origine secondaria (clorite, sericite ed epidoto), ma non mostrano mai strutture cristalloblastiche.

Inoltre, dagli studi di analisi strutturale, condotti ultimamente da C. ANDREATTA coi moderni metodi e criteri della petrotettonica, risulta che i finissimi microliti di miche bianche, contenuti nei plagioclasti

delle tonaliti allineate lungo le linee della Pusteria e delle Giudicarie, sono disposti nei piani principali dell'ospite e solo in questi, quando non costituiscano un fitto feltro di tipo d'alterazione ⁽¹⁾. Ciò a differenza di quanto si osserva per la disposizione degli stessi microliti in plagioclasti di ortogneiss (ortogneiss dei Tauri, di Anterselva ecc.), che, come ha dimostrato lo stesso ANDREATTA, oltre che nei piani principali dell'ospite, si dispongono anche in altri piani, da porre in relazione con le forze che deformarono la roccia (bibl. 57 e 211 b, III). In conclusione queste tonaliti a tessitura parallela sono da considerarsi sempre come rocce massicce, che conservano ancora l'originaria struttura di consolidamento, sia pure più o meno intensamente modificata dal dinamometamorfismo alpino ⁽²⁾. I fenomeni di ricristallizzazione che si sono in tal modo verificati, hanno un carattere parziale ed uno sviluppo strettamente locale (bibl. 32) e non possono certo essere invocati per attribuire queste rocce alla categoria degli scisti cristallini, sotto il nome di « gneiss tonalitici » (*Tonalitgneise*), come venne fatto da alcuni autori.

In base a quanto si è detto, possiamo ritenere che la tessitura parallela delle tonaliti in discorso sia di origine primaria, imputabile cioè a movimenti del magma verificatisi nel corso della cristallizzazione (cfr. pag. 19-20 e bibl. 74-80) ⁽³⁾. L'allineamento costante di queste

⁽¹⁾ Comunicazione epistolare.

⁽²⁾ Crediamo utile avvertire il lettore che con il nome di « dinamometamorfismo » intendiamo soprattutto quel complesso di fenomeni che determina la deformazione meccanica delle rocce, senza dar luogo a veri e propri processi di ricristallizzazione, vale a dire senza originare delle strutture cristalloblastiche. Convenendo di chiamare metamorfica una roccia che ha subito dei cambiamenti qualsiasi nella sua struttura o nella sua tessitura, bisogna ammettere che una milonite o comunque una roccia che presenta una deformazione meccanica post-cristallina è una roccia « metamorfica » e precisamente « dinamometamorfica ». Seguiamo così il criterio adottato da R. STAUB nel suo interessante lavoro sul metamorfismo delle rocce dei Grigioni (bibl. 73) contrariamente al principio sostenuto da TERMIER, secondo cui il termine « metamorfismo » dovrebbe essere ristretto ai soli casi nei quali hanno luogo dei veri e propri processi di ricristallizzazione. È noto infatti che l'illustre maestro francese affermava recisamente che « *le dynamometamorphisme n'existe pas* », perchè « *il ne transforme pas, il déforme seulement* » (bibl. 37, 39, *Les schistes cristallins des Alpes occidentales*, Paris 1903 e *Sur la gènesè des terrains cristallophylliens*, « C. R. Congrès géol. intern. Stockolm 1910 »).

⁽³⁾ Come già il SANDER per le tonaliti del bordo settentrionale del massiccio di Bressanone (bibl. 197), così REPOSSI, CORNELIUS e FURLANI per quelle della zona che va dalla bassa Val Masino attraverso il Monte Bassetta fino alla Val Morobbia, lasciano intendere che la tessitura parallela sia, almeno in parte, di origine primaria (bibl. 196 e 211 a).

rocce lungo o presso grandi linee di dislocazione di età terziaria, dimostra che la salita del magma avvenne sotto l'impulso di forze orogenetiche, le quali fecero iniettare la massa eruttiva nelle vaste soluzioni di continuità create dall'orogenesi alpina in seno al corpo austro-dinarico. Con ciò si rivela chiaramente il carattere sincinemático di queste intrusioni.

Le spinte tettoniche, intervenute dopo il consolidamento totale del magma, hanno naturalmente accentuato il carattere di « scistosità » di queste tonaliti; infatti la tessitura parallela primaria di dette rocce ha fornito i piani s di inomogeneità meccanica, lungo i quali si sono poi svolti di preferenza i movimenti differenziali promossi dalla deformazione. Ciò è comprovato dal fatto che i processi di laminazione, di cataclasi e di cristallizzazione secondaria si manifestano in prevalenza lungo piani sub-paralleli di scorrimento, che presentano un andamento conforme a quello della tessitura parallela primaria della tonalite; in corrispondenza di questi piani, l'originaria struttura della roccia è stata profondamente modificata, mentre invece le zone lenticolari, comprese fra i singoli orizzonti di movimento, sono state risparmiate dalla deformazione, o per lo meno ne sono state colpite con intensità molto minore. Dalle strutture primarie, di tipo fluidale, si originarono così delle strutture cataclastiche e cristalloclastiche, effetti evidenti del dinamometamorfismo alpino. Gli individui maggiori di quarzo vennero rotti in numerosi granuli minori,

Per quanto si riferisce alle tonaliti a tessitura parallela (*Tonalitgneiss auct.*) dell'Adamello, ricorderemo che, secondo SALOMON, tale tessitura sarebbe generalmente dovuta alla pressione esercitata su queste rocce dalla orogenesi alpina, dopo il totale consolidamento del magma. Invece il LÖWL (bibl. 187, pag. 114, nota a piè pagina), riteneva più verosimile di tutte l'idea che la tessitura parallela si fosse determinata già durante l'intrusione e la solidificazione del magma, in conseguenza della pressione esercitata nello sforzamento e nel sollevamento del tetto del plutonite. Infine il TRENER (bibl. 206) era propenso a ricercare la causa del fenomeno nella pressione dei composti volatili del magma, la quale dovrebbe aumentare non appena la massa fusa sia entrata nella fase di consolidamento. Tale azione si sarebbe manifestata dopo il processo intrusivo, quando le parti più esterne del plutonite erano già solide; in tal modo la pressione dei gas, che diventava sempre più elevata con il progredire del raffreddamento delle masse centrali ancor fuse, avrebbe prodotto la « scistosità » cataclastica delle zone periferiche. In tesi generale si può osservare che questi diversi autori non hanno fatto sufficiente distinzione fra ciò che è una caratteristica di natura primaria, dovuta a movimenti del magma verificatisi nel corso della cristallizzazione, (la tessitura parallela), da ciò che è invece espressione di deformazioni posteristalline di origine tettonica (la cataclasi).

riuniti insieme a formare degli aggregati fusiformi. Anche i feldispati subiscono delle notevoli deformazioni, per quanto in generale non così intense come quelle del quarzo. I minerali secondari, derivati dall'alterazione dei feldispati, vennero a disporsi in zone sottili ed allungate, situate in corrispondenza ai piani di movimento; quest'ultimo fenomeno è soprattutto evidente per la sericite, data la sua forma scagliosa-lamellare. Infine le ultime deformazioni sono caratterizzate da un'intensissima cataclasi post-cristallina, la quale in molti punti ha ridotto le rocce allo stato di un minuto tritume milonitico, che non è stato più ricementato neppure per opera del quarzo o della calcite, come dimostrò il SANDER per le tonaliti del bordo settentrionale del massiccio di Bressanone (bibl. 31-32). Durante tutti questi fenomeni, le condizioni chimico-fisiche dell'ambiente non furono mai tali da consentire la formazione di strutture cristalloblastiche, evidentemente a causa dell'insufficienza del carico; in tal modo queste tonaliti, per quanto dinamometamorfiche possano essere, sono sempre da considerarsi come rocce eruttive e non già come scisti cristallini.

I fatti ora illustrati dimostrano che le tonaliti a tessitura parallela delle masse eruttive periadriatiche, corrispondono ad intrusioni di carattere sintettonico (= sincinemato), verificatesi in corrispondenza a grandi linee di dislocazione. D'altra parte la circostanza che queste tonaliti si riscontrano nei massicci del Disgrazia-Val Masino, dell'Adamello, di Monte Croce, di Ivigna-Bressanone, nei nuclei della Valle di Sole, della Pusteria e nella lama intrusiva, lunga oltre 37 Km., che va da Eisenkappel in Carinzia fino ai dintorni di Weitenstein in Stiria (bibl. 212-213) ⁽¹⁾, attesta l'esistenza di uno stretto legame genetico fra

⁽¹⁾ Già il TELLER riteneva che il suo *Tonalitgneiss* di Eisenkappel fosse semplicemente una tonalite a tessitura parallela (« *Das Gestein ist einfach ein Tonalit mit Parallelstruktur* », bibl. 213, p. 120). Secondo TELLER, l'antico andamento (da est ad ovest) delle pieghe avrebbe costituito per la tonalite una via prestabilita di distribuzione e diffusione. Il magma sarebbe salito lungo una grande linea di disturbo, parallela all'andamento delle rocce incassanti, dando luogo ad un'intrusione di tipo laccolitico (bibl. 212, p. 22). E infatti, la massa tonalitica è limitata verso mezzogiorno da un'importante dislocazione. Successivamente avrebbe avuto luogo l'iniezione della granitite di Eisenkappel-Schwarzenbach, nonché di minori masse basiche, la quale si sarebbe verificata in corrispondenza ad una frattura giacente nell'asse della prima intrusione. A giudizio di LIPOLD, l'età di questa seconda eruzione sarebbe post-liasica (bibl. 217). Anche il TELLER si diceva propenso per un'età piuttosto recente, pur ammettendo la mancanza di prove atte a stabilire in modo diretto la verità di tale asserto.

questi diversi corpi intrusivi, i quali devono quindi avere un'origine comune ed un'età complessivamente unica, rapportabile al Terziario. Secondo CORNELIUS, l'intrusione della tonalite a tessitura parallela del massiccio Disgrazia-Val Masino è avvenuta prima che, lungo la linea insubrica, si manifestassero i sovrascorrimenti diretti da nord verso sud. Siccome questi disturbi tettonici hanno avuto luogo prima del Miocene medio, così è probabile che l'intrusione sia avvenuta nell'Oligocene superiore oppure nel Miocene più antico (bibl. 196, pp. 267-268 e 288 ecc.). La medesima conclusione è verosimilmente applicabile anche alle tonaliti a tessitura parallela dei massicci terziari delle Alpi Orientali, che in ogni caso, per quanto si è detto, sono sicuramente anteriori agli ultimi notevoli movimenti lungo le maggiori linee di dislocazione, come quelle della Pusteria e delle Giudicarie.

Conclusioni generali, con alcune considerazioni sulle masse intrusive recenti della zona periadriatica. — Il massiccio tonalitico e granodioritico delle Vedrette di Ries risulta legato di unità genetica al grande arco eruttivo periadriatico (Bressanone-Ivigna, Monte Croce, Adamello, Bregaglia, ecc.), non solo per le affinità petrografiche e geologiche che mostra con questi diversi massicci, ma anche per la presenza del nucleo granodioritico della Cima di Vila, delle lenti tonalitiche di Tesido, Planca e Gandelle in Pusteria, e di alcuni filoni porfiritici e kersantitici compresi nei terreni delle Grigionidi superiori e delle Tirolidi, che sembrano attestare un collegamento in profondità fra il corpo intrusivo delle Vedrette di Ries e quello di Bressanone.

D'altra parte noi sappiamo, dalle ricerche di B. SANDER (bibl. 197), che nel massiccio di Bressanone-Ivigna la tonalite a tessitura parallela è anteriore rispetto al granito (s. s.), che forma la massa principale di questo plutonite (¹). Dimostrata l'età recente, terziaria, della tonalite, si è

(¹) Anche nei massicci dell'Adamello e del Disgrazia-Bregaglia la tonalite è più antica del granito, come risulta dagli studi di TRENER, REPOSSI e CORNELIUS. Lo stesso fatto sembra ripetersi nelle due lunghe lame intrusive di Eisenkappel, delle quali la meridionale, costituita da tonalite a tessitura parallela, sarebbe più antica della settentrionale, costituita invece da granitite talora anfibolica (bibl. 212-213).

condotti di conseguenza ad ammettere che anche il granito sia riferibile al ciclo magmatico cenozoico, confermando così le conclusioni tratte dallo studio dei rapporti di consanguineità del granito stesso con le altre masse eruttive periadriatiche e delle relazioni del fenomeno intrusivo con l'orogenesi alpina.

Le rocce basiche di Chiusa, di Lùson e di Fortezza sono sicuramente più giovani del granito di Bressanone (bibl. 31) e devono quindi essere considerate anch'esse di età terziaria. Siccome esse presentano, accanto a delle forme dioritiche e gabbriche, anche dei tipi alcalini, come le monzoniti, così si affaccia il problema se esistano dei legami fra il gruppo intrusivo di Chiusa e il non lontano distretto magmatico di Predazzo ⁽¹⁾.

Giunti alla conclusione dei nostri studi, non possiamo a meno di riconoscere la priorità e il grande valore delle geniali intuizioni del SUESS, il quale, ancora nel 1883, aveva intravisto il legame esistente fra le grandi dislocazioni di età alpina, come quella a sud della tonalite di Eisenkappel, quelle della Pusteria, delle Giudicarie, ecc. (« limite alpino-dinarico » *auct.*), e le singole masse intrusive allineate saltuariamente lungo il loro decorso (bibl. 214) ⁽²⁾. Questo concetto, d'importanza fondamentale per l'interpretazione tettonica delle Alpi, venne successivamente sostenuto o combattuto da geologi appartenenti alle scuole più diverse. Alcuni anni dopo le prime interpretazioni del SUESS, il BECKE, trattando della massa tonalitica delle Vedrette di Ries, venne alla conclusione che questo massiccio e gli analoghi corpi intrusivi dell'Adamello, di Bressanone, dell'Iseltal, del Prävali, ecc., appartengono ad un unico periodo di attività magmatica, il quale coinciderebbe cronologicamente con le grandi eruzioni svoltesi nella contigua area sud-orientale di sprofonda-

⁽¹⁾ CORNELIUS, basandosi su osservazioni sue (bibl. 224) e sugli studi di TELLER (bibl. 225), riteneva poco verosimile l'idea, espressa da SALOMON (bibl. 215), che la diorite di Chiusa appartenesse alla serie delle masse eruttive recenti della zona periadriatica. Egli era piuttosto propenso a credere che si trattasse invece di un'intrusione medio-triassica, se non anche più antica. Lo scorso anno però il CORNELIUS ci disse che, a suo giudizio, il problema dell'età della diorite di Chiusa non si poteva ancora considerare come risolto in maniera definitiva.

⁽²⁾ L'argomento venne poi magistralmente sviluppato dal SUESS nel terzo volume della sua monumentale opera « *Das Antlitz der Erde* ». (cap. VIII, paragrafo 6).

mento (bibl. 201). Nel 1897 il SALOMON diede alle stampe il suo ben noto studio sull'età, giacitura e costituzione delle masse granitiche periadriatiche, nel quale, ammesso che lo sprofondamento terziario sia stato la causa determinante dell'intrusione lungo le maggiori linee di disturbo, affermò la contemporaneità di questi due fenomeni e quindi l'età recente (eo-terziaria) delle masse granulari acide dell'arco periadriatico (bibl. 215).

Non ostante i continui e validi contributi che venivano portati alle nuove concezioni, l'idea dell'età recente delle masse intrusive periadriatiche trovava sempre degli oppositori. Così ad esempio, per quanto si riferisce al massiccio di Bressanone, ricorderemo che il TERMIER ne sosteneva l'età paleozoica, asserendo che la sua antichità è dimostrata, fra l'altro, dalla diffusa fratturazione che si riscontra in alcuni punti del corpo granitico (bibl. 36). Così pure il rinvenimento di presunti inclusi di « granito » nei porfidi quarziferi permiani della Val Sarentino, nonché della Valle di Nova, presso Merano, dava motivo a WOLFF e a SANDER di affermare l'età pre-permiana del granito di Ivigna-Bressanone (bibl. 189, 197 e 216) ⁽¹⁾. A questo proposito però il SANDER (bibl. 32), dopo le recenti scoperte dei geologi italiani (GIORGIO DAL PIAZ, bibl. 131), sembra abbia mutato il suo primitivo parere.

Anche lo STAUB (bibl. 34), pure accettando l'età terziaria del massiccio dell'Adamello, riferì al ciclo magmatico ercinico i corpi intrusivi di Monte Croce, Ivigna, Bressanone, Chiusa, Vedrette di Ries, Eisenkappel, Bacher, ecc. Le ragioni su cui si basa l'autore per giungere ad una simile conclusione sono le seguenti: 1^o) l'assenza di un contatto di natura primaria, intrusiva, fra terreni mesozoici e roccia magmatica; 2^o) la grande distanza fra il massiccio di M. Croce-Ivigna-Bressanone e quello dell'Adamello, senza tracce intermedie di legame rappresentate da qualche apofisi intrusiva.

⁽¹⁾ Vari autori, fra cui SPITZ (bibl. 223, pag. 240), FURLANI e CORNELIUS (bibl. 196, p. 295) hanno fatto presente la necessità di essere molto cauti nell'attribuire i predetti inclusi al granito di Bressanone, potendo invece trattarsi di frammenti di un altro granito più antico ma petrograficamente simile a quello di Bressanone, o di forme endogene massiccie del porfido quarzifero permiano.

La scoperta dei fenomeni di metamorfismo e di pneumatolisi nella dolomia principale di Rio Fosco in Val Casies e quella dei nuclei tonalitici allineati lungo la « linea delle Giudicarie » nelle Valli di Sole e di Non, da Malè a Rumo, in contatto primario con l'Oligocene, vengono però a far cadere anche le ultime argomentazioni contro l'età terziaria dei corpi intrusivi predetti. Di conseguenza, la carta tettonica delle Alpi pubblicata dallo STAUB, deve essere modificata per tutto il settore dell'Alto Adige, anche per quanto riguarda l'interpretazione dei vari massicci granitici, granodioritici, tonalitici e dioritici, da noi riferiti al ciclo magmatico alpino. È infatti evidente che i massicci di M. Croce-Ivigna-Bressanone, quello delle Vedrette di Ries e i minori nuclei di Rensen e della Cima di Vila non possono più essere considerati come facenti parte integrante delle « radici » delle falde austroalpine, ma devono essere invece attribuiti alle grandi intrusioni terziarie che presero posizione quando le massime linee strutturali della catena alpina erano ormai sostanzialmente delineate.

Poniamo termine alla presente trattazione, dando un rapido sguardo d'insieme alle molteplici masse intrusive terziarie dell'arco periadriatico, la cui esistenza ci sembra indissolubilmente legata alla presenza di importanti linee tettoniche di età alpina. Infatti, cominciando dalle Alpi Occidentali, si constata che la diorite di Traversella e la sienite di Biella affiorano a poca distanza dalla grande zona di dislocazione del Canavese (bibl. 104 e 226) ⁽¹⁾. Nelle Alpi Centrali, il massiccio del Disgrazia-Bregaglia si sviluppa subito a nord della linea insubrica, lungo la quale si estende con la sua stretta apofisi meridionale-occidentale. Nelle Alpi Orientali, l'etmolite dell'Adamello è compreso fra la linea insubrica (= linea del Tonale) a nord e la linea delle Giudicarie a est, e si collega verso nord-est con quel gigantesco arco intrusivo, costituito dai nuclei della Val di Sole, dal massiccio di M. Croce-Ivigna-

⁽¹⁾ Com'è noto, lo STAUB riferisce il granito del Lago Maggiore (Baveno) al Terziario, separandolo dai graniti del Lago d'Orta, di Valsesia e del Biellese, ch'egli ritiene ercinici (bibl. 34). In un recentissimo lavoro, il NOVARESE giunge invece alla conclusione che tutti questi graniti appartengono ad un'unica massa intrusiva, di età pretriasica (bibl. 227).

Bressanone e dai nuclei di Tesido, Planca e Gandelle, che si estende in corrispondenza alle linee di dislocazione delle Giudicarie e della Pusteria (= limite alpino-dinarico *auct. p. p.*). Il massiccio delle Vedrette di Ries, il nucleo della Cima di Vila e i filoni dell'Iseltal appartengono con ogni verosimiglianza ad un unico plutonite, disposto in tutta prossimità della dislocazione Defereggertal-Valle di Anterselva. Più ad oriente, le lame intrusive di Eisenkappel-Schwarzenbach in Carinzia sono fiancheggiate da importanti linee di disturbo. Infine, all'interno dell'arco periadriatico s. s., la diorite di Chiusa è situata in corrispondenza della linea di Funes (Villnöss), mentre le complesse masse intrusive di Predazzo e dei Monzoni appaiono legate alle fratture che hanno colpito quel settore della regione dolomitica (bibl. 228-229). Vediamo così, da un capo all'altro delle Alpi, ripetersi con sorprendente costanza il fatto significativo che i vari massicci terziari periadriatici sono sempre disposti lungo o presso grandi linee di dislocazione di età alpina. Questo fatto ci porta naturalmente a concludere che sono stati i grandi fenomeni orogenetici ad aprire le vie o per lo meno a creare le condizioni favorevoli per la salita e l'iniezione dei magmi profondi, probabilmente attivati e intrusi in conseguenza di cause tettoniche.

E qui si può inoltre rivolgersi la domanda se i diversi corpi eruttivi dell'area periadriatica non si riuniscano verso il basso a formare un unico, colossale plutonite, situato nelle parti più profonde dell'edificio alpino, nascoste alla nostra osservazione diretta. L'idea sembra convalidata dall'innegabile parentela magmatica che esiste fra molte rocce di questi massicci e in particolar modo fra quelle più antiche, le quali, com'è noto, presentano in prevalenza composizione tonalitica e sono ampiamente diffuse nei massicci del Disgrazia-Bregaglia, dell'Adamello, di Monte Croce-Ivigna-Bressanone, delle Vedrette di Ries, di Eisenkappel-Schwarzenbach, ecc. Si potrebbe forsanco immaginare che, in corrispondenza a quasi tutto l'arco periadriatico, si sia verificata una prima fase intrusiva, tonalitica, spesso ad evidente carattere sintettonico, più o meno contemporanea sull'intero fronte di attività magmatica. Le successive iniezioni e differenziazioni sembrano aver avuto

nei diversi massicci un carattere alquanto più indipendente e locale e, verosimilmente, esse si sono verificate in periodi di tempo distinti, anche se più o meno vicini.

Tutte le masse intrusive recenti dell'area periadriatica sono posteriori alle fasi massime dell'orogenesi alpina, verificatesi, come è noto, nel Terziario inferiore; tutte però hanno risentito, in grado maggiore o minore a seconda dei casi, gli effetti delle fasi tardive manifestatesi nel Terziario superiore. Queste ultime spinte hanno riaperto le vecchie ferite che avevano consentito l'intrusione dei magmi e che nello stesso tempo erano state da essi medesimi cicatrizzate. Da questi fatti, dai fenomeni di contatto primario fra il nucleo tonalitico di Sammocevo presso Malè in Val di Sole e i calcari oligocenici dinarici, dai relitti di vecchie topografie (medio-mioceniche) che si osservano in taluni massicci e dalla presenza di ciottoli di rocce appartenenti al plutonite del Disgrazia - Val Masino nei conglomerati miocenici della Lombardia, si può dedurre per le varie masse un periodo complessivo d'intrusione corrispondente all'Oligocene superiore e al Miocene inferiore.

Il carattere tardivo di queste intrusioni, rispetto al diastrofismo terziario, ci sembra spiegabile con l'idea che la salita del magma non potesse aver luogo durante i parossismi orogenetici del Paleogene, pel fatto che la pressione tettonica doveva comprimere e chiudere la massima parte delle fratture già esistenti e quelle in via di formazione. Invece nel periodo di collasso, se così possiamo esprimerci, che seguì alle fasi massime dell'orogenesi, le fratture, non più premute dalle spinte tangenziali, lasciarono libero il varco ai magmi, la cui salita sembra soprattutto dovuta, nel nostro caso, alle pressioni esercitate sulla massa fusa dalla zolla adriatico-padana, sprofondatasi notevolmente rispetto alle altre parti della catena alpina.

BIBLIOGRAFIA

1. ANGEL F. - *Gesteine von südlichen Grossvenediger*. « Neues Jahrb. f. Miner. ecc. », Beilage Bd., LIX, Abt. A, 1929, pp. 223-272.
2. — *Gesteinkundliche und geologische Beobachtungen in Osttirol, Venediger-Abschnitt der Hohen Tauern*. 1929, pp. 53-63 con 1 Tav. di profili.
3. — *Über Plagioklasfüllungen und ihre genetische Bedeutung*. « Mitt. Naturwiss. Vereines für Steiermark », Bd. 67, 1930, pp. 36-52.
4. ASCHER H. e POWONDRA K. - *Ueber geologisch-technische Erfahrungen beim Bau der Stubachwerkes*. « Jahrb. geol. Bundesan. », Wien, 1930, vol. LXXX, pp. 261-308, Tav. XV-XXIII, con carta geologica 1: 25.000.
5. BECKE F. - *Gebiet d. mittler. Ahrntal und Zemmgrund*. « Anzeiger k. Ak. der Wissensch », Wien, 1894.
6. — *Granitgneissmasse des Zillertal-Hauptkammes*. « Anzeig. Ak. Wiss. », Wien, 1897.
7. — *Westende der Hohen Tauern, VIII, Führer für die Exkursionen des 9 internationalen Geologen-Kongresses*. Wien, 1903.
8. — *Chemische Analysen von Kristallinen Gesteinen der Zentralkette der Ostalpen*. « Denkschr. Ak. Wiss. Wien », 1913, LXXV, 1, 153.
9. — *Differentiationerscheinungen in Zentralgneiss der Hohen Tauern*. « Handb. d. D. Mineral. Gesell. », Lipsia 1922.
10. CHRISTA E. - *Das Gebiet der oberen Zemmgrundes in den Zillertaleralpen, I Teil*. « Jahrb. geol. Bundesan. », Wien, Bd. LXXXI, 1931, pp. 533-634, con carta geologica alla scala 1: 20.000.

