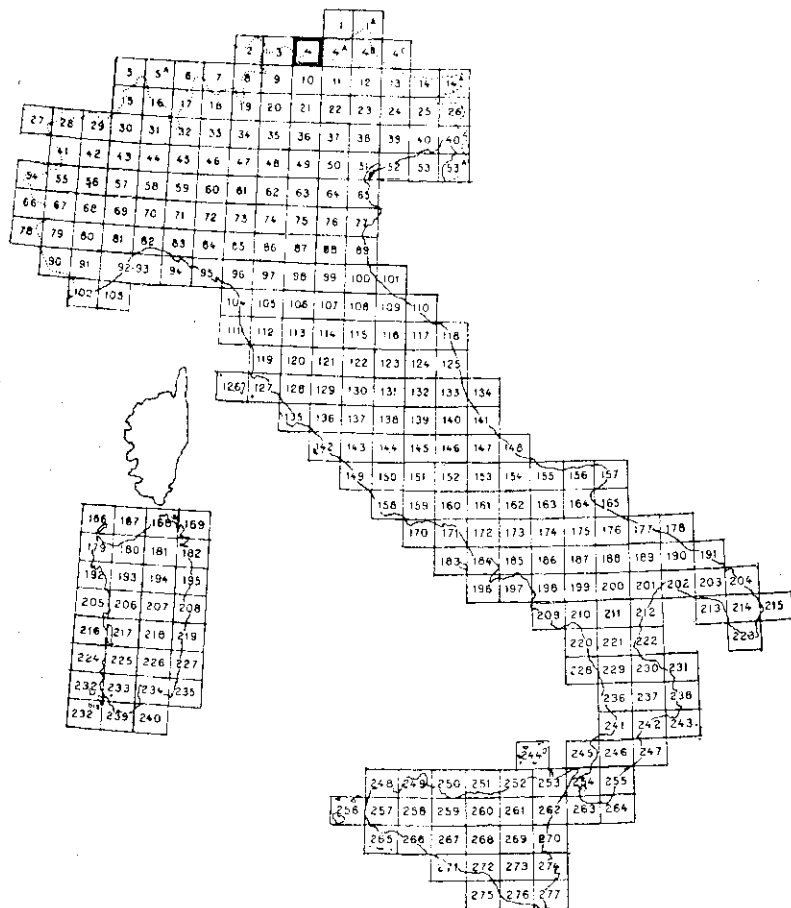


CARTA GEOLOGICA D'ITALIA



QUADRO D'UNIONE DEI FOGLI AL 100.000



MINISTERO DELL'INDUSTRIA, DEL COMMERCIO E DELL'ARTIGIANATO
DIREZIONE GENERALE DELLE MINIERE
SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

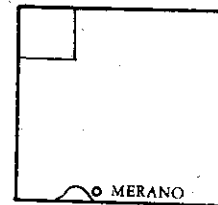
NOTE ILLUSTRATIVE
della
CARTA GEOLOGICA D'ITALIA

ALLA SCALA 1 : 100.000

FOGLIO 4

MERANO

P. BAGGIO, C. FRIZ, G. O. GATTO, P. GATTO, A. GREGNANIN, E. JUSTIN-
VISENTIN, S. LORENZONI, G. MEZZACASA, S. MORGANTE, P. OMENETTO,
E. M. PICCIRILLO, F. P. SASSI, B. ZANETTIN, E. ZANETTIN-LORENZONI,
T. ZULIAN.



ROMA
NUOVA TECNICA GRAFICA
1971



MINISTERO DELL'INDUSTRIA, DEL COMMERCIO E DELL'ARTIGIANATO
DIREZIONE GENERALE DELLE MINIERE
SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

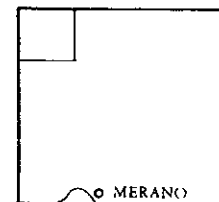
NOTE ILLUSTRATIVE
della
CARTA GEOLOGICA D'ITALIA

ALLA SCALA 1 : 100.000

FOGLIO 4

M E R A N O

P. BAGGIO, C. FRIZ, G. O. GATTO, P. GATTO, A. GREGNANIN, E. JUSTIN-
VISENTIN, S. LORENZONI, G. MEZZACASA, S. MORGANTE, P. OMENETTO,
E. M. PICCIRILLO, F. P. SASSI, B. ZANETTIN, E. ZANETTIN-LORENZONI,
T. ZULIAN.



ROMA
NUOVA TECNICA GRAFICA
1971

SOMMARIO

I	— INTRODUZIONE	Pag. 7
II	— CENNI STORICI	» 9
III	— SGUARDO GEOLOGICO D'INSIEME	» 13
IV	— STRATIGRAFIA	» 21
	ALPI MERIDIONALI	» 22
	1) COMPLESSO METAMORFICO SUDALPINO	» 22
	2) COMPLESSO SEDIMENTARIO E VULCANICO SUD- ALPINO	» 29
	MASSA INTRUSIVA DI IVIGNA - BRESSA- NONE E FILONI DI ETA' INCERTA	» 38
	AUSTRIDI	» 45
	1) COMPLESSO DI MERANO-MULES-ANTERSELVA E DELLE BREONIE	» 45
	2) COMPLESSO DI MONTEBELLUNA	» 54
	3) COMPLESSO DI STILVES-CORNO BIANCO	» 96
	4) COMPLESSO DEL TRIBULAUN-CIME BIANCHE DI TELVES	» 107
	5) FILLADE DI STEINACH	» 117

PENNIDI	Pag. 118
1) GRUPPO DEL GREINER-TUX-GRAN VENEZIANO	» 118
2) CALCESCISTI CON OFIOLITI DEGLI ALTI TAURI	» 119
FORMAZIONI QUATERNARIE	» 120
V — TETTONICA	» 126
VI — MORFOLOGIA	» 136
VII — GEOLOGIA APPLICATA	» 141
GIACIMENTI MINERARI E CAVE	» 141
IDROGEOLOGIA	» 146
VIII — BIBLIOGRAFIA	» 153

I — INTRODUZIONE

(B. ZANETTIN)

Il Foglio 4 « Merano » comprende tutto il bacino imbrifero del F. Passirio, una piccola parte della Val d'Adige, corrispondente alla conca di Merano, ove l'Adige riceve il Passirio, ed il bacino superiore del F. Isarco, nel tratto che va da Colle Isarco a Vipiteno. Il nostro foglio è delimitato verso Nord dallo spartiacque alpino principale, coincidente col confine italo-austriaco. Proprio lungo il confine si ergono le cime più elevate: da oriente verso occidente troviamo il Tribulaun (m 3096), Cima di Malavalle (Sonklar Spitz) (m 3444), Cima Principe (Hoch First) (m 3403), L'Altissima (Hohe Wilde) (m 3479). Altezze più modeste, ma pur sempre rispettabili, raggiungono le montagne poste a Sud del confine. Nota comune di tutto il territorio è il forte dislivello fra fondovalli e creste. Dal punto di vista geografico i monti che compaiono nell'ambito del Foglio « Merano » fanno parte delle Alpi Breonie (Stubaiier Alpen), Passirio, Venoste e dei Monti Sarentini.

Di recente (1968) è stato aperto al traffico il Passo del Rombo (Timmelsjoch) (q. 2491) che collega la Val Passiria con l'Ötztal; è questo l'unico valico di confine compreso nel Foglio « Merano ».

Al nuovo rilevamento del foglio che qui si illustra sono serviti di base il Foglio « Merano » di B. SANDER e W. HAMMER della « Carta Geologica delle Tre Venezie » alla scala 1:100.000, pubblicato a cura dell'Ufficio Idrografico del Magistrato alle Acque (1924), e, per il settore nord-occidentale, il Foglio « Sölden und St. Leonhard » di O. SCHMIDEGG (1932). Nel primo sono indicate, sia pure a grandi linee, le

distinzioni fondamentali fra i vari complessi metamorfici esistenti ed i criteri che presiedono a tali distinzioni, criteri basati soprattutto sui caratteri microstrutturali da esse offerti. Preziosa è risultata la carta di O. SCHMIDEGG che può essere considerata come un perfezionamento cartografico di quella di B. SANDER e W. HAMMER.

I nuovi rilevamenti sono stati portati a termine nell'arco di quattro anni, dal 1964 al 1967, dai rilevatori della Carta Geologica d'Italia dislocati presso gli Istituti di Geologia e di Mineralogia e Petrografia dell'Università di Padova e da collaboratori scientifici degli stessi Istituti, sotto la guida dei rispettivi Direttori, proff. Giambattista DAL PIAZ e Bruno ZANETTIN. Ai rilievi hanno partecipato i geologi dott. P. BAGGIO, M. CORSI, C. FRIZ, G. O. GATTO, P. GATTO, A. GREGNANIN, E. JUSTIN-VISENTIN, S. LORENZONI, E. M. PICCIRILLO, F. P. SASSI, B. ZANETTIN, E. ZANETTIN-LORENZONI, T. ZULIAN.

Il Prof. B. ZANETTIN ha curato il coordinamento delle Note Illustrative, che qui si presentano. Nella preparazione della legenda, nella scelta delle sigle e della terminologia petrografica così come nella redazione di queste Note abbiamo cercato di attenerci a quanto già è stato fatto per il contiguo Foglio 4 « Bressanone », al quale spesso faremo riferimento dati gli stretti legami geologici intercorrenti fra le formazioni rocciose che affiorano nei due fogli.

II — CENNI STORICI

(B. ZANETTIN e E. M. PICCIRILLO)

Le prime notizie sulla geologia del territorio compreso nel Foglio 4 « Merano » risalgono alla prima metà del secolo scorso e sono naturalmente limitate ad una semplice descrizione generale delle masse rocciose ivi affioranti, con particolare riferimento ai principali giacimenti minerari, quali quelli di Monteneve (F. POSEPNY, 1879; A. v. ELTERLEIN, 1891; B. GRANIG:, 1907) e di Corvara in Val Sarentino (H. B. FOULLON, 1887).

A circa un secolo fa risalgono pure i primi rilevamenti geologici organici; F. TELLER infatti, già intorno al 1870, iniziava il rilevamento di questo territorio per incarico del Geologische Anstalt di Vienna. La sua carta era destinata a costituire il documento di base per successivi lavori più dettagliati fino al 1924, quando fu elaborato, sotto la direzione di Giorgio DAL PIAZ, il Foglio « Merano » della Carta Geologica delle Tre Venezie alla scala 1:100.000, pubblicato dal Magistrato delle Acque di Venezia, che riuniva i rilevamenti eseguiti da B. SANDER e W. HAMMER. In particolare a B. SANDER vanno attribuiti il rilevamento della zona di Vipiteno (1905-1914) e di tutti i terreni posti a Nord del limite meridionale del Complesso di Monteneve e a Sud della linea delle Giudicarie (1922). Il rilevamento del territorio restante, costituito dagli scisti del cristallino antico affioranti in Val Passiria e in Val Venosta, fu invece opera di W. HAMMER. Ulteriori perfezionamenti cartografici furono apportati, per una parte del « Tratto di Monteneve » e della zona delle Breonie, da O. SCHMIDEGG: nel 1932 con la pubblicazione del Fo-

glio « Sölden und St. Leonhard » della Carta Geologica Austriaca, alla scala 1:75.000. Il Foglio « Merano » alla scala 1:100.000 di B. SANDER e W. HAMMER costituì, assieme alla carta di O. SCHMIDEGG, la base per i nuovi rilevamenti geologici da noi eseguiti fra il 1964 e il 1968.

Fra i primi contributi alla conoscenza della regione possiamo citare quelli di M. STOTTER (1849-1857), di A. PICHLER (1859) e C. W. C. FUCHS (1875), al quale ultimo si deve un pregevole lavoro sulle pegmatiti della zona di S. Vigilio e sulle rocce intrusive di Ivigna e Monte Croce. Al massiccio intrusivo di Ivigna dedicarono la loro attenzione numerosi altri studiosi, fra i quali ricordiamo W. SALOMON (1892), F. LÖWL (1893), E. KÜNZLI (1899) e F.v. WOLFF (1902-1909). A E. KÜNZLI va il merito di aver riconosciuto per primo gli effetti termici indotti dalla massa di Ivigna sugli scisti incassanti.

I primi studi petrografici su basi moderne si possono far risalire a U. GRUBENMANN (1896) che si occupò della massa intrusiva di Ivigna e dei filoni che la intersecano, nonché di quei singolari filoni conosciuti col nome di « telliti ». Alla sua opera si affiancò in seguito quella di E. WEINSCHENK e di F. BECKE che tanta parte ebbero nel progresso delle conoscenze geologiche dell'attiguo Foglio « Bressanone ». In particolare F. BECKE (1912) fornì le prime analisi chimiche degli gneiss granitoidi intercalati negli scisti del Complesso Merano-Mules, gli unici dati chimici esistenti fino a pochi anni orsono.

Possiamo ricordare ancora l'opera di J. BLAAS (1892-1909) e quella di R. LEPSIUS (1878) tralasciando altri minori.

Nei primi anni di questo secolo le concezioni strutturali relative a questa parte della catena alpina subirono un'importante evoluzione legata essenzialmente all'applicazione delle teorie faldiste che erano venute affermandosi fra i geologi svizzeri e francesi. Va soprattutto a P. TERMIER (1903-1905) il merito di aver stabilito per primo correlazioni litologiche, stratigrafiche e strutturali fra Alpi occidentali e Alpi orientali. In particolare egli seppe riconoscere che i terreni del nostro territorio rappresentano una grande falda austroalpina sovrascorsa sulle unità pennidiche degli Alti Tauri e dell'Engadina. In questo quadro generale

si inserirono gli studi dei successivi geologi, tesi a verificare le nuove ipotesi e ad affinare le conoscenze sulla geologia della regione. Possiamo ricordare fra questi F. E. SUESS (1909) e L. KOBER (1908-1933); ma il maggior contributo alla conoscenza delle nostre regioni doveva essere portato da B. SANDER e W. HAMMER. Sulla base delle ricerche di campagna e di un accurato studio petrografico e petrotettonico B. SANDER distinse, in seno alla massa di scisti cristallini, diverse formazioni, ognuna delle quali caratterizzata da particolari associazioni litologiche, mineralogiche e da specifici motivi strutturali. Tali distinzioni, ancora oggi sostanzialmente valide, hanno costituito la premessa indispensabile per la ricostruzione della stratigrafia, della tettonica e della storia metamorfica di questa porzione delle Alpi. L'importanza della sua opera apparirà chiaramente nei capitoli delle presenti Note illustrative, dedicati ai vari complessi rocciosi presenti nella nostra area.

Di grande importanza per la ricostruzione tettonica della regione in esame sono i lavori eseguiti da R. STAUB (1924) e Gb. DAL PIAZ (1931-1942). Entrambi gli autori attribuivano i terreni posti a settentrione della linea delle Giudicarie Nord all'austroalpino superiore (Tiroliidi). R. STAUB sosteneva tuttavia che essi sovrastassero i terreni dell'austroalpino medio (Grigionidi) venendo a contatto fra loro lungo la linea Quarazze-Giogo di Marleno-S. Vigilio. Gb. DAL PIAZ (1936-1937) dimostrò invece che in questa porzione della catena i terreni dell'austroalpino superiore poggiavano direttamente sulle unità pennidiche. Gb. DAL PIAZ considera inoltre la falda di Steinach come una subfalda dorsale del grande ricoprimento austroalpino superiore dell'Ötztal, e non già come un lembo sovrascorso delle Dinaridi, e la raccorda con i lembi di ricoprimento di M. Velo e M. Cavallo, avanzando inoltre l'ipotesi di una correlazione fra i terreni della falda stessa ed il Complesso di Monteneve.

O. SCHMIDEGG, già ricordato come autore di dettagliati rilevamenti, va ancora citato per aver messo in luce l'esistenza delle strutture a « Schlingen » del vicino Ötztal, strutture nelle quali sarebbero implicate le parti occidentali del « Tratto di Monteneve ». Degna di rilievo risulta

anche l'opera di R.v. KLEBELSBERG (1935-1941) che si è rivolta al nostro territorio ed alle regioni circostanti.

Completiamo questa breve rassegna storica citando il nome di alcuni studiosi che in tempi più recenti diedero il loro contributo ad una sempre miglior conoscenza delle formazioni rappresentate nel Foglio « Merano » ed alla soluzione dei connessi problemi geologici. W. SALOMON, B. SANDER, R. SCHWINNER, M. FURLANI, H. P. CORNELIUS e Gb. DAL PIAZ rivolsero la loro attenzione alla linea delle Giudicarie, precisandone l'andamento e il significato strutturale, nonché i rapporti esistenti con le grandi masse intrusive di Bressanone, Ivigna e Monte Croce. Ulteriori conoscenze su tali massicci granitici vennero fornite ancora da B. SANDER, A. BIANCHI e Gb. DAL PIAZ, C. ANDREATTA, S. MORGANTE e Gb. DAL PIAZ.

Negli ultimi anni si è manifestato un rinnovato interesse per la geologia di questa parte dell'Alto Adige, interesse rivolto soprattutto ai rapporti fra il « Tratto di Monteneve » e le formazioni circostanti (O. SCHMIDEGG, A. TOLLMAN, K. SCHMIDT, H. FÖRSTER).

I recenti lavori degli studiosi dell'Istituto di Mineralogia e Petrologia dell'Università di Padova rappresentano la premessa e la conseguenza dei rilevamenti di campagna effettuati per la preparazione e la stampa del nuovo Foglio « Merano » della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, edita a cura del Ministero dell'Industria, Commercio e Artigianato.

III — SGUARDO GEOLOGICO D'INSIEME

(B. ZANETTIN)

Nel Foglio « Merano » sono largamente rappresentate due delle quattro maggiori unità tettoniche che concorrono a formare l'orogene alpino: le *Alpi Meridionali* e le *Austridi*. Anche una terza unità, le *Pennidi*, vi compare, sia pure con affioramenti di limitata estensione.

Alpi Meridionali ed *Austridi* vengono a contatto lungo una grande linea di dislocazione nota col nome di linea delle Giudicarie-Pusteria. Anche *Austridi* e *Pennidi* sono separate mediante un grande orizzonte di movimento corrispondente alla cosiddetta « zona a scaglie di Matrei ».

LE ALPI MERIDIONALI

Le Alpi Meridionali sono rappresentate da due porzioni litologicamente e cronologicamente ben distinte: una, inferiore, formata da scisti cristallini prepermiani ed una, trasgressiva sulla prima, rappresentata da terreni sedimentari e vulcanici del Permiano. Terreni mesozoici sudalpini, altrove largamente rappresentati, non affiorano nel Foglio « Merano ».

Nell'ambito del nostro foglio lo zoccolo cristallino delle Alpi Meridionali risulta costituito da una ripetuta alternanza di filladi quarzose, di gneiss ad albite e di porfiroidi, associati a quantità variabili di anfiboliti e di gneiss filladici a grossi occhi di feldspato potassico. Il quadro metamorfico di tutti questi litotipi è nel complesso uniforme e corrispondente alla subfacies « quarzo-albite-epidoto-almandino » della facies degli scisti verdi. Oltre a biotite, granato ed albite, minerali comuni a

merati ad elementi cristallini e vulcanici del Carbonifero o del Permiano inferiore, che fanno da letto o sono intercalati ad arenarie grigio-verdi con livelli argillosi, a loro volta ricoperte da una potente sequenza di coltri ignimbriche riolitiche associate a tufi (piattaforma porfirica atesina). Questa imponente attività vulcanica acida è stata localmente preceduta (Croda Rossa) da emissione di tufi quarzolitici e trachandesitici. Sulle vulcaniti permiane poggiano le arenarie di Val Gardena che rappresentano i termini più alti del complesso sedimentario sudalpino qui affiorante. Tale complesso si esprime quindi, nella nostra zona, con termini di facies continentale.

LE AUSTRIDI

I terreni di questa unità strutturale hanno l'assoluto predominio nel nostro territorio, costituendo circa i quattro quinti dell'area totale. Alla sua costituzione concorrono numerosi « complessi », che nella legenda del foglio sono indicati sotto le seguenti denominazioni: *Complesso della zona Merano-Mules-Anterselva e delle Breonie*, *Complesso di Monteneve*, *Complesso di Stilves-Corno Bianco*, *Complesso del Tribulaun-Cime Bianche di Telves*.

I terreni più antichi appartengono al *Complesso Merano-Mules-Anterselva e delle Breonie* entro il quale le nuove ricerche hanno permesso di stabilire, sia pure a grandi linee, una successione stratigrafica (A. GREGNANIN e E. M. PICCIRILLO, 1969 a, b). I termini più bassi del complesso sono rappresentati da paragneiss biotitici minuti a bande, granatiferi, con frequente cianite e/o staurolite, intercalati o facenti passaggio a tipi più decisamente micascistosi. E' stata segnalata anche la presenza di sillimanite (S. LORENZONI e E. ZANETTIN-LORENZONI, 1965, 1966; A. GREGNANIN e E. M. PICCIRILLO, 1969 b). I paragneiss sono associati in vario modo a gneiss granitoidi, i quali si possono trovare sia sotto forma di lunghe intercalazioni concordanti che di veri e propri ammassi di dimensioni anche cospicue, ma comunque sempre allungati parallelamente alla direzione generale dei paragneiss e della loro scistosità (Par-

cines, S. Leonardo). Fra le intercalazioni leucocratiche stratoidi sono stati distinti gneiss derivati dal metamorfismo di originarie rocce intrusive di natura granitica e gneiss di origine metamorfica (A. GREGNANIN, E. JUSTIN-VISENTIN e F. P. SASSI, 1968, 1969). Anche la notevole massa granitica di Parcines e gli gneiss migmatitici che la accompagnano vengono riferiti ad iniezione magmatica accompagnata da processi metasomatici (A. GREGNANIN e F. P. SASSI, 1969).

Tali intrusioni sarebbero antecedenti all'atto metamorfico fondamentale che ha interessato questo complesso.

Anche le intercalazioni di anfiboliti sono frequenti, specie nelle Breonie; esse pure presentano una notevole costanza di spessore su distanze ragguardevoli. Le anfiboliti possono costituire delle masserelle entro i paragneiss, come avviene nell'alfa Val di Fleres.

Questi terreni più profondi del Complesso Merano-Mules (paragneiss a bande *l.s.*) sono localmente sovrastati da scisti più decisamente micascisti (micascisti argentei *l.s.*, micascisti di Lasa di B. SANDER, micascisti di Altacroce *auct.*), che affiorano in forma di estese fasce anch'esse allungate secondo la direzione prevalente delle metamorfite austroalpine. Quarziti e/o anfiboliti, ed in rari casi anche sottili letti di marmo separano, di regola, i paragneiss minuti a bande dalla formazione dei micascisti. In certe zone i micascisti (ed anche i paragneiss) assumono una più spiccata cristallinità alla quale si accompagna la comparsa di plagioclasio e/o staurolite e/o cianite in quantità notevole e con cristalli di dimensioni superiori a quelle usuali (micascisti di Stalles *auct.*).

Il *Complesso di Monteneve* si sovrappone, in continuità stratigrafica alle rocce del complesso Merano-Mules ed è con esse ripiegato. Esso compare infatti al nucleo di un vasto e complicato sinclinorio e costituisce una larga fascia (Tratto del Nevoso di B. SANDER) che attraversa da ENE ad WSW il Foglio « Merano ». Secondo E. JUSTIN-VISENTIN e B. ZANETTIN (1970) il Complesso di Monteneve può essere suddiviso in due parti: una, più profonda (membro di Casabella) litologicamente molto varia e caratterizzata da una notevole ricchezza di

termini calcariferi, ed una superiore, più uniforme (membro di Salto). Il membro di Casabella (Gspell) ha inizio con quarziti chiare, contenenti piccole quantità di carbonati, o con scisti granatiferi di natura conglomeratica, localmente ricchi in cianite e staurolite. Seguono anfiboliti, scisti a covoni di orneblenda, scisti calcariferi, marmi, scisti filladici a granati giganti con sequenze complicate da strette pieghe e da scaglie tettoniche. Il membro di Salto (Saltluss) è rappresentato invece da mica-scisti filladici granatiferi talora a cianite e staurolite, con superfici di color plumbeo, di solito interessate da una fitta increspatura. Localmente possono essere abbondanti anche le anfiboliti, per lo più associate a scisti ricchi di carbonati, simili a quelli del sottostante membro di Casabella.

In tutte le rocce di questo complesso è particolarmente evidente lo sviluppo porfiroblastico di biotite postcinematica.

L'età del Complesso di Monteneve è ancora controversa, non essendo emerso dai rilevamenti più recenti alcun elemento diretto che consenta di decidere in modo inequivocabile se si tratti di terreni appartenenti ancora all'antico zoccolo cristallino o a terreni di età carbonifero-triassica, trasgressivi sullo zoccolo stesso.

La successione permo-mesozoica austroalpina è rappresentata nel Foglio « Merano », dal *Complesso di Stilves-Corno Bianco* e dal *Complesso del Tribulaun-Cime Bianche di Telves*. Essa differisce dalla successione coeva delle Alpi Meridionali, e si accosta piuttosto, per facies, a quella « centralalpina ».

I terreni permo-triassici appartenenti al *Complesso di Stilves-Corno Bianco* affiorano su limitata estensione a Nord e ad occidente del Passo di Pennes (Penser Joch). Alla base compaiono gneiss granitoidi laminati ed anfiboliti massicce e scistose, seguite da scisti conglomeratici e quarziti del Permo-Eotrias. I termini superiori sono rappresentati da anidriti, calcari argillosi e dolomie grigie dell'Anisico e dolomie chiare del Ladinico.

Marmi e calcescisti di Giogo di Costa, nella bassa Valgiovio, venivano dubitativamente attribuiti da B. SANDER e W. HAMMER (1926) al

Complesso di Stilves-Corno Bianco, mentre nella nostra carta sono equiparati a terreni del complesso di Monteneve, mesozoici secondo C. FRIZ e E. ZANETTIN-LORENZONI (1969).

I terreni del *Complesso del Tribulaun-Cime Bianche di Telves* si estendono in trasgressione sugli scisti del basamento. Gli affioramenti del Tribulaun, delle Cime Bianche di Telves e quelli minori delle Cime Bianche del Massaro e delle Cime Bianche di Monteneve appaiono come tanti frammenti isolati di una copertura originariamente unitaria.

Tale copertura ha inizio con banchi poco potenti (3-6 m) di scisti conglomeratici e quarziti, a biotite porfiroblastica, granato e carbonati (Permo-Eotrias), e si prosegue con 200-250 m di « Dolomia del Wetterstein » più o meno dura (Anisico-Ladinico) e con una formazione di modesto spessore (5-10 m) litologicamente varia, nella quale sono frequenti, oltre a rocce dolomitiche, delle filladi sericitiche scure a grandi porfiroblasti biotitici in parte trasversali alla scistosità (Raibliano). Al di sopra giace la potente (200-250 m) ed omogenea formazione della « Dolomia Principale » (Norico), sulla quale in Val di Fleres poggia il « Marmo delle Bocchette di Porto » (Retico?), costituita da terreni calcariferi localmente scistosi che nell'insieme possono raggiungere spessori superiori al centinaio di metri.

Ad oriente del Tribulaun quest'ultima formazione è delimitata verso l'alto da una superficie di movimento che la mette a contatto meccanico con scisti epizonali di età più antica, appartenenti alla cosiddetta « fillade di Steinach » che affiora largamente verso Nord, oltre confine.

La « fillade di Steinach » fa parte di un esteso lembo di ricoprimento che rappresenta la più elevata unità tettonica del Foglio « Merano ».

Alle Austridi appartengono pure i banchi di quarzite associati a marmi che affiorano presso il Passo del Giovo e lungo il margine settentrionale della massa intrusiva di Ivigna. Nel nostro foglio essi sono stati provvisoriamente associati ai terreni del Complesso di Merano-Mules, anche se non è da escludere che si tratti di rocce più recenti (S. LORENZONI e E. ZANETTIN-LORENZONI).

Le rocce appartenenti a questa unità strutturale compaiono soltanto al limite nord-orientale del Foglio « Merano », mentre sono parte importante dell'attiguo Foglio « Bressanone », alle Note illustrative del quale si rimanda per più dettagliate notizie.

Le Pennidi costituiscono l'unità più profonda di questo settore alpino e sono messe in luce per l'erosione delle sovrastanti falde austro-alpine (finestra tettonica degli Alti Tauri).

La zona limite fra Pennidi ed Austridi è caratterizzata dalla presenza di scaglie tettoniche di quarziti, marmi, dolomie, calcescisti, mica-scisti filladici in successioni disordinate e spesso ripetute, che è difficile riferire con sicurezza all'una o all'altra delle due grandi unità predette (zona di Matrei).

IV — STRATIGRAFIA

Le formazioni rocciose rappresentate nel foglio « Merano » sono costituite da terreni di natura metamorfica, eruttiva, marina e continentale. In linea generale si può constatare la prevalenza delle metamorfiti; le masse eruttive sono limitate ad una ristretta zona meridionale, che comprende l'area della « Massa intrusiva di Ivigna », e l'estremità settentrionale della piattaforma ignimbratica permiana mentre i sedimenti marini sono localizzati essenzialmente nella porzione nord orientale del foglio.

Va sottolineato inoltre la notevole diffusione dei depositi continentali quaternari.

L'età delle formazioni è compresa fra il Precarbonifero (Archeozoico?) e il Giurese-Cretaceo inferiore (?).

Nelle presenti Note Illustrative la descrizione dei vari terreni ricomprende l'assetto tettonico regionale, per cui le varie formazioni vengono riunite nei grandi sistemi strutturali delle Alpi Meridionali, delle Austridi e delle Pennidi.

Tenendo conto di queste ultime considerazioni i vari litotipi sono stati illustrati a partire dal sistema tettonicamente più elevato, (o più meridionale) per terminare con quello più profondo, situato più a Nord.

Nell'ambito infine di uno stesso sistema tettonico si è seguito il normale ordine di successione cronostratigrafica, cioè dalle formazioni più antiche a quelle più recenti. Va precisato tuttavia che tale criterio non è stato adottato per il Complesso « Merano-Mules-Anterselva e delle Breonie » (Austridi) in quanto non è stato possibile determinare con esat-

tezza la posizione stratigrafica dei corpi granitoidi lenticolari e stratiformi associati ai litotipi fondamentali, nonché la maggior parte delle anfiboliti.

ALPI MERIDIONALI

1) « COMPLESSO METAMORFICO SUDALPINO »

« Fillade quarzifera di Bressanone ». — (fq) *Filladi quarzose spesso granitiforme a mica chiara o eventualmente a due miche, non di rado cloritiche; paragneiss quarzosi grigi; quarziti più o meno micacee bianche o grigiastre; filladi a cloritoide.* (fc) *Filladi nerastre carboniose.* (pg') *Porfiroidi l.s. e gneiss ad albite e spesso a feldspato potassico, di regola microchiadini, di colore rosso mattone o verde.* (g) *Gneiss filladici a grossi occhi di feldspato potassico.* (a) *Anfiboliti talora a grana molto grossa con locali intercalazioni di cloritoscisti.* (A. GREGNANIN, F. P. SASSI, T. ZULIAN).

Nel Foglio « Merano » affiora la porzione più occidentale della « fillade quarzifera di Bressanone », cioè del basamento cristallino delle Alpi Meridionali alto atesine. Nell'ambito di tale basamento questa porzione si differenzia per la notevole abbondanza di litotipi gneissici (pg'), per la presenza di lembi anfibolitici relativamente estesi (a), nonché per la comparsa di gneiss filladici a grossi occhi feldspatici (g) che, in tutto il basamento metamorfico sudalpino, trovano possibilità di confronto solo con certi litotipi della fillade di Cima d'Asta, affioranti ad esempio nell'area della tavoletta di Cima d'Arzon (Foglio « Feltre »); inoltre l'unica segnalazione di cloritoide nella fillade sudalpina riguarda proprio quest'area (A. GREGNANIN - F. P. SASSI, 1967).

Il complesso in oggetto è sostanzialmente costituito da un appilamento di rocce filladiche (fq) e di rocce gneissiche (pg'), in livelli suborizzontali ripetutamente alternati fra loro e non di rado sfumanti lateralmente l'uno nell'altro. La frequenza delle variazioni litologiche oriz-

zontali e verticali non indica una posizione stratigrafica particolare dei vari litotipi; purtuttavia si può riconoscere una certa prevalenza di litotipi filladici nelle parti topograficamente e stratigraficamente più basse. Ciò contrasta con l'opinione di B. SANDER (1925) che considera i litotipi gneissici stratigraficamente sottoposti a quelli filladici. Va precisato che l'abbondante copertura quaternaria, che maschera soprattutto le rocce filladiche, rende piuttosto difficoltoso il collegamento fra affioramenti adiacenti.

Dal punto di vista strutturale si segnala che, presso il limite col Foglio « Bressanone », l'assetto suborizzontale viene sostituito da giaciture mediamente inclinate verso occidente. Per dettagliate notizie sull'andamento dei piani S e delle lineazioni si rimanda a H. SKALL (1961), e, per un inquadramento nel contesto strutturale del basamento cristallino sudalpino, a F. P. AGTERBERG (1961).

Il grado metamorfico corrisponde a quello della facies degli scisti verdi, subfacies « quarzo-albite-epidoto-almantino ».

L'evoluzione tettonico-metamorfica è molto complessa ed è caratterizzata da più eventi dinamici e blastici; tale complessità è stata messa in evidenza soprattutto nelle filladi, che meglio si prestano per tali indagini. Questa evoluzione è comune a tutti i litotipi, ragione per cui il basamento sudalpino del Foglio « Merano » deve essere considerato unitario dal punto di vista delle vicissitudini geologiche subite.

Il complesso filladico, al contatto con il granito di Ivigna (γ_{bl}), ha subito effetti termometamorfici con comparsa di andalusite (ad esempio nella zona a Sud Ovest di Corvara in Val Sarentino), e successivi fenomeni di deuteresi idrotermale (ben osservabili, ad esempio, nei litotipi affioranti a Sud di Laste in Val di Pennes); fenomeni analoghi sono stati riscontrati nell'attiguo Foglio « Bressanone e Passo del Brennero » (A. SCOLARI e G. ZIRPOLI, 1970).

« Fillade quarzifera di Bressanone ». — (fq) *Filladi quarzose spesso granitiforme a mica chiara o eventualmente a due miche, non di rado*

cloritiche; paragneiss quarzosi grigi; quarziti più o meno micacee bianche o grigiastre; filladi a cloritoide.