11. FRECH F. - *Ueber den Gebirgsbau der Tirolerzentralalpen mit besonderer Rücksicht auf den Brenner*. «Wissensch. Ergänzungsheft z. Zeitschr. D. Ö. Alpenverein», 1905, vol. II, 98 pp., 25 Tav., 48 figg. e 1 carta geologica 1: 75.000.
12. KÜLBL L. - *Zur Tektonik des mittleren Abschnittes der Hohen Tauern*. «Centralblatt f. Miner. ecc.», 1924, N. 19, pp. 590-593.
13. — *Aufnahmebericht über das Kartenblatt Hippach-Wildgerlosspitze*. «Verh. geol. Bund. An.», 1931, Bericht f. 1930, pp. 39-41.
14. — *Zur Tektonik des Tauernfenster*. «Anzeig. Ak. Wiss.» Wien, 1931, N. 24.
15. — *Aufnahmebericht über das Kartenblatt Hippach-Wildgerlosspitze*. «Verh. d. geol. Bund. An.», Wien, 1932, Bericht f. 1931, pp. 35-37.
16. — *Das Nordostende des Gross-Venedigermassiv*. «Sitzungsber. Ak. Wiss. Wien», Abt. 1, math. naturwiss. Kl., 141, Bd., 1932, pp. 39-66.
17. — *Das Nordrand des Tauernfenster zwischen Mittersill und Kaprun*. «Anz. Ak. Wiss. Wien», 1932, N. 23.
18. KÜLBL L. e SCHIENER A. - *Zur Petrographie und Tektonik der Gross-Venediger Gruppe in den Hohen Tauern*. «Centralblatt. f. Miner. ecc.», Abt. B., N. 3, pp. 174-179.
19. LÖWL F. - *Profil durch den Westflügel der Tauernkette*. «Jahrbuch d. geol. Reichsan.», 1881, p. 446.
20. — *Der Grossvenediger*. «Jahrb. d. geol. Reichsan.», Wien, 44 Bd., 1894.
21. — *Exkursion quer durch den mittleren Abschnitt der Hohen Tauern*. «Führer für die Exkursionen der 9 intern. Geologen-Kongresses», Wien, 1903.
22. SANDER B. - *Vorläufige Mitteilung über Beobachtungen am Westende der Hohen Tauern*. «Verhandl. d. geol. Reichsan.», Wien, 1909, pp. 204-206.
23. — *Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern. (Erster Bericht)*. «Denkschr. Ak. Wiss. Wien», Bd. 82 (1911), Wien, 1914, pp. 257-318, con 4 Tav.
24. — *Geologische Exkursionen durch die Tuxeralpen und den Brenner*. Führer zu geol. Exkursionen in Graubünden und in den Tauern», Lipsia, 1913, Max Weg.
25. — *Aufnahmebericht über Blatt Sterzing-Franzenfeste. (Vipiteno-Fortezza)*. «Verh. geol. Reichsan. Wien», N. 14, 1914.
26. — *Beiträge aus den Zentralalpen zur Deutung der Gesteinsgefüge*. «Jahrb. geol. Reichsan.», Wien, Vol. LXIV, 1915 (1914) pp. 567-634, con 12 Tav.

27. SANDER B. - *Zur Geologie der Zentralalpen. I. Alpino-dinarische Grenze in Tirol; II. Ostalpin und Lepontin; III. Stand der Deckentheorie in den Alpen.* « Verh. geol. Reichsan. Wien », 1916, N. 9 e 10.
28. — *Geologischen Studien am Westende der Hohen Tauern (Zweiter Bericht).* « Jahrb. geol. Reichsan. », Bd. 70, (1920), Wien, 1921, pp. 273-296, con carta geologica 1: 100.000 e una tavola di profili 1: 50.000.
29. — *Zur Geologie der Zentralalpen. Mit Beiträgen von AMPFERER O. u. SPLENGER E.* « Jahrb. geol. Reichsan. » Wien, LXXI, Bd. 1921, pp. 173-224, con una carta tettonica e 6 figg. nel testo.
30. — *Aufnahmbericht über Blatt Matrei.* « Verh. geol. Bundesan. », Wien, 1925, p. 12.
31. — *Foglio Bressanone della Carta geologica delle Tre Venezie alla scala 1: 100.000, e relative « Note illustrative » (1925), di pp. 1-57, con 1 Tav. di profili.* Pubblicazioni edite a cura della Sezione Geologica del R. Magistrato alle Acque di Venezia.
32. — *Erläuterungen zur geologischen Karte Meran-Brixen.* « Schlernschriften », 1929, pp. 1-111, con 4 Tavole.
33. STACHE - *Die Kristallinenschiefergesteine im Zillertale in Tirol.* « Verhandl. geol. Reichsan. », Wien 1870, pp. 216 e 260; 1871, p. 217.
34. STAUB R. - *Der Bau der Alpen.* « Beitr. Geol. Karte der Schweiz », N. F. 52 Lief., Bern. 1924, con una carta tettonica 1: 1.000.000, 2 Tavole di profili in 4 fogli e molte figure nel testo.
35. TELLER F. - *Über die Lagerungsverhältnisse im Westflügel der Tauernkette.* « Verh. geol. Reichsan. », Wien, 1882, p. 241.
36. TERMIER P. - *Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes.* « Bull. Soc. Géol. Fr. », 4 sér., Vol. III, 1903, pp. 711-765, con 2 Tav.
37. — *Les Alpes entre le Brenner et la Valtelline.* « ibidem », 4 sér., Vol. V, 1905, pp. 209-289, con 2 Tav.
38. — *La structure géologique des Alpes orientales.* « C. R. Ac. Sc. », Paris, 1909, pp. 159-161, 212-215.
39. — *Résultats scientifiques de l'Excursion alpine de la « Geologische Vereinigung »: les nappes lépontiennes dans les Tauern.* « C. R. Ac. Sc. », 1912, t. 155, p. 678.
40. — *Sur la structure des Alpes orientales: 1. Fenêtre des Tauern et zone des racines.* « C. R. Ac. Sc. », 1922, t. 175, p. 924; 2. *Rapports des Dinarides et des Alpes.* « ibidem », p. 1173; 3. *Origine de la nappe superalpine. Problème de l'âge des grandes nappes.* « ibidem », p. 1366.

41. WEINSCHENK E. - *Beiträge zur Petrographie der östlichen Zentralalpen, speziell des Grossvenedigerstockes. I. Über die Peridotite und die aus ihnen hervorgegangenen Serpentinegesteine. II. Über das granitische Zentralmassiv und die Beziehungen zwischen Granit und Gneiss.* « Abhandl. d. k. bayr. Ak. Wiss. », II Kl., XVIII Bd., III Abt., 1894.
42. — *Ebenda. Die kontaktmetamorphe Schieferhülle u. s. w.* « ibidem », XXII Bd., II Abt., 1903.
43. BIANCHI A. - *Appunti petrografici sulla regione delle Alpi Aurine e delle Vedrette Giganti (Alto Adige) Nota I.* « Rend. R. Acc. Lincei » Vol. IX, ser. 6, 1^o sem. giugno 1929, pp. 1145-1150;
44. — *Nota II.* « ibidem », 2^o sem., pp. 105-111.
45. — *Osservazioni petrografiche sulla regione dello Zemmgrund (Zillertaleralpen, Austria).* « Atti Soc. Ital. Progresso Scienze », XXI Riunione, Roma, Ottobre 1932.
45. a — *Differenziazione chimica degli ortogneiss delle Alpi Aurine.* Di prossima pubblicazione.
46. BIANCHI A. e DAL PIAZ GB. - *Ricerche geologico-petrografiche su le Alpi Aurine e Pusteresi (Alto Adige).* « Boll. Soc. Geol. Ital. », Vol. XLVIII, 1929, Roma, 1930, pp. 333-359, con una carta geologica alla scala 1 : 200.000.
47. — *Carta geologica dell'alta Valle Aurina* alla scala 1 : 25.000, rilevata negli anni 1927-30.
48. — *Foglio Vetta d'Italia della Carta geologica delle Tre Venezie*, alla scala 1 : 100.000, pubblicata a cura della Sezione Geologica del R. Magistrato alle Acque di Venezia; 1927-30.
49. BIANCHI A.; DAL PIAZ GB.; MERLA G.; FURLANI M. - *Foglio Monguelfo della Carta geologica delle Tre Venezie*, alla scala 1 : 100.000, pubblicata a cura della Sezione Geologica del R. Magistrato alle Acque di Venezia; 1928-30.
50. DAL PIAZ GB. - *Appunti geologici sulla regione delle Alpi Aurine e delle Vedrette Giganti (Alto Adige), Nota I.* « Rend. R. Acc. Lincei », Vol. X, serie 6, 2^o sem. 1929, pp. 270-273.
51. — *Nota II.* « ibidem », pp. 376-379.
52. — *Ricerche geomorfologiche nell'Alto Adige orientale.* « Rivista di Studi Trentini di Scienze Naturali », Vol. XI, 1930, fasc. III, pp. 1-27, con 4 Tavole e 2 figg. nel testo.

53. DAL PIAZ GB. - *Su alcuni fenomeni geologici avvenuti durante il Paleozoico superiore nella zona penninica della Tetide corrispondente al ricoprimento quinto (Gran Paradiso e Gran Veneziano-Alpi Aurine)*. «Atti dell'Associazione Mineraria del Piemonte», Torino, Giugno 1931.
54. — *Studi geologici nell'Alto Adige*. «Eclogæ geol. Helvetiæ», Vol. 24, N. 2, 1931, pp. 200-203.
55. — *Risultati di escursioni geologiche nella regione dello Zemmgrund nelle Zillertaleralpen (Austria)*. «Atti della Soc. Ital. per il Progresso delle Scienze», XXI Riunione, Roma, ottobre 1932.
56. CAVINATO A. - *I minerali di Valle Aurina e i loro giacimenti*. «Studi Trentini di Scienze Naturali», Vol. XI, 1930, fasc. I, pp. 1-58.
57. BIANCHI A. - *Studi Petrografici sull' Alto Adige Orientale* «Memorie dell'Istituto Geol. di Padova», Vol. X, 1934, con 16 Tav., un panorama e numerose figure nel testo.
58. CORBIN P. e OULIANOFF N. - *Recherches tectoniques dans la partie centrale du massif du Mont Blanc*. «Bull. Soc. Vaudoise Sc. Nat.», Vol. 56. N. 217, 1926, pp. 101-114.
59. — *Les roches basiques de la région du Lac Cornu (Aiguilles Rouges) et la question de leur origine*. «Bull. Soc. Géol. de France», 4 sér., t. XXVIII, 1928, pp. 43-54.
60. CAVINATO A. - *Studio petrografico di alcune rocce dell' Adamello*. «Studi Trentini di Sc. Nat.», Vol. VIII, fasc. II, Trento 1927, pp. 1-30, con 1 Tav.
61. SEDERHOLM J. J. - *Über die Entstehung der migmatischen Gesteine*. «Geolog. Rundschau», 4, 1913.
62. — *On Migmatites and associated pre-cambrian rocks of South Western Finland, Part I*. «Bull. Comm. géol. de Finlande», N. 58, 1923, pp. 1-153, con 8 Tav. e 64 figg. nel testo.
63. — *Part II*. «ibidem», N. 77, 1926, pp. 1-143, con una carta geologica, 9 Tav. e 57 figg. nel testo.
64. — *Om granit och gneiss (on granit and gneiss)*. «Bull. Comm. Géol. de Finlande», N. 23, 1907, pp. 1-110, con 8 Tav. fot., 1 Tav. a colori, una carta geol. e 11 figg. nel testo.
65. — *Die regionale Umschmelzung (Anatexis) erläutert an typischen Beispielen*. «Intern. Geol. Congr.», Stockholm, C. R. T. I^o, 1912.
66. — *Om Palingenesen i den Sydfinska Skärgården samt den Finska Örbergsindegårdens Inningen*. «Geol. Föhr.», Stockholm, 1912.

67. SEDERHOLM J. J. - *Pre-Quaternary Rocks of Finland*. « ibidem », N. 91, 1930, pp. 1-47, con 40 figg. nel testo e una carta.
68. — *On the Geology of Fennoscandia*. « ibidem », N. 98, 1932, pp. 1-30, con carta geologica.
69. VOGT J. H. L. - *Die Genesis der Granite physikochemisch gedeutet*. « Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesell. », Bd. 83, 1931, pp. 193-214, con 10 figg.
70. BOWEN N. L. - *The Evolution of igneous Rocks*. 1928.
71. SONDER R. A. - *Untersuchungen über den Differentiationsverlauf der spätpaläozoischen Granitintrusionen im zentralen und westlichen Gotthardmassiv*. « Schweiz. Min. Petr. Mitt. », 1921, Vol. I, pp. 323-391, con 3 figg. e una carta.
72. DRESCHER F. K. e STORZ M. - *Ergebnisse petrographisch-tektonischer Untersuchungen im Bergeller Granit*. « Neues Jahrb. f. Miner. ecc. », Beilage Bd., LIV, Abt. A., 1926, pp. 284-291.
73. STAUB R. - *Über Wesen, Alter und Ursachen der Gesteinmetamorphosen in Graubünden*. « Vierteljahrschr. Naturfor. Gesell. Zürich », LXV, 1920, pp. 1-54.
74. CLOOS H. - *Der Mechanismus tiefvulkanischer Vorgänge*, pp. 1-95, Vieweg, Braunschweig, 1921.
74. a — *Tektonik und Magma, Untersuchungen zur Geologie der Tiefen, Bd. I*. « Abhandl. Preuss. Geolog. Landesanstalt », 1922, N. F., Heft. 89, 192, pp. 1-141, con 3 Tav. e 41 figg.
75. — *Die « Batholithen » des Bayrischen Waldes und der Pfahl*. « Geolog. Rundschau », 1923, Vol. XIV, p. 12.
76. — *Das Batholitenproblem*. « Fortschritte der Geologie und Palaeontologie », 1923, pp. 1-80, con 24 figg.
77. — *Tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen, I. Das Riesengebirge*, Berlin, 1925, Borntraeger, pp. 1-194, con 4 Tav. e 75 figg. nel testo.
78. — *Zur Tektonik alpiner Granitplutone*. « Geolog. Rundschau », Vol. XVIII, 1927, p. 396.
79. — *Zur Mechanik der Randzonen von Gletschern, Schollen und Plutonen*. « Geolog. Rundschau », Vol. XX, 1929, p. 66.
80. CLOOS H.; BALK R.; CLOOS E. e SCHOLTZ H. - *Die Plutone des Passauer Waldes*. « Monographien zur Geologie und Palaeontologie », Ser. II, Heft. 3, 1927, pp. 1-182, con una carta tettonica e 122 figg.
81. CORBIN P. e OULIANOFF N. - *Carte géologique du massif du Mont Blanc, alla scala 1: 20.000. Feuilles: Servoz-Les Houches, Chamonix, Les Tines*,

- Vallorcine e relative Notices explicatives*, Paris, 1927-30, editore HENRY BARRÈRE.
82. SUESS F. E. - *Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge*. Berlin, 1926, Borntraeger, pp. 1-268, con 28 figg. e 2 Tav. Si veda in proposito l'interessante recensione di E. RAGUIN, *La tectonique hercynienne dans l'Europe centrale et occidentale, a propos du dernier livre de FR. E. SUESS*, « *Revue générale d. Sciences* », 31 marzo 1927.
83. KÜLBL L. - *Die Tektonik der Granatspitzgruppe in den Hohen Tauern*. « *Sitz. Ak. Wiss. in Wien* », Abt. I, 133 Bd, 7 u. 8 Heft, 1924, Wien 1925.
84. HERITSCH FR. - *Die Deckentheorie in den Alpen*. « *Fortschritte der Geologie und Palaeontologie* », 1927.
85. — Traduzione inglese dell'opera summenzionata: *The Nappe Theory in the Alps*, Methuen, Londra 1929, pp. 1-228, con 16 figure e 48 Tav. e diagrammi.
86. ANGEL F. e HERITSCH F. - *Das Alter der Zentralgneise der Hohen Tauern*. « *Centralbl. f. Mineral. ecc.* », Jahrg. 1931, Abt. B, N. 10, pp. 516-527.
87. CORNELIUS H. P. - *Zur Vorgeschichte der Alpenfallung*. « *Geolog. Rundschau* » Bd. XVI, Heft 5 e 6, 1925, pp. 350-434.
88. KOBER L. - *Über Bau und Entstehung der Ostalpen*. « *Mitt. Geol. Gesell. Wien* », 1912, Vol. V, Heft 4, pp. 368-481, con 7 Tav.
89. — *Bericht über die geotektonischen Untersuchungen im östlichen Tauernfenster und seiner weiteren Umrahmung*. « *Sitzungb. Ak. Wiss. Wien* », Bd. CXXI, Abt. I, giugno 1912, pp. 425-459.
90. — In collaborazione con F. BECKE, *Geologische Exkursionen durch die Radstätter Tauern und dem Ostrand des «lepontinischen Tauernfensters» und den Zentralgneiss*, estratto da « *Führer zu geolog. Exkursionen in Graubünden und in den Tauern* », pubblicato dalla Geologische Vereinigung, Lipsia, Max Weg 1913, pp. 52-65.
91. — *Das östliche Tauernfenster*. « *Denkschr. Ak. Wiss. Wien* », 1922.
92. — *Bau und Entstehung der Alpen*. « *Borntraeger* », Berlino 1923, pp. 1-283, con 102 figg. e 8 Tav.
93. — *Das alpine Europa*. « *Borntraeger* », Berlino 1931, pp. 1-310, con 33 figg. nel testo e 3 Tav.
94. CORNELIUS H. P. - *Über einige Probleme der penninischen Zone der Westalpen*. « *Geolog. Rundschau* », Bd. XI, Heft. 7/8, 1921, pp. 289-318.

95. JENNY H. - *Die alpine Faltung*. « Borntraeger », Berlino 1924, pp. 1-176, con 25 figg., una tabella e 3 Tavole.
95. a ROVERETO G. - *Falde a trucioli e falde a doppio viaggio*. « Rend. R. Acc. Lincei », classe di Sc. fisiche ecc. serie VI, Vol. XIV, fasc. 3-4, pp. 75-77, 23 Luglio 1931.
96. NOVARESE V. - *Dioriti granitoidi e gneissiche della Valsavaranche (Alpi Graie)*. « Boll. R. Com. Geol. Ital. » 1894, N. 3, pp. 275-301.
97. — *Il profilo della Grivola*. « ibidem », 1909, fasc. I, pp. 497-525.
98. DAL PIAZ GB. - *Geologia della catena Grand Nomenon - Grivola - Herbetet*. « Mem. Ist. Geol. Padova », Vol. VII, 1928, pp. 1-83, con 8 figg., 2 Tav. e una carta geologica alla scala 1: 25.000.
99. BECKE F. e UHLIG V. - *Erster Bericht über petrographische und geotektonische Untersuchungen in Hochalmmassiv und in den Radstädter Tauern*. « Sitzb. Ak. Wiss. Wien », Bd. CXV, Abt. 1, 1906, pp. 1694.
99. a UHLIG V. - *Der Deckenbau der Ostalpen*. « Mitt. geol. Gesell. in Wien », 1909, Vol. II, pp. 462-491, 1 Tav.
100. STARK M. - *Vorläufiger Bericht über geologische Aufnahmen im östlichen Sonnblickgebiet und über die Beziehungen der Schieferhüllen des Zentralgneises*. « ibidem », Bd. CXXI, Abt. I, 1912, pp. 195-226, con 1 Tav.
101. WINKLER A. - *Tektonische Probleme in den östlichen Hohen Tauern*. « Geol. Rundschau », Bd. XV, Heft 4, pp. 373-384.
101. a — *Bemerkungen zur Geologie der östlichen Tauern*. « Verhand. geol. Bundesan. », Wien 1923, N. 5/6.
102. — *Geologische Probleme in den östlichen Tauern. I. Teil*. « Jahrb. geolog. Bundesan. », 76 Bd., 1926, Heft 3 e 4, pp. 245-322, con 2 Tav. e 25 figg.
103. ARGAND E. - *La géologie des environs de Zermatt*. « Actes Soc. Helv. Sc. Nat. », Zermatt 1923, pp. 96-110.
104. R. UFFICIO GEOLOGICO - *Carta geologica delle Alpi occidentali*, alla scala 1: 400.000.
105. — *Carta geologica d' Italia alla scala 1: 100.000*, fogli Monte Rosa, Domodossola e Varallo.
106. — *Idem, fogli Gran Paradiso e Ivrea*.
107. — *Idem, fogli Susa, Pinerolo e Dronero*.
108. FRANCHI S. e NOVARESE V. - *Appunti geologici e petrografici sui dintorni di Pinerolo*. « Boll. R. Com. Geol. », 1895, N. 4, p. 385.
109. NOVARESE V. - *I giacimenti di grafite delle Alpi Cozie*. « Boll. R. Com. Geol. », 1898, N. 1. Per quanto si riferisce alla geologia delle Alpi occidentali,

- si consulti anche le « Relazioni di rilevamento » pubblicate in « Boll. del R. Com. geologico ».
110. ARGAND E. - *Les nappes de recouvrement des Alpes occidentales et les territoires environnants. Essai de carte structurale au 1: 500.000^e, avec trois planches de coupes au 1: 400.000^e et au 1: 800.000^e.* « Matér. Carte géol. Suisse », Nouv. sér., livr. XXVII, carte spéciale N. 64, 1911.
111. — *Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux.* « ibidem », Nouv. série, XXXI livr., 1911.
112. — *L'exploration géologique des Alpes Pennines Centrales.* « Bull. de Laboratoire de géologie ecc. de l'Université de Lausanne », N. 14, estratto dal « Bull. Soc. Vaudoise de Sc. Naturelles », Vol. XLV, N. 166.
113. — *Sur l'arc des Alpes occidentales.* « Eclogæ geologicæ Helvetiæ », Vol. XIV, N. 1, 1916, pp. 145-191, con 2 Tav.
114. STAUB R. - *Über Faciesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizeralpen.* « Beitr. geolog. Karte der Schweiz », N. F. XLVI Lief., III Abt., 1917, con 4 Tav.
115. HEIM A. - *Geologie der Schweiz.* Lipsia, Tauchnitz. 1919-1922.
116. STAUB R. - *Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebirge.* « Vierteljahrsh. Nat. Gesell. Zürich », 1915.
117. CORNELIUS H. P. - *Petrographische Untersuchungen in den Bergen zwischen Septimer und Julierpass.* « Neues Jahrb. f. Min. ecc. », Bl. Bd. XXXV, 1912. p. 374.
118. SCHUPPLI H. - *Petrographische Untersuchungen in Gebiete des Piz Languard (Oberengadin).* « Schweiz. Miner. u. petrogr. Mitt. », I, 1921.
119. WINTERHALTER R. U. - *Zur Petrographie und Geologie des ostlichen Gotthardmassiv.* « Schweiz. Min. petr. Mitt. », X, 1930, p. 38.
120. GRUBEMANN-NIGGLI - *Die Gesteinmetamorphose.* I, Berlin, Borntraeger, 1924.
121. SANDER B. - *Gefügekunde der Gesteine, mit besonderer Berücksichtigung der Tektonite.* Wien 1930.
122. ARGAND E. - *Plissements précurseurs et plissements tardifs des chaînes de montagnes.* « Actes Soc. Helv. Sc. Nat. », Neuchâtel, 1920.
123. NOVARESE V. - *La formazione diorito-kinzigitica in Italia.* « Boll. R. Ufficio Geol. d'Italia », Vol. LVI, 1931, N. 7.
124. STELLA A. - *Il problema geotettonico dell'Ossola e del Sempione.* « Boll. d. R. Comit. Geol. d'Italia », 1905, N. 1.
125. SCHMIDT C. e PREISWERK H. - *Erläuterungen zur geologischen Karte der*

- Simplongruppe*. « Geolog. Karte der Schweiz », N. 6, Zurigo 1908. Vedi anche l'elenco bibliografico a pag. 70.
126. BIANCHI A. - *L'epidoto delle intercalazioni basiche nel gneiss del Cervandone e dell'Arbola (Val Devero) e le rocce che ne formano i giacimenti*. « Boll. Soc. Geol. Ital. », Vol. XLII, 1923, fasc. N. 2.
127. — *I minerali della Val Devero*. « Mem. Istituto Geol. di Padova », Vol. XI, con numerose tavole. In preparazione.
128. CORNELIUS H. P. - *Zur Auffassung des westlichen Ostalpenrandes*. « Eclog. Geol. Helv. », Vol. 21, N. 1, 1928, pp. 157-163.
129. — *Geologische Karte der Err-Julier Gruppe*. 1: 25.000, in due fogli, « Beitr. Geolog. Karte der Schweiz », Spezialkarte N. 115 A e B, 1932.
130. ANGEL F. e HERITSCH F. - *Das Alter der Zentralgneiss der Hohen Tauern*. « Centralblatt f. Min. ecc. », 1931, Abt. B, N. 10 pp. 516-527.
131. DAL PIAZ GIORGIO - *Il confine alpino-dinarico dall'Adamello al massiccio di Monte Croce nell'Alto Adige*. « Atti Acc. Veneto-Trentino-Istria », Vol. XVII, Padova 1926.
132. FRANCHI S. - *Contribuzione allo studio delle rocce a glaucofane e del metamorfismo onde ebbero origine nella regione ligure-alpina occidentale*. « Boll. R. Com. Geologico », 1902, N. 4.
133. SEMERANO G. - *Sulla natura di alcuni gneiss della regione fra Alpi Aurine e Vedrette Giganti (Alto Adige)*. « Atti Acc. Veneto-Trentino-Istria », Padova 1929, Vol. XX, pp. 29-40.
134. WEGMANN C. E. - *Zur Geologie der St Bernhardsdecke im Val d'Hérens (Wallis)*. « Bull. Soc. Neuchâteloise de Sc. Nat. », t. XLVII, 1922, pp. 1-63.
135. — *Über die Metamorphosen der Prasinite in der St Bernhardsdecke im Wallis (Schweiz)*. « Eclog. geol. Helvetiae », Vol. 23, N. 2, 1930, p. 683.
136. SUSS E. - « Anzeiger der Ak. d. Wissensch., Wien », XXVII, 1890, p. 245.
137. TERMIER e KILIAN - *Sur l'Age des Schistes lustrés des Alpes Occidentales*. « C. R. Ac. Sc. » Parigi 1920.
138. FRANCHI S. - *Sull'età mesozoica della zona delle pietre verdi nelle Alpi occidentali*. « Boll. R. Com. geol. d'Italia », Vol. XXIX, 1898, pp. 173-247, e 325-482, con una carta geologica, 3 Tavole di profili, 1 Tavola fotografica e 32 figure nel testo.
139. — *Ancora sull'età mesozoica della zona delle pietre verdi nelle Alpi occidentali*. « ibidem », Vol. XXXV, 1904, pp. 125-178, con 2 Tav. di profili.
140. CORNELIUS H. P. - *Zur Frage der Beziehungen von Metamorphose und Tekto-*

- nik in den französischen Alpen. « Mitt. Geol. Gesell. Wien », Bd. XXIII, (1930), pp. 142-151.
141. DAL PIAZ GB. - Nuove osservazioni geologiche sulla regione compresa fra il torrente Aurino e il fiume Rienza (Alto Adige). « Rend. R. Acc. Lincei », 23 ottobre 1929, Vol. X, serie VI, fasc. 10, pp. 518-522.
142. SCHOKLITSCH K. - Gesteinkundliche und geologische Studien im Gebiete zwischen Venediger- und Rieserferner-Gruppe. « Neues Jahrb. für Miner. » Beil. Bd. 66, Abt. A., 1933, pp. 226-274, con 17 figure.
142. a — Nachträgliche Korrekturen und Ergänzungen zur Arbeit: Gesteinkundliche und geologische Studien im Gebiet zwischen Venediger - und Rieserfernergruppe, « ibidem », Beil. Bd 67, Abt. A., 1933, pp. 486-488.
142. b — Bericht über die geologisch-petrographische Aufnahme des hintersten Deferegggen - und Iseltales, « Verh. Geolog. Bundesan. » Wien 1934, N. 4/5, pp. 63-64.
143. BEKE FR. - Gyps im Ahrntal. « Tschermak's Miner. Mitt. », Wien 1913, Vol. XXXII, pp. 138-140.
144. CORNELIUS H. P. - Vorläufiger Bericht über geologische Aufnahmen im Stubach und Kaprunertal (Glocknergruppe). « Verh. geol. Bundesanstalt. Wien », 1930, N. 4, pp. 117-121.
145. — Zweiter Bericht über geologische Aufnahmen in der nördlichen Glocknergruppe. « ibidem », 1931, N. 3/4, pp. 102-106.
146. CORNELIUS H. P. e CLAR E. - Dritter Vorbericht über geologische Aufnahmen im Glocknergebiet. « ibidem », 1932, N. 3, pp. 75-80.
146. a — Vierter Vorbericht über geologische Aufnahmen in der Glocknergruppe, « Verh. geolog. Bundesan. », 1933, N. 4, pp. 76-80.
147. HOTTINGER A. - Über geologische Untersuchungen in den Zentraler Hohen Tauern. « Eclogie geol. Helv. », 1931, Vol. 24, N. 2, pp. 168-190.
148. WEINSCHENK E. - Ueber Serpentine aus den östlichen Centralalpen und deren Contactbildungen. « Habilitationsschrift », München 1891.
149. TERMIER P. - Le pays de nappes des Alpes Françaises. « C. R. Ac. Sc. », t. 186, 1928, p. 113.
150. HERMANN F. - Conceptions nouvelles sur la tectonique des Alpes franco-italiennes. « C. R. Ac. Sc. », t. 185, 1927, p. 1204.
151. — Studi geologici nelle Alpi Occidentali. 5. Il ricoprimento dei calcescisti fra i massicci d' Ambin e del Gran Paradiso. « Mem. Ist. Geol. Padova » Vol. VIII, 1930.

152. HERMANN F. e RAGUIN E. - *Carta geologica della regione compresa fra i massicci d' Ambin e del Gran Paradiso*. « ibidem », Vol. VIII, 1930.
153. RAGUIN E. - *Sulla struttura della « Nappe des Schistes lustrés » nell' alta Moriana (Francia)*. « ibidem », Vol. VIII, 1930.
154. STEINMANN G. - *Die Ophiolitischen Zonen in Mediterranen Kettengebirgen*. « C. R. XIV.^e Congrès Géol. Intern. », 1926, Madrid 1927, pp. 1-33.
155. PREISWERK H. - *Über die Struktur der nördlichen Tessiner Alpen*. « Verh. Schweiz. Naturfor. Gesell. », 95 Jahresvers., Altdorf 1912, II.
156. ESCHER G. B. - *Über die prätriasische Faltung in den Westalpen*. Diss. Zürich, Amsterdam 1911.
157. VINASSA DE REGNY P. - *Sull'estensione del Carbonifero superiore nelle Alpi Carniche*. « Boll. Soc. Geol. Ital. », Vol. XXV, 1906.
158. — - *A proposito dell'esistenza del Culm nelle Alpi Carniche*. « Rend. R. Acc. Lincei », Vol. XV, 1906.
159. VINASSA DE REGNY P. e GORTANI M. - *Le Paléozoïque des Alpes Carniques*. « Compte Rendu du XI Congrès Géol. Intern. », 1910, pp. 1907-1911.
160. — — - *La trasgressione neocarbonifera nelle Alpi Carniche e nelle Caravanche*. « Rend. R. Acc. Lincei », Classe Sc. Fis. Mat. e Nat., Vol. XXVIII, 1919.
161. GORTANI M. - *Guida Geologica del Friuli*. Vol. I, parte generale, fasc. I, Tolmezzo 1926.
162. GORTANI e DESIO - *Foglio Pontebba della Carta geologica delle Tre Venezie*, alla scala 1: 100.000, rilevata a cura della Sezione geologica del R. Magistrato alle Acque di Venezia.
163. — - *Note illustrative dello stesso*, Padova 1927.
164. VINASSA, GORTANI e ZENARI. - *Foglio Ampezzo della Carta geologica delle Tre Venezie*, alla scala 1: 100.000, rilevata a cura della Sezione geologica del R. Magistrato alle Acque di Venezia.
165. STAUB R. - *Profile durch die Westlichen Ostalpen*. Estratto dalla *Geologie der Schweiz* di A. HEIM, 1921.
166. SENARCLENS - GRANCY W. - *Beiträge zur Geologie der Deferegger Berge und der westlichen Schobergruppe in Osttirol*. « Centralblatt f. Min. etc. », 1932, Abt. B, N. 10, pp. 481-490.
167. ARGAND E. - *La tectonique de l'Asie*. « Compte Rendu du XIII^e Congrès géol. Intern., Belgio 1922 », Liegi 1924, pp. 171-372, con 27 figg.

168. CADISCH J. - *Der Bau der Schweizeralpen, räumlich dargestellt und kurz erläutert*, con tettonogramma a colori, e con 9 figg. nel testo. « Orell Füssli », Zürich, 1925.
169. LUGEON M. - *Sur l'existence de deux phases de plissements paléozoïques dans les Alpes occidentales*. « C. R. Ac. Sc. », t. 153, p. 842, 30 ottobre 1911.
170. — *Sur quelques conséquences de l'hypothèse d'un dualisme des plissements paléozoïques dans les Alpes occidentales*. « ibidem », t. 153, p. 984, 13 Novembre 1911.
171. — *Trois tempêtes orogéniques, la Dent de Morcles*. « Livre jubilaire du Centenaire de la Soc. Géol. de France », pp. 499-512. con una tavola a colori.
172. KOBER L. - *Die erdgeschichtliche Bedeutung der Metamorphiden und das Tauernfenster*. « Centralblatt f. Min. Geol. ecc. », Abt. B, 1933, N. 6, pp. 305-314.
173. TELLER F. - *Foglio Bruneck della Carta austriaca alla scala 1: 75.000*. Carta geologica manoscritta depositata presso la Geologische Bundesanstalt di Vienna.
174. — *Ueber die Aufnahmen im Hochpustertale*. « Verhandl. geol. Reichsan., Wien », 1882, pp. 342-346.
175. FURLANI-CORNELIUS M. - *Der Drauzug in Hochpustertal*. « Mitt. Geol. Gesell. in Wien », V, 1912, pp. 252-271, con una carta alla scala 1: 225.000 e numerosi profili.
176. — *Die Triaszonen im Hochpustertal, Eisack u. Pensertal in Tirol*. « Denkschrif. der Ak. d. Wiss. », Wien 1919, Bd. 97, Vienna 1921 pp. 33-54 con una carta alla scala al 225.000 e numerosi profili.
177. — *Considerazioni orogenetiche sul limite alpino-dinarico in Pusteria*. « Acc. Veneto-Trentino-Istriana », Vol. XII-XIII, Padova 1922, con cartina alla scala 1: 750.000 e due profili.
178. SENARCLENS - GRANCY W. - *Die geologischen Verhältnisse am Ostende des Tonalites der Rieserferner in Osttirol*. « Centralblatt. f. Min. ecc. », 1930 Abt. B, N. 4 pp. 150-153.
179. ANDREATTA C. - *Analisi strutturale di rocce metamorfiche, II. (Quarzo-tettoniti)*. « Periodico di Mineralogia », IV, N. 1, 1933.
180. AMPFERER O. - *Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen*. Jahrbuch geol. Bundesan., Bd. LXXIII-LXXX, Vienna, 1923-30.
181. STRECKEISEN A. - *Geologie und Petrographie der Flüelagruppe*. « Schweiz. Min. Petr. Mitt. », v. 8, 87, 1928.

182. SPAENHAUER F. - *Petrographie und Geologie der Grialetsch-Vadret-Sursura Gruppe (Graubünden)*. « ibidem », v. XII, 1932.
183. MOHR H. - *Ein geologisches Profil durch den Kulm bei Dellach im Oberdrautal nebst einigen Erwägungen über die Wurzelnatur des Kristallins nördlich des Draufusses*. « Verh. geolog. Bundesan. », Wien 1925, p. 96.
184. LUGEON M. e JÉRÉMINE E. - *Sur la presence de bandes calcaires dans la partie suisse du massif des Aiguilles Rouges*. « C. R. Ac. Sc. », t. 156, p. 1473, 13 maggio 1913.
185. OULIANOFF N. - *Quelques résultats de recherches géologiques dans le massif de l'Arpille et des ses abords*. « Eclogæ geol. Helv. », t. XVI, 1920 p. 79.
185. a ROVERETO G. - *La zona di ricoprimento del Savonese e la questione dei calcescisti*. « Boll. Soc. Geol. Ital. », Vol. XXVIII, fasc. II, 1909, pp. 389-418, con carta geologica a colori alla scala 1 : 25.000, una tavola di profili e 13 figure nel testo.
185. b TERMIER P. e BOUSSAC J. - *Le Massif cristallin ligure*. « Bull. Soc. géol. Fr. », 1912.
186. TELLER F. - *Über porphyritische Erstarrungsgesteine aus den Tiroler Zentralalpen*. « Jahrb. geol. Reichsan. », 1886.
186. a VOM RATH G. - *Beiträge zur Kenntniss der eruptiven Gesteinen der Alpen. I Ueber das Gestein des Adamello - Gebirges*, « Zeitsch. Deutsch. geol. Gesellsch. », XVI Bd, 1864. pp. 249-266.
187. LÖWL F. - *Die Tonalitkerne der Rieserferner in Tirol*. « Petermann's Mitt. » 1893, Heft IV e V, pp. 1-14, con abbozzo di carta geologica alla scala 1 : 100.000.
188. DAL PIAZ GB. - *Su di un' importante linea di dislocazione delle Alpi pusteresi (Alto Adige)*. « Atti Soc. Ital. Progr. Scienze », XXI Riunione, Roma, Ottobre 1932, Vol. II, Pavia 1933.
189. SANDER B. e HAMMER W. - *Foglio Merano della « Carta geologica delle Tre Venezie », alla scala 1 : 100.000, e relative Note illustrative*, 1926, Pubblicazioni del R. Magistrato alle Acque di Venezia.
190. TELLER F. - *Neue Vorkommisse Diploporenführender Dolomite und dolomitischer Kalke in Bereiche der altkristallinen Schichtreiche Mitteltirols*. « Verh. geol. Reichsan. », 1883, p. 193.
191. DAL PIAZ GB. - *Sull' andamento delle linee di dislocazione che accompagnano i massicci intrusivi di M. Croce, Ivigna, Bressanone, nell' Alto Adige*.

- « Rend. R. Acc. Lincei », Vol. XIV, serie VI, II semestre, fasc. 7-8, Ottobre 1931, pp. 310-312.
192. HAMMER W. - *Die Kristallinen Alpen des Ultentals, II Teil, Das Gebirge nördlich der Faltsschauer*. « Jahrb. geol. Reichsan. », 1904, Bd. 54, Heft 3 e 4, pp. 541-576.
193. AMPFERER O. e HAMMER W. - *Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee*. « Jahrb. geolog. Reichsan. », 1911, Bd. 61, Heft. 3 e 4, pp. 531-710.
194. ANDREATTA C. - *Rilevamenti geologici e notizie petrografiche sulla regione Cevedale-Val d' Ultimo (Alto Adige)*. « Atti Acc. Veneto-Trentino-Istria-na », Vol. XXIII, 1932, pp. 1-16.
195. GEYER G. - *Foglio geologico al 75.000 Sillian-Santo Stefano di Comelico della « Geolog. Karte d. öst. Ungar. Monarchie, SW Gruppe, N. 70 » e relative Erläuterungen*.
196. CORNELIUS H. P. e FURLANI CORNELIUS M. - *Die insubrische Linie von Tessin bis zum Tonalepass*. « Denkschr. Akad. Wiss. Wien », 102 Bd., 1930, pp. 207-301, con 16 figg. nel testo, 1 carta e 1 tavola di profili.
197. SANDER B. - *Geologische Beschreibung des Brixner Granits*. « Jahrb. geolog. Reichsan. » Bd. 56, 1906, pag. 707.
198. MERLA G. - *Osservazioni morfologiche e tettoniche sugli altipiani ampezzani (Fosses, Sennes, Fanes)*. « Atti Soc. Toscana di Sc. Natur. », Memorie, Vol. XLII, p. 1-45, con una carta geologica alla scala 1 : 100.000, due stereogrammi e 13 figg. nel testo.
198. a — *La fauna del calcare a Bellerophon della regione dolomitica*, 1930, « Mem. Ist. Geol. Padova », Vol. IX, 1931 pp. 1-221, con 11 tavole.
199. KOBER L. - *Das Dachsteinkalkgebirge zwischen Gader, Rienz und Boite*. « Mitt. Geol. Gesell. in Wien », Bd. 1, 1908.
200. KLEBELSBERG R. - *Die Trias-Jura-Grenze im « Dachsteinkalk » Gebirge zwischen Gader und Boite*. « Zeitsch. Deutsch. Geolog. Gesell. », Bd. 79, 1927.
200. a VAN HOUTEN L. - *Geologie des Pelmo - Gebietes in den Dolomiten von Cadore*, « Jahrb. Geolog. Bundesan. », 80 Bd, 1930, Heft 1 e 2, con carta geologica alla scala 1 : 25.000.
200. b CASTIGLIONI B. - *Il Gruppo della Civetta (Alpi Dolomitiche)*, « Mem. Ist. Geol. Padova », vol. IX, 1931, pp. 1-83, con tre tavole e con carta geologica alla scala 1 : 25.000.

200. c FRAUENFELDER A. - *Beiträge zur Geologie der Tessiner Kalkalpen*, « *Eclogae geol. Helv.* », XIV, 1916, pp. 247-367, con 5 tavole.
201. BECKE F. - *Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner*. « *Tschermak's miner. petr. Mitt.* », 1892, XIII, pp. 379-433.
202. BLAAS I. - *Geologischer Führer durch die Tiroler und Voralberger Alpen*, con una carta geologica alla scala 1: 500.000 e 216 profili. Innsbruck, Wagner, 1902.
203. MORGANTE S. - *La differenziazione chimica del massiccio intrusivo delle Vedrette di Ries (Alto Adige)*. « *Atti R. Istituto Veneto di Scienze L. e A.* », Venezia, 1933, Tomo XCIII, parte II, pp. 215-247, con 11 diagrammi.
203. a DE ANGELIS M., *Sulla presenza di albite autigena in alcuni calcari retici di Lombardia*, « *Natura* », Milano 1921, vol. XII.
204. TELLER F. - *Zur Tektonik der Brixner Granitmasse und ihrer nördlichen Umrandung*. « *Verhand. geol. Reichsan.* », Wien, 1881, p. 69.
205. PETRASCHECK W. - *Über Gesteine der Brixner Masse und ihrer Randbildungen*. « *Jahrb. geol. Reichsan.* » 1904, Bd. 54 Heft 1.
206. TRENER G. B. - *Geologische Aufnahme im nördlichen Abhang der Presanella-gruppe*. « *Jahrb. der Geolog. Reichsan.* », 1906, Bd. 56, 3 u. 4 Heft, pp. 405-496.
207. — *Über das Alter der Adamello-Eruptivmasse*. « *Verhandl. geol. Reichsan.* », 1910, N. 4.
208. — *Die Lagerungsverhältnisse und das Alter der Corno Alto-Eruptivmasse in der Adamellogruppe*. « *ibidem* », 1910, N. 16, pp. 373-382.
209. — *Età e giacitura del massiccio granitico del Corno Alto (Adamello)*. « *Tridentum* », Trento, XIII, 1911, fasc. I e IV, pp. 1-14.
210. — *Die sechsfache Eruptionsfolge des Adamello. Das postrhätische Alter der Tonalitzwillingsmasse*. « *Verhandl. geolog. Reichsan.* », 1912, N. 3, pp. 98-112.
211. SALOMON W. - *Die Adamello-Gruppe ein alpines Zentralmassiv und seine Bedeutung für die Gebirgsbildung u. unsere Kenntnis von dem Mechanismus der Intrusionen*. « *Abhandl. d. geol. Reichsan.* », Wien 1908, Vol. XXI, con carta geologica a colori 1: 75.000, 6 Tavole e 91 figure nel testo; e 1910, Vol. XXII, 3 tavole e 7 figure nel testo.
211. a REPOSSI E. - *La bassa valle della Mera. Studi petrografici e geologici*. « *Mem. Soc. Ital. Sc. Nat.* », Milano, vol. VIII, fasc. I e II, 1915-1916, pp. 1-183, con 12 tavole.

211. b ANDREATTA C. - *Analisi strutturale di rocce metamorfiche, III. La disposizione dei microliti micacei nei plagioclasti di ortogneiss*, « Periodico di Mineralogia », IV, n. 3, 1933, pp. 1-20, con 6 tavole.
212. TELLER F. - *Erläuterungen zur geologischen Karte der im Reichsrath vertretenen Königreiche und Länder der österr. - ungar. Monarchie, SW Gruppe, N. 84, Prassberg an der Sann*, Wien 1898, « Verlag der Reichsanstalt ».
213. — « loc. cit. », N. 83. *Eisenkappell und Kanker*.
214. SUESS E. - *Das Antlitz der Erde*, 1885, Vol. I, pag. 280.
215. SALOMON W. - *Ueber Alter, Lagerungsform und Entstehungsart der periadriatischen granitischkörnigen Massen*, « Tschermak's Mineralog. und Petr. Mitt. », Bd. XVII, Wien, 1898, pp. 1-176, con 10 figg.
216. WOLFF F. - *Beiträge zur Petrographie und Geologie des Bozner Quarzporphyrs*, « Neues Jahrb. Miner. », Bd. XXVII, 1909.
217. LIPOLD M. V. - *Erläuterungen geologischer Durchschnitte aus dem östlichen Kärnten*, « Jahrb. k. k. geol. Reichsan. », 1856, VII, p. 343.
218. TELLER F. - *Erläuterungen geolog. Karte Oesterr. ungar. Monarchie SW Gruppe, N. 85, Pragerhof - Wind - Feistritz. Zone 20, Col. XIII der Specialkarte 1 : 75.000*, Wien 1899.
219. STEINMANN G. - *Die Bedeutung der jüngeren Granite in den Alpen*, « Geolog. Rundschau », IV, 1913, p. 220.
220. CORNELIUS H. P. - *Ueber Auftreten und Mineralführung der Pegmatite im Weltlin und seinen Nachbartalern*, « Centralblatt f. Miner. etc. », 1928, Abt. A, N. 8, pp. 281-287.
221. — *Geologische Beobachtungen in dem italienischen Theile des Albigna-Disgrazia-Massivs*, « Geolog. Rundschau », Bd VI, Heft 3, 1915, pp. 166-177.
222. — *Zur Altersbestimmung der Adamello und Bergeller Intrusion*, « Sitzungsber. Ak. Wiss. » Wien, Abt. I, 137 Bd, 8 Heft, 1928, pp. 541-562.
223. SPITZ A. - *Zur Altersbestimmung der Adamello - Intrusion*, « Mitt. Geolog. Gesell. », Wien, III-IV, 1915, pp. 227-245.
224. CORNELIUS H. P. - *Zur Tektonik und Altersfrage der dioritischen Gesteine von Klausen*, « Centralblatt f. Min. etc. », 1926, Abt. B., N. 6, pp. 177-183.
225. TELLER F. e JOHN V. C. - *Geologisch - petrographische Beiträge zur Kenntnis der dioritischen Gesteine von Klausen*, « Jahrb. geol. Reichsan. », 1882, pp. 589-684.
226. NOVARESE V. - *L'origine dei giacimenti metalliferi di Brosso e Traversella*, « Boll. R. Com. Geol. », Roma 1901, N. 1.

227. — *L'età del granito del Lago Maggiore*, « ibidem », LVIII, 1933, N. 11-12.
228. VARDABASSO S. — *Carta geologica del territorio eruttivo di Predazzo e Monzoni*, scala 1 : 25.000, 1930, pubblicata a cura della Sezione geologica del R. Magistrato alle Acque di Venezia.
229. — *Rapporti fra attività magmatica e vicende tettoniche nella provincia petrografica di Predazzo*, « Compte Rendu XV intern. Geological Congress, South Africa 1929 », pp. 49-64.
230. DALY R. A. — *Igneous Rocks and the Depths of the Earth*, Mc. Graw - Hill Book Company, New York e London, 1933.