Queste rocce presentano una tessitura chiaramente scistosa, non di rado intensamente pieghettata, con frequente comparsa di anisotropie planari S_2 e di lineazioni. Il colore, generalmente grigio-verdastro, varia in funzione del contenuto in fillosilicati, che è alquanto variabile. Si passa infatti, per graduale aumento di quarzo e albite, a litotipi paragneissici a grana medio-minuta, di colore grigio verdastro; e, d'altra parte, per notevole riduzione dei fillosilicati e del plagioclasio, a litotipi quarzitici generalmente chiari; prevalgono tuttavia i litotipi filladici. La grana è generalmente minuta, salvo eccezioni. Ad occhio nudo si possono distinguere granato, biotite, muscovite, albite metablastica e cloritoide; quest'ultimo si presenta in individui tabulari isodiametrici scuri, con evidenti sfaldature, che spiccano per la loro semilucenza sulla compagine filladica.

Componenti mineralogici comuni, non tutti sempre presenti, sono: quarzo, plagioclasio, mica chiara, biotite, almandino (spessartinico), clorite, cloritoide, ilmenite. Il plagioclasio, di regola albitico, assume una composizione più calcica nelle parti periferiche di alcuni metablasti.

Tutte queste rocce hanno normalmente un fondo mediamente minuto sericitico-cloritico-quarzoso-albitico, su cui spiccano individui maggiori di albite, granato, biotite, cloritoide.

Dettagliate analisi microstrutturali eseguite dagli scriventi su un centinaio di campioni di litotipi filladici (dati inediti) hanno permesso di distinguere in queste rocce tre eventi dinamici principali, accompagnati e intervallati da quattro eventi blastici.

E' stato accertato per tutti i minerali, tranne che per biotite e cloritoide, un primo evento metamorfico sincinemico, responsabile della formazione dei piani S_1 . Successivamente si verificò un episodio metamorfico intercinematico durante il quale cristallizzarono, in condizioni statiche, granato, ilmenite e cloritoide. Successivamente un evento dinamico determinò la formazione di piani S_2 , accompagnati da una parziale ricri-

stallizzazione di muscovite e di clorite. Un altro episodio metamorfico statico si verificò successivamente, assumendo non di rado uno sviluppo vistoso: cristallizzarono cioè metablasti di muscovite, biotite, granato, clorite e, successivamente, di plagioclasio albitico talora zonato. L'evoluzione tettonico-metamorfica di queste rocce si concluse con un debole atto dinamico che determinò l'incurvamento dei letti micacei intorno ai porfiroblasti, nonché la comparsa, nelle ombre di pressione, di quarzo e clorite neogenici. La cloritizzazione di granato e biotite va attribuita a quest'ultimo evento, che quindi ha carattere retrogrado.

fe — *Filladi nerastre carboniose.*

Questi litotipi, localizzati prevalentemente nelle parti elevate della dorsale Cima di Quaire - Cima Rodella (Quaire Spitze - Radel Spitze), differiscono dalle rocce filladiche prima descritte per l'abbondanza di sostanza carboniosa e per la grana più minuta del fondo. Esiste per il resto una perfetta analogia con le filladi (fq), sia compositiva, sia di grado metamorfico e sia di rapporti microstrutturali.

Malgrado queste analogie, le filladi carboniose sono state distinte cartograficamente per facilitare correlazioni stratigrafiche.

pg' — *Porfiroidi l.s. e gneiss ad albite e spesso a feldspato potassico, di regola microchadini, di colore rosso mattone o verde.*

Le metamorfiti qui descritte, generalmente molto compatte anche se dotate di tessiture scistose normalmente mal definite, sono caratterizzate dalla presenza di numerosi individui prevalentemente feldspatici, del diametro di 1-2 mm, che spiccano su una matrice granoblastica rosso mattone oppure grigio-verdastro. L'aspetto macroscopico di queste rocce richiama quello di vulcaniti acide laminate, soprattutto lungo il crinale Cima Rodella-Cima di Quaire. Solo raramente compaiono micropieghettature.

I limiti con le rocce incassanti (fq) sono di regola molto netti e sempre concordanti.

I grossi cristalli visibili macroscopicamente risultano costituiti da albite e/o da microclinipertiti a lacinie o a chiazze; il quarzo è raro. Questi cristalli, di regola interessati da deformazioni postcristalline risanate, hanno sempre carattere di relitti, e la loro genesi va quindi attribuita a processi premetamorfici.

La compagine fondamentale, normalmente a grana minuta, è costituita da quarzo, albite, feldspato potassico, miche, clorite. La generale scarsità di fillosilicati ha ostacolato la formazione di piani S_2 , che sono rari e molto discontinui. Tale compagine a volte è omogenea dal punto di vista compositivo e scarsamente scistosa; talora invece è caratterizzata da una maggiore quantità di fillosilicati e da una fine tessitura a bande dovuta ad alternanze di letti micacei con letti microgranoblastici.

Spesso nelle rocce con fondo a minute bande i grandi cristalli relitti sono quasi esclusivamente di composizione albitica e possiedono talora una buona isorientazione morfologica nel piano S; invece nei litotipi con fondo omogeneo e subisotropo tali cristalli sono per lo più pertitici.

I minerali femici, la cui quantità è variabile, sono rappresentati da biotite e da clorite, quest'ultima chiaramente derivata dalla prima.

I grossi cristalli feldspatici sono interessati da complessi fenomeni di sostituzione reciproca fra albite, talora a scacchiera, e microclino, fenomeni in parte di presumibile origine premetamorfica ed in parte chiaramente tardivi; questi ultimi sono anche responsabili della formazione di orli albitici e microclinici intorno ai rispettivi cristalli premetamorfici.

Per quanto riguarda la genesi di queste rocce, solo per una parte di esse è possibile una diretta derivazione da vulcaniti acide povere di fenocristalli quarzosi. Nella maggior parte dei casi, invece, malgrado l'aspetto macroscopico, è più probabile che si tratti di originari sedimenti clastici derivati dal disfacimento di vulcaniti acide. Va precisato tuttavia che, dal punto di vista delle eventuali correlazioni stratigrafiche, allo stato attuale delle conoscenze è possibile assimilare tutte queste rocce in un unico vecchio complesso di origine vulcanica («piattaforma porfirica pre-ercinica»; F. P. SASSI e G. ZIRPOLI, 1968).

Dal punto di vista dell'interpretazione tettonico-metamorfica, dette rocce si inquadrano bene in quella ricostruita per i litotipi filladici, con la precisazione che le rocce gneissiche mal si prestano per una dettagliata analisi di tale tipo.

g — *Gneiss filladici a grossi occhi di feldspato potassico.*

Questo litotipo si distingue dalle rocce del complesso filladico sudalpino del Foglio «Merano» per la presenza di grandi individui di feldspato potassico ad abito subidiomorfo, che spiccano su una matrice di composizione gneissico-filladica di colore grigio-verde, scistosa e talora pieghettata.

Tali gneiss costituiscono un affioramento abbastanza cospicuo, localizzato sulle pendici orientali del M. Catino (Kesselberg), ed altri affioramenti ad occidente di questo. I limiti con le rocce incassanti sono molto sfumati e talora impercettibili.

Al microscopio queste rocce presentano una composizione mineralogica simile agli altri litotipi gneissici della zona (pg'). Ne differiscono sostanzialmente per due caratteri: la presenza di grossi cristalli relitti di quarzo e la natura degli occhi feldspatici, che è solo di tipo potassico più o meno pertitico. Quest'ultimo costituisce dei monocristalli allungati, generalmente a contorni ovoidali, geminati Carlsbad, e per lo più disposti sulle superfici di scistosità. Detti cristalli, di regola deformati e risanati, hanno sempre carattere di relitti premetamorfici.

La matrice presenta una microtessitura a bande, con letti granoblastici alternati a letti filladici, del tutto simili a quelli dei litotipi (fq) ricchi in fillosilicati già descritti in un precedente paragrafo. La composizione mineralogica del fondo è data da quarzo, albite, feldspato potassico, muscovite, clorite e, talora, biotite cloritizzata.

I rapporti microstrutturali permettono di constatare, seppure con minori dettagli, una storia metamorfica analoga a quella delle filladi incassanti. I fenomeni di sostituzione che coinvolgono i grossi cristalli

feldspatici sono analoghi a quelli osservati negli altri gneiss del complesso filladico.

Per quanto riguarda la natura del materiale originario, la compagine eterogenea del fondo, la ricchezza in fillosilicati di questo ed il volume degli occhi quarzosi e feldspatici, permettono di ipotizzare per questi litotipi una derivazione da sedimenti argillosi particolarmente ricchi di materiali di degradazione di vulcaniti acide.

a — *Anfiboliti talora a grana molto grossa con locali intercalazioni di cloritoscisti.*

Le anfiboliti costituiscono livelli concordanti con le rocce incassanti e presentano, rispetto a queste, a volte limiti netti, a volte passaggi graduali. Si tratta di rocce formate prevalentemente da anfibolo ed epidoto, con quantità variabili, non di rado scarsissime, di plagioclasio. La grana è variabilissima, da minuta a gigantesca (per esempio di 2-3 cm a NW di Monte dei Masi), ed altrettanto si può dire della tessitura, che da piano-scistosa può diventare massiccia.

L'anfibolo, di regola zonato, con nucleo spesso incolore e larga periferia verde-azzurra, è riferibile a due generazioni; la più antica in cristalli maggiori, la più recente in individui aciculari. Questi ultimi o sono isolati o, più frequentemente, sono accresciuti sugli anfiboli di genesi precedente, sostituendoli e/o costituendo aggregati di aspetto sfrangiato.

L'epidoto, in individui di varie dimensioni, presenta, almeno nei cristalli maggiori, una distinta zonatura con nucleo generalmente pistacchico.

La frequente mancanza di anisotropie planari, soprattutto nelle facies più grossolane, rende molto difficoltose le analisi microstrutturali. Tuttavia nelle facies minute è stato possibile individuare talora due scistosità sovrapposte (S_1 ed S_2) e rilevare una ricristallizzazione postcinematica di anfibolo ed epidoto, cui è seguita quella di plagioclasio. Un atto deformante tardivo più o meno intenso è sempre evidente.

2) « COMPLESSO SEDIMENTARIO E VULCANICO SUDALPINO »

« Arenarie di Val Gardena ». — (PE_2) *Arenarie rosse a grana media e a stratificazione piano-parallela.* (ρ^w) Permiano medio-superiore. *Ignimbriti riolitiche e loro tufi.* (ρ^f) (« Porfidi quarziferi di Bolzano »). (Permiano inferiore). *Rioliti in filoni.* (Permiano) (?). (a) *Andesiti.* (PE_1^a) *Arenarie grigio-verdi con livelli argillosi e tufacei, passanti verso l'alto a tufi quarzo-latitici e trachiandesitici a grana media.* (PE_1^s) *Conglomerato ad elementi cristallini e vulcanici o solamente vulcanici.* (Permiano inferiore?-Carbonifero?).

PE_1^s — *Arenarie grigio-verdi con livelli argillosi e tufacei, passanti verso l'alto a tufi quarzo-latitici e trachiandesitici a grana media.* (PE_1^s) *Conglomerato ad elementi cristallini e vulcanici o solamente vulcanici* (Permiano inferiore?-Carbonifero?). (T. ZULIAN).

Nella parte bassa e media della Val di Nova (Naifer Thal) affiorano delle *arenarie grigio-verdi*, fini, fittamente stratificate nella parte alta ed intercalate, soprattutto nella parte inferiore, a sottili strati argillo-scistosi e tufacei in cui sono inclusi, talora, piccoli ciottoli di colore nero. In località Croda Rossa queste rocce sottostanno direttamente, in perfetta concordanza, alle *rioliti ignimbritiche inferiori*, mentre verso Sud hanno al tetto i *tufi quarzolatitici e trachiandesitici*. Le facies arenacee poggiano in concordanza su un *conglomerato ad elementi cristallini e vulcanici*, come si può vedere in località Tiro a segno, ad Est di Merano. Tutto il complesso delle arenarie e dei tufi affioranti in Val di Nova è interessato da un sistema di diaclasi normali ai piani di stratificazione, riempite talora da calcite; nella zona tra M. Vernone (Vernaun) e Albereto (Allfreit) la roccia si può definire una vera e propria cataclaste. Risalendo la Val di Nova, ad Est del M. Vernone, ed in località Costa Wurtz, al margine Sudorientale del foglio, affiorano arenarie rosso-verdastre contenenti elementi rotondeggianti ignimbritici di colore variante dal rosso-violaceo al grigio-scuro. In località Cost Wurtz le arenarie stanno sopra ad un *conglomerato ad elementi vulcanici*.

Al microscopio le arenarie risultano formate essenzialmente da quar-

zo, plagioclasio, da piccole lamelle di muscovite, biotite, clorite e da abbondanti ossidi metallici. Il quarzo è rappresentato da granuli mono-individuali aventi un diametro medio compreso tra 1/4 e 1/2 mm; è per lo più spigoloso, pur essendo presenti anche granuli corrosi e riassorbiti tipici delle rocce ignimbritiche. Sono frequenti anche piccoli ciottoli costituiti da individui di quarzo associati con struttura pavimentosa. Il plagioclasio, quantitativamente subordinato al quarzo, ha composizione oligoclasico-andesinica; è cosparso di plaghe carbonatiche e talora intorbidato da sostanze brune tipiche dei plagioclasti delle vulcaniti della zona. Muscovite, biotite e clorite sono presenti in quantità nettamente subordinata; apatite, zircone e tormalina sono gli accessori più comuni; abbondano invece ossidi metallici quali magnetite, ematite ed ilmenite. La massa cementante è formata da un materiale criptocristallino analogo alla massa di fondo delle vulcaniti e, in quantità subordinata, da prodotti carbonatici e sericitici.

I litotipi arenacei ora descritti sono ricoperti nella parte meridionale dell'affioramento in Val di Nova (Naifer Thal) e, molto limitatamente, anche alla Costa Wurtz, dai *tufi quarzolatitici e trachandesitici*. Questi hanno un grado di compattezza assai vario così da comprendere tanto termini massicci che incoerenti; si passa rapidamente, sia in senso orizzontale che verticale, da facies ricche di blocchi a tipi granulari o cineritici. La mutabilità del colore, che passa dal verde marcio al viola o marrone, è legata per lo più a processi di alterazione che hanno interessato con intensità variabile il complesso. E' probabile che in questi litotipi siano intercalate colate laviche; la loro distinzione, però, è resa difficile dal profondo stato di disgregazione delle rocce, ciò che impedisce molto spesso di riconoscere anche l'associazione mineralogica. In base ai caratteri petrografici le vulcaniti di questo complesso sono distinte in due gruppi: trachandesiti e quarzolatiti. Esiste una frequente ricorrenza dei due termini a partire dal basso verso l'alto. Le *trachandesiti* si trovano spesso in uno stato di intensa alterazione, ciò che determina la grande quantità di clorite diffusa nella massa di fondo e nei plagioclasti e di prodotti serpentinosi derivati dalla trasformazione dei componenti

femici. La devettrificazione è poco avanzata. In base alla composizione andesinica dei fenocristalli plagioclastici ed alla relativa scarsità di quarzo, queste rocce dovrebbero essere definite come fenoandesiti, ma la presenza nella massa di fondo di feldspato potassico, rilevato anche da M. MITTEMPRGHER (1958), le fa rientrare nel campo delle trachandesiti.

Le *quarzolatiti* sono meno alterate dei litotipi sopra descritti. Il plagioclasio dei fenocristalli ha composizione andesinica; mentre quello della massa di fondo è più sodico. Il quarzo è presente in grossi fenocristalli con vistosi bordi di riassorbimento ed è molto più abbondante che nelle trachandesiti. La massa di fondo è largamente devettrificata.

Alla base degli affioramenti ora descritti affiorano depositi *conglomeratici ad elementi cristallini e vulcanici* nella bassa Val di Nova o *solo vulcanici* al Rio dei Canopi ad ENE di M. del Lago (Seeberg). Il conglomerato affiorante nella bassa Val di Nova, in località Tiro a segno, ha una potenza di 1-2 metri ed una limitata estensione orizzontale. E' un deposito grossolano, costituito da elementi di filladi e di vulcaniti di colore rosso mattone di 1-2 centimetri di diametro, e da numerosi ciottoli quarzosi cementati da materiale arenaceo grigio-verde. La roccia ha l'aspetto di un deposito detritico probabilmente torrentizio, in cui i ciottoli poco arrotondati indicano una scarsa elaborazione del sedimento. Non sono stati rinvenuti i « ciottoli di rocce filoniane basiche e labradoritiche » segnalati da B. SANDER e W. HAMMER (1926) nel conglomerato della gola di Nova.

Nella parte sud-orientale del foglio, nel Rio dei Canopi, affiora un conglomerato, talora associato ad arenarie, costituito interamente da materiali di disgregazione dei prodotti iniziali del vulcanesimo atesino. Si tratta di puddinghe costituite da elementi vistosi di vulcaniti riodacitiche e talora andesitiche, immersi in una matrice a grana medio-minuta di uguale provenienza. Queste rocce affiorano con maggiore evidenza più ad Est, nell'adiacente Foglio « Bressanone », lungo il Rio Ghetrùn.