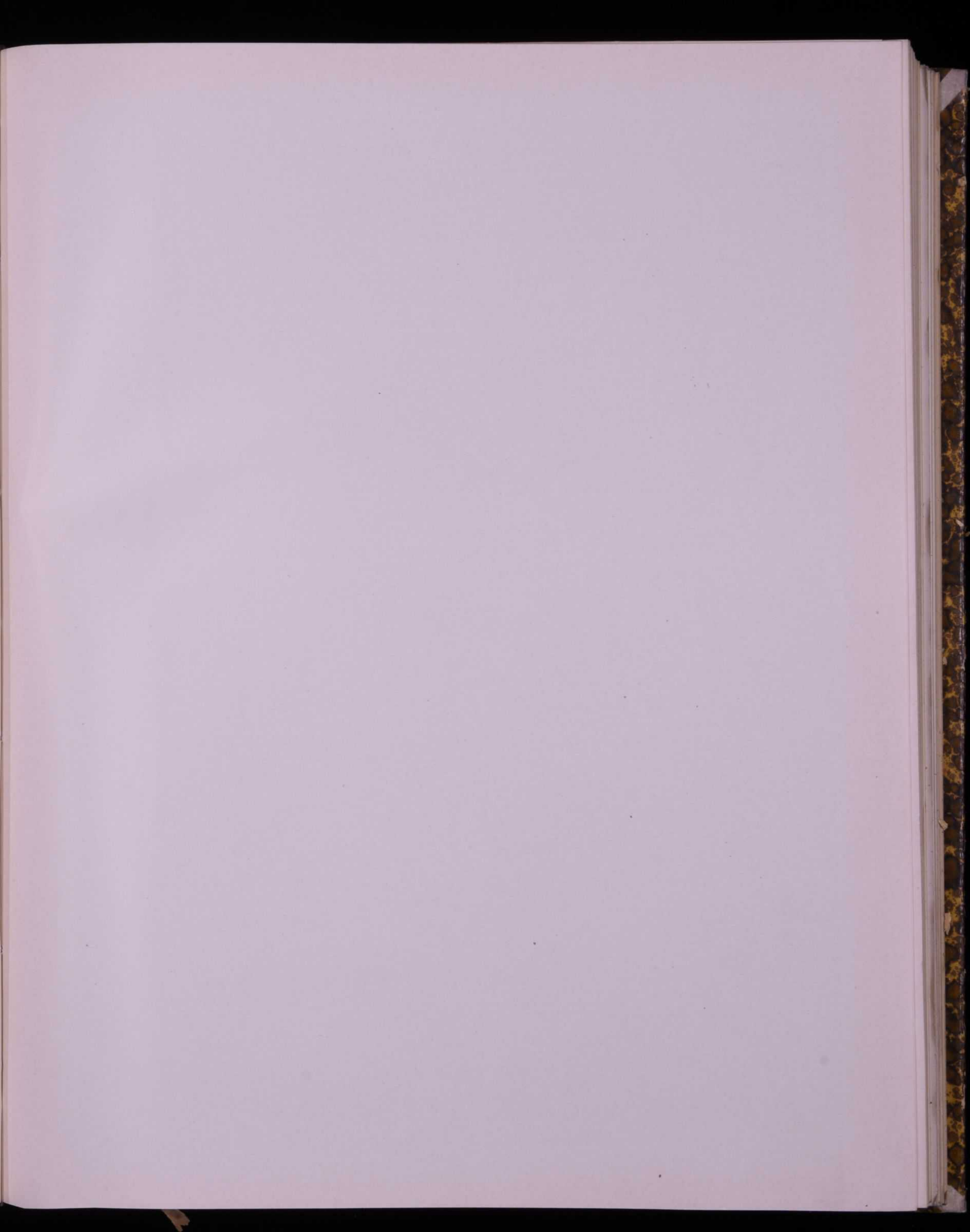
INDICE

PREFAZIONE	Pag.	v
RICOPRIMENTO DEL GRAN VENEZIANO (V).	»	1
METASCISTI DELLA SERIE DEL GRAN VENEZIANO	»	2
ORTOGNEISS DELLA SERIE DEL GRAN VENEZIANO	»	5
<i>Facies</i> principali	»	5
Condizioni di giacitura degli ortogneiss	»	8
Ordinamento cronologico delle principali <i>facies</i> dell'or- togneiss. Schema della differenziazione magmatica dell'originaria massa eruttiva del Gran Veneziano	»	11
Relitti di orientazioni e tessiture parallele di origine primaria negli ortogneiss del Gran Veneziano	»	15
PARASCISTI DELLA SERIE DEL GRAN VENEZIANO	»	24
RAPPORTI DI GIACITURA FRA L'ORTOGNEISS E I PARASCISTI DELLA SERIE DEL GRAN VENEZIANO. DISCORDANZA ERCINICA	»	26
ETÀ DELL'ORTOGNEISS DEL GRAN VENEZIANO E DEGLI ORTO- GNEISS DEI TAURI IN GENERALE	»	30
Osservazioni critiche alle idee di taluni autori sulla giacitura e sull'età dell'ortogneiss del Gran Vene- ziano e degli ortogneiss dei Tauri in generale	»	33

CONFRONTI CON IL RICOPRIMENTO QUINTO (TAMBÒ - SURETTA - MONTE ROSA - GRAN PARADISO - DORA-VAL MAIRA) DELLE ALPI CENTRALI E OCCIDENTALI	Pag. 39
L' OROGENESI ERCINICA NELLA REGIONE CORRISPONDENTE AL RICOPRIMENTO DEL GRAN VENEZIANO	» 41
LE ORIGINARIE ROCCE ERUTTIVE DEL GRAN VENEZIANO HANNO RISENTITO L' INFLUENZA DEL METAMORFISMO DI DISLOCA- ZIONE ERCINICO ?	» 42
CONFRONTI FRA GLI ORIGINARI MASSICCI ERCINICI INGLOBATI NELLA CATENA ALPINA E I MASSICCI TERZIARI DELLE ALPI	» 44
IL CICLO OROGENETICO ALPINO E IL METAMORFISMO DI DISLOCA- ZIONE CONCOMITANTE	» 45
La formazione dell' attuale struttura tettonica del rico- primento del Gran Veneziano	» 45
Il metamorfismo alpino di dislocazione	» 49
Critica di recenti ipotesi sulla natura del metamor- fismo dei Tauri (<i>Tauernkristallisation</i>) e sull' età degli ortogneiss	» 56
Filoni di quarzo	» 61
La posizione tettonica del ricoprimento del Gran Vene- ziano nella catena alpina	» 63
IL RICOPRIMENTO DEL PICCO DEI TRE SIGNORI-GREINER (VI p. p.) E IL RICOPRIMENTO DEI CALCESCISTI (VI p. p.)	» 68
LA STRATIGRAFIA DEL RICOPRIMENTO DEL PICCO DEI TRE SIGNORI E DEL RICOPRIMENTO DEI CALCESCISTI IN VALLE AURINA	» 68
I terreni pretriasici e triasici	» 68
L' orogenesi ercinica nella regione corrispondente al ricoprimento del Picco dei Tre Signori	» 76
La formazione mesozoica dei calcescisti con ofioliti	» 77
L' età della formazione dei calcescisti	» 80
L' ERUZIONE OFIOLITICA DI ETÀ ALPINA	» 82
L' ETÀ E LE CAUSE DEL METAMORFISMO DEI TERRENI DELLA FORMAZIONE DEI CALCESCISTI	» 86
LA TETTONICA DEL RICOPRIMENTO DEL PICCO DEI TRE SIGNORI (VI p. p.) E DEL RICOPRIMENTO DEI CALCESCISTI (VI p. p.)	» 88
Alcune considerazioni sul ricoprimento del Greiner	» 104

La posizione tettonica del ricoprimento del Picco dei Tre Signori-Greiner e del ricoprimento dei calce- scisti nella catena alpina	Pag. 108
CONDIZIONI DELLA ZONA PENNIDICA DELLE ALPI DURANTE	
IL PALEOZOICO SUPERIORE	» 112
ZONA DI MATREI (PENNIDICO + AUSTRO-ALPINO INFERIORE)	» 116
I RICOPRIMENTI AUSTRO-ALPINI (GRIGIONIDI E TIROLIDI)	» 125
I TERRENI DEL « CRISTALLINO ANTICO »	» 125
LA TETTONICA ERCINICA DEL CRISTALLINO ANTICO DELLE AUSTRID	» 132
L'INFLUENZA DELL'OROGENESI ALPINA SUI TERRENI DEL « CRI- STALLINO ANTICO »	» 138
I TERRENI PERMO-CARBONIFERI E MESOZOICI E LE DISLOCAZIONI RELATIVE	» 141
I terreni permo-triasici del fianco rovesciato delle Gri- gionidi inferiori (falda di Monte Nevoso) = zona di Matrei <i>p. p.</i> e Sedimenti austro-alpini inferiori (Un- terostalpine Sedimente <i>p. p.</i>) di STAUB	» 141
I terreni della sinclinale Defereggertal - Staller Alm - Passo di Stalle - zona a sud del nucleo tonalitico della Cima di Vila - Valle Rio Molino = Sedi- menti austro-alpini inferiori (Unterostalpine Sedi- mente <i>p. p.</i>) di STAUB. Linea di dislocazione Defe- reggertal-Val d'Anterselva	» 142
I terreni permo-carboniferi e triasici della sinclinale Kalkstein-Forcella Ciarnil = Sedimenti austro-al- pini medi (Mittelostalpine Sedimente) di STAUB	» 149
I terreni mesozoici della zona della Drava (Drauzug) = Sedimenti austro-alpini superiori (Oberostalpine Sedimente) di STAUB. Linea di dislocazione della Pusteria (= Limite alpino-dinarico, <i>auct.</i>)	» 151
DINARIDI	» 157
I TERRENI DEL CRISTALLINO ANTICO (INFRASTRUTTURA ERCINICA)	» 157
LA SERIE POST-ERCINICA NORMALE	» 162
MASSE INTRUSIVE RECENTI	» 174
MASSICCIO DELLE VEDRETTE DI RIES E NUCLEO DELLA CIMA DI VILA	» 174

NUCLEI INTRUSIVI LUNGO LA « LINEA DELLA PUSTERIA » . . .	Pag. 193
L' ETÀ DELLE MASSE INTRUSIVE ACIDE DELLE VEDRETTE DI RIES	
E DELLA PUSTERIA	» 196
L' età del massiccio tonalitico delle Vedrette di Ries e	
del nucleo granodioritico della Cima di Vila . . .	« 196
L' età delle masse tonalitiche della Pusteria . . .	» 206
Conclusioni generali, con alcune considerazioni sulle	
masse intrusive recenti della zona periadriatica . .	» 215
BIBLIOGRAFIA	» 221



SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA I.

Fig. 1. - La Catena Picco dei Tre Signori (q. 3499) - Piè di Cavallo (q. 3200), vista dal versante meridionale delle Alpi Aurine, lungo la « Via della Vetta d'Italia ». Da sinistra a destra: le Vedrette di Predoi, di Lana e del Piè di Cavallo. Nello sfondo, a destra, l'ardita vetta di Pizzo Rosso (q. 3495).

L'intero gruppo Picco dei Tre Signori - Piè di Cavallo è costituito da paragneiss, micascisti, scisti filladici, ofioliti, ecc., che nell'insieme formano il nucleo pretriasico del ricoprimento del Picco dei Tre Signori (VI p. p.). Questo complesso tettonico presenta una forte inclinazione assiale verso occidente, dimodochè, sulla cima del Pizzo Rosso e sulle pendici nord-orientali del M. Sella - M. Riva di Predoi (la parte rispondente al lungo sperone pianeggiante, a destra della fotografia) comincia già a sparire sotto il ricoprimento dei calcescisti con ofioliti (VI p. p.).

Dal Picco dei Tre Signori scende, a sinistra, una ripida cresta, che giunge fino alla depressione della Forcella del Picco (q. 2667), nei pressi della quale si sviluppa una zona di intensissimo scagliamento listrico, con lame sinclinali di dolomie e calcari triasici e di ofioliti mesozoiche (pag. 88 e segg.). A sinistra della Forcella, e per tutto il primo piano a sinistra e a destra della fotografia, si estende il ricoprimento del Gran Veneziano, costituito in questo settore da ortogneiss, per lo più in *facies* molto laminata.

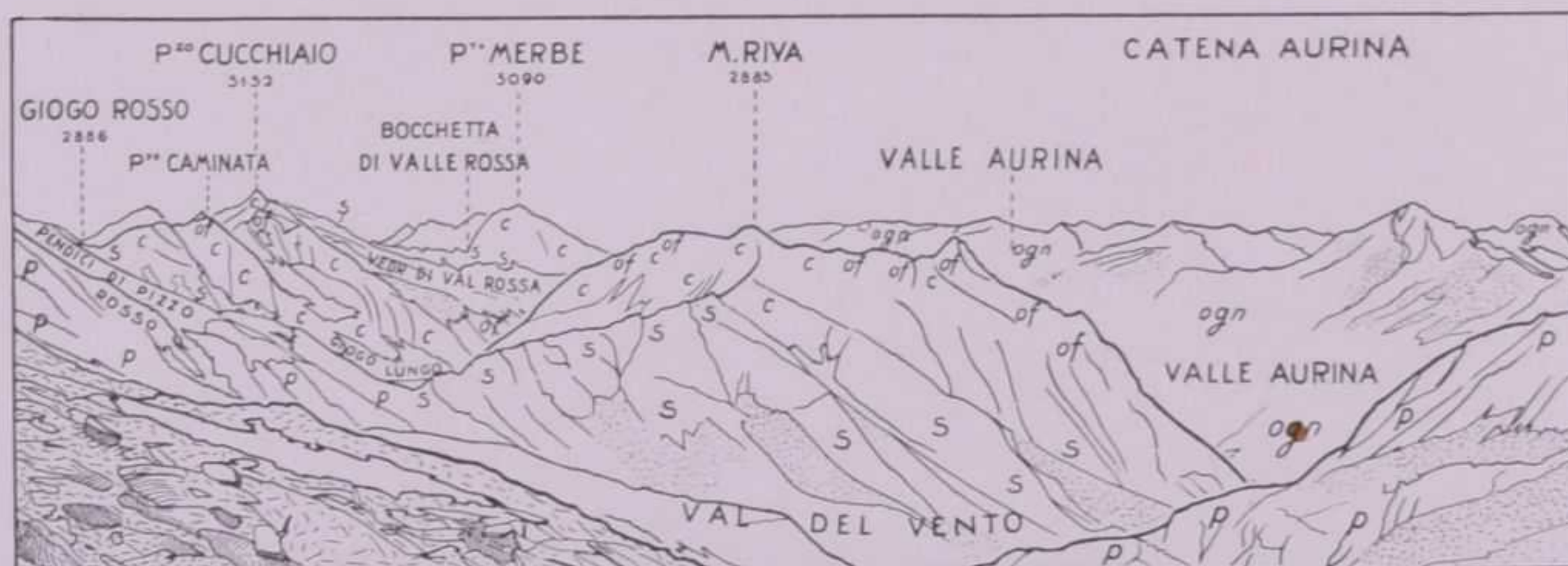


Fig. 2. - Panorama dell'alta Valle del Vento e dell'alta Valle Rossa, dai paraggi di Bocchetta del Vento. ogn = ortogneiss del ricoprimento del Gran Veneziano; p = pretriasico del ricoprimento del Picco dei Tre Signori; c = calcescisti del Lias e di eventuali piani superiori; of = ofioliti mesozoiche, S = scaglie di terreni pretriasici e triasici del ricoprimento del Picco dei Tre Signori. La zona del M. Riva corrisponde ad una depressione sinclinale della falda dei calcescisti.

Fig. 3. - Filone tonalitico entro i paragneiss biotitici delle Grigionidi, in Valle di Santa Valburga, presso Campo Tures. Si noti l'andamento discordante del filone rispetto le rocce incassanti (parte centrale della figura).



1



2



3

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA II

Fig. 1. - Scaglie della « zona di Matri » presso Croda Bianca, nell'alta Valle dei Dossi. La massa chiara è formata da una potente lama di dolomie triasiche. Lo sprone roccioso grigio, a sinistra della fotografia, è costituito da calcescisti.

Fig. 2. - Massiccio tonalitico delle Vedrette di Ries; il Collalto (q. 3435) e il Collaspro (q. 3272) visti da occidente.



1



2

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA III

Fig. 1. - Il gruppo del M. Nevoso nelle Vedrette di Ries (q. 3357) visto dai pressi di Croda Nera.

La parte superiore del M. Nevoso è formata dai terreni cristallini delle Grigionidi inferiori (paragneiss, quarziti, ortogneiss, ecc.), entro i quali s'insinuano numerosissimi filoni di tonalite, ben visibili nella fotografia. La base della montagna, in parte coperta da detriti, è formata dalla massa tonalitica (cfr. Tav. IX, figura inferiore).

Fig. 2. - Tonalite laminata e contorta dell'alta Val Fredda.

Fig. 3. - Apofisi tonalitiche (chiare) entro gli scisti cristallini delle Grigionidi inferiori (scuri). Versante settentrionale del M. Nevoso, presso il lago Mater.

Fig. 4. - Il gruppo del M. Nevoso - M. Magro a destra, e il gruppo del M. Collalto a sinistra, visti da NE. Fra i due gruppi la Forcella d'Anterselva.

La punta più alta a destra è il M. Nevoso (q. 3357), formato da paragneiss, quarziti, marmi e ortogneiss delle Grigionidi inferiori; esso rappresenta un relitto della coltre originaria dell'ammasso intrusivo delle Vedrette di Ries. Invece il M. Magro (q. 3271) e il Collalto (q. 3435) sono costituiti interamente dalla tonalite (cfr. fig. 30, nel testo).

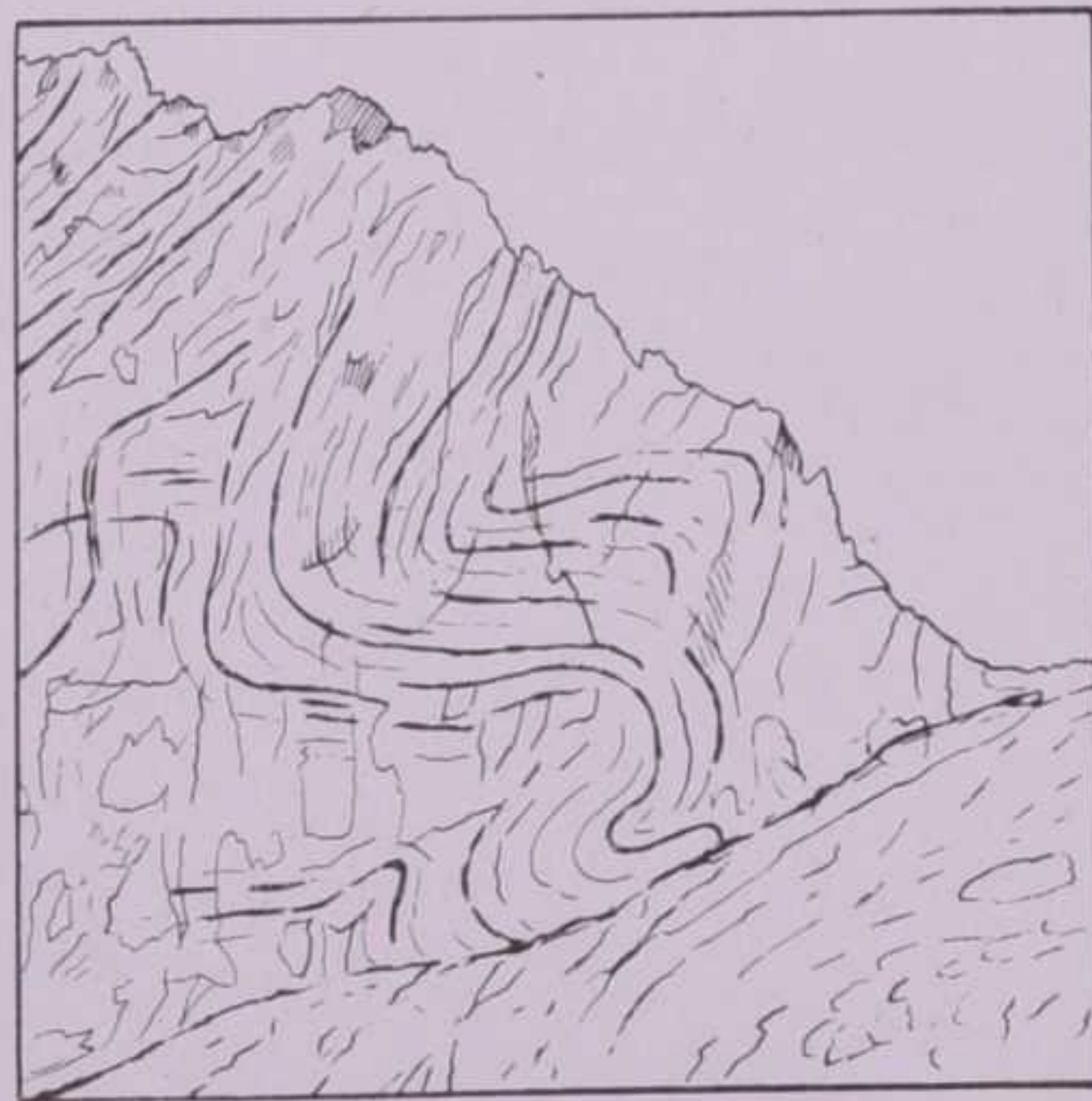


Fig. 5. - Paragneiss e ortogneiss delle Grigionidi inferiori, ripiegati insieme. Pendici meridionali del M. Covoni (Vedrette di Ries).



1



2



3



4



5

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA IV

Fig. 1. - Conca di Riva di Tures con lo sfondo delle Vedrette di Ries.

I fianchi della valle (in qualche punto coperti da bosco) sono formati dagli scisti cristallini delle Grigionidi inferiori (ricoprimento di Monte Nevoso). Le montagne rocciose e nevose dello sfondo sono costituite invece da tonalite. Il fondovalle, a prati, è occupato da un vasto pianoro alluvionale.

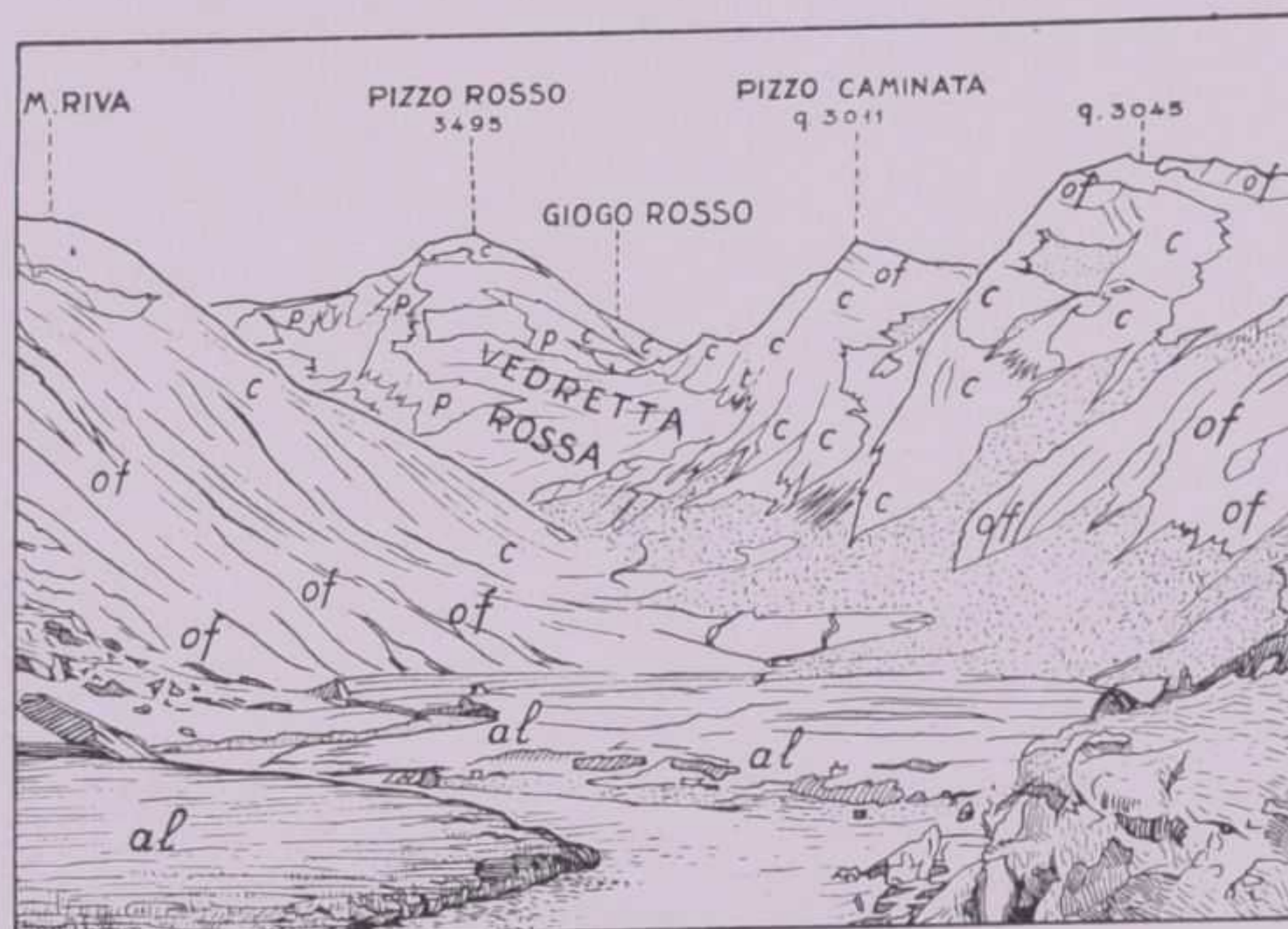


Fig. 2. - L'alta Valle Rossa, vista dalle Malghe di Valle Rossa di fuori. p = paragneiss, micascisti, ofioliti e ortogneiss (Pretriasico del ricoprimento del Picco dei Tre Signori); c = calcescisti del Lias e di eventuali piani superiori (ricoprimento dei calcescisti); of = ofioliti mesozoiche; al = alluvioni recenti e attuali. La falda del Picco dei Tre Signori scompare nei paraggi di Giogo Rosso sotto la falda dei calcescisti, in conseguenza dell'inclinazione assiale verso WSW. Al Giogo Rosso hanno luogo complesse ripetizioni tettoniche fra i due ricoprimenti, illustrate dalla fig. 13 del testo.



1



2

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA V



Fig. 1. - Panorama dell'alta Valle Rossa e dell'alta Valle del Vento, dai pressi di Bocchetta di Valle Rossa. ogn = ortogneiss (Pretriasico del ricoprimento del Gran Veneziano); p = paragneiss, micascisti, ofioliti e ortogneiss (Pretriasico del ricoprimento del Picco dei Tre Signori); c = calcescisti del Lias e di eventuali piani superiori (ricoprimento dei calcescisti); of = ofioliti mesozoiche; S = scaglie tettoniche al limite fra la falda del Picco dei Tre Signori e quella dei calcescisti, nella zona a NW del Giogo Lungo.

Fig. 2. - La zona di scaglie tettoniche della Bocchetta di Valle Rossa. Gli spuntori rocciosi in primo piano sono costituiti prevalentemente da ofioliti mesozoiche. Sulla parte sinistra della fotografia, si profila la grande piramide di calcescisti della Punta Merbe (q. 3090).

Gb. DAL PIAZ - *Studi Geologici sull'Alto Adige.*

TAV. V



1



2

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA VI

Fig. 1. - Panorama della giogaia Gran Mesule-Gross Greiner, nell'alta Valle dello Zemmgrund (Zillertaleralpen, Austria). [Per dettagli esplicativi cfr. la fig. 19 del testo].

Fig. 2. - Breccia d'intrusione (*agmatite*) a elementi di anfiboliti biotitiche, più o meno cloritiche, iniettati e cementati da una fitta rete di vene a composizione granitico-aplitica, della zona rocciosa lisciata e montonata a sud della Berlinerhütte, nell'alto Zemmgrund (Zillertaleralpen, Austria).

Fig. 3. - La parte superiore della figura risponde ad una plaga di ortogneiss porfiroide granosienitico; la parte inferiore risponde ad un gneiss biotitico anfibolico. Tutto il complesso è intersecato in vari sensi da vene e filoni aplitici.

La fotografia si riferisce ad una località immediatamente a sud della Berlinerhütte, nell'alto Zemmgrund (Zillertaleralpen, Austria).

Fig. 4. - Sciami di inclusi basici (*Schlieren*) nell'ortogneiss granodioritico del versante orientale dell'Hornkopf, nell'alto Zemmgrund (Zillertaleralpen, Austria). Al centro della fotografia si può osservare un filone aplitico attraversato da una faglia.

Fig. 5. - Dettaglio di una parte della zona riprodotta dalla fig. 2.

Fig. 6. - Ortogneiss granodioritico del versante orientale dell'Hornkopf, nell'alto Zemmgrund (Zillertaleralpen, Austria). La massa rocciosa è attraversata da piani di scorrimento e presenta una zona d'intensa laminazione e milonitizzazione nella parte basale. (Vedasi posizione indicata dalla piccozza). Nella parte destra della fotografia si osservano dei filoni aplitici tagliati da faglie a piccolo rigetto.

Gb. DAL PIAZ - *Studi Geologici sull'Alto Adige.*

TAV. VI



1



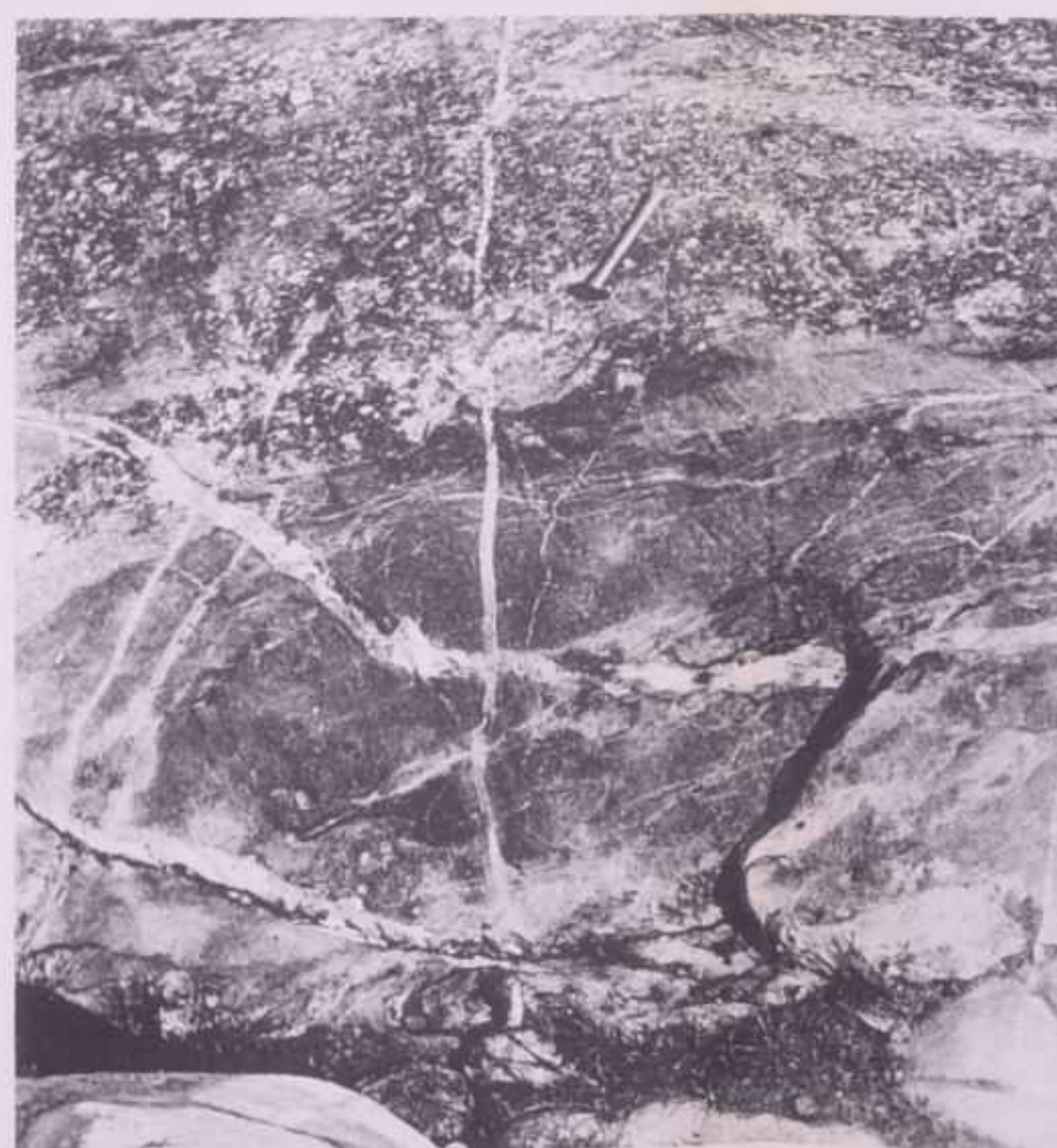
4



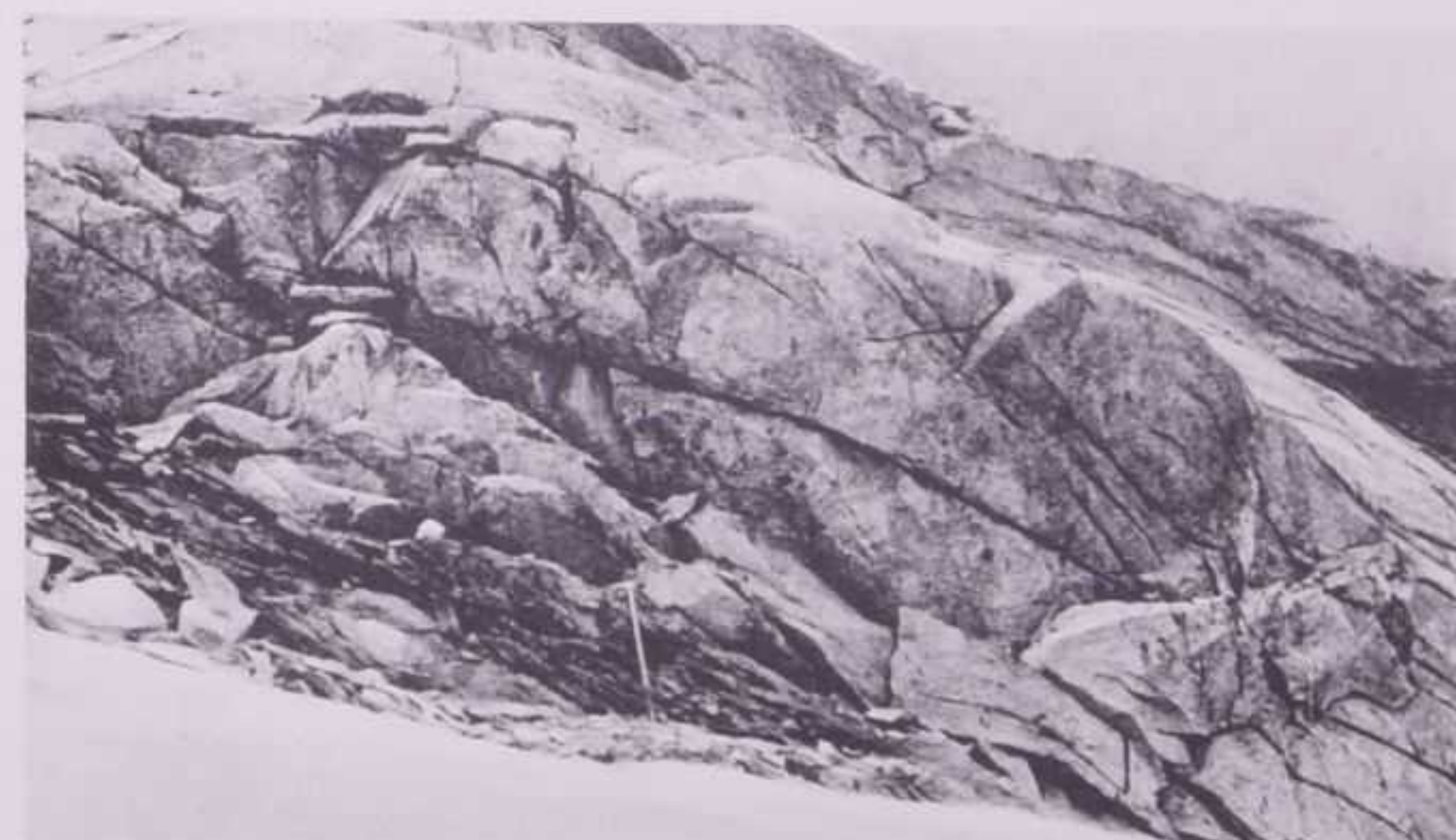
5



2



3



6

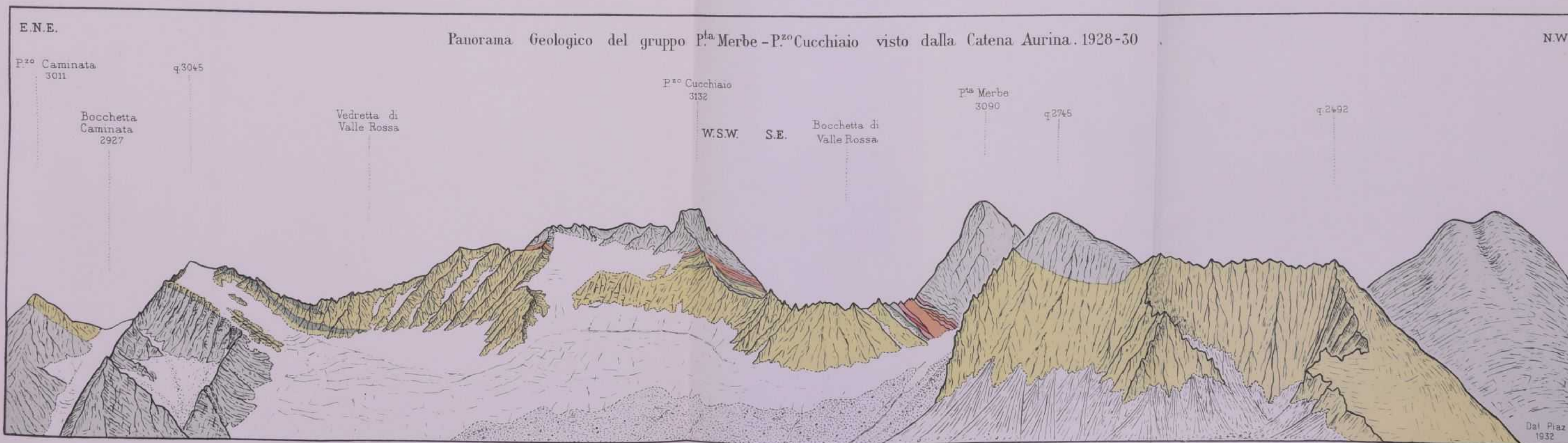
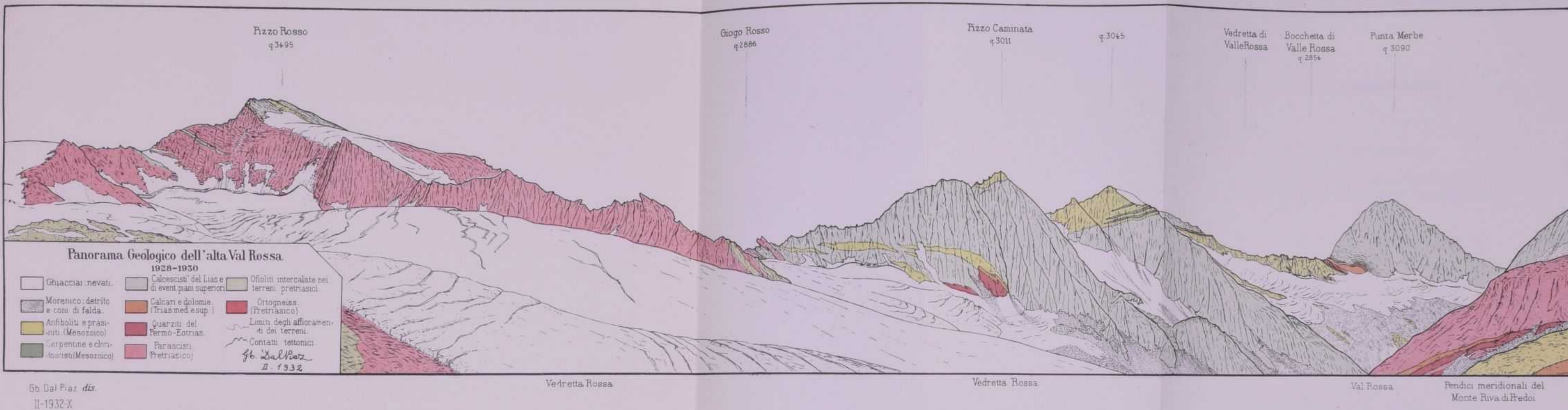
SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA VII

I due panorami della Tavola VII illustrano gli importanti fenomeni geologici che si osservano sul fianco sinistro della media e dell'alta Val Rossa. In questa regione affiorano gli elementi tettonici seguenti (dal basso all'alto): 1.^o falda del Picco dei Tre Signori (VI *p. p.*), costituita da terreni pretriasici e triasici (paragneiss, ortogneiss, anfiboliti, quarziti, calcari e dolomie); 2.^o falda dei calcescisti. Un grande piano di scorrimento, lungo il quale s'insinua una complicata serie di scaglie di terreni pretriasici e triasici, separa i calcescisti, che formano le sommità di Punta Merbe e di Pizzo Cucchiaio, dalle ofioliti mesozoiche e dai calcescisti sottostanti della media e alta Valle Rossa. Questo sistema di scaglie, affiorante alla base della Punta Merbe e sul versante settentrionale del Pizzo Cucchiaio, corrisponde ad una lunga digitazione dorsale del ricoprimento del Picco dei Tre Signori, che suddivide il ricoprimento dei calcescisti nella sub-falda di Valle Rossa (l'inferiore) e nella sub-falda di Punta Merbe - Pizzo Cucchiaio (la superiore). I due panorami illustrano inoltre il fenomeno della salita assiale verso ENE del ricoprimento del Picco dei Tre Signori e di quello dei calcescisti.

Nella figura superiore si osserva una zona di intenso scagliamento listrico fra la falda del Picco dei Tre Signori (area di colore roseo a sinistra) e quella dei calcescisti (sub-falda di Valle Rossa, area di colore celeste chiaro a destra), visibile soprattutto al Giogo Rosso, presso la base della parete est di Punta Caminata e sulle pendici meridionali del Monte Riva di Predoi. La salita assiale verso oriente è rivelata dal fatto che, procedendo dalla Punta Merbe verso Pizzo Rosso, interferiscono con la linea di cresta, che è anche linea di confine italo-austriaco, elementi tettonici sempre più profondi.

Nella figura inferiore, e precisamente nel tratto compreso fra Pizzo Cucchiaio e Pizzo Caminata, l'accennato fenomeno di salita assiale verso ENE è ancor meglio evidente. In corrispondenza della Bocchetta di Valle Rossa si nota una ripiegatura anticlinale della falda dei calcescisti, mentre invece, sotto alla Punta Merbe e alla q. 2745, si verifica un'inflessione sinclinale della stessa (cfr. anche la figura superiore). Si tenga presente che la cresta Bocchetta di Valle Rossa - P. Merbe - q. 2745 - q. 2492 ha una direzione quasi ortogonale rispetto a quella della cresta Pizzo Cucchiaio - Pizzo Caminata.

NB. - Le scaglie di Punta Merbe - Pizzo Cucchiaio vennero rappresentate in maniera schematica, a causa della loro estrema complessità. Oltre a ciò, per evidenti necessità grafiche, si dovette esagerare notevolmente le dimensioni delle singole scaglie.



- Per i colori e i segni convenzionali di questo panorama vale la leggenda della figura superiore.
I con di falda sono stati indicati mediante tratti convergenti. -

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA VIII

Fig. 1. - Panorama geologico del gruppo di Cima Dura visto dalle pendici a nord di Cadipietra (Valle Aurina). 1 = ghiacciai, nevati; 2 = morene; frane, detriti e coni di falda; 3 = ricoprimento austro-alpino inferiore di Monte Nevoso (Grigionidi inferiori): terreni scistoso-cristallini pretriasici della « serie di Cima Dura »; 4 = scaglie della zona di Matri: austro-alpino inferiore + pennidico + ofioliti mesozoiche (sc = scaglie di terreni pretriasici e mesozoici in generale; S = serpentine prevalenti; P = prasiniti prevalenti); 5 = ricoprimento dei calcescisti (pennidico). Il piano del disegno è parallelo alla direzione tettonica media della regione (ENE-WSW). Il panorama mostra con la massima evidenza come le Grigionidi inferiori ricoprano le scaglie della zona di Matri e come queste ultime ricoprano la sottostante falda dei calcescisti.

Figg. 2 e 3. - Profili della « zona a scaglie di Matri » in Valle Aurina e in Val dei Dossi. 1 = prasiniti (Mesozoico); 2 = serpentine (Mesozoico); 3 = ofiocalci e calcefiri associati alle serpentine; 4 = calcescisti (Lias ed eventuali piani superiori); 5 = calcescisti ricchi di quarzo, passanti a quarziti filladiche; 6 = calcari bianchi e grigi, stratificati; calcari e dolomie in generale (Trias medio e superiore); 7 = dolomie bianche e gialle, compatte; dolomie cariate (Trias medio e superiore); 8 = quarziti compatte e quarziti fogliettate, sericitiche (Permo-Eotrias); 9 = scisti scuri, grafitici (Carbonifero); 10 = filladi e micascisti quarzoso-sericitici, bianchi, lucenti, a *facies* simile a quella di rocce analoghe della serie del Picco dei Tre Signori (Pretriasico); 11 = *facies* cloritiche dei precedenti; 12 = filladi quarzifere e micascisti filladici nodulari della « serie di Cima Dura » (cristallino antico delle Grigionidi inferiori, ossia della falda di Monte Nevoso); 13 = scisti anfibolici e cloritici intercalati nei precedenti; 14 = ortogneiss muscovitico compreso fra i terreni della serie di Cima Dura.

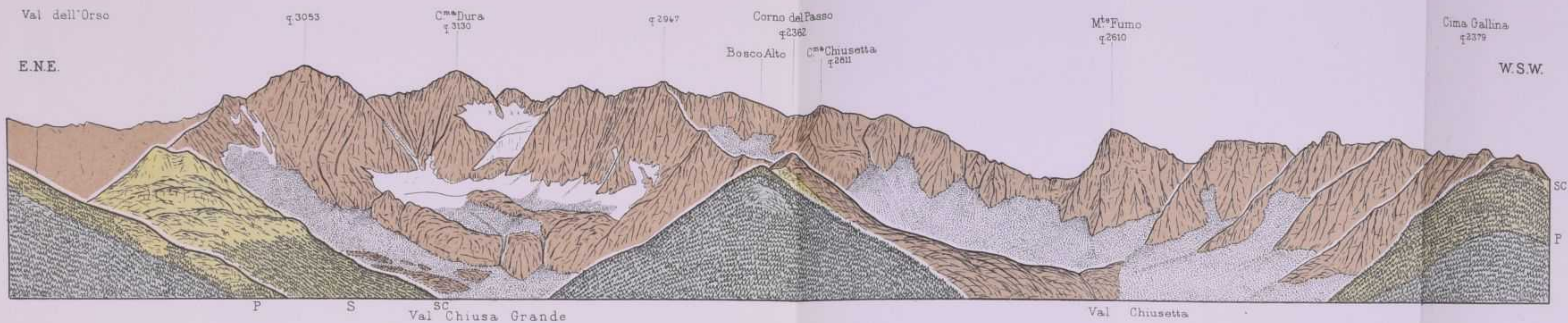


Fig. 1

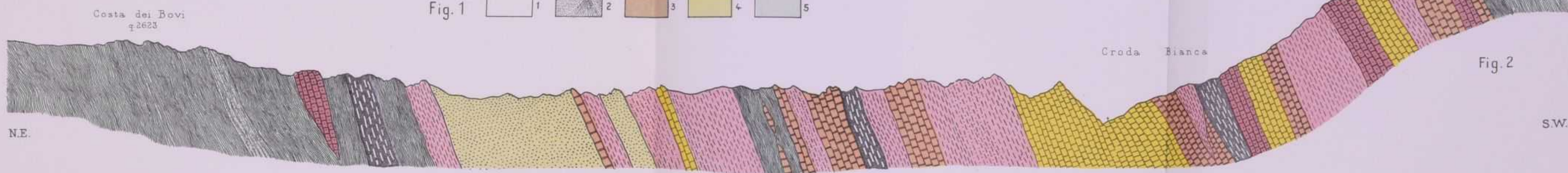


Fig. 2

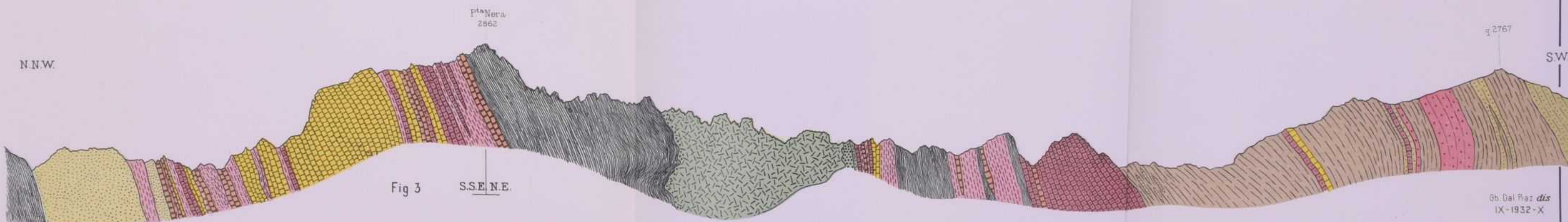


Fig. 3



Gb. Dal Piaz *dis*
IX-1932-X

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA IX

Il panorama geologico del gruppo di Croda Nera - Cima Finestra, ossia delle vette dominanti il fianco sinistro dell'alta Val Fredda (figura superiore), illustra i rapporti che intercorrono fra l'apparato intrusivo delle Vedrette di Ries e la sua copertura primaria, costituita da parascisti, marmi, anfiboliti e ortogneiss acidi del cristallino antico delle Grigionidi inferiori (falda di Monte Nevoso). Si noti la concordanza complessiva dell'andamento della superficie della tonalite con quello degli scisti incassanti. Per tal fatto il massiccio intrusivo delle Vedrette di Ries viene ad assumere, nella sua parte superiore a noi visibile, una struttura di tipo laccolitico.

Il panorama geologico di Monte Nevoso (figura inferiore) fa vedere come, nel versante destro dell'alta Val Fredda, il massiccio tonalitico delle Vedrette di Ries sopporti tuttora cospicui avanzi della sua coltre primaria, costituita da parascisti, marmi, ortogneiss ecc., del cristallino antico delle Grigionidi inferiori. Il più importante di tali avanzi forma la elegante piramide del Monte Nevoso, eccettuata la parte basale di essa, spingendosi verso oriente fino al Pizzo delle Vedrette; questa zolla di terreni scistoso-cristallini si collega direttamente a settentrione con le formazioni analoghe che, in Val di Riva, fasciano il fianco settentrionale del massiccio tonalitico.

Due piccoli lembi del tetto dell'apparato intrusivo si osservano presso la vetta di Monte Magro, mentre un relitto molto più importante si estende sul versante meridionale dello sprone roccioso (q. 3125) che figura nel primo piano del disegno, poco sotto il Pizzo delle Vedrette. Quest'ultimo avanzo, intersecato da una fitta rete di filoni acidi e basici della massa tonalitica, rappresenta un'estrema propaggine delle formazioni scistoso-cristalline che fasciano il fianco meridionale del corpo intrusivo, e che formano, fra l'altro, le vette del gruppo Croda Nera - Cima Finestra (cfr. fig. super.).

Questo relitto del tetto è separato da quello di Monte Nevoso mediante una interruzione di circa mezzo chilometro, in corrispondenza della quale affiora la massa tonalitica, che, per ragioni prospettiche, non può comparire nel nostro panorama (cfr. fig. 32 del testo).

Sulla parete di Monte Nevoso si può inoltre osservare l'andamento concordante dei letti di ortogneiss, in evidente contrasto con la giacitura discordante ed irregolare delle numerose apofisi tonalitiche.

Nella Valle di Anterselva, le formazioni scistoso-cristalline ammantano solo il piede dell'imponente massa tonalitica.

Nello sfondo, a destra, il Passo di Stalle, attraverso il quale si estende la grande dislocazione Defereggertal - Val d'Anterselva, che separa le Grigionidi inferiori (falda di Monte Nevoso) dalle superiori (falde di Croda Rossa). Si veda in proposito le figure 22 e 23 del testo.

N. B. - Causa l'estrema complessità delle zone raffigurate nei due panorami, talune intercalazioni di terreni scistoso-cristallini e talune apofisi della tonalite dovettero essere indicate in maniera relativamente schematica.