La posizione stratigrafica di questi conglomerati è piuttosto incerta. Molto probabilmente non si tratta, in nessuno dei due litotipi ora

descritti, di conglomerato di base trasgressivo direttamente sulle filladi (Conglomerato di Ponte Gardena o Verrucano alpino); infatti, anche dove è formato da elementi sia cristallini che vulcanici, questi ultimi sono sempre prevalenti; in bassa Val di Nova, inoltre, il conglomerato è verosimilmente sovrastante a termini tufacei affioranti in zone limitrofe. Questi conglomerati sono quindi considerati come livelli intercalati nei depositi piroclastici sopra descritti, ed indicano probabilmente un periodo di stasi dell'attività vulcanica.

Per quanto riguarda l'età di queste formazioni, accettando l'opinione di Gb. DAL PIAZ (1942) secondo il quale le prime manifestazioni vulcaniche atesine sono attribuibili al Permiano inferiore, potremo dare ai conglomerati la stessa età. B. SANDER (1926) e G. P. GIANNOTTI (1958), invece, associano i conglomerati alle arenarie ed agli argilloscisti e li attribuiscono al Carbonifero.

a — *Andesiti* (A. GREGNANIN e T. ZULIAN).

Al margine sud-orientale del foglio, nella zona di M. Macina e di M.ga Planewies, sono stati rinvenuti due piccoli affioramenti di vulcaniti di aspetto basaltico. Si tratta di rocce a grana minuta, molto compatte, di colore che va dal grigio scuro al nero, talora con toni verdastri. All'esame microscopico mostrano una struttura porfirica ipocristallina; nella massa di fondo per lo più microlitica ialopilitica, fanno spicco fenocristalli plagioclasici di composizione andesinica (30-35% An), sempre molto alterati; sono frequenti inoltre pirosseni di tipo augitico e rare lamine biotitiche sempre cloritizzate e circondate da ossidi metallici. Tale associazione mineralogica è tipica di vulcaniti andesitiche.

ρ¹ — *Rioliti in filoni*. (Permiano?). (T. ZULIAN).

Nella parte Sud-orientale del foglio, in una zona compresa fra M. Catino (Kesselberg), M. Piano (Ebnerberg) e il T. Talvera (Talfer Bach), entro la fillade quarzifera sudalpina, affiorano numerosi filoni di composizione riolitica. La loro giacitura è subparallela e per lo più concordante con quella delle filladi. Queste rocce hanno colore di fondo

variabile dal grigio-verde al rosso e sono picchiettate da grossi cristalli di quarzo. Si tratta di rocce fittamente interessate da più sistemi di fessurazione che le suddivide in blocchi più o meno quadrangolari.

Al microscopio presentano una struttura olocristallina porfirica, prevalentemente microgranitica. I componenti essenziali sono: plagioclasio, quarzo, feldspato potassico e biotite; gli stessi componenti possono essere presenti anche con individui di dimensioni più ridotte e formano sempre la parte prevalente della massa di fondo. I componenti di queste rocce sono talora molto alterati; tutti i feldspati sono intorbidati da una patina ocracea e da lamelle sericitiche; i plagioclasti contengono spesso piccoli termini epidotici; la biotite è sempre completamente trasformata in clorite con segregazione di ossidi metallici. Il *plagioclasio* ha composizione oligoclasica (25-30% An); talora è zonato e le zonature sono alternatamente sericitizzate. Il *quarzo* è presente in grossi cristalli arrotondati, con profonde anse di corrosione; talora, soprattutto alle salbande dei filoni, si osservano sottili letti di quarzo di evidente genesi idrotermale che suturano fessure della massa di fondo e dei fenocristalli. I componenti accessori sono per lo più titanite, zirconio, apatite e talora epidoto.

Le filladi a stretto contatto con questi filoni sono caratterizzate da una notevole abbondanza di tormalina e feldspati, la cui genesi è verosimilmente legata a deboli fenomeni di metamorfismo termico.

Riguardo all'origine dei filoni, B. SANDER e W. HAMMER (1926) propendono per un loro legame con la granodiorite di Ivigna; gli stessi Autori riferiscono che entro le arenarie di Val Gardena affioranti nei pressi della Malga S. Oswald (S. Oswald Alpe) « sono intercalati dei letti che non possono essere altro che tufi o prodotti eluviali di questi filoni. I filoni stessi non sono perciò in nessun caso più recenti dell'arenaria di Gardena e quindi permiani o prepermiani ».

ρ² — *Ignimbriti riolitiche e loro tufi*. (« Porfidi quarziferi di Bolzano »). (Permiano inferiore). (T. ZULIAN).

Nell'ambito del Foglio « Merano » la serie ignimbritica affiora essenzialmente nella media ed alta Val di Nova (Naifer Thal), ove pre-

senta una potenza di circa 800 metri; essa è delimitata al letto da tufi quarzolatitici e talora da arenarie grigio-verdi, al tetto dalla formazione continentale delle « Arenarie di Val Gardena ». Sono state distinte *Ignimbriti riolitiche inferiori e superiori*; la distinzione si basa essenzialmente su caratteristiche chimiche e mineralogiche dato che il limite tra le facies è visibile sul terreno solo dove si intercalano ad esse sottili livelli tufacei ben stratificati, di scarsa potenza, come accade nell'alta Val di Nova, a q. 1600 circa. Dal punto di vista chimico infatti tali rocce sono caratterizzate da un progressivo aumento dell'acidità e del contenuto in alcali passando dalla composizione riolitico-quarzolatitica dei litotipi inferiori alla composizione chiaramente riolitica dei litotipi superiori. Per quanto riguarda la composizione mineralogica, inoltre, le ignimbriti inferiori sono caratterizzate da plagioclasti di composizione andesinica mentre in quelle superiori prevale il sanidino.

Le *ignimbriti riolitiche inferiori* affiorano in Val di Nova (Naifer Thal) a partire da q. 800 circa, estendendosi verso NE fino a q. 1600 circa e verso Sud fino al limite del foglio. Le vulcaniti, di colore rosso vivo, costituiscono pareti a picco della potenza di qualche decina di metri che conferiscono alla valle una morfologia aspra. La roccia è molto compatta, priva di inclusi pomicei osservabili macroscopicamente, e quasi omogenea per composizione e struttura. Queste caratteristiche variano nelle parti medie e alte dell'affioramento, dove il colore delle rocce si fa più variabile, da toni rossi a grigio-verdi, il grado di rinsaldamento diminuisce e si osservano anche ad occhio nudo inclusi pomicei. La fessurazione colonnare, appena accennata nelle parti più basse, è piuttosto spiccata in quelle più alte. Poco a NE di Osteria Costara (Gsteirer), si trova un limitato affioramento di roccia porfirica molto tettonizzata nella quale sono inclusi elementi granodioritici; secondo B. SANDER e W. HAMMER (1926) la presenza di tali inclusi è indicativa di una età antica della massa intrusiva di Ivigna (Iffinger Spitze).

All'esame microscopico queste rocce hanno struttura costantemente porfirica criptocristallina e tessitura eutassitica. Si osservano fenomeni di riassorbimento e protoclasti nei fenocristalli, di compressione e stiramento nei brandelli vetrosi e nelle pomici. La massa di fondo è spesso

abbondantemente devetrificata. I componenti primari essenziali sono: plagioclasio, quarzo, biotite e talora orneblenda bruna. Il minerale più abbondante è il *plagioclasio* corrispondente a miscele andesiniche (40-45% An), talora zonato, sempre intorbidato da prodotti di reazione di natura caolinica; si presenta spesso geminato secondo le leggi dell'albite e dell'albite-Karlsbad; talora è interessato da fratture cementate da quarzo e feldspato potassico. Il *quarzo*, sempre fratturato, compare in cristalli rotondeggianti, talora « riassorbiti » al bordo. La *biotite* è l'unico minerale femico costantemente presente; è spesso trasformata con produzione di ossidi di ferro e di rutilo, altre volte è fresca e nettamente pleocroica. Accessori comuni sono: tormalina bruna, rutilo, zircone ed apatite. La massa di fondo è costituita da materiale in via di devetrificazione e da minuti individui di quarzo e feldspato; sono frequenti plaghe rossastre per la presenza di pigmento ferroso. I litotipi della parte superiore dell'affioramento sono caratterizzati da un plagioclasio di composizione più sodica.

Le *rioliti ignimbritiche inferiori* sono separate da quelle superiori da una sottile intercalazione di tufi, costituiti essenzialmente da plagioclasio, quarzo e biotite cui si associano spesso frammenti delle rocce sottostanti.

Le *rioliti ignimbritiche superiori* affiorano nell'alta Val di Nova a SW della Parete Rossa (Rothe Wand), lungo il Rio Sinigo (Sinich Bach) e sulle pendici orientali e meridionali del M. Grava. Hanno una colorazione molto varia, dal rosso mattone al rosso violetto fino al grigio-verde. La parte più bassa delle rioliti superiori è ben compatta e intensamente fratturata secondo giunti subverticali e obliqui; le parti più alte invece mostrano una netta tessitura pseudofluidale messa in evidenza dall'alternanza di bande scure e chiare. Presso il Piano della Forcella (Schartboden), al contatto con le arenarie del M. Grava (Sandlahn), affiora una facies porfirica cataclastica, in quanto implicata nella linea di dislocazione passante a NE del M. Grava.

All'esame microscopico queste rocce presentano una struttura porfirica criptocristallina ed una tessitura nettamente eutassitica. La massa

di fondo, di colore bruno scuro a causa della pigmentazione di ossidi di ferro, rivela i caratteri delle rocce ignimbriche anche se parzialmente obliterati da processi di devettrificazione; si notano infatti caratteri di compressione, di pseudofluidazione e di vortici. I componenti primari essenziali sono quarzo, sanidino e biotite. Il *quarzo* si presenta in fenocristalli per lo più arrotondati ma talora scheggiosi, sempre molto fratturati, oppure in microassociazioni con feldspati e carbonati. Il *sanidino* è presente in quantità leggermente inferiori al quarzo; a volte è ricoperto da una patina caolinica, a volte è ancora fresco. Analogamente al quarzo presenta fratture cementate dalla massa di fondo e da altri prodotti secondari. La *biotite* è presente in piccole quantità e frequentemente sostituita da ossidi di ferro. Si osservano pure associazioni pseudomorfe di calcite e quarzo o calcite e clorite su un vecchio minerale; l'abito di quest'ultimo ed il tipo di alterazione fanno pensare ad originari plagioclasti. Tra i minerali secondari dovuti ad alterazione e sostituzione sono frequenti carbonati, caolino, ossidi di ferro e clorite.

« Arenarie di Val Gardena ». — (PE₂) *Arenarie rosse a grana media e a stratificazione piano-parallela*. (Permiano medio-superiore). (T. ZULIAN).

La serie vulcanica permiana, che nel Foglio « Merano » affiora essenzialmente in Val di Nova (Neifer Thal) ad Est di Merano, è ricoperta dalla formazione continentale delle « arenarie di Val Gardena ». Gli affioramenti sono localizzati nell'alta Val di Nova e, più precisamente, nella zona compresa fra la Parete Rossa (Rothe Wand) e il Passo di Nova (Naifer Pass) e, un po' più a Sud, sul M.te Grava (Sandlahn). In alcune sezioni naturali, soprattutto in corrispondenza a linee di disturbo tettonico che mettono in contatto queste rocce con la massa intrusiva di Ivigna, è ben visibile la successione litologica. Poiché in senso orizzontale si riscontra una certa costanza di caratteri, ci si può limitare a descrivere con un certo dettaglio la serie della Parete Rossa (Rothe Wand). Dal basso verso l'alto si osserva:

1) livello argilloso finemente stratificato;

2) livello ad arenarie rosse, micacee, a grana media;

3) livello a banchi conglomeratici non molto potenti, anche a grossi elementi;

4) livello ad arenarie grigie grossolane, con intercalazioni conglomeratiche.

In posizioni topograficamente più elevate, discoste dalla Parete Rossa, affiorano prevalentemente arenarie rossastre in strati di potenza variabile.

La giacitura è nel complesso costante con direzione media N 30° E ed immersione verso SE con inclinazione media di 25°.

Le arenarie del M.te Grava, che si possono considerare la parte superiore della serie della Parete Rossa, sono caratterizzate da una grana media abbastanza uniforme e da una stratificazione ben distinta e fitta.

All'esame microscopico queste rocce risultano costituite da elementi scarsamente arrotondati, di dimensioni piuttosto variabili ma prevalentemente medie. Sono composte essenzialmente da quarzo, feldspati, lamelle micacee, clorite ed accessori vari (soprattutto tormalina e zircone). Il cemento è prevalentemente limonitico ed in parte costituito da un fine aggregato quarzoso-feldspatico-sericitico.

Il *quarzo* si presenta sia in singoli individui con contorni arrotondati ed anse di riassorbimento tipiche di cristalli di rocce effusive, sia in aggregati policristallini a grana piccola e struttura granoblastica.

I *feldspati*, presenti in quantità subordinata al quarzo, sono costituiti da plagioclasti di composizione media albitico-oligoclastica e da scarso sanidino. I plagioclasti si presentano per lo più in granuli singoli quasi sempre torbidi per alterazione in caolino. Spesso feldspati e quarzo, con sericite e prodotti limonitici, sono associati in frammenti di aspetto analogo alla massa di fondo delle sottostanti rocce effusive; talora si riconoscono anche accenni di devettrificazione. *Muscovite*, *biotite* e *clorite* sono presenti in rare lamelle, spesso ondulate.

Di queste rocce è stato eseguito uno studio modale per stabilire il rapporto quantitativo percentuale fra quarzo, feldspati, frammenti litici per lo più ignimbrici, miche + prodotti argillosi, carbonati + ossidi;

esse possono essere definite *arenarie litiche* ed in particolare *subgrovacche*, dato che la percentuale di quarzo risulta inferiore al 75%.

MASSA INTRUSIVA DI IVIGNA-BRESSANONE E FILONI DI ETA' INCERTA

γ_{bi} — *Granodioriti e graniti*. (E') *Tonaliti e dioriti quarzifere a tessitura orientata (litotipi marginali)*. (E) *Dioriti e gabbrri*. (aF) *Porfiriti quarzo-dioritiche granofiriche a granato* (Telliti).

γ_{bi} — *Granodioriti e graniti* (S. MORGANTE).

I limiti della massa intrusiva di Ivigna (Iffinger) specialmente verso oriente, non sono stati mai ben definiti. U. GRUBENMANN, che l'ha descritta nel 1896, la fa iniziare a S. Pancrazio d'Ultimo e terminare presso Pennes. E. KÜNZLI la indica compresa fra Merano e Corvara in Val Sarentino (Rabenstein in Sarn Thal). Altri Autori, come W. PETRASCHECK nel 1904 e B. SANDER nel 1906, non l'hanno separata dalla massa intrusiva di Bressanone in quanto costituisce con essa un unico vasto affioramento che, in forma di arco, ha inizio presso Merano e termina presso Brunico.

Le ricerche da noi eseguite hanno indicato per la massa intrusiva di Ivigna una certa distinzione petrografica da quella contigua di Bressanone per il suo carattere generale un po' meno acido. La zona di transizione fra le due parti può venir posta circa in corrispondenza della linea di displuvio fra la Val di Pennes e la Val d'Isarco.

I tipi petrografici predominanti nella massa intrusiva di Ivigna sono costituiti da granodioriti con subordinati graniti (γ_{bi}), a grana abbastanza grossa. I componenti essenziali sono plagioclasio, quarzo, ortoclasio e biotite. Accessori risultano gli anfiboli, talora presenti come orneblenda verde, l'apatite, lo zircone, l'ortite e, raramente, il granato.

L'*ortoclasio*, spesso peritico e talora trasformato in microcilino, mostra per lo più una leggera alterazione in caolino.

Il *plagioclasio*, geminato e più o meno zonato, è in genere parzialmente alterato, con formazione di clinzoisite, epidoto e sericite. La sua composizione corrisponde a quella di termini andesinici ed oligoclasici con un contenuto in anortite variabile dal 46 al 38%.

La *biotite* è pura, raramente in piccola quantità con formazione parziale di clorite ed epidoto.

A rappresentare il chimismo della *granodiorite normale prevalente* può essere assunta l'analisi da me eseguita su un campione di tipo medio prelevato nella parte centrale della massa lungo il Rio dei Salici. La composizione chimica e la formula rappresentativa corrispondono bene con il « tipo granodioritico normale » stabilito da P. NIGGLI.

Il tipo petrografico medio così definito sfuma spesso localmente verso tipi sia più acidi, generalmente rappresentati da un granito biotitico, sia più basici, tendenti verso una diorite quarzifera.

Quest'ultimo tipo di roccia dovrebbe, secondo alcuni Autori, prevalere nella zona del massiccio prossima a Merano, ove il plutone assume maggior spessore. Ora in tale parte non sono state notate differenziazioni in senso basico che per numero ed estensione possano sostanzialmente modificare il carattere fondamentale granodioritico della massa. La medesima cosa si può dire per le differenziazioni in senso acido che localmente possono arrivare fino alle apliti granitiche.

Invece in quella parte dell'affioramento che assottigliandosi si prolunga in forma di stretta lingua sul fianco destro della Val di Pennes (Penser Thal), la roccia va sempre più frequentemente perdendo il carattere granodioritico ed assumendo le caratteristiche di un granito biotitico del tipo prevalente nel massiccio di Bressanone.