**Panorama Geologico
del gruppo Croda Nera-Cima Finestra
visto dalla vetta di M^{te} Nevoso**

1928-30

Croda Nera
q 3105

Cima Mattina

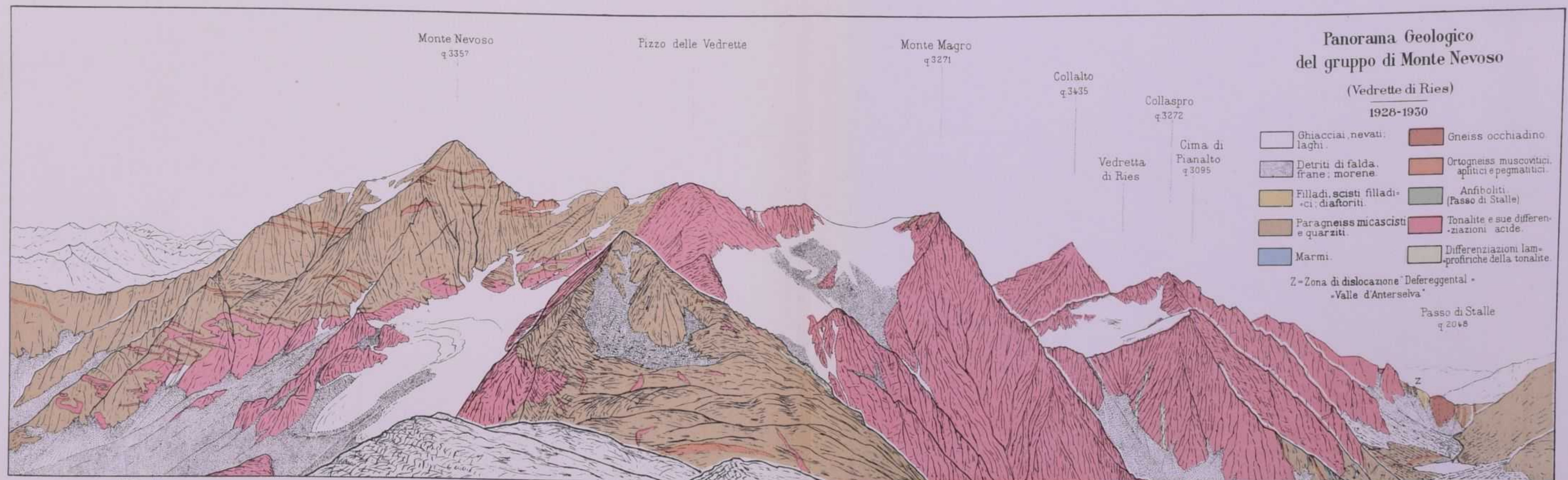
Ghiacciaio Val Fredda

Cima dell'Acqua
q 3138Cima Finestra
q 3171

- | | |
|------------------------------------|---|
| Ghiacciai, nevati. | Scisti anfibolici intercalati nella serie dei paragneiss. |
| Morenico: detriti e con di falda. | Ortogneiss muscovitici, aplittici e pegmatitici. |
| Paragneiss, micascisti e quarziti. | Tonalite e sue facies: differenziazioni acide. |
| Marmi Saccaroidi. | Differenziazioni lamprofiriche della tonalite. |

Gb. Dal Piaz
IV-1932-X

Val Fredda

Gb. Dal Piaz
III-1932-X

Valfredda.

St. Cartografico G. Giardi - Firenze

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA X

La carta geo-tettonica alla scala 1: 200.000, ha lo scopo di rappresentare le principali caratteristiche strutturali dell'Alto Adige orientale e delle regioni limitrofe, in territorio austriaco.

Essa comprende una zona corrispondente, pressapoco, all'area abbracciata da due fogli e mezzo alla scala 1: 100.000, riferendosi in particolare ai fogli Bressanone e Monguelfo, al settore meridionale dei fogli Passo del Brennero e Vetta d'Italia, nonchè alla parte più occidentale del foglio Col Quaternà.

In questa carta, le diverse unità tettoniche furono indicate con colori distinti, al fine di farle risaltare immediatamente e con la maggior evidenza possibile all'occhio dell'osservatore. Si è poi creduto di rappresentare, con un disegno schematico in nero, le più importanti caratteristiche geologiche della zona presa in considerazione; in tal modo il lettore potrà contemporaneamente farsi un'idea, sia pure sommaria, della stratigrafia dei terreni che formano le singole unità strutturali, come pure gli sarà notevolmente facilitata l'interpretazione tettonica dei fogli Vetta d'Italia, Monguelfo e Bressanone della carta geologica delle Tre Venezie, e delle carte geologiche particolari pubblicate da autori italiani e stranieri. I dati più particolarmente geologici della nostra carta si devono ai singoli rilevatori (si veda il quadro dei rilevamenti nell'angolo superiore destro della Tavola), mentre le suddivisioni e le interpretazioni tettoniche spettano esclusivamente a GB. DAL PIAZ.

Nuove ricerche, condotte dall'Autore quando la presente carta geo-tettonica era ormai da tempo stampata, hanno dimostrato che la falda di Steinach (o di Nösslach), a ovest del Brennero, forma tutt'uno con i *Klippen* delle Cime Bianche di Telve, presso Vipiteno, rappresentando assieme a questi una falda austroalpina superiore a sviluppo probabilmente locale, o meglio una subfalda (*Teildecke*) del grande ricoprimento dell'Oetz. È quindi inverosimile che la falda di Steinach (Nösslach) rappresenti un *Klippe* dinarico, rimasto isolato al di sopra degli elementi austroalpini delle Alpi Orientali centrali, come sostiene lo STAUB (bibl. 34). Si veda in proposito: GB. DAL PIAZ, *Sui rapporti geologici che intercedono fra la serie delle Cime Bianche di Telve e il complesso del Tribulaun, nella regione del Brennero*, « Atti Acc. Veneto-Trentino-Istriana », vol. XXIV, 1933. In tal modo, l'angolo nord-occidentale della nostra carta geotettonica, ad ovest della Wipptal e dell'alta Val Isarco, che corrisponde a parte della falda di Steinach, andrebbe distinto con il colore bruno chiaro dei ricoprimenti austroalpini superiori (Tirolidi), anzichè con la tinta verde-oliva delle Dinaridi.

GIAMBATTISTA DAL PIAZ

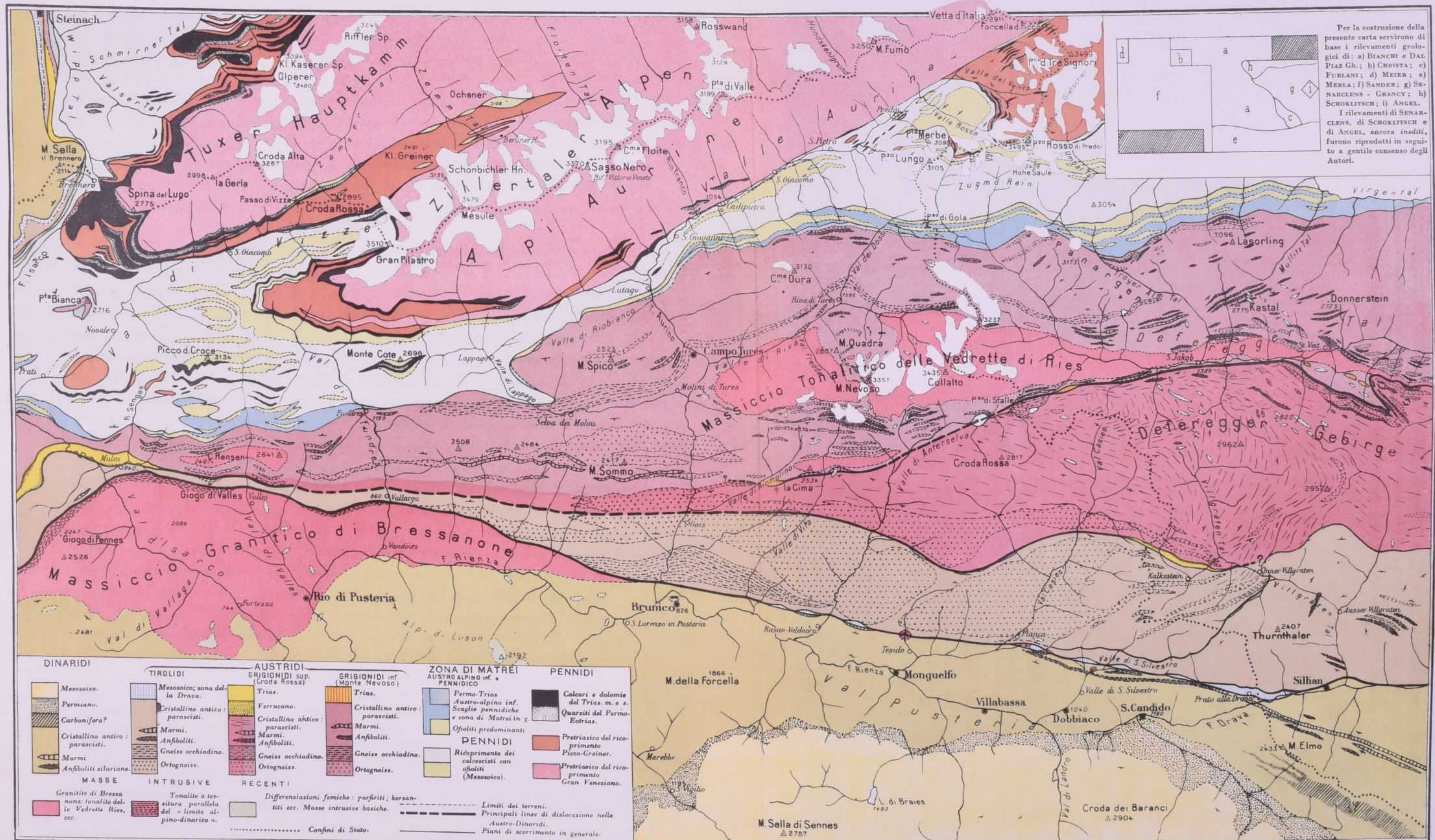
CARTA GEO-TETTONICA DELL'ALTO ADIGE ORIENTALE

E REGIONI LIMITROFE

MEMORIE DELL'ISTITUTO GEOLOGICO
DELLA R. UNIVERSITÀ DI PADOVA Vol. X

Scala di 1:200.000

TAV. X.



CHARTERED

CARTER'S CATHEDRAL

THE CATHEDRAL



THE CATHEDRAL

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA XI

Figg. 1 e 2. - In questi due profili geologici schematici figurano le medesime suddivisioni strutturali riprodotte nella carta geotettonica dell'Alto Adige Orientale e delle regioni finitime (Tav. X). Le due sezioni hanno soprattutto lo scopo di facilitare il confronto fra la concezione tettonica esposta da GB. DAL PIAZ nel presente lavoro, e le concezioni sostenute in precedenza da altri autori, particolarmente da R. STAUB (*Bau der Alpen*, 1924). Le principali differenze fra la sintesi enunciata da STAUB e le conclusioni formulate da GB. DAL PIAZ, dopo numerose ricerche sul terreno, si riferiscono soprattutto alla struttura del ricoprimento del Picco dei Tre Signori-Greiner (= Glocknerdecke p. p.); alla costituzione della zona di Matrei; alla tettonica dei ricoprimenti austro-alpini inferiori (Grigionidi); all'andamento del limite «alpino-dinarico» e alle «radici» dei ricoprimenti austro-alpini superiori (Tirolidi); all'età delle masse intrusive delle Vedrette di Ries e di Bressanone-Ivigna, nonché a numerose questioni di dettaglio, che qui non è possibile ricordare ⁽¹⁾.

Le sezioni, fino ad un Km. di profondità ed anche oltre, rappresentano la realtà direttamente osservabile in natura; esse corrispondono, per questa parte, a due profili geologici pubblicati l'uno da GB. DAL PIAZ e l'altro da B. SANDER. Riguardo le parti profonde delle sezioni, possiamo dire che esse sono state costruite per tutto il settore pennidico, (ossia per i ricoprimenti del Gran Veneziano, del Picco dei Tre Signori e dei calcescisti), con metodo geometrico, che verrà descritto nella spiegazione della fig. 3. Grazie a questo metodo, basato essenzialmente sul principio della continuità dei solidi strutturali in direzione assiale, si è potuto ricavare dalla carta geologica dell'Alta Valle Aurina una sezione trasversale completa dei vari elementi tettonici, la quale ha in sé stessa i requisiti per essere ritenuta sufficientemente esatta fino ad una certa profondità (cfr. la fig. 3 di questa Tav., e la Tav. XII). Anche per il settore austro-dinarico, la parte ipotetica può dirsi ridotta al minimo. Invece nel caso delle masse intrusive recenti si dovette forzatamente ricorrere all'ipotesi, inquantochè, di solito, i plutoniti non obbediscono, od obbediscono solo molto imperfettamente, a quella legge della continuità del solido in direzione assiale per una certa distanza, a cui sottostanno in generale gli elementi tettonici, e in particolar modo le grandi pieghe pennidiche. D'altro lato noi conosciamo solo le parti più elevate degli apparati eruttivi che ci interessano e non possiamo in nessun modo farci un'idea, sia pure approssimativa, della struttura delle loro parti profonde. Così ad esempio si è visto che il massiccio tonalitico delle Vedrette di Ries presenta nelle sue parti superiori, accessibili alla nostra osservazione diretta, una struttura di *habitus* laccolitico; noi però siamo ben lontani con questo dal ritenere

⁽¹⁾ Non possiamo esimerci dal rilevare come nella sua recentissima pubblicazione *Grundzüge und Probleme alpinen Morphologie* (Denkschr. Schweiz. Naturforsch. Gesell. Bd. LXIX, Abh. 1, 1934), R. STAUB mantenga inalterata l'interpretazione tettonica della Regione Atesina, data già nella sua opera *Der Bau der Alpen* del 1924, dopo che numerosi lavori di G. e GB. DAL PIAZ, A. BIANCHI, W. HAMMER, B. SANDER, O. SCHMIDEGG, ecc. ne dimostrarono la completa insostenibilità. Questo particolarmente per ciò che riguarda i massicci di Bressanone-Ivigna-M. Croce e delle Vedrette di Ries; il limite alpino-dinarico; il Trias di S. Pancrazio in Valle d'Ultimo; la regione compresa fra l'Adige a monte di Merano e il fiume Isarco; la Valle Aurina, ecc. Le stesse osservazioni si potrebbero ripetere a proposito delle Alpi Occidentali, al cui riguardo viene data una sezione del ricoprimento del Gran Paradiso, per la quale si sarebbe condotti a ritenere che il Collega svizzero sia completamente all'oscuro dei risultati di recenti pubblicazioni di geologi italiani.

che tale struttura si mantenga anche in profondità, che cioè questo corpo intrusivo debba considerarsi un *laccolite* nello stretto senso della parola, sia per quanto riguarda la forma e le condizioni di giacitura dell'intera massa magmatica, sia per quanto si riferisce alle modalità della sua « *mise en place* ». I limiti profondi del plutonite in questione furono da noi tracciati come quelli di un massiccio in parte concordante e in parte discordante, ma, per quanto si è detto, essi non possono essere che più o meno convenzionali. Le medesime considerazioni si debbono ripetere a proposito delle altre masse granulari rappresentate nei due profili. Il lettore deve però tener presente che, nel segnare questi limiti, noi fummo essenzialmente guidati dal criterio di far risaltare il collegamento che, secondo ogni verosimiglianza, deve esistere in profondità fra i diversi corpi intrusivi recenti dell'Alto Adige Orientale, e di illustrare i rapporti che intercorrono fra questi ultimi e la tettonica alpina della regione.

Fig. 3. - Il parallelepipedo ha lo scopo di dare una rappresentazione spaziale degli elementi tettonici che affiorano nell'Alta Valle Aurina, consentendo la visione immediata dei legami che intercorrono fra i fenomeni osservabili in superficie e le strutture geologiche profonde. La faccia superiore dello stereogramma illustra le principali caratteristiche tettoniche rilevate sul terreno; essa corrisponde a quasi tutta la carta geologica dell'Alta Valle Aurina di A. BIANCHI e GB. DAL PLAZ, messa in prospettiva, dopo esser stata ridotta ai suoi elementi fondamentali ed esser stata quindi portata dalla scala 1:25.000 alla scala 1:100.000. Dato il fine propostoci, non c'è nessuna inconveniente a considerare la superficie topografica come una sezione orizzontale, condotta attraverso il sistema di pieghe che c'interessa.

In base alle strutture osservate in natura, al fatto dell'inclinazione assiale dei solidi tettonici e al principio della loro relativa continuità in direzione assiale per una certa distanza, si sono costruite, con rigoroso metodo geometrico, le faccie verticali dello stereogramma. La faccia anteriore corrisponde alla sezione trasversale dei vari elementi strutturali, mentre la faccia laterale destra corrisponde alla loro sezione longitudinale. In tal modo, ciascuna unità tettonica è rappresentata secondo le sue tre dimensioni.

Il valore dell'inclinazione assiale, adottato per la costruzione dello stereogramma, rappresenta la media di numerosi valori misurati in punti diversi, al sommo delle anticlinali e sul fondo delle sinclinali. Naturalmente si è dovuto supporre che l'inclinazione assiale si mantenga uniforme per l'intero tratto iscritto nel parallelepipedo; ciò però non costituisce un grave inconveniente, per il fatto che lo spazio preso in considerazione è relativamente limitato. Sulla faccia laterale destra del parallelepipedo, l'inclinazione assiale si manifesta in tutta la sua evidenza; sulla faccia superiore si può leggere invece, in ogni punto dei contatti, la direzione e il senso della pendenza dei banchi rocciosi. A quest'ultimo intento, basta tener presente il senso dell'inclinazione assiale delle pieghe e l'andamento del loro profilo sulla faccia anteriore del parallelepipedo.

La scala adottata ci ha obbligato a trascurare i dettagli minori, che del resto non hanno importanza per lo scopo prefissoci.

Lo stereogramma mette fra l'altro in evidenza lo « stile pennidico » degli elementi tettonici dell'Alta Valle Aurina. Il lettore si renderà giusto conto di questa asserzione, confrontando il nostro grafico con i classici e ben noti stereogrammi delle Alpi Occidentali pubblicati, oltre vent'anni or sono, da E. ARGAND (*Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux*, « Mat. Carte géol. de la Suisse », n. s. XXXI^e livr., 1911).

Fig. 1 e 2. - Profili geologici schematici attraverso le Alpi Aurine e Pusteresi.

Scala 1:200.000.

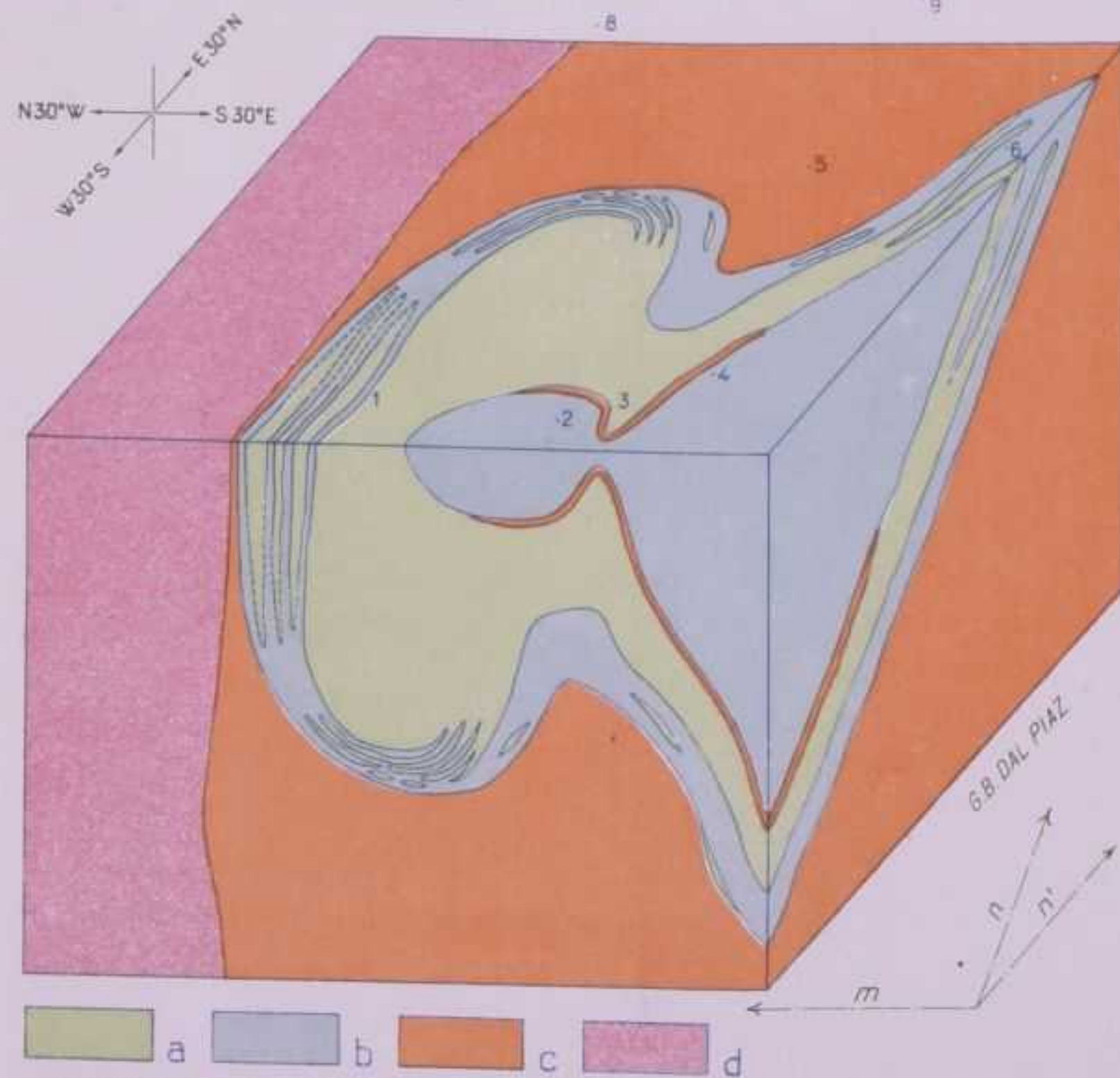
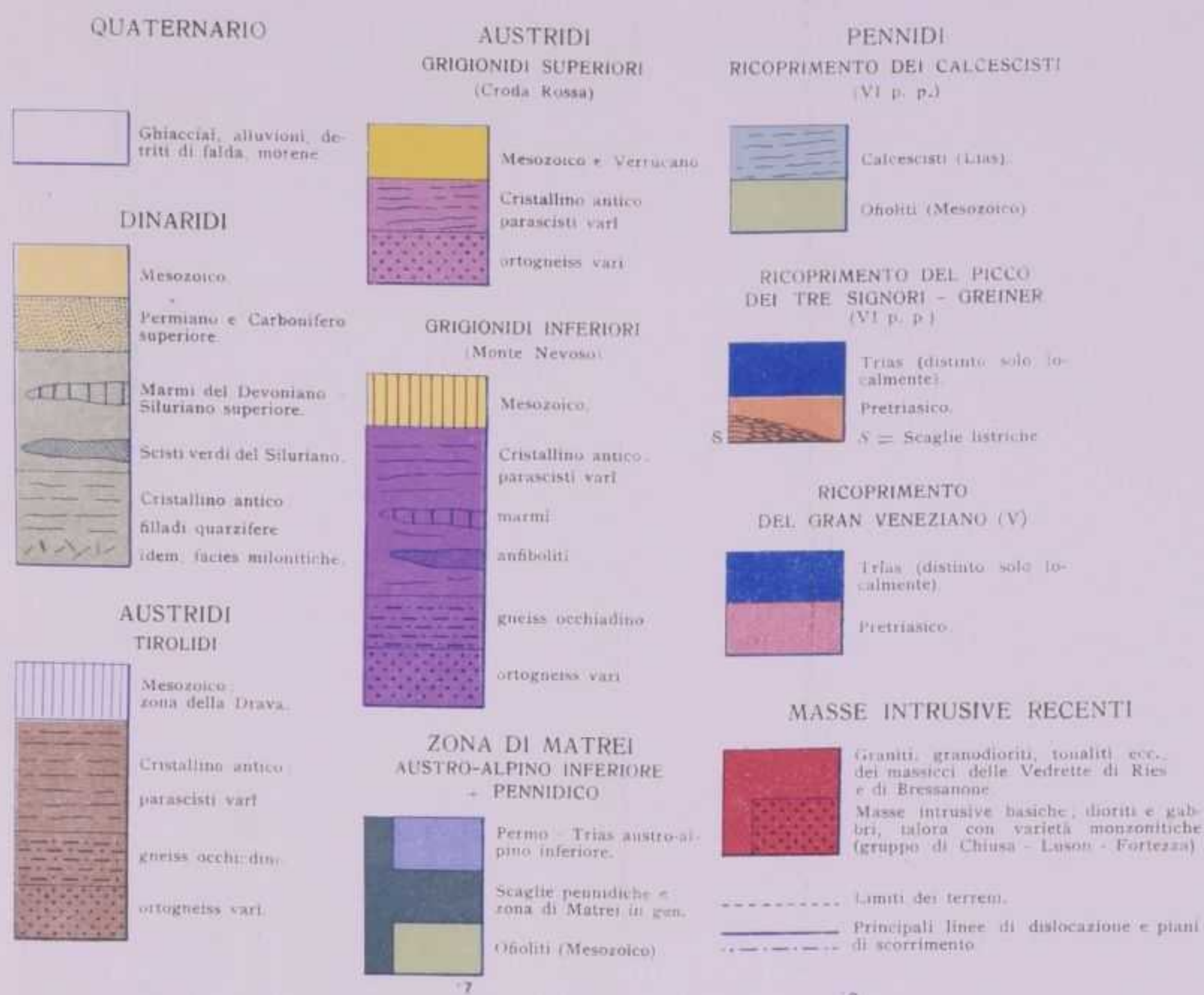


Fig. 3. - Stereogramma tettonico schematico della regione dell'alta valle Aurina. Scala 1:100.000.

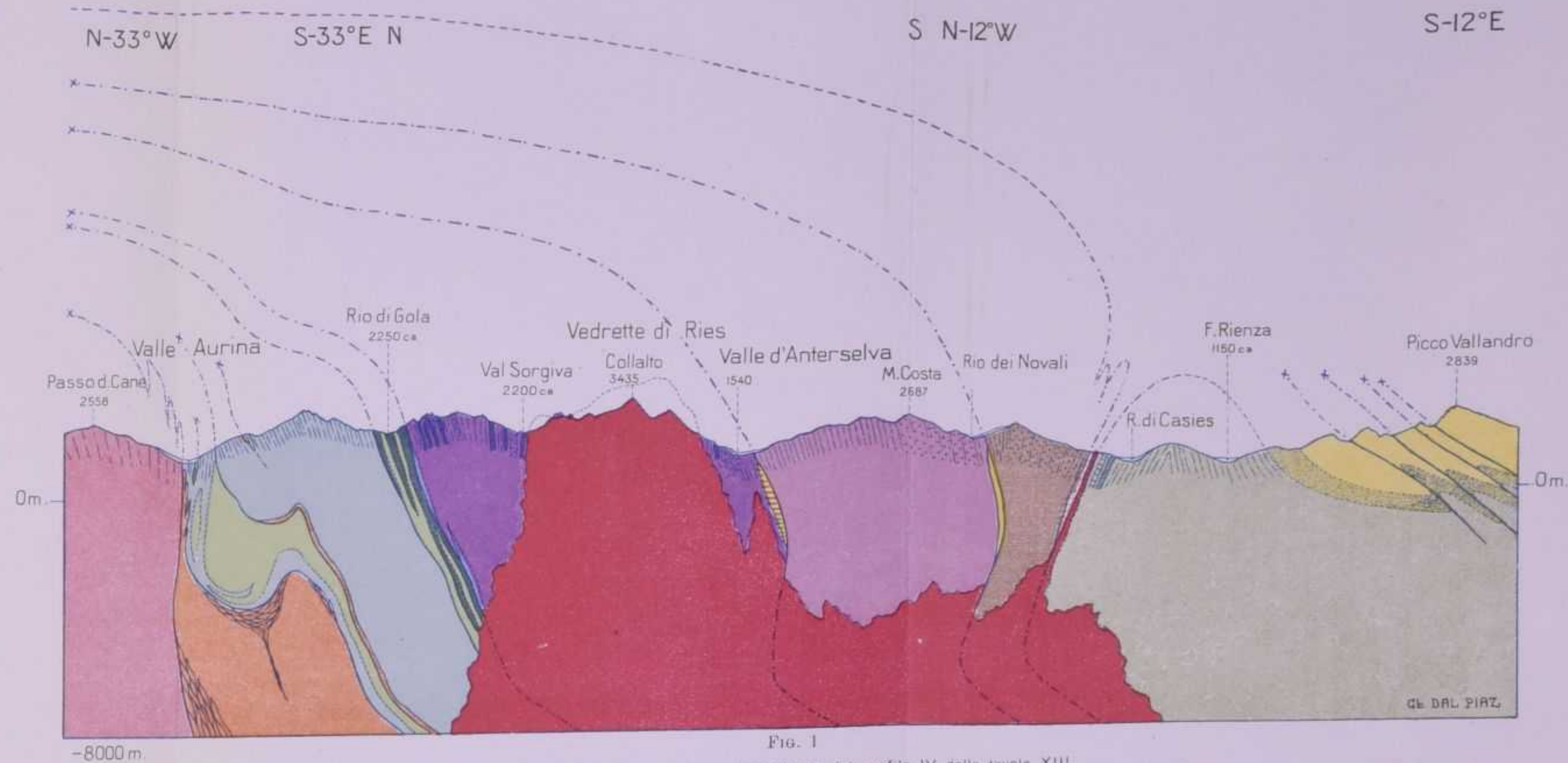
a = Ofioliti mesozoiche
b = Calcescisti (Lias)
c = Pretriasico del ricoprimento del Picco dei Tre Signori (VI p. p.)
d = Pretriasico del ricoprimento del Gran Veneziano (V).

Con questa medesima tinta (c) sono state rappresentate anche talune lenti di ofioliti, presumibilmente mesozoiche, intercalate fra i terreni del ricoprimento del Picco dei Tre Signori.

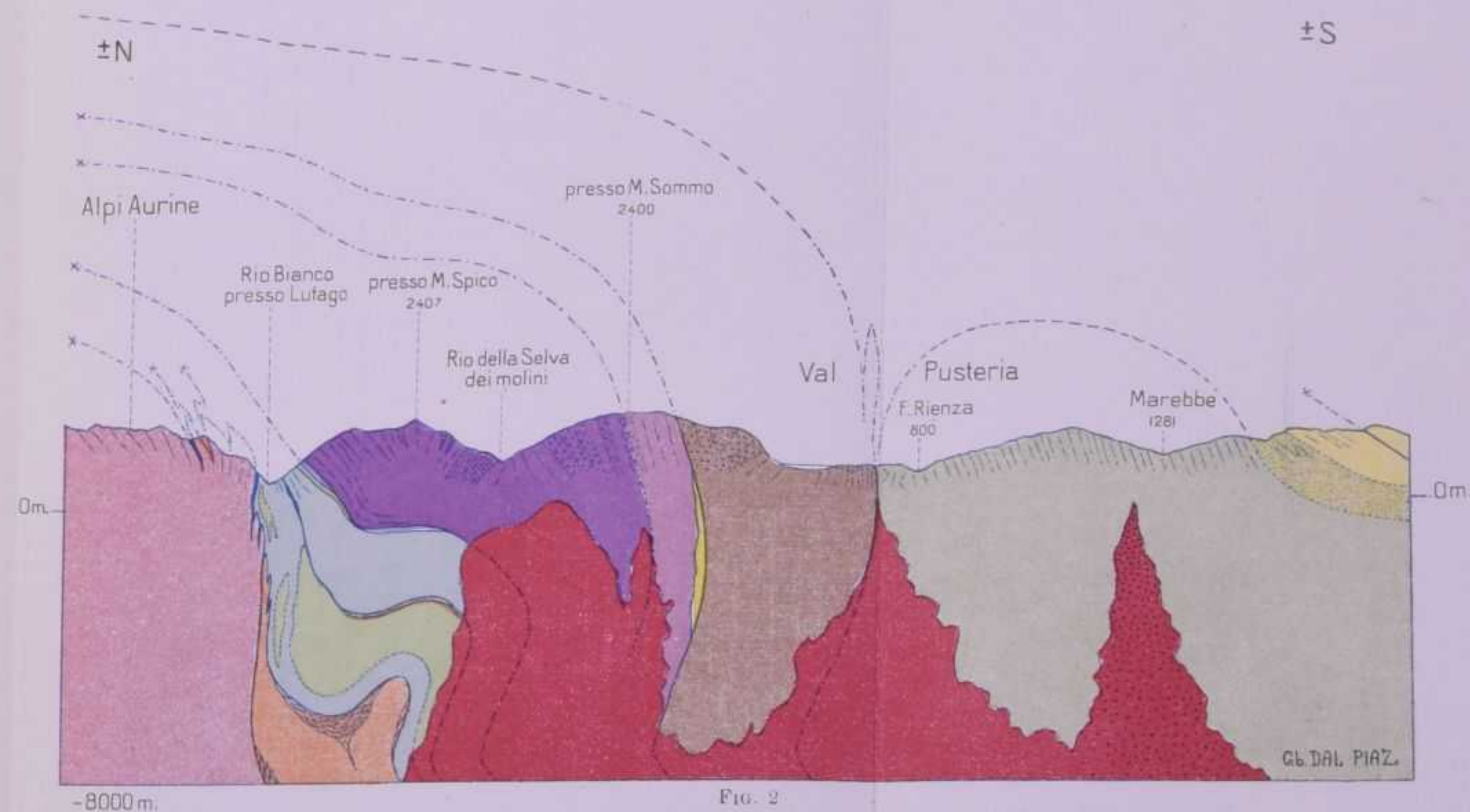
I terreni del Trias, data la loro modesta estensione, vennero rappresentati con la medesima tinta della serie pretriasica del ricoprimento al quale appartengono. Le scaglie tettoniche non sono state indicate, fatta eccezione per quelle di Punta Merbe - Pizzo Cucchiaino.

m = Direzione media di spinta; n = direzione assiale media delle pieghe nello spazio; n' = proiezione orizzontale della direzione media delle pieghe.

1 = Presso le miniere della bassa Valle Rossa; 2 = P.ta Merbe, 3090; 3 = Bocchetta di Valle Rossa; 4 = P.ta Cucchiaino, 3132 m.; 5 = Gioio Lungo, 2550 m.; 6 = Pizzo Rosso, 3495; 7 = Vetta d'Italia, 2911 m.; 8 = presso Malga Lana, 1979; 9 = Bocchetta del Vento di dentro, 2849 m.



Questa sezione passa in corrispondenza del profilo IV della tavola XIII.



Questa sezione è stata costruita, per la parte compresa fra la superficie topografica e l'altezza di 500 m. circa sul livello del mare, in base al profilo I pubblicato da B. SANDER nelle "Note illustrative del foglio Bressanone della Carta geologica delle Tre Venezie".

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA XII

COMMENTO DEI PROFILI

I profili della Tav. XII si riferiscono all'area rappresentata nella Carta Geologica alla scala 1:25.000 dell'Alta Valle Aurina di A. BIANCHI e GB. DAL PIAZ.

I primi dieci profili sono stati costruiti e disposti secondo il metodo delle sezioni in serie. I successivi, XI a XIII, non sono in serie coi precedenti e servono ad illustrare alcuni motivi geologici locali particolarmente interessanti.

Gli elementi tettonici che affiorano nell'Alta Valle Aurina rivelano chiaramente gli effetti della formidabile compressione esercitata da una fase tardiva dell'orogenesi alpina, che determinò la costipazione e il raddrizzamento spesso fino alla verticale o quasi dei banchi rocciosi.

Il ricoprimento del Picco dei Tre Signori appare costituito da due anticlini più o meno complesse, separate fra loro dalla lama sinclinale mesozoica di Bocchetta del Vento di Dentro (profili IX e XII). L'anticlinale superiore prende il nome da Cima del Vento, quella inferiore dal M. Piè di Cavallo. Il fianco normale della falda è caratterizzato dalla presenza di numerose scaglie listriche, che affiorano nell'alta Val Rossa e sul fianco sinistro di Val del Vento (profili VII-IX e XIII e Tav. XI fig. 1). Le scaglie di Forcella del Picco, almeno quelle a sud di q. 2720, e le scaglie di Malga Lana appartengono invece al fianco inverso, oggidì quasi verticale, del predetto ricoprimento (profili IX e X e Tav. XI fig. 1). Infine la zona di scaglie di Forcella del Picco, per il tratto a nord di q. 2720, è costituita, secondo ogni probabilità, da una complessa alternanza tettonica di elementi appartenenti in parte alla falda del Picco dei Tre Signori e in parte alla falda del Gran Veneziano.

Degno di nota per la sua particolare struttura è il grande ammasso ofiolitico di Valle Rossa, che in origine doveva corrispondere ad un potente filonestrato o *sill*, dilatato presso la sua estremità anteriore a formare una sorta di enorme lente, ad *habitus* laccolitico, concordante con i terreni incassanti. Successivamente questo apparato intrusivo venne deformato e ripiegato dalle fasi massime e tardive dell'orogenesi alpina, fino ad assumere la forma che possiede oggi. Si può inoltre osservare come, di solito, la presenza delle ofioliti mesozoiche sia legata all'esistenza di qualche piano o zona di movimento (n. 1-4 dei vari profili). Ricorderemo in proposito le ofioliti probabilmente mesozoiche associate a calcari triasici della zona a scaglie di Forcella del Picco, che, per vari motivi, non fu possibile indicare nelle figure 1-3 della Tavola XI.

Spiegazione dei numeri: 1 = piano di scorrimento della falda del Picco dei Tre Signori su quella del Gran Veneziano; 2 = piano di scorrimento della falda dei calcescisti su quella del Picco dei Tre Signori; 3 = scorrimento legato alle scaglie di Predoi; 4 = piano di scorrimento fra la subfalda di Valle Rossa e la subfalda di Punta Merbe-Pizzo Cucchiaio, con scaglie pretriasiche e triasiche nella zona di Bocchetta di Valle Rossa. X prosecuzione dei piani di scorrimento al disopra della superficie topografica.

Gb. DAL PIAZ - Studi geologici sull'Alto Adige.

PROFILI GEOLOGICI DELL' ALTA VALLE AURINA alla Scala 1:25.000.

QUATERNARIO

	Glaciali, nevati.
	Alluvioni recenti ed attuali; depositi lacustri.
	Detrito di falda (d); frane (f).
	Cam di sabbia.
	Zone di erosione, accompagnate da circo e adagiamento di massa.
	Morene, morene attuali e recenti (ma); morene stadiali, di Daun (md).

TRIAS E PERMO-CARBONIFERO

	Calcarei e dolomie (Trias medio e superiore).
	Quarzi, scisti filadici ecc. (Permian-Carboniferous).
	Scisti filadici granitici spesso gr. natiferi (Carbonifero).

RICOPRIMENTO DEL PICCO DEI TRE SIGNORI

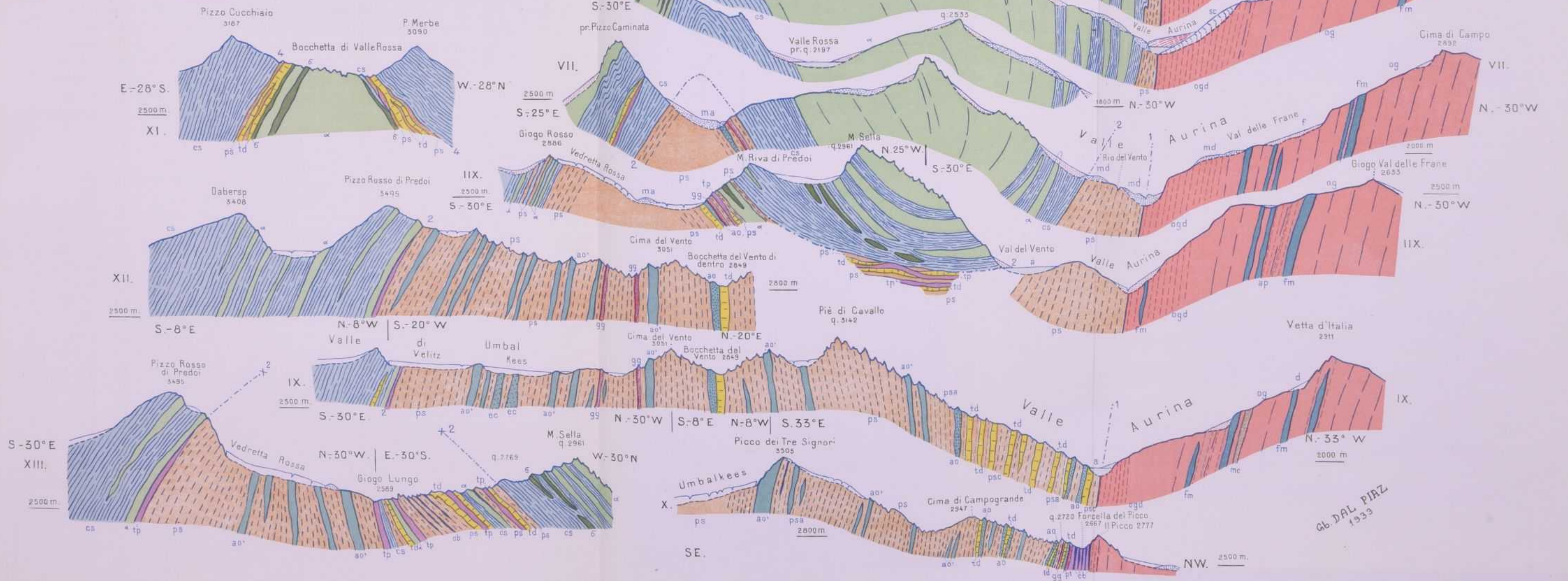
	Parasisti, porfirofili, granitici, scisti filadici (ps); para-sisti anfibolici e cloritici (psa); (Cr. stallino antico precarbonifero).
	Ortogneis scistose ed occhiate, scie di ortogneis, presso Forcella del Picco (Paleozoico, prob. Carbonifero).
	Prasini, spesso granitici e anfibolici, ornoblenitici-gastalditici a grana prob. precarbonifero (ao).
	Prasini prob. mesozoici (ao).
	Ecloriti e anfibolici granitici associati alle formazioni obolite (prob. precarbonifero).

RICOPRIMENTO DEL GRAN VENEZIANO

	Parasisti, micascisti e scisti filadici sericitici e cloritici (Pretriasico).
	Ortogneis del Gran Veneziano (Paleozoico, prob. Carbonifero).
	Facies diafettiche dello stesso.
	Differenziazioni anfiboliche dell'ortogneis, facies apliche e pegmatitiche.
	Facies anfiboliche dell'ortogneis, gneiss minuti ricchi di anfibolo e loricati ed epidotici.
	Differenziazioni feldiche dell'ortogneis anfibolici varie.

RICOPRIMENTO DEI CALCESCISTI

	Prasinitici (Mesozoico recente).
	Serpentine, cloritici, calcescisti (Mesozoico recente).
	Calcescisti (Lias ed eventuali piani superiori).

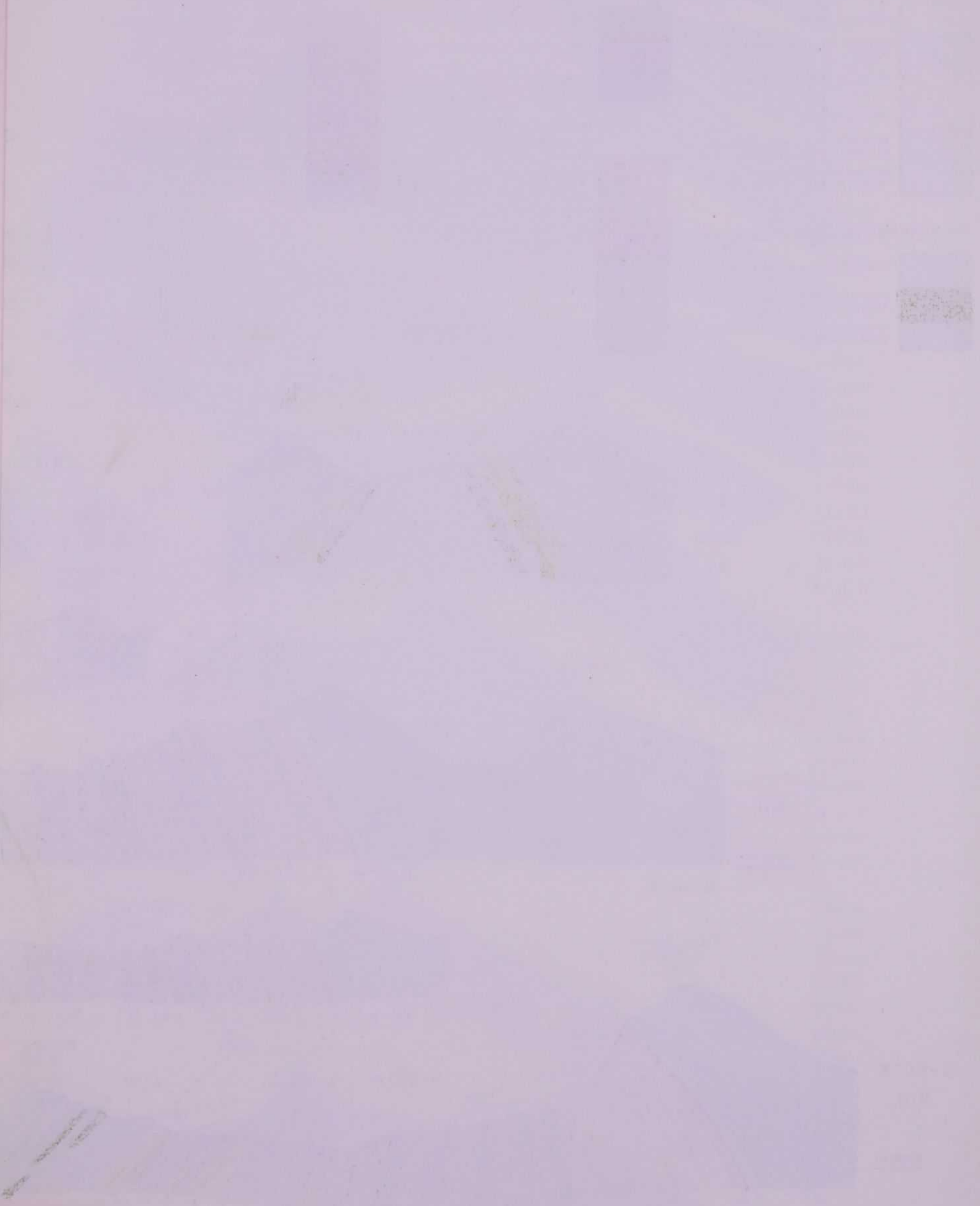


Gb. DAL PIAZ
1933

THE HISTORY OF THE

REIGN OF

CHARLES THE FIRST



SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA XIII

ILLUSTRAZIONE DEI PROFILI GEOLOGICI

I

SERIE DEI TERRENI

QUATERNARIO

1. Ghiacciai, nevati (in bianco); morenico attuale e recente (*ma*); alluvioni attuali e recenti (*a*) - 2. Detriti di falda e di frana (*f*); con di deiezione (*c*) - 3. Zone di fratturazione accompagnate da crollo e adagiamento di massa nell'« ortogneiss del Gran Veneziano » (*sc*) [= *balancement superficiel des couches* o *fauchage* o *disposition en crochet* degli autori francesi, *Hakenverwerfung* degli autori tedeschi] - 4. Morenico antico in generale (*mo*); morene, probabilmente würmiane, sovrastanti alle alluvioni interglaciali, presso Tesido ecc. (prof. VIII) - 5. Alluvioni interglaciali, terrazzate (*at*) - 6. Morene, probabilmente rissiane, sottostanti alle alluvioni interglaciali (*mr*).

DINARIDI

Serie post-ercinica: Mesozoico, Permiano e Neocarbonifero (N).

7. Lias, calcari grigi e rosei, alla base breccie e conglomerati, con granuli di *Bohnerz*, in trasgressione sulla superficie di erosione retica (?) della dolomia principale, (*l*) - 8. Retico (?) e Norico, Dolomia principale (*dp*) - 9. Raibl, marne gialle o grigie, talvolta arenacee, e calcari marnosi, giallastri e cerulei (*cr*²); dolomie marnose e calcari dolomitici bianco-grigi (*cr*¹) - 10. S. Cassiano, marne e calcari marnosi gialli (*cr*) - 11. Ladinico superiore, strati di La Valle (Wengen), calcari arenacei e arenarie (*ld*²) - 12. Ladinico inferiore, strati di Livinallongo (Buchenstein), marne e calcari marnosi, generalmente scuri (*ld*¹) - 10-12. Carnico e Ladinico, dolomia dello Sciliar [Schlern] (*ds*) - 13. Anisico superiore, dolomia della Mendola [*dm*] - 13. Anisico superiore, calcari bianchi stratificati, calcari cristallini e calcari marnosi (*as*¹) - 14. Anisico inferiore, calcari marnosi, scuri o grigi, calcari arenacei, marne, ecc. (*as*) - 15. Scitico (Werfen), arenarie argilloso-micacee, con lenti calcaree (*wf*) - 16. Permiano superiore, calcari bituminosi della formazione a *Bellerophon*, con dolomie cariate, calcari marnosi e gessi inferior-

mente (p^2) - 17. Permiano inferiore, « arenarie di Val Gardena » (p^1) - 18. Permiano inferiore, « Verrucano rosso » (v^1); Permo-Carbonifero, « Verrucano grigio » (v).

Serie ercinica (M): Paleozoico medio e inferiore e Cristallino antico.

19. Devoniano e Siluriano superiore, calcari zonati, scuri (s); Siluriano, scisti verdi, tubi diabasici (pa) - 20. Filladi passanti a sedimenti più chiaramente argilloscistosi (fc); probabilmente Carbonifero sec. CORNELIUS-FURLANI e MERLA - 21-22. Filladi quarzifere sericitiche (fq) e loro forme milonitiche (fq').

AUSTRIDI

Sedimenti austroalpini superiori (zona della Drava o del limite alpino-dinarico *auct.*): Giurese e Trias (L *p. p.*).

23. Giura - Lias, scisti argillosi rossastri, calcari rossi e grigi, a noduli di selce, Fleckenmergel, calcari neri con intercalazioni di scisti neri, ecc. (gl) - 24. Retico, calcari scuri (r) - 25. Norico, dolomia principale (n).

Sedimenti austroalpini medi (Zona di Kalkstein-Forcella Ciarnil): Mesozoico, Permiano e Neocarbonifero (H *p. p.*).

26. Ladinico, dolomie scure a Giroporelle (dt) - 27. Muschelkalk, calcari zonati, chiari (mk) - 28. Buntsandstein e Verrucano, arenarie gialle, scisti sericitici e conglomerati rossi e grigi (bv).

Cristallino antico dei ricoprimenti austroalpini (E, G, H *p. p.*, I).

29. Filladi quarzifere e micascisti del Thurnthaler (sf) e loro forme milonitiche (sf') - 30. Filladi quarzifere, diaforiti, scisti nerastri (trattini più grossi), e scisti ocracei, (dn), intercalati lungo la dislocazione Defereggertal - Valle d'Anterselva (Passo di Stalle, a sud di Cima di Vila ecc.); scisti macchiettati, cornubianiti, cornubianiti macchiettate del Passo di Stalle (cm) - 31. Filladi e micascisti nodulari, con intercalazioni di paragneiss, della serie di Cima Dura (mf) e loro forme laminate (mf') - 32. Micascisti e paragneiss a cianite, staurolite, granato, tormalina, ecc. (mcs) e loro forme milonitiche (mcs') - 33. Paragneiss e micascisti biotitici, minuti e finemente scistosi, della serie di Anterselva (pgn) e loro forme milonitiche (pgn') - 34. Quarziti e filladi quarzose (q) - 35. Calcari saccaroidi, corrispondenti ai « marmi di Lasa » (m) - 36. Ortogneiss aplitici e pegmatitici a muscovite (ga) - 37. « Ortogneiss granitico di Anterselva » a due miche, con muscovite prevalente sulla biotite, (og), e sue forme milonitiche (og') - 38. Ortogneiss granitico-biotitico di Val Casies, talora anfibolico, (gg), e sue forme milonitiche (gg') - 39. Orto- e para-gneiss occhiadini (go) e loro forme

milonitiche (*go'*) - 40. Orto- e para-scisti anfibolico-biotitici o anfibolico-cloritici, più o meno granatiferi (*sa*).