A Riobianco l'affioramento visibile a lato della strada è costituito da granito normale, anche se poco sopra è presente una estesa differenziazione femica avente una composizione media gabbrica, analoga a quella presente nel granito di Bressanone presso il passo di Valles. Infatti risulta costituita da prevalente orneblenda verde accompagnata da plagioclasio andesinico, da clorite proveniente dalla trasformazione di bio-

tite e da tracce di quarzo. Come accessorio l'apatite è presente con diversi granuli e prismi. Rispetto al gabbro del passo di Valles la roccia presenta un maggior grado di alterazione di carattere idrotermale.

Sui pendii che circondano Laste (Asten), all'inizio della valle di Pennes, si nota però, in complesso, un ritorno al dominio della granodiorite, pur essendo il margine meridionale della massa nettamente più acido. In questa zona la roccia si presenta talora colorata in rossiccio in seguito alle azioni di un tardivo processo idrotermale che ha dato pure origine a filoni di quarzo accompagnato da calcite, con mineralizzazioni a solfuri. Anche fluorite è stata segnalata in passato nell'Alpe di Tramin. A Nord di detta Alpe corre il limite meridionale della massa intrusiva, che confina con le filladi mediante un contatto primario.

Minerali di contatto, quali andalusite, cordierite e spinello, sono stati da noi osservati nelle filladi metamorfosate. Il contatto primario permane fino all'Alpe del Diavolo cioè fino al limite di quella parte della roccia intrusiva che affiora sul fianco sinistro della Val di Pennes. In seguito, a Valle di Pennes di fuori, il limite meridionale della massa passa sul fianco destro della vallata, dove il contatto con le filladi diviene tettonico in seguito alla presenza di una importante linea di dislocazione, nota sotto il nome di « linea di Nova », che si continua fino a Merano.

Lungo il bordo settentrionale la massa di Ivigna presenta di solito come il granito di Bressanone una fascia differenziata in senso basico ordinariamente chiamata tonalite orientata, la quale mostra una tessitura orientata, struttura più o meno cataclastica e composizione prossima alla diorite quarzifera in quanto si mostra costituita da prevalente plagioclasio andesinico, da quarzo, da orneblenda verde e da biotite. Fra gli accessori non è rara l'apatite. In qualche zona la pressione e l'idrotermalismo hanno profondamente alterato la roccia tanto da trasformare l'orneblenda completamente in epidoto e rendere irricognoscibile il plagioclasio.

Le rocce che confinano col margine settentrionale della massa sono costituite dagli scisti della zona gneissica Mules-Merano. Questi, nella parte prossima a Merano, sono stati recentemente studiati da S. LORENZONI ed E. ZANETTIN LORENZONI (1969).

Si è rilevato che al contatto con la roccia eruttiva si trovano generalmente i paragneiss biotitico-muscovitici granatiferi i quali in qualche tratto, come ad esempio nel Mulzerberg, passano a gneiss sillimanitici contenenti cristalli di sillimanite talora anche di notevoli dimensioni. Inoltre si è notato che sul pendio settentrionale del monte delle Pecore è stata spinta a contatto con la tonalite orientata una delle intercalazioni di calcari cristallini comprese negli scisti. Ora non solo in questa zona ma pure lungo la maggior parte del bordo settentrionale il contatto è tettonico. In qualche punto esso presenta ancora le caratteristiche del contatto primario.

Le recenti determinazioni di età assoluta compiute dal Laboratorio di Geologia Nucleare dell'Università di Pisa sui campioni granitici prelevati nei settori di Mezzaselva (Bressanone) e di Lana (Monte Croce) hanno confermato le idee degli AA. che considerarono l'origine di queste masse del sistema Bressanone-Ivigna-Monte Croce legata alla orogenesi ercinica; contribuendo così a meglio giustificare l'esistenza di numerosi e marcati fenomeni concomitanti con azioni tettoniche.

Le trasformazioni alle quali le rocce sono andate soggette non derivano soltanto da reazioni autometamorfiche o da alterazioni dovute agli agenti atmosferici, ma sono pure in gran parte determinate dalle pressioni e deformazioni subite.

Con ogni probabilità la magmatite cominciò a venire compressa quando non era ancora del tutto solidificata. Di questa prima azione dinamica sono testimoni le deformazioni paracrystalline presenti ad esempio nella facies marginale orientata di cui parleremo in un prossimo paragrafo. Le successive spinte ed i movimenti, particolarmente intensi durante l'orogenesi alpina, determinarono la formazione di fratture e di faglie in diverse direzioni. Le superfici delle faglie sono talora colorate in verde bruno in seguito alla cloritizzazione della biotite. Sono state osservate faglie anche lungo qualche filone basico.

Le deformazioni postcristalline risultano particolarmente intense specialmente nelle rocce che si trovano presso i margini del massiccio. Ivi si mostrano spesso trasformate in miloniti e cataclasti; lungo i contatti

tettonici sia le rocce eruttive che quelle scistose sono state talora ridotte ad un ammasso polverulento.

Lungo i sistemi principali di fratture e di faglie generati dalle spinte provenienti da nord, sono stati intrusi i numerosissimi filoni presenti nella massa.

I filoni acidi sono poco frequenti ed in genere di limitata potenza; risultano costituiti per lo più da termini granitici.

I filoni basici sono invece molto numerosi e di potenza talora notevole (fino a 5-6 metri). Si differenziano dai filoni basici del granito di Bressanone in quanto risultano formati non solo da porfiriti biotitico-anfiboliche o anfibolico-pirosseniche ma pure da numerosi lamprofiridi di tipo vogesitico e spessartitico. Sono presenti anche delle porfiriti diabasiche.

(δ') — *Tonaliti e dioriti quarzifere a tessitura orientata (litotipi marginali (S. MORGANTE).*

Lungo il margine settentrionale la massa intrusiva di Ivigna presenta, analogamente al granito di Bressanone, una fascia differenziata in senso femico con tessitura orientata, struttura prevalentemente cataclastica e composizione di diorite quarzifera o di tonalite.

All'esame microscopico viene messa in evidenza la netta isorientazione dei cristalli di anfibolo in contrasto con la più debole orientazione di quarzo e plagioclasti. Questi litotipi orientati hanno subito movimenti postcristallini di cui hanno risentito in particolar modo i plagioclasti, che si presentano generalmente distorti e attraversati da fratture ricementate da sostanza feldspatica e da un aggregato di clorite calcite ed epidoto. Anche la biotite, l'anfibolo ed il feldspato potassico appaiono colpiti da fenomeni di cataclasi.

L'*anfibolo*, orneblenda verde, è spesso alterato in clorite, come del resto accade anche alla *biotite*, quasi sempre sfrangiata e a contorno irregolare. I *plagioclasti*, geminati secondo le leggi dell'albite, albite-Carlsbad, albite-pericline, hanno una composizione andesinico-labradoritica (45-50%

An); si tratta quindi di miscele più calciche di quanto non si sia osservato in altri punti della plutonite. Il *feldspato potassico* appare debolmente alterato.

Questi litotipi differiscono da quelli descritti nel paragrafo precedente soprattutto per l'orientazione dei componenti dovuta verosimilmente a movimenti fluidali avvenuti durante la presa di posizione del magma (come hanno precisato A. BIANCHI e GB. DAL PIAZ (1934) per il settore di Mules, al margine settentrionale della massa di Bressanone). Per quanto riguarda la composizione più basica, secondo B. SANDER (1925 b) si tratterebbe di una fase precoce dell'attività magmatica che ha originato il plutone, a cui sarebbe seguita una seconda fase a composizione granitico-granodioritica. Secondo C. ANDREATTA (1937), per la contigua massa del M. Croce, si tratterebbe piuttosto di una differenziazione femica marginale.

(δ) — *Dioriti e gabbri (S. MORGANTE).*

Rocce di questo tipo affiorano talora nell'ambito della massa intrusiva di Ivigna (Iffinger). Si tratta di differenziazioni femiche aventi sia composizione dioritica, come quella affiorante poco a Nord di Forcella S. Osvaldo (S. Oswald Jochl), sia decisamente gabbrica. A monte di Riobianco (Weissen Bach) in Val di Pennes (Penser Thal) affiora un'importante massa gabbrica analoga a quella esistente nel granito di Bressanone presso Passo di Valles. La composizione mineralogica è data prevalentemente da orneblenda comune, plagioclasio di composizione andesinica, clorite derivata dalla trasformazione della biotite e da poco quarzo. Rispetto al gabbro affiorante al Passo di Valles la roccia mostra un maggior grado di alterazione di carattere idrotermale.

(α^F) — *Porfiriti quarzo-dioritiche granofriche a granato (Telliti) (E. ZANNETTIN-LORENZONI).*

Questi filoni si trovano in gran numero nella bassa Val Venosta (Vintschgau) entro ai micascisti ed agli gneiss del « Complesso Merano-Mules » (pg). Sul versante destro della valle si rinvencono fino a 1600

metri di quota circa, sul versante sinistro raggiungono la cresta Monte Mutta-Cima Rosa (Muth Spitze-Röthel Spitze); un filone di « tellite » è stato pure osservato sul fianco sinistro della bassa Val Clava (Falsenthal) (A. GREGNANIN e E. M. PICCIRILLO, 1969 a).

I filoni hanno potenza molto varia (da uno a dieci metri) e lunghezza considerevole; la loro direzione è compresa fra N-S e NNE-SSW.

La porfirite tipica è costituita da fenocristalli di plagioclasì, di biotite e di anfiboli. I plagioclasì sono in parte fortemente zonati, con zonatura spesso di tipo oscillatorio e composizione variabile dall'80% al 20% An, in parte, poco o irregolarmente zonati con composizione andesinico-labradoritica. Tutti presentano un caratteristico e spesso ampio bordo di oligoclasio associato a quarzo e feldspato potassico in struttura di tipo granofirico. La biotite è bruno-rosa, cribrosa e con evidenti segni di deformazioni. Gli anfiboli sono generalmente bruno-rossi, non hanno sempre composizione omogenea e presentano a volte un bordo irregolare o delle chiazze di colore verde. La massa di fondo è generalmente scarsa ed è costituita da quarzo, da feldspato potassico e da quantità variabile di oligoclasio e di clorite. Quarzo e feldspati sono associati secondo strutture granofiriche analoghe a quelle del bordo oligoclasico dei fenocristalli plagioclasici. Sono normalmente presenti granati, visibili anche ad occhio nudo; più rari i cristalli di quarzo profondamente corrosi.

Non tutti i filoni sono formati dal medesimo tipo porfirite ed anche in uno stesso filone si possono osservare variazioni di composizione: benché siano più comuni le porfirite biotitico-anfiboliche, esistono anche termini a sola biotite ed altri a solo anfibolo. Un tipo particolare è rappresentato da porfirite cloritiche; queste rocce sono formate da un aggregato granulare di feldspati, quarzo, clorite e clinozoisite; soltanto i plagioclasì presentano un certo idiomorfismo. Anche in queste rocce si intravedono le strutture granofiriche.

La successione paragenetica è stata così interpretata: alla cristallizzazione dei plagioclasì calcici non evidentemente zonati è seguita quella dei plagioclasì zonati, contemporaneamente e successivamente ai quali sono cristallizzati biotite ed anfiboli. Si è avuta poi la saussuritizzazione

dei plagioclasì e la cloritizzazione dei componenti femici. Un'ultima fase di cristallizzazione ha dato origine al bordo oligoclasico dei fenocristalli plagioclasici ed alle associazioni granofiriche della massa di fondo.

Tutte le porfirite mostrano un'evidente analogia di chimismo (E. ZANETTIN-LORENZONI, 1964).

Questi filoni sono, con ogni verosimiglianza, di età recente poiché non mostrano alcuna traccia di metamorfismo e si sono impostati nella direzione di linee di movimento tardo-alpine.

A USTRIDI

1) COMPLESSO DELLA ZONA MERANO - MULES - ANTERSELVA E DELLE BREONIE

- (c') *Calcari cristallini impuri talora passanti a scisti calcariferi e/o anfibolici.* — (q') *Quarziti bianche e grigie più o meno micacee.* — (mf) *Micascisti filladici e micascisti ricchi in sericite, granatiferi, più o meno quarzosi e/o feldspatici, a biotite subordinata, di regola caratterizzati da lineazione e da pieghe di tipo simile.* — (m) *Micascisti argentei medio-minuti muscovitico-paragonitici e/o sericitici più o meno granatiferi, spesso molto quarzosi a biotite subordinata, generalmente caratterizzati da pieghe simili e da scistosità secondo il piano assiale, talora lineati; paragneiss muscovitici granatiferi medio-minuti.* — (c) *Marmi bianchi più o meno impuri.* — (q) *Quarziti e quarziti micacee più o meno scistose bianche, grigie, o giallastre talora granatifere.* — (pg) *Paragneiss minuti grigiastri a biotite e subordinata muscovite, micascisti gneissici e paragneiss micacei, grigio-rossastri, sericitico-muscovitico-paragonitici, a biotite e granato, talora lineati, tutti caratterizzati da tessitura a bande e molto spesso da ripiegamento disarmonico.* — (gm) *Litotipi ad intensa cristallizzazione postcinematica plagioclasica e/o di altri minerali (biotite, granato, staurolite, cianite ecc.).* — *Litotipi a sillimanite. Litotipi ad intensa differenziazione metamorfica.* — *Gneiss granitici a muscovite.* —

(gb) *Gneiss granitoidi biotitici, generalmente ghiandoni e loro migmatiti* (μ). — (gmb) *Paragneiss leucocratici stratoidi spesso occhiatini, non di rado a feldspato potassico*. — (gp) *Gneiss pegmatitici presso Quadrato*. — (ga) *Fels albitici*. — (g) *Gneiss granitoidi indistinti*. — (a) *Anfiboliti, gneiss anfibolici. Gneiss albitico-epidotici*.

CENNI GENERALI

(A. GREGNANIN, E. M. PICCIRILLO e F. P. SASSI)

Questo imponente complesso metamorfico, che occupa la maggior parte del foglio e che rappresenta il basamento di tutti gli altri complessi austroalpini, è costituito da due formazioni principali: quella dei paragneiss a bande *l.s.* (pg) e quella dei micascisti argentei *l.s.* (m, mf), entrambe più o meno ad intensa cristallizzazione statica.

E' stato riconosciuto che quest'ultima formazione deve essere considerata sovrapposta alla prima e da questa separata mediante un livello caratteristico costituito da banchi discontinui di quarziti (\bar{q}), di anfiboliti e localmente di marmi (c) (A. GREGNANIN e E. M. PICCIRILLO, 1969 a). In prossimità di questo livello, nella parte sud-occidentale del foglio, sono state inoltre notate intercalazioni leucocratiche stratoidi (gmb).

Va sottolineato che entro la formazione paragneissica inferiore sono incassate tutte le intercalazioni acide e basiche cartografate (gm, gb, gmb, gp, ga, g, a), ad eccezione di quelle del livello caratteristico sopramenzionato e di alcune anfiboliti e quarziti ritrovate entro la formazione micascistosa superiore. Quest'ultima quindi risulta molto povera di intercalazioni. Conviene tuttavia precisare che, se è esatta l'interpretazione secondo la quale gli gneiss granitici (g) cartografati nel Complesso di Stilves-Corno Bianco (Stilfes-Weiss Horn) appartengono in realtà al basamento cristallino, tali gneiss sarebbero sovrastanti ai micascisti argentei.

Sia la formazione inferiore che quella superiore mostrano di aver subito le stesse complicate vicende tettonico-metamorfiche; le fasi principali di queste sono state riconosciute anche in tutte le intercalazioni

prima citate. Ciò dimostra la sostanziale unitarietà del Complesso di Merano-Mules-Anterselva e delle Breonie. Farebbero eccezione le quarziti (q') ed i marmi (c') di Punta Cervina (Hirzer Spitze) e quelli a NE del Passo Giovo (Jaufen Joch), per i quali è stata prospettata una possibile età permo-mesozoica.

Va sottolineato che tale unitarietà non viene sminuita dalle modificazioni indotte, entro il complesso in esame, da alcuni fenomeni petrogenetici sviluppatasi con intensità variabile da zona a zona, oppure verificatisi in aree particolari. Alludiamo: ai processi di differenziazione metamorfica che, pur essendo stati presumibilmente attivi su tutta la regione, localmente hanno determinato la comparsa di litotipi particolari, quali gli gneiss a bande di aspetto migmatitico delle Alpi Breonie (A. GREGNANIN e F. P. SASSI, 1966) e di corpi pegmatoidi di Val Racines (Ratschingstal) (F. P. SASSI, 1968); ai processi di intensa cristallizzazione statica, che pur avendo lasciato tracce in ogni tipo di roccia, hanno determinato la comparsa di litotipi nuovi molto caratteristici, cartografati a parte (E. JUSTIN-VISENTIN e B. ZANETTIN, 1965; A. GREGNANIN e E. M. PICCIRILLO, 1969 a e b); ai processi metasomatici, che hanno condotto alla formazione, a spese dei paragneiss minuti originari, di gneiss feldspatizzati (S. LORENZONI e B. ZANETTIN, 1964; A. GREGNANIN e F. P. SASSI, 1969; A. GREGNANIN, E. JUSTIN-VISENTIN e F. P. SASSI, 1969).

Un cenno a parte meritano i micascisti filladici (mf), in ordine alla loro possibile posizione stratigrafica. Queste rocce, per i motivi che sono esposti nel relativo paragrafo, vanno considerate vicarianti rispetto ai micascisti argentei (m) od eventualmente ne costituiscono i livelli sommitali. L'importanza dei micascisti filladici deriva inoltre dal fatto che essi affiorano in un'area, nella quale è forse possibile ottenere dati particolarmente significativi circa i rapporti fra il complesso in descrizione e quello di Monteneve (Schneeberg).

Sono state recentemente effettuate, su rocce dei tipi finora descritti affioranti in territorio austriaco, determinazioni di età assoluta con i metodi U-Pb e Rb-Sr; è stata ottenuta per la roccia totale un'età di 415 M.A. circa, per le biotiti età di 273, 163 e 95 M.A. circa, e per le mu-

scoviti età di 297 e 274 M.A. circa (K. SCHMIDT, E. JAEGER, M. GRUENFELDER e N. GROEGLER, 1967; S. MILLERS, E. JAEGER e K. SCHMIDT, 1967).

F. PURTSCHELLER (1967, 1969) recentemente ha preso in considerazione il cristallino antico dell'Oetztal e delle Breonie (Stubai Alpen) affiorante in territorio austriaco. Questo Autore attribuisce all'orogenesi caledoniana il metamorfismo che in quella regione ha dato origine a sillimanite nella parte nucleare ed a cianite nelle zone periferiche; mentre collega con l'orogenesi varisica il metamorfismo caratterizzato dalla trasformazione di staurolite in cloritoide. L'Autore infine intravede, in aree limitate, un terzo evento blastico di più bassa temperatura, isogrado con quello delle formazioni posterciniche, riferito all'orogenesi alpina.

(c') — *Calcarei cristallini localmente impuri talora passanti a scisti calcariiferi e/o anfibolici* (S. LORENZONI e E. ZANETTIN-LORENZONI).

Queste rocce, a cristallinità non molto accentuata, costituiscono affioramenti di limitato spessore, fino a 20 metri, ma di notevole estensione lungo il margine settentrionale della massa granitico-granodioritica di Ivigna (Iffinger), e alla testata di Valgiovo (Jaufen Thal), poco sotto il Rifugio del Passo. Esse sovrastano costantemente le quarziti (q') con le quali sono sempre strettamente associate.

Nella zona di Punta Cervina si possono distinguere più litotipi (S. LORENZONI e E. ZANETTIN-LORENZONI, 1965) fra i quali prevalgono calcari cristallini bianchi, puri; calcari cristallini grigi con striature grigio-scure contenenti granuli di quarzo e di feldspato, lamelle muscovitiche e aciculi di tremolite; calcari cristallini grigi con lenti, letti e noduli arenacei. Nei letti di natura detritica sono presenti granuli di quarzo contenenti ciuffi di sillimanite, derivati evidentemente dal disfacimento dei paragneiss a sillimanite affioranti nella circostante area e sui quali poggiano le quarziti (q') ed i marmi stessi. Del resto entro ai marmi si sono rinvenuti piccoli frammenti di paragneiss (pg).

Ciò prova che la serie calcareo-quarzitica è di età posteriore alla formazione scistoso-cristallina circostante.

(q') — *Quarziti bianche e grigie più o meno micacee* (S. LORENZONI e E. ZANETTIN-LORENZONI).

Queste quarziti affiorano in forma di lunghe lenti poco a settentrione della massa intrusiva di Ivigna (Iffinger), ove poggiano, in posizione sinclinale, sui paragneiss minuti e sono per lo più associate strettamente ai più recenti calcari cristallini descritti al paragrafo precedente (c').

Anche nella zona di Passo Giovo (Jaufen Joch) le quarziti possono affiorare da sole o insieme ai calcari cristallini. Si tratta di quarziti bianche contenenti piccole quantità di muscovite e di feldspato. In alcuni casi tali quarziti mostrano struttura nettamente blastomilonitica. Il loro massimo spessore è di 5 metri circa.

(mf) — *Micascisti filladici e micascisti ricchi in sericite, granatiferi, più o meno quarzosi e/o feldspatici, a biotite subordinata e di regola caratterizzati da lineazione e da pieghe di tipo simile* (A. GREGNANIN e E.M. PICCIRILLO).

Le rocce qui trattate, affioranti nella Val di Fosse (Pfossenthal) e nell'alta Val di Tel (Zielthal), sono sostanzialmente simili alle facies minute dei micascisti argentei (m) di M. Lavagna (Hochschiefer Spitze) e di Val Lazins (Lazinser Thal) (vedasi pag. 52). Ne differiscono macroscopicamente per una maggiore quantità di sericite, la quale conferisce ad esse un aspetto leggermente plumbeo e vellutato, intermedio fra quello dei micascisti argentei e quello dei micascisti filladici (fp) del Complesso di Monteneve; esse mostrano inoltre una chiara lineazione per crenulazione. Il passaggio fra i litotipi m ed mf può essere osservato poco a Nord del Rifugio Cima Fiammante (Lodnerhütte), proprio dove nella carta di B. SANDER e W. HAMMER (1924) è posto il limite fra i micascisti a minerali (m_{sc}) e scisti di Monteneve. Infatti, secondo i rilevamenti di questi Autori, le metamorfite costituenti il Complesso di Monteneve scomparirebbero nell'area dell'alta Val di Fosse e dell'alta Val di Tel (Zielthal) per un motivo tettonico sinclinale, complicato da variazioni assiali. O. SCHMIDEGG (1932) nel suo accurato rilevamento riproduce una struttura abbastanza

simile, inquadrata in una tettonica generale a *schlingen* (pieghe a laccio). Questo Studioso separa però geologicamente il complesso motivo sinclinale della zona La Bianca-Cima Fiammante (Weissen-Lodner Spitze) dal tratto principale del Complesso di Monteneve.

Le recenti osservazioni compiute dagli scriventi confermano sostanzialmente, per le formazioni affioranti nella parte sud occidentale dell'area rilevata, l'andamento generale delineato dagli Studiosi sopra menzionati; sia pure con qualche riserva per talune zone che richiedono indagini più approfondite.

Gli Autori non sono invece d'accordo con B. SANDER e W. HAMMER (1924) e O. SCHMIDEGG (1932) per ciò che riguarda la sicura attribuzione dei litotipi in oggetto alle rocce del Complesso di Monteneve in quanto, come già affermato, non vi sono motivi petrografici mesoscopici e microstrutturali tali da distinguere i micascisti filladici (mf) dai micascisti argentei minuti (m). In accordo con quanto finora espresso, limiti come quello, già menzionato, a Nord del Rifugio Cima Fiammante (Lodnerhütte), non hanno alcuna ragione di esistere.

Dal punto di vista geologico si può prospettare l'ipotesi che tali rocce costituiscano in quest'area un termine stratigrafico di passaggio fra i complessi di Merano-Mules-Anterselva e di Monteneve. Infatti le nostre ricerche di campagna hanno mostrato che i micascisti filladici (mf) sono situati alla base di quelle intercalazioni anfibolitiche e quarzitiche che, ad esempio lungo la Val di Plan (Pfelders Thal), caratterizzano il limite tra i complessi sopra menzionati. Tuttavia le complicate strutture geologiche di questa zona richiedono ulteriori ricerche. Facciamo inoltre notare che verso l'estremità orientale del fondo della Val di Fosse (Pfosenthal), in corrispondenza ed oltre l'intercalazione paragneissica (pg) di Croda Nera (Schwarze Wand) e dove cominciano ad affiorare modesti *boudins* di marmi, compaiono granati giganti, sia nelle facies micascistose (mf) e sia nei paragneiss a bande ora menzionati. Questo fatto rende ancora più complicata la comprensione dei rapporti che intercorrono tra queste rocce e quelle del Complesso di Monteneve.

Per ciò che riguarda i rapporti con i micascisti argentei (m) è stato

da noi rilevato che molto probabilmente esiste una equivalenza dal punto di vista stratigrafico con almeno una parte di questi. Infatti il limite fra i paragneiss minuti a bande (pg) ed i micascisti filladici (mf) dal Rifugio Cima Fiammante (Lodnerhütte) fino a Nord di Maso Gelato (Eishof), è contrassegnato dalla presenza di livelli, talora discontinui, anfibolitici e leucocratici stratoidi a feldspato potassico (gmb). A NE del Rifugio Cima Fiammante vi sono inoltre intercalazioni quarzitiche comprese entro i micascisti filladici (mf), lontane dal limite sopra menzionato. Le intercalazioni della stessa natura che, in corrispondenza del M. Cavallo (Kuhalpe) (presso il Rifugio Cima Fiammante), disegnano motivi plicativi ad asse fortemente inclinato, sono molto probabilmente le stesse che si trovano al limite sopra indicato. Se ciò fosse vero risulterebbe evidente il collegamento dei micascisti filladici (mf) con quelli argentei (m) che da M. Biagio, attraverso Cima Rosa (Röthel Spitze) e la Val di Lazins (Lazinser Thal), si continuano nei micascisti argentei (m) della Val di Clava (Kalm Thal).

Anche dal punto di vista microscopico queste rocce presentano strette analogie con i micascisti argentei (m), sia minuti, che interessati da una intensa cristallizzazione statica di plagioclasio e miche. Infatti si riconosce una anisotropia planare S_2 sovrapposta ad una precedente scistosità micropieghettata S_1 ; tuttavia in queste aree solo in alcuni litotipi la S_2 è particolarmente sviluppata. Rispetto a queste deformazioni è possibile tracciare una sequenza di cristallizzazioni del tutto analoga a quella osservata per i micascisti argentei (m). Le differenze principali consistono nello sviluppo nettamente porfiroblastico del granato, le cui dimensioni in alcuni litotipi sono molto grandi (1-2 cm), nella scarsità di staurolite (anche totalmente sericitizzata) ed in una evidente deformazione per schiacciamento, precedente alla crescita del margine postcinematico del granato. In queste rocce è raramente visibile lo schiacciamento più tardivo, che in altre aree interessa tutti i minerali formati dopo l'orlo di accrescimento del granato.

La storia metamorfica di queste rocce può essere così brevemente riassunta. Dopo la formazione di una prima scistosità (S_1) si è avuto intenso sviluppo di granato in una fase intercinematica, e, solo limitata-

mente, durante i primi stadi di una successiva deformazione (Def. 2). E' forse probabile che la scarsa staurolite visibile sia cresciuta contemporaneamente a questo granato. Negli stadi successivi della deformazione 2, tali minerali sono stati ruotati in gran parte senza concomitante blastesi, con la comparsa sub-contemporanea di una tessitura occhiadina attorno ai porfiroblasti maggiori. La fase di cristallizzazione seguente è caratterizzata dallo sviluppo di un vistoso orlo di accrescimento sul granato, che sostituisce i letti micacei ricristallizzati avvolgenti il nucleo. Durante questa fase si ha inoltre lo sviluppo porfiroblastico della biotite, accompagnato da ricristallizzazione generale della matrice, fenomeno già iniziato prima della crescita dell'orlo del granato (miche, rutilo-ilmenite, tormalina, titanite). Successivamente si manifestano almeno due fasi plagioclastiche, delle quali la più recente è albitica, chiaramente posteriore a tutti i minerali sopramenzionati. Una deformazione tardiva postcristallina interessa tutta la compagine rocciosa.

(m) — *Micascisti argentei medio-minuti muscovitico-paragonitici e/o sericitici più o meno granatiferi, spesso molto quarzosi, a biotite subordinata, generalmente caratterizzati da pieghe simili e da scistosità secondo il piano assiale, talora lineati; paragneiss muscovitici granatiferi medio-minuti* (A. GREGNANIN, E. JUSTIN-VISENTIN, E. M. PICCIRILLO e B. ZANETTIN).

Le metamorfiti in esame costituiscono parte di quel complesso di rocce micascistose, note in letteratura come « micascisti ricchi di minerali » (B. SANDER e W. HAMMER, 1924; A. BIANCHI, 1934; Gb. DAL PIAZ, 1934, 1965); questi, unitamente ai paragneiss a bande *l. s.*, formano la gran parte del basamento cristallino dell'unità austroalpina del Foglio « Merano » (A. GREGNANIN e E. M. PICCIRILLO, 1969 a). Su scala regionale B. SANDER e W. HAMMER (1926) riferiscono questa formazione a quella ben nota dei « micascisti di Lasa », dalla quale si differenzerebbe per la scarsità di marmi; essi inoltre vi comprendono i « paragneiss squamosi a biotite ed albite » associati ai marmi.

Affioramenti di tipici micascisti argentei medio-minuti si possono os-

servare nella media Val Lazins (Lazinser Thal) e nell'adiacente circo di M. Lavagna (Hochschiefer Spitze). Questa zona, compresa nelle tavolette l'Altissima e Moso in Passiria, fa parte di una fascia di micascisti che affiorano tra S. Leonardo in Passiria (S. Leonhard in Passeir) e la Val Senales (Schnalser Thal). Altri affioramenti di tali litotipi, che presentano locali differenziazioni tessiturali mesoscopiche, sono quelli della zona di M. Altacroce (Hochkreuz Spitze).

A causa di ulteriori intense azioni metamorfiche, parte dei micascisti argentei (m) hanno dato luogo a rocce micascistose o comunque ricche in miche, ma con diversa struttura e composizione mineralogica; pertanto, a differenza di B. SANDER e W. HAMMER (1924), le abbiamo tenute cartograficamente distinte (vedi pag. 63) (E. JUSTIN-VISENTIN e B. ZANETTIN, 1965; A. GREGNANIN e E. M. PICCIRILLO, 1969 a, b), pur comprendendole nella formazione, geologicamente ben definita, dei micascisti argentei *l. s.*

La nostra distinzione è dunque più ristretta e litologicamente meglio definita rispetto a quella di B. SANDER e W. HAMMER (1924). Non sono state inoltre comprese le facies « paragneissiche squamose a biotite ed albite » associate a marmi degli Autori sopramenzionati in quanto queste sono state attribuite alla formazione dei paragneiss a bande (pg) (C. ADAMI, E. JUSTIN-VISENTIN e B. ZANETTIN, 1964; A. GREGNANIN e E. M. PICCIRILLO, 1969 a). Furono invece indicati con la stessa sigla tipi gneissici muscovitico-granatiferi a grana medio-minuta, scarsamente rappresentati.

Gli elementi macroscopici caratteristici di questa formazione sono abbastanza diversi da quelli di altre metamorfiti. Si tratta di facies micascistose, talora ad aspetto filladico, di colore argenteo, in cui è ben distinguibile il granato con dimensioni comprese fra 1-3 mm; solo eccezionalmente esse raggiungono 1-2 cm (Crinale Punta Ulsen-La Clava) (Ulsen Spitze-Kolben Spitze). La grana è generalmente minuta e la mica chiara (muscovite + paragonite) è mediamente sviluppata. La biotite, subordinata in confronto alle miche chiare, si presenta in lamelle isolate di dimensioni medio-grosse, oppure in spalmature che chiazzano le super-

fici di scistosità. La quantità di quarzo è variabile e sono frequenti litotipi passanti a vere e proprie quarziti, soprattutto verso il limite con i paragneiss a bande *l. s.* (pg).

I micascisti argentei minuti possono presentarsi sia pieghettati che a scistosità piana. Nel primo caso sono ben evidenti pieghe di tipo simile, dell'ordine del decimetro, con quarzo segregato nelle cerniere; talora compaiono anche minute increspature sulle superfici di scistosità, in particolare nelle facies molto minute. Di regola le pieghe mesoscopiche sono coricate e presentano piani assiali fra loro subparalleli. Nel secondo caso la scistosità piana è spesso interrotta da cerniere di quarzo, le quali testimoniano che l'attuale struttura planare si è originata attraverso una accentuazione del pieghettamento sopra descritto (A. GREGNANIN e E. M. PICCIRILLO, 1969 a e b).

Tuttavia, almeno quando le lenti quarzose sono appiattite nel piano di scistosità, sembra verosimile che esse corrispondano a ciottoli di un originario sedimento psefitico.

Occorre precisare che questi tipi conglomeratici si trovano nella parte più elevata della formazione micascistosa e sono talora sovrastati dalle quarziti e dagli gneiss conglomeratici appartenenti al Complesso di Monteneve (alta Val Racines, alta Val Schennar). In realtà non si può neppure escludere che essi costituiscano i termini di base di quest'ultimo complesso. Essi sono stati tuttavia associati per il momento ai micascisti *l. s.*, data la difficoltà di riconoscerli in campagna quando non siano direttamente sovrastati da tipici terreni di Monteneve.

Nelle rocce paragneissiche intercalate ai micascisti argentei (m) questi fenomeni in genere non si osservano. Le pieghe, quando presenti, sono di tipo disarmonico oppure a fisarmonica. Questi litotipi si riconoscono in campagna per la stretta associazione con i micascisti, per la grande abbondanza di muscovite, in confronto ai paragneiss pg, per la presenza di minuti granati, visibili ad occhio nudo.

Facciamo notare tuttavia che in alcuni affioramenti (esempio M. Altacroce (Hochkreuz Spitze) ed aree limitrofe) si rinvengono micascisti a grana medio-minuta, con tessitura macroscopica piana-lastrolare, i quali

assumono un aspetto molto simile alle facies paragneissiche sopra descritte per la presenza di quarzo e subordinatamente di feldspato microgranulari.

La composizione mineralogica fondamentale dei micascisti argentei minuti, osservabile al microscopio, è data da: muscovite (paragonite), biotite, granato, clorite e quarzo; la staurolite è poco frequente, la cianite rara. Il plagioclasio è spesso assente; ove compare, mostra una genesi tardiva (albite o oligoclasio 30% An). Accessori comuni sono: ilmenite e spesso rutilo; altri accessori più o meno frequenti, sono costituiti da: tormalina, apatite, zirconio ed epidoti.

L'analisi microstrutturale dei micascisti argentei minuti ha mostrato che questi hanno una storia metamorfica analoga a quella dei paragneiss minuti a bande (pg) (A. GREGNANIN e E. M. PICCIRILLO, 1969 b). Dopo un primo atto metamorfico, scarsamente rappresentato, al quale va imputata la formazione di una scistosità sostanzialmente piana, e la probabile cristallizzazione di miche, quarzo, plagioclasio, seguì un evento metamorfico sincinematico molto importante. Durante quest'ultimo la S_1 fu intensamente micropieghettata e come risultato finale si ebbe la formazione di una nuova scistosità S_2 parallela ai piani assiali delle micropieghe coricate. Questa intensa fase plicativa fu caratterizzata dalla formazione di granato, staurolite, miche, quarzo e plagioclasio. Forse il solo granato cominciò a cristallizzare in uno stadio immediatamente precedente a tale deformazione. Gli eventi blastici intercinematici successivi, così intensi in alcune zone del Foglio « Merano », interessarono molto marginalmente queste rocce, determinando una debole ricristallizzazione di tutta la matrice. Alla fase intercinematica seguì un metamorfismo a carattere retrogrado il quale costipò ulteriormente le strutture a pieghe precedentemente formatesi e rimobilizzò le vecchie superfici di scistosità (S_2). Gli effetti blastici che accompagnarono tale fenomeno sono rappresentati essenzialmente dalla sericitizzazione della staurolite e dalla cloritizzazione dei granati. La parziale ricristallizzazione post-cinematica (in parte porfirblastica) della sericite così originatasi, delle miche e cloriti già esistenti, ed infine la blastesi di albite, costituiscono gli eventi caratteristici di quest'ultima fase metamorfica principale. Infine effetti prevalentemente meccanici tardivi deformatono la compagine rocciosa.

Il grado metamorfico principale dei litotipi micascistosi minuti costituenti la formazione sopra menzionata è lo stesso di quello dei paragneiss minuti a bande (pg), ai quali si rimanda.

Gli elementi che consentono la distinzione mesoscopica fra micascisti argentei minuti (m) e paragneiss a bande *l.s.* (pg) sono qui di seguito esposti.

I micascisti argentei minuti non presentano una tessitura a bande, e sono di norma molto ricchi in miche chiare, le quali costituiscono i fillosilicati prevalenti anche nelle varietà paragneissiche e molto quarzose. Il granato, di regola non visibile nei paragneiss a bande minuti, eccettuate le facies molto micacee, è sempre visibile, sia pure in minuti cristalli, nei litotipi paragneissici dei micascisti argentei minuti.

Alcuni livelletti dei paragneiss a bande a grana fine (pg) particolarmente ricchi di mica chiara e granato, generalmente lineati, si possono confondere con le facies più minute dei micascisti argentei; in questo caso è la presenza di una tessitura a bande che consente l'attribuzione di tali livelli alla formazione dei paragneiss minuti a bande.

Le differenze microscopiche ricalcano perfettamente alcune di quelle mesoscopiche. Si riscontra infatti nei micascisti minuti argentei una netta prevalenza dei minerali micacei, in particolar modo della muscovite e della paragonite; i granati hanno dimensioni molto maggiori, il plagioclasio è scarso o assente e la scistosità corrisponde generalmente ad una evidente S_2 . La composizione mineralogica inoltre risulta differente anche per la presenza di scarsa staurolite, rinvenuta solo in alcuni micascisti argentei della Val di Fosse e di Val Lazins (Lazinser Thal). Questo minerale normalmente non è visibile ad occhio nudo, tuttavia nella Val di Fosse (Pfossenthal), a Sud di M. Albelaccio (Oblatscher Berg), si rinvengono grosse stauroliti (fino a 10 cm.), completamente trasformate in aggregati costituiti da muscovite, paragonite, biotite e clorite.

I rapporti geologici fra paragneiss a bande *l.s.* ed i micascisti argentei *l.s.* si possono sintetizzare nei seguenti punti:

a) posizione stratigraficamente più elevata dei micascisti argentei *l.s.* rispetto ai paragneiss a bande *l.s.*;

b) perfetta concordanza di giacitura fra le due formazioni;

c) limiti abbastanza netti; talora però si è osservato un arricchimento di muscovite nei paragneiss a bande *l.s.* a contatto con i micascisti;

d) presenza al limite ora menzionato di livelli quarziticci e/o anfibolitici (raramente marmi) (Parcines-Partschins), che rappresentano una caratteristica e brusca variazione dell'ambiente di sedimentazione tra le due formazioni (vedi oltre).

Come mostra la carta geologica, le fasce micascistose dell'area Moos-Parcines (Moos-Partschins) non sono generalmente associate a marmi, mentre lo sono quelle poste a ridosso del « tratto di Monteneve » (Val di Plan, Val Racines, Altacroce).

Dalle osservazioni microscopiche e da quelle macroscopiche di campagna risulta quindi sufficientemente chiara la sostanziale unitarietà di storia metamorfica della formazione dei paragneiss minuti a bande (pg) e di quella dei micascisti argentei minuti (m).

(c) — *Marmi bianchi più o meno impuri* (A. GREGNANIN e E. M. PICCIRILLO).

Marmi più o meno impuri affiorano presso il limite fra paragneiss minuti a bande (pg) ed i micascisti argentei minuti (m), nella zona del Rifugio Cima Fiammante (Lodnerhütte) (Val di Tel). Essi sono qui associati oltre che ad anfiboliti (che, come è già stato detto, si trovano frequentemente presso questo limite) anche ad intercalazioni leococratiche stratoidi. Tuttavia, come spesso accade per questi ultimi livelli, le rocce carbonatiche possono essere localizzate oltre che al limite, anche entro i paragneiss a bande.

Poiché gli affioramenti citati non rappresentano scaglie tettoniche, i marmi qui descritti costituiscono un distintivo elemento stratigrafico fra i paragneiss a bande *l.s.* ed i micascisti argentei *l.s.*

(q) — *Quarziti e quarziti micacee più o meno scistose bianche, grigie o giallognole talora granatifere* (A. GREGNANIN e E. M. PICCIRILLO).

Queste rocce si trovano localizzate essenzialmente al limite fra i paragneiss a bande *l.s.*: ed i micascisti argentei *l.s.* (A. GREGNANIN e E. M. PICCIRILLO, 1969 a). Altre quarziti presenti nei paragneiss a bande *l.s.* non sono state distinte in quanto rappresentavano chiaramente il risultato di variazioni locali del contenuto dei fillosilicati e del feldspato. Queste ultime infatti sono molto differenti da quelle qui descritte.

I litotipi principali sono costituiti da quarziti bianche o giallognole massicce e da quarziti grigie scistose a mica chiara, spesso granatifere. In sezione sottile anche nelle quarziti macroscopicamente più compatte si riconosce una certa scistosità, delineata o da fiamme di muscovite o da limiti granulari planari ed isoorientati del quarzo. Oltre a quest'ultimo minerale è relativamente abbondante il plagioclasio (di composizione albitica) e sono inoltre presenti anche granato, clorite e feldspato potassico.

Le quarziti micacee scistose mostrano chiaramente di appartenere alla formazione dei micascisti argentei *l.s.*, dai quali derivano per progressivo arricchimento in quarzo. A differenza delle quarziti compatte, i limiti di queste rocce sono sfumati verso i micascisti. La composizione mineralogica è analoga; tuttavia manca il feldspato potassico e sono più abbondanti muscovite, sempre in grosse lamine, e granato.

Alcuni di questi litotipi quarziticci mostrano di aver subito almeno alcuni degli eventi blastici che caratterizzano le rocce associate. Si notano infatti più generazioni di plagioclasii, che spesso sostituiscono le miche, ed i granati sono di genesi posteriore a quella delle miche maggiormente sviluppate. Sono inoltre presenti deformazioni tardive in parte riasanate (da albite e microclino), le quali sono anche responsabili della subcontemporanea cloritizzazione del granato e della rara biotite.

In qualche caso sono stati rinvenuti livelli quarziticci più o meno compatti entro i micascisti argentei *l.s.*, anche lontani dal limite con i paragneiss (pg). Considerata la particolare localizzazione delle quarziti esaminate, sembra verosimile che esse abbiano un particolare significato stratigrafico in seno alle formazioni costituenti il basamento cristallino austriaco del Foglio « Merano ».

(pg) — *Paragneiss minuti grigiastri a biotite e subordinata muscovite, micascisti gneissici e paragneiss micacei grigio-rossastri, sericitico-muscovitici, a biotite e granato, talora lineati, tutti caratterizzati da tessitura a bande e molto spesso da ripiegamento disarmonico* (A. GREGNANIN, E. M. PICCIRILLO e F. P. SASSI).

Le metamorfite cartografate sotto questo titolo costituiscono la parte preponderante dell'edificio austroalpino, rappresentando le rocce incassanti della maggior parte delle intercalazioni leococratiche ed anfibolitiche affioranti nel foglio, e costituendo inoltre la parte fondamentale del basamento antico, sicuramente precarbonifero (Gb. DAL PIAZ, 1934, 1965; K. SCHMIDT, E. JAEGER, M. GRUENEFELDER e N. GROEGLER, 1967), delle formazioni posterciniche. Dette rocce, che qui per semplicità chiameremo globalmente *paragneiss minuti a bande l.s.*, rappresentano quindi il litotipo più diffuso nell'area del Foglio « Merano »: quelle affioranti nella parte meridionale del foglio sono note in letteratura sotto il nome di « gneiss di Mules-Merano » e rappresentano la prosecuzione occidentale degli « gneiss di Anterselva »; invece quelle affioranti nella metà settentrionale del foglio sono conosciuti come « gneiss delle Breonie » e « gneiss dell'Oetztal ».

Anche se esistono delle differenze fra i paragneiss minuti *l.s.* affioranti a Nord del Complesso di Monteneve (Schneeberg) e quelli affioranti a Sud di esso, differenze che riguardano sostanzialmente la natura delle intercalazioni che rispettivamente si rinvencono nelle due aree, in realtà nella intima struttura delle rocce e nella loro composizione mineralogica non esistono differenze sostanziali; ne consegue che una distinzione in due formazioni appare superflua, almeno sotto il profilo della natura dei sedimenti originari e delle vicissitudini tettonico-metamorfiche subite. Se poi, dal punto di vista stratigrafico, gli gneiss delle Breonie rappresentino livelli più alti o più bassi degli gneiss di Merano-Mules-Anterselva, oppure se ambedue rappresentino il medesimo insieme di strati collegati in profondità al disotto del Complesso di Monteneve, è ben difficile stabilire con certezza: la notevole complicazione della struttura a *Schlingen* (pieghe a laccio) (O. SCHMIDEGG, 1933, 1964; K. SCHMIDT,

1965 a, 1965 b; M. BAUMANN, P. HELBIG e K. SCHMIDT, 1967) impone cautela nel trattare tale problema.

Vale la pena di sottolineare il fatto che non vi è una stretta coincidenza cartografica fra i paragneiss minuti *l.s.* così come vengono qui definiti ed i paragneiss della « zona gneissica Mules-Merano » e « delle Breonie (Stubai) » come sono stati definiti da B. SANDER e W. HAMMER (1926). La definizione qui presentata è più rigida e ristretta, sicché le rocce da noi cartografate sotto questo titolo sono più omogenee e meglio caratterizzate rispetto a quella del precedente Foglio « Merano » (C. ADAMI, E. JUSTIN-VESENTIN e B. ZANETTIN, 1964; E. JUSTIN-VESENTIN e B. ZANETTIN, 1965).

Caratteristica in ogni caso è la tessitura a bande, determinata dal fatto che i rapporti quantitativi fra i componenti mineralogici variano ampiamente: si individua quindi una zonatura compositiva e cromatica per l'alternanza di livelli ricchi in quarzo o quarzo + plagioclasio, il cui spessore è frequentemente dell'ordine del centimetro o del decimetro, con livelli nei quali le miche diventano abbondanti. Prevalgono di gran lunga i litotipi di originaria natura arenacea, e solo localmente metamorfiti pelitiche o pelitico-psammitiche danno origine ad affioramenti cospicui, come ad esempio avviene nell'alta Val Ridanna (Ridnaun Thal), ad Est del Rif. Vedretta Pendente (Teplitzer Hütte) (A. GREGNANIN e F. P. SASSI, 1966), nell'alta Val di Tel (Ziel Thal) e nell'alta Val di Fosse (Pfossen-thal).

I litotipi più comuni, di colore grigio chiaro, hanno una grana piuttosto minuta. Ben visibile è la biotite, che talora assume anche una orientazione casuale. In generale solo nei livelli più micacei è rilevabile ad occhio nudo la presenza di granato.

La scistosità è generalmente piana; tuttavia già in campagna si rilevano facilmente gli effetti di atti deformanti entro le sottili intercalazioni micacee, nelle quali infatti compaiono strette micropieghe, perlopiù coricate e nuove anisotropie planari S_2 subparallele ai piani assiali di tali pieghe. In questi livelli può comparire una lineazione.

L'alternanza di letti a diversa competenza determina quindi nelle

deformazioni plicative uno stile disarmonico; tuttavia localmente, su scala mesoscopica, compaiono anche pieghe a fisarmonica. E' stato accertato che il tipo di ripiegamento esibito dai paragneiss minuti *l.s.* è nettamente diverso da quello, di regola armonico, dei micascisti argentei (m). (A. GREGNANIN e E. M. PICCIRILLO, 1969 a).

La composizione mineralogica fondamentale delle rocce in descrizione è data da quarzo, biotite, oligoclasio, granato e muscovite. Quest'ultima, di regola nettamente subordinata rispetto alla biotite, diventa abbondante nelle numerose intercalazioni molto micacee, dove spesso si accompagna alla paragonite; tali intercalazioni hanno quindi, non di rado, un aspetto analogo a quello delle facies minute dei micascisti argentei (m). Ricordiamo inoltre che anche nei paragneiss pieghettati affioranti nella zona Velloi-Vernurio (Vellau-Vernuer) a Nord di Merano, la muscovite prevale di regola sulla biotite (S. LORENZONI e E. ZANETTIN-LORENZONI, 1966). In alta Val Ridanna (Ridnaun Thal) ed in alta Val di Fleres (Pfersch Thal) a volte è presente l'orneblenda, spesso più o meno sostituita da biotite.

Accessori comuni sono: tormalina, apatite, zircone, epidoti, ilmenite, rutilo, clorite. Di regola sono assenti carbonati, che pur sono stati segnalati da C. FRIZ e E. ZANETTIN-LORENZONI (1969) nella serie di Alpe Laturnes (Laturns Alpe) in Val di Fleres. Mosche e plaghette carbonatiche sono invece caratteristicamente presenti nelle metamorfiti arenacee (co), metamorfiti che spesso hanno un aspetto molto simile a quello dei paragneiss minuti.

Segnaliamo che tipici paragneiss minuti a bande del tipo normale affiorano sui dossi montonati della parte sopra la centrale idroelettrica di Naturno (Naturns) (Val Venosta-Vintschgau), nonché nella media Val Ridanna (Ridnaun Thal) (Piano dell'Acla-Agls Boden). Invece paragneiss a bande particolarmente ricchi in livelli micacei affiorano a Pian delle Vacche (Kuhalpe) a Nord di Parcines (Partschins).

Sono stati segnalati anche paragneiss a sillimanite (S. LORENZONI e E. ZANETTIN-LORENZONI, 1965); per l'illustrazione di queste rocce, che sono state cartografate a parte, si rimanda al rispettivo capitolo.

La distribuzione dei componenti mineralogici è abbastanza omogenea alla scala della sezione sottile e la struttura è omeoblastica. Quando la distribuzione dei minerali comincia a diventare eterogenea, per comparsa di letti o plaghe tendenzialmente monomineralici, significa che divengono operanti gli effetti di differenziazione metamorfica (A. GREGNANIN e F. P. SASSI, 1966), che saranno descritti in altro capitolo. D'altra parte, quando la struttura comincia a diventare eteroblastica e la cristallizzazione postcinematica vistosa con frequente comparsa di cianite e staurolite, si passa verso le metamorfite ad intensa metablastesi (E. JUSTIN-VISSENTIN e B. ZANETTIN, 1965; A. GREGNANIN e E. M. PICCIRILLO, 1969 b), che vengono descritti più oltre in un apposito capitolo.

I paragneiss minuti, nella loro intima struttura, portano chiare tracce di una complessa successione di eventi tettonici e metamorfici, meglio riconoscibili nei livelli più micacei; naturalmente la sequenza ricostruita dallo studio microstrutturale di queste rocce è meno completa rispetto a quella tratta dallo studio dei litotipi ad intensa cristallizzazione statica (A. GREGNANIN e E. M. PICCIRILLO, 1969 b).

Il più vecchio evento metamorfico, i cui effetti sono molto scarsi perché obliterati dagli eventi successivi, si può desumere dalle inclusioni presenti in certi granati. Questi mostrano una *si* nettamente discordante rispetto alla *se*, come si può osservare nei micascisti gneissici granatiferi affioranti nei pressi del Rif. Vedretta Pendente (Teplitzer Hütte) (alta Val Ridanna) e nei paragneiss micacei di Pian delle Vacche; inoltre, le inclusioni quarzose che costituiscono la citata *si* sono sistematicamente e nettamente più piccole di quelle presenti nei granati di genesi successiva. Se ne deduce che i granati sopradescritti si sono sviluppati in una compagine a grana minuta, già dotata di anisotropie planari S_1 : indichiamo con Cr_1 , l'evento metamorfico responsabile di tali anisotropie, e con Def_1 , l'atto dinamico concomitante.

L'impronta metamorfica fondamentale di queste rocce è stata acquisita in un successivo evento blastico Cr_2 , contemporaneo all'atto deformante principale Def_2 . Le condizioni ambientali di questa ricristallizzazione corrispondono a quelle della facies delle anfiboliti ad almandino, subfacies « staurolite-almandino ».

Successivamente si è verificato, su scala regionale ma con intensità variabile da punto a punto, una ricristallizzazione postcinematica di tutti i minerali, talora a carattere mimetico (A. GREGNANIN e F. P. SASSI, 1966): i paragneiss minuti sono appunto le rocce in cui tale evento ha lasciato solo scarsi effetti. I rapporti microstrutturali inducono ad attribuire a questa generazione i piccoli granati, la clorite e parte di biotite, muscovite, plagioclasio e quarzo; solo alla luce dei risultati ottenuti dallo studio microstrutturale dei litotipi a metablastesi (A. GREGNANIN e E. M. PICCIRILLO, 1969 b) si riesce a suddividere questi prodotti in due distinte generazioni di minerali postcinematici, la più antica delle quali è di temperatura medio-alta mentre la più recente ha carattere retrogrado.

Si ricorda a questo proposito che già B. SANDER e W. HAMMER (1926) avevano riconosciuto nelle metamorfite austroalpine due fasi metamorfiche sovrapposte: alla più vecchia, ritenuta di età pretriassica, e denominata « cristallizzazione di Lasa », gli Autori attribuivano la formazione di albite, biotite, muscovite, granato, orneblenda, cianite e staurolite; alla più recente, ritenuta di età alpina e denominata « cristallizzazione dei Tauri », gli Autori attribuivano la formazione di albite, biotite, orneblenda, granato, muscovite e subordinatamente cianite e staurolite.

Un atto deformante tardivo, la cui intensità è notevole solo localmente, ha interessato di regola anche i minerali di genesi più recente.

Per quanto finora detto, il grado metamorfico presentato dai paragneiss minuti affioranti nel Foglio « Merano » corrisponde alla subfacies « staurolite-almandino », anche se a volte si lascia intravedere una generazione cristallina di più bassa temperatura, scarsamente sviluppata, sovrapposta a quella fondamentale. Tuttavia in Val di Giovo (Jaufen Thal) C. FRIZ e E. ZANETTIN-LORENZONI (1969) riferiscono l'associazione mineralogica dei paragneiss minuti alla facies degli scisti verdi, subfacies « quarzo-albite-epidoto-biotite » e « quarzo-albite-epidoto-almandino ». Potrebbe trattarsi di una locale variazione di grado metamorfico durante l'evento principale, ma a nostro avviso è più probabile che si tratti del risultato della ricristallizzazione tardiva di più bassa temperatura, la cui

esistenza è ben documentata (A. GREGNANIN e E. M. PICCIRILLO, 1969 b; F. PURTSCHELLER, 1969).

Merita di essere puntualizzato il fatto che i paragneiss minuti, nella loro impronta attuale, rappresentano i pur abbondanti resti, appena modificati, di quell'imponente complesso metamorfico, originariamente sub-omogeneo, in seno al quale una serie di eventi petrogenetici a sviluppo regionale, ma di intensità variabile da zona a zona (differenziazione metamorfica, metablastesi e feldspatizzazioni) ha indotto delle diversificazioni anche profonde.

Litotipi ad intensa cristallizzazione statica plagioclasica e/o di altri minerali (biotite, staurolite, cianite, ecc.) (A. GREGNANIN e E. M. PICCIRILLO).

Queste rocce si sono originate attraverso una intensa blastesi statica esplicitasi sui paragneiss a bande (pg), sui micascisti argentei (m) e sulle altre rocce ad esse associate, successivamente alla fase metamorfica fondamentale (E. JUSTIN-VISENTIN e B. ZANETTIN, 1965; A. GREGNANIN e E. M. PICCIRILLO, 1969 a, b).

Affioramenti tipici di questi litotipi si possono osservare a Stulles (Stules) e a Valmar (Valtmar) presso Plan.

Le zone interessate da tale evento presentano generalmente limiti discordanti con le strutture mesoscopiche, mentre su grande scala vi è spesso una certa concordanza con le strutture maggiori. Esse sono chiaramente individuabili in campagna poiché la ricristallizzazione e la formazione di nuovi minerali hanno provocato caratteristiche modificazioni strutturali e tessiture che consistono soprattutto in:

- a) *aumento generale di grana della roccia*. Questo fatto dipende inoltre dalla composizione mineralogica. Per esempio i litotipi molto quarzosi sono generalmente poco sensibili al fenomeno, al contrario di quelli feldspatici;
- b) *tendenza alla perdita delle anisotropie planari*, dovuta alla cristallizzazione disorientata dei vari minerali. Tuttavia molto spesso si ha an-

che un fenomeno di mimesi delle miche sui vecchi piani di scistosità (superfici chiazzate a « pelle di leopardo »);

- c) *comparsa di nuove specie mineralogiche*, come cianite e staurolite, generalmente assenti, soprattutto la prima, nelle metamorfite d'origine. Questi minerali raramente sono visibili ad occhi nudo (zona del Passo di Pennes);
- d) *sviluppo talora cospicuo del plagioclasio* (fino a 3 cm), a spese soprattutto dei fillosilicati, che fissa le strutture precedenti e provoca un processo di gneissificazione delle rocce micacee.

Bisogna tuttavia precisare che il processo di cristallizzazione post-cinematica non si esplicò mai in maniera così intensa da produrre modificazioni sostanziali della struttura e della tessitura; sono per esempio ancora chiaramente visibili il modello plicativo, la tessitura a bande e, nelle facies meno evolute, l'andamento della scistosità.

Parte delle rocce qui trattate sono caratterizzate da una evidente tessitura occhiadina. La scistosità di questi litotipi è in genere molto marcata e planare. Come è stato dimostrato (A. GREGNANIN e E. M. PICCIRILLO, 1969 b), questa tessitura si è formata successivamente al fenomeno intercinematico (vedi oltre), in concomitanza ad una fase metamorfica retrograda.

L'analisi microscopica delle metamorfite qui descritte ha confermato i fenomeni osservati macroscopicamente ed ha consentito di mettere in evidenza una storia metamorfica alquanto complessa (A. GREGNANIN e E. M. PICCIRILLO, 1969 b).

Le formazioni esaminate, dopo aver subito gli eventi metamorfici già descritti per i paragneiss a bande ed i micascisti argentei minuti, sono state soggette ad un intenso fenomeno di cristallizzazione intercinematica.

A questa si è sovrapposta una nuova fase tettonica (formazione della tessitura occhiadina), in parte accompagnata e poi seguita da una nuova fase blastica a carattere retrogrado.

La cristallizzazione intercinematica principale si è esplicitata attra-

verso più fasi che hanno dato luogo ad una sequenza di minerali ben definita, malgrado alcune sovrapposizioni.

Inizialmente si ebbe ricristallizzazione della matrice accompagnata dalla porfiroblastesi della biotite e di una quantità subordinata di muscovite. Verso la fine della cristallizzazione dei porfiroblasti di mica si verificò la blastesi, prima dell'associazione rutilo-ilmenite, poi di granato ed infine di tormalina. Durante questa fase verosimilmente cristallizzò in alcune zone staurolite (vedi litotipi a staurolite sincinemica).

La fase successiva è caratterizzata dalla comparsa di staurolite e cianite che includono o sostituiscono i minerali preesistenti. La cristallizzazione di tali minerali è stata seguita dallo sviluppo di un'altra generazione di staurolite e cianite (in aciculi), alle quali raramente si associa sillimanite (vedi oltre). Infine il plagioclasio (oligoclasio, raramente andesina); che già cristallizzava durante le fasi precedenti, raggiunge il suo massimo sviluppo a spese della massa di fondo ed in particolare dei fillosilicati (muscovite, paragonite, biotite) che ingloba e sostituisce.

Il metamorfismo retrogrado successivo (muscovite, biotite anche porfiroblastica, paragonite, clorite, albite) non ha modificato in misura apprezzabile la struttura delle metamorfite in esame, eccezion fatta per certe rocce che hanno acquisito una tessitura occhiadina e nelle quali inoltre è ben visibile anche una rimobilizzazione dei vecchi piani di scistosità S_2 .

Di particolare importanza in questa fase è l'albitizzazione del plagioclasio precedentemente formato, con sostituzioni talora mimetiche. In genere a questo fenomeno si associa anche un accrescimento periferico dei vecchi blasti, con frequenti sostituzioni delle miche che contornano gli occhi feldspatici. Esistono alcuni litotipi in cui i fenomeni blastici intercematici sopradescritti non sono evidenti, mentre compaiono gli effetti di questa cristallizzazione tardiva retrograda; in essi l'albite forma blasti ovoidali, generalmente non molto piccoliti, oppure sostituisce i letti micaei della matrice.

Infine una deformazione tardiva a carattere regionale ha interessato tutte le metamorfite qui descritte, accentuando meccanicamente le strutture preesistenti e in particolare quelle occhiadine.

Litotipi a sillimanite (S. LORENZONI e E. ZANETTIN-LORENZONI).

Nella bassa Val Passiria (Passeier Thal) è stata riscontrata la presenza di sillimanite fra i minerali di metamorfismo regionale. Questo minerale è stato osservato in litotipi diversi ed è particolarmente diffuso lungo il versante sinistro della valle. Qui, da Scena ad Alpe della Lite, affiora una fascia di gneiss sillimanitici — larga fino ad un chilometro — entro ai paragneiss biotitico-muscovitici granatiferi del complesso Mules-Merano (pg). Questa fascia segue, con andamento SW-NE, il massiccio intrusivo di Ivigna (Iffinger) al quale si addossa in prossimità di S. Giorgio (S. Georg) (Scena).

Le caratteristiche principali degli gneiss sillimanitici sono il colore scuro, l'abbondanza delle miche e dei feldspati, l'elevata cristallinità e la scistosità piuttosto irregolare: già ad occhio nudo si rilevano piccoli vortici bruno-scuri costituiti da associazioni biotite-sillimanite. I costituenti principali sono muscovite, quarzo, biotite, sillimanite, plagioclasio; normalmente è presente granato, mentre la staurolite si trova soltanto nei tipi poveri di sillimanite.

La sillimanite è in sottili aghi oppure, più raramente, in individui ad abito allungato e di dimensioni abbastanza notevoli; i singoli cristalli sono associati fra di loro e con biotite. Tipica è una disposizione a vortici molto complessi, che interrompono la scistosità della roccia; nei vortici la sillimanite è sempre associata a biotite che ha disposizione analoga. La sillimanite, accompagnata da scarsa biotite, è anche riunita in fasci, ventagli, covoni. I rapporti biotite-sillimanite indicano in modo chiaro che la sillimanite prende origine dalla mica.

La fascia di gneiss sillimanitici prosegue oltre Alpe della Lite (Streitweider Alpe), in direzione NE, fino alla Valle di Rio Bianco. Oltre che in questi gneiss, sillimanite con identiche caratteristiche mineralogico-strutturali si rinviene anche in altri litotipi della bassa Val Passiria (Passeier Thal), e precisamente nei paragneiss biotitico-muscovitici di Scena-Verdins (Schenna-Verdins) e di Monte Benedetto (Segenbuhel).

Sillimanite è segnalata, inoltre, in paragneiss ad intensa cristallizza-

zione postcinematica, a SE di Ulfas (Moso) (Moos), (A. GREGNANIN e E. M. PICCIRILLO, 1969 b), e nella conca di Monteneve (Schneeberg) (L. BRIGO, 1965).

Litotipi ad intensa differenziazione metamorfica (A. GREGNANIN e F. P. SASSI).

Nelle Alpi Breonie (Stubai Alpe), e più precisamente nell'alta Val Ridanna (Ridnau Thal) e nell'alta Val di Fleres (Pflersch Thal), affiorano gneiss di aspetto arteritico, nei quali la distribuzione originaria dei componenti in bande appare modificata da eventi successivi.

Questi litotipi fanno parte dei paragneiss delle Breonie, rispetto ai quali hanno limiti sfumati, ad andamento irregolare, non di rado anche in senso laterale.

La genesi di queste rocce è stata attribuita da A. GREGNANIN e F. P. SASSI (1966) ad un processo di differenziazione metamorfica, che avrebbe coinvolto tutto il complesso delle Breonie con intensità localmente molto elevata.

Effetti dei fenomeni di differenziazione che comunemente accompagnano ogni evento metamorfico si notano un po' dappertutto in seno al complesso paragneissico austroalpino; però stadi così avanzati di tale processo, diffusi su aree di dimensioni cartografabili, sono stati rilevati solo nelle zone sopra indicate.

L'aspetto caratteristico di queste rocce è quello di migmatiti arteritiche e nebulitiche a grana minuta. Frequente infatti è la presenza di pieghe ptigmatiche quarzose, di chiazze a contorni mal definiti di aspetto aplitico o microgranitico e di plaghe scure a bordi sfrangiati. Inoltre è molto comune l'addensamento di minerali scuri ai margini di letti e plaghe leucocratiche, e di minerali chiari ai bordi delle porzioni scure della roccia. Altro carattere molto interessante è la variazione in senso laterale della composizione dei singoli letti, nonché la scomparsa della tessitura a bande.

Tipico è il ripiegamento disarmonico, che complica ancor più la già confusa e variabilissima tessitura di queste rocce.

La composizione mineralogica è la medesima di quella dei paragneiss minuti a bande (pg), dai quali questi litotipi si differenziano al microscopio sostanzialmente per la tendenza di ciascun componente a costituire plaghe e letti monomineralici. E' da sottolineare che anche in queste rocce è sistematicamente assente il feldspato potassico. Tale carattere, unitamente al grado metamorfico relativamente basso, alla variabilità compositiva delle porzioni leucocratiche e ad altre considerazioni, hanno indotto gli Autori sopra citati ad escludere una genesi anatettica o magmatica ed a invocare un semplice processo di mobilizzazione metamorfica selettiva.

Tali fenomeni avrebbero avuto un carattere sincinematico e si sarebbero verificati durante l'evento tettonico-metamorfico principale che ha determinato nella regione la comparsa delle vecchie strutture plicative, nonché l'impronta metamorfica fondamentale attualmente osservabile nei paragneiss minuti a bande (pg).

Come in queste ultime rocce, anche nei litotipi ad intensa differenziazione metamorfica si notano deboli effetti di un evento blastico post-cinematico.

(gm) — *Gneiss granitici a muscovite di Val Tumulo* (A. GREGNANIN, E. JUSTIN-VISENTIN e F. P. SASSI).

Le rocce cartografate sotto questo titolo costituiscono intercalazioni generalmente stratoidi concordanti entro i paragneiss a bande (pg) del Complesso Merano-Mules-Anterselva e delle Breonie. Queste rocce sono state recentemente studiate da A. GREGNANIN, E. JUSTIN-VISENTIN e F. P. SASSI (1968) al cui lavoro rimandiamo per notizie più dettagliate.

Il limite con le rocce incassanti è sempre molto netto e la potenza di questi corpi stratoidi, dell'ordine del metro, si mantiene costante anche per parecchi chilometri, ed accezione dei casi di *boudinage* e nel caso, ben più raro, in cui tali rocce danno origine a masse di forma grosso modo lenticolare (Valle del Tumulo) (Timmels Thal). Per la notevole persistenza, per il colore biancastro e per la minore erodibilità rispetto al-

le rocce incassanti, gli gneiss granitici si prestano bene, assieme ai livelli anfibolitici, alla ricostruzione dell'assetto tettonico regionale.

Nell'ambito del complesso degli gneiss a bande (pg) questi corpi non mostrano alcuna definita posizione stratigrafica.

Gli gneiss granitici, localmente giallognoli per alterazione, hanno grana media; ad occhio nudo si distinguono quarzo, feldspati, muscovite e molto raramente granato e biotite. La scistosità, pur evidente, è talora poco marcata a causa della scarsità di elementi scistogeni; il suo andamento, grossolanamente piano, è condizionato dalla presenza di lenticelle quarzoso-feldspatiche. Non sono rari litotipi caratterizzati dalla comparsa di occhi feldspatici particolarmente sviluppati, nonché facies cui la presenza di aggregati subcilindrici leucocratici isorientati conferisce una lineazione.

Il chimismo di queste rocce corrisponde a quello del tipo aplit-granitico dei magmi leucogranitici di Niggli.

Per quanto riguarda la genesi di tali rocce, gli scriventi ritengono che si tratti di migmatiti, che, con buona probabilità, sarebbero cristallizzate in condizioni intrusive.

Le indagini microstrutturali, unitamente all'esame delle condizioni di giacitura, hanno inoltre messo in luce l'esistenza, di una ricca successione di eventi geologici (A. GREGNANIN, E. JUSTIN-VISENTIN e F. P. SASSI, 1968), di cui vengono riportati solo i tratti essenziali. La presa di posizione dei fusi magmatici deve essere avvenuta, con ogni probabilità, in rocce già metamorfiche, prima dell'evento tettonico che ha determinato la comparsa delle vecchie strutture plicative attualmente osservabili nella regione