ZONA DI MATREI

(Pennidico + Austroalpino inferiore): Trias e Pretriasico (D).

41. Trias superiore e Ladinico, Trias medio e superiore in generale, calcari e dolomie (*td*) - 42. Muschelkalk, calcescisti e calcari scuri (*tm*) - 43. Permo-Eotrias, quarziti compatte, quarziti fogliettate e scisti sericitici (*tp*) - 44. Pretriasico, parascisti a facies simile a quella delle rocce analoghe del Picco dei Tre Signori (*ps*); Pretriasico, parascisti a facies simile a quella delle rocce analoghe della serie di Cima Dura (*mf*).

PENNIDI

Ricoprimento dei calcescisti con ofioliti, (VI p. p.): Mesozoico (C).

Eruzione ofiolitica del ciclo magmatico alpino (Mesozoico recente) = 45. Prasiniti anfiboliche o anfibolico-epidotiche del gruppo di Val Rossa, prasiniti prevalentemente epidotiche del gruppo di S. Giacomo, prasiniti e anfiboliti intercalate nella « zona di Matrei », (*z*) - 46. Serpentine, cloritoscisti e talcoscisti (*σ*); ofi-calciti e calcefiri associati ai serpentini (*σ'*).

Sedimenti orogeni del Lias e di eventuali piani superiori = 47. « Calcescisti », calcescisti tipici riccamente calcariferi, calcescisti a noduli di calcite, calcescisti ad albite, micascisti filladici, poveri o privi di carbonati (*cs*) - 48. micascisti filladici (mesozoici?) intercalati nella zona di Matrei, a sud del Gr. Rainardo (*psc*).

Ricoprimento del Picco dei Tre Signori, (VI p. p.): Trias e Pretriasico (B).

49. Trias medio e superiore, calcari e dolomie (*dt*) - 50. Pretriasico, paragneiss albitici-granatiferi, talora anche tormaliniferi, micascisti muscovitici a clorite, spesso granatiferi, scisti filladici ecc. (*ps*).

Ricoprimento del Gran Veneziano, (V): Trias e Pretriasico (A).

51. Trias medio e superiore, calcari e dolomie (*dt*) - 52. Trias inferiore e Permiano, quarziti, quarziti filladiche, micascisti sericitici, (*pt*), talvolta associati a scisti grafitici del Carbonifero post-ercinico - 53. Paleozoico (probabilmente Carbonifero inferiore), ortogneiss epidotico a due miche, talora anche anfibolico, (*gn*), e sue forme marginali, muscovitiche, fortemente laminate, (*gn'*) - 54. Differenziazioni femiche dell'ortogneiss del Gran Veneziano, anfiboliti gneissiche, anfiboliti epidotiche, cloritiche, granatifere ecc. (*fm*) - 55. Pretriasico, micascisti sericitici e cloritici, micascisti a cianite e micascisti cloritici a granato (*ms*).

MASSE INTRUSIVE RECENTI E LORO AUREOLA DI CONTATTO

Intrusioni tonalitiche del ciclo magmatico alpino: Terziario (F, F' e L *p. p.*).

56. Tonaliti e grano-dioriti delle Vedrette di Ries, della Cima di Vila e della zona della Drava (limite alpino-dinarico *auct.*) e loro facies diverse (τ) - 57. Differenziazioni lamprofiriche della tonalite; porfiriti, kersantiti, spessartiti, orneblenditi, ecc. (*k*).

Rocce metamorfosate per contatto dalle intrusioni tonalitiche predette.

58-59-60. Filladi quarzifere, paragneiss, micascisti, quarziti, marmi, ortogneiss aplitici e pegmatitici, ortogneiss granitici, anfiboliti, ecc., metamorfosati per contatto dalle predette intrusioni - 61. Dolomie silicizzate e feldispatizzate e materiali ocracei lungo il contatto fra la tonalite e la dolomia principale di Rio Fosco, vicino Planca inferiore (*oc*) [prof. V].

II.

ELEMENTI STRUTTURALI DI PRIMO ORDINE

- | | | |
|-------------------------------------|---|---|
| Pennidi | { | A - Ricoprimento del Gran Veneziano, V. |
| | | B - Ricoprimento del Picco dei Tre Signori - Greiner, VI <i>p. p.</i> |
| | | C - Ricoprimento dei calcescisti con ofioliti, VI <i>p. p.</i> |
| Austriidi | { | D - Zona di Matrei (Pennidico + Austro-alpino inferiore). |
| | | E - Ricoprimenti austroalpini inferiori (Grigionidi): falda di M. Nevoso. |
| | | G - Ricoprimenti austro-alpini inferiori (Grigionidi): falda di Croda Rossa. |
| | | H - Sedimenti austroalpini medi e zona sinclinale di paragneiss e micascisti, separanti le Grigionidi dalle Tirolidi. |
| | | I - Ricoprimenti austroalpini superiori (Tirolidi). |
| Dinaridi | { | L - Sedimenti austroalpini superiori; zona sinclinale (<i>Drauzug auct.</i> o zona della Drava; limite alpino-dinarico <i>auct.</i>) separante le Tirolidi dalle Dinaridi. |
| | | M - Dinaridi, serie ercinica. |
| Masse intrusive recenti (terziarie) | { | N - Dinaridi, serie post-ercinica. |
| | | F - Massiccio tonalitico delle Vedrette di Ries; F' - Nucleo granodioritico della Cima di Vila. I nuclei tonalitici della zona della Drava sono stati indicati con la stessa lettera (L), che distingue i sedimenti austroalpini superiori. |

III.

DESCRIZIONE DEI SINGOLI PROFILI

Profilo I. - 1. Linea di dislocazione Defereggertal - Valle di Anterselva, separante il ricoprimento di Monte Nevoso (E) da quello di Croda Rossa (G). L'età alpina della dislocazione è comprovata dalla presenza di un cuneo di calcare anisico entro la medesima zona di disturbo, presso la Staller Alm, poco a est del Passo di Stalle. A causa della sua grande complicazione, questo profilo si dovette disegnare alla scala 1:25.000.

Profilo II. - 1. Piano di scorrimento delle Tirolidi (I) sui sedimenti austroalpini medi (Trias e Verrucano della zona Kalkstein - Forcella Ciarnil, H) - 2. Contatto meccanico fra paragneiss e fillade del Thurnthaler (secondo FURLANI-CORNELIUS - 3. Piano di scorrimento del fianco meridionale delle Tirolidi (I) sui sedimenti austroalpini superiori (zona della Drava, L). Si osservi come la parte dorsale-posteriore delle Tirolidi sia stata rovesciata a sud sopra i terreni mesozoici del Drauzug, in modo da formare una grande piega retroflessa, la cui formazione risale alle fasi tardive dell'orogenesi alpina (fase insubrica). Per tale fatto il cristallino delle Tirolidi ha assunto, in questo settore, una evidente struttura a ventaglio - 4. Piano di scorrimento fra i sedimenti austroalpini superiori e la serie ercinica delle Dinaridi (M). È questo l'originario piano di scorrimento delle Dinaridi sulle Tirolidi (limite alpino-dinarico *auct.*), precedentemente rovesciato a nord e solo in seguito ribaltato a sud, in conseguenza della retroflessione postuma della zona delle « radici ».

Profilo III. - 1 e 2 come 3 e 4 del profilo II. - 3. Anticlinale insubrica, rovesciata a sud sulla serie post-ercinica delle Dinaridi (N). Si ripete qui il noto fenomeno delle pieghe retroflesse già ricordato per il ricoprimento austroalpino superiore. Si osservi la pseudo-concordanza, di origine tettonica, fra la serie ercinica (M) e la post-ercinica (N) delle Dinaridi; questo fatto, dovuto all'orogenesi alpina, maschera l'originaria sovrapposizione angolare della seconda serie sulla prima.

Profilo IV. - 1. Piano di scorrimento della falda dei calcescisti (C) sulla falda del Gran Veneziano (A) - 2. Prosecuzione del sistema di scaglie di S. Pietro - 3-4-5. Scaglie pretriasiche e triasiche, riferibili al ricoprimento del

Picco dei Tre Signori (B). Si noti come in tutta la vasta zona compresa fra il profilo IV e il profilo XI, il ricoprimento dei calcescisti venga a contatto meccanico diretto con il ricoprimento del Gran Veneziano, senza l'interposizione del ricoprimento del Picco dei Tre Signori. Quest'ultima unità è soltanto rappresentata, nel settore corrispondente al profilo IV, da alcune digitazioni frontali, talmente tettonicizzate da esser ridotte ad una successione di scaglie isolate, disposte a rosario lungo i piani di movimento (N. 3, 4 e 5). È evidente che, in questa parte della Valle Aurina, il ricoprimento del Picco dei Tre Signori è sepolto in profondità sotto il ricoprimento dei calcescisti, come mostrano i profili riprodotti nelle tavole XI e XII. Per quanto si è detto, la falda dei calcescisti risulta suddivisa in numerose subfalde dalle digitazioni pretriasiche e triasiche della falda del Picco dei Tre Signori, ripetendo un fenomeno molto diffuso nella zona pennidica degli Alti Tauri e delle Alpi occidentali. Numerose scaglie di terreni pretriasici, con tendenza a facies di rocce analoghe della serie del Picco dei Tre Signori, si riscontrano nella zona di Matrei (D) e stanno a rappresentare, secondo ogni probabilità, gli elementi tettonici più elevati del sistema pennidico - 6. Piano di ricoprimento della zona di Matrei sulla falda dei calcescisti - 7. Piano di ricoprimento delle falde austro-alpine inferiori o Grigionidi (E) sulla zona di Matrei. Si osservi, nei profili IV, VI, IX e XI di questa tavola e in quelli della Tav. XI, la caratteristica distribuzione delle ofioliti mesozoiche, evidentemente legata alla presenza di grandi orizzonti di movimento, quali si riscontrano fra il sistema austro-alpino e quello pennidico nella zona di Matrei, fra la falda dei calcescisti e quella dei Picco dei Tre Signori e fra queste due falde e quella del Gran Veneziano - 8 e 9. Dislocazioni di II^o ordine in seno al Cristallino antico delle Grigionidi inferiori (falda di M. Nevoso - 10. Probabile prosecuzione, nell'alta Valle di Anterselva, della grande linea di dislocazione della Defereggertal (cfr. prof. I, N. 1) - 11-11. Zona sinclinale di mica-scisti e paragneiss a cianite, staurolite, granato, tormalina, ecc., separante le Grigionidi dalle Tirolidi (cfr. prof. II, N. 1) - 12. Piano di scorrimento delle Tirolidi (I) sui sedimenti austroalpini superiori (L) (cfr. prof. II, N. 3) - 13. Piano di scorrimento fra i sedimenti austroalpini superiori (L) e la serie ercinica delle Dinaridi (M) (cfr. prof. II, N. 4) - 14. Anticlinale insubrica - 15. Piano di scorrimento della scaglia di M. Lungo - 16. Piano di scorrimento della scaglia di Punta Monego - 17. Piano di scorrimento della scaglia di Punta di Serla - 18. Piano di scorrimento della scaglia di Picco Vallandro.

Profilo V. - 12 e 13. Come nel profilo IV. Si noti l'iniezione del magma tonalitico (τ) lungo la linea di dislocazione (limite alpino-dinarico *auct.*) che corrisponde alla sinclinale dei sedimenti austroalpini superiori; e si osservi inoltre la zona di dolomie silicizzate e feldispatizzate e i materiali ocracei (*oc*) fra la roccia eruttiva e la dolomia norica (*n*).

Profilo VI. - Sono indicate con linee a trattini e punti le prosecuzioni, al disopra della superficie topografica, del piano di ricoprimento della zona di Matrei (D) sulla falda dei calcescisti (C) e di quello della falda austro-alpina inferiore del M. Nevoso (E) sulla zona di Matrei (D). Si noti la presenza, sul fianco rovesciato delle Grigionidi inferiori (E), dei terreni permiani e mesozoici appartenenti a quest'ultima unità.

Profilo VII. - x ————— x. Proiezione del profilo del fondovalle di Val Fredda; quella parte di disegno che sta sopra alla linea ————— si riferisce quindi al versante destro di Val Fredda, in modo da riprodurre nella loro realtà i fenomeni che si riscontrano in questa zona (cfr. la fotografia del M. Nevoso, Tav. III, fig. 1, e il panorama inferiore della Tav. IX). Si osservi come il massiccio tonalitico delle Vedrette presenti ancora la caratteristica struttura di un apparato intrusivo, non modificata nelle sue linee fondamentali dalle pressioni orogenetiche, che hanno prodotto soltanto leggeri e locali disturbi tettonici alla periferia del plutonite, senza alterare gli originari rapporti di contatto fra il nucleo eruttivo e i terreni incassanti.

Profilo VIII. - 7-7. Zona sinclinale (H) di micascisti e paragneiss a cianite, staurolite, granato, tormalina ecc., separante le Grigionidi superiori (G) dalle Tirolidi (I). Questa zona corrisponde alla sinclinale di Kalkstein-Forcella Ciarnil, nella quale sono compresi termini del Trias e del Verrucano (cfr. prof. II) - 8. Linea di dislocazione (« limite alpino-dinarico » *auct.*) corrispondente alla sinclinale di sedimenti austroalpini superiori (L), che separa le Tirolidi (I) dalle Dinaridi (M). Si noti la presenza di apofisi tonalitiche nella zona di disturbo. Notevole anche il profilo del Quaternario presso il Rio di Casies, dal quale risulta che le alluvioni terrazzate interglaciali (*at*) sono sovrapposte a morene ben cementate (*mr*), probabilmente rissiane, e sono ricoperte a loro volta da un velo di materiali, pure morenici (*mo*), di età probabilmente würmiana.

Profilo IX. - 1-1. Sinclinale permo-triasica con il fianco settentrionale soppresso - 2. Piano di scorrimento della falda dei calcescisti (C) sulla falda del

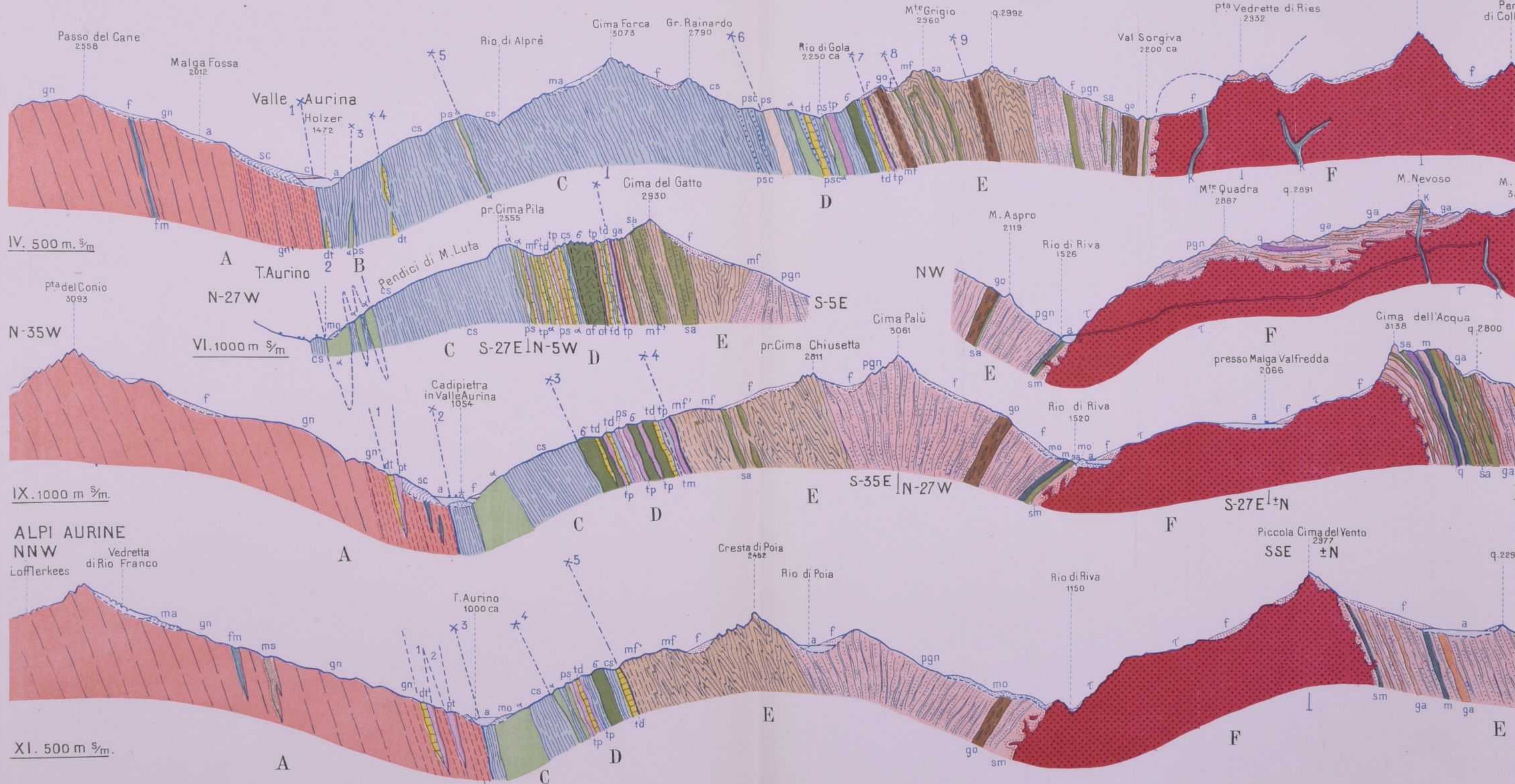
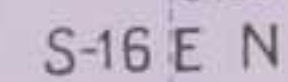
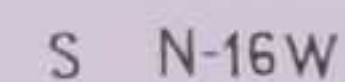
Gran Veneziano (A) - 3. Piano di ricoprimento della «zona di Matrei» (D) sulla falda dei calcescisti (C) - 4. Piano di ricoprimento della falda austroalpina inferiore del Monte Nevoso (E) sulla «zona di Matrei» (D). Si noti la presenza, sul fianco rovesciato delle Grigionidi inferiori (E), dei terreni permiani e triasici di questa falda, costituiti da micascisti sericitici e quarziti (Permo-Eotrias), calcescisti e calcari scuri (Muschelkalk) e calcari e dolomie (Ladinico e Trias superiore). Si osservi pure come il nucleo intrusivo della Cima di Vila, che evidentemente rappresenta una propaggine meridionale del massiccio tonalitico delle Vedrette di Ries, si estenda, insieme ad alcuni suoi filoni kersantitici (K), subito a nord della grande dislocazione Defereggertal - Valle d'Anterselva (5) - 5. Dislocazione Defereggertal - Valle d'Anterselva, separante la falda di M. Nevoso (E) dalla falda di Croda Rossa (G). Si confronti con il prof. I, N. 1 - 6. Linea di dislocazione di II^o ordine, in seno al Cristallino antico della falda di Croda Rossa (G). Questa zona di disturbo è caratterizzata dalla presenza di diafforiti nerastre (*dn*) - 7. Presunta prosecuzione occidentale della linea di dislocazione Kalkstein-Forcella Ciarnil, separante le Grigionidi superiori (G) dalle Tirolidi (I).

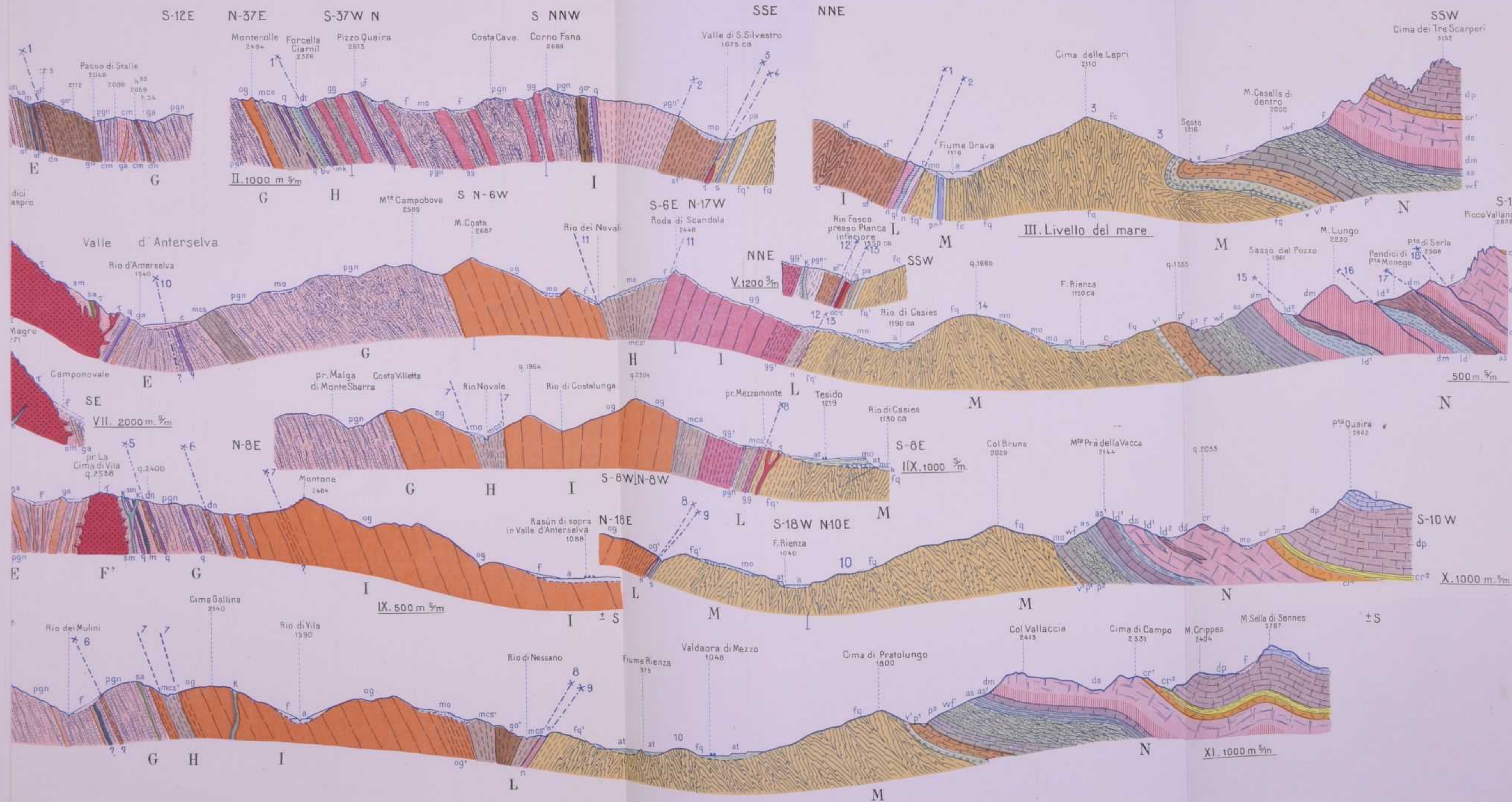
Profilo X. - 8. Piano di scorrimento delle Tirolidi (I) sui sedimenti austroalpini superiori (L) - 9. Piano di scorrimento fra la serie ercinica delle Dinaridi (M) e i sedimenti austroalpini superiori. Si confronti con i N. 3 e 4 del prof. II - 10. Anticlinale insubrica.

Profilo XI. - 1. Sinclinale di terreni Permo-Carboniferi e Triasici col fianco settentrionale soppresso - 2. Sinclinale di terreni Permiani ed Eotriasici - 3. Piano di scorrimento della falda dei calcescisti (C) sulla falda del Gran Veneziano (A) - 4. Piano di ricoprimento della «zona di Matrei» (D) sulla falda dei calcescisti (C) - 5. Piano di ricoprimento della falda austroalpina inferiore (E) sulla «zona di Matrei» (D) - 6. Presunta prosecuzione occidentale della dislocazione Defereggertal Valle-d'Anterselva, separante la falda del M. Nevoso (E) da quella della Croda Rossa (G) - 7 - 7. Zona di micascisti e paragneiss forse corrispondente dal punto di vista tettonico alla sinclinale Kalkstein-Forcella Ciarnil (H) - 8. Piano di scorrimento delle Tirolidi (I) sul Trias dei sedimenti austroalpini superiori (L); (cfr. prof. II, N. 3) - 9. Piano di scorrimento fra le dolomie triasiche dei sedimenti austroalpini superiori (L) e la serie ercinica delle Dinaridi (M); (cfr. prof. II, N. 4) - 10. Anticlinale insubrica.

Profili - Scala 1:50.000 - Anni 1928-32

N-12W Piccola Mandola
d'Anterselva
2591





Quaternario

ma	a	1
f	c	2
sc		3
ml		4
af		5
ml		6

Dinaridi

dp		7
cr		8
cr		9
cr		10
ds	ld	11
ld		12
dm	sa	13
ag		14
af		15
p*		16
p*		17
v		18
s	ps	19
fc		20
fg		21
fg		22

Austridi

Zona della Drava

gl		23
r		24
h		25

Zona di Kalkstein - F. Ciarnil

dt		26
mh		27
o		28

Cristallino antico

dr	cm	29
mtv	mr	30
mca	mca	31
mca	mca	32

(segue)

pgn	pgn	33
q		34
m		35
ga		36
ag	ag	37
gg	gg'	38
g	g	39
sa		40

Zona di Matri

ld		41
rm		42
tp		43
ps	mf	44

Pennidi
Ricoprimento dei Calcescisti

af		45
af	af	46
ts		47
pse		48

Ricoprimento del Picco dei Tre Signori

di		49
ps		50

Ricoprimento del Gran Veneziano

di		51
pt		52
gn	gn'	53
fm		54
ms		55

Masse intrusive recenti e loro aureola di contatto

k		56
sm		57
sm		58
sm		59
sm		60
cc		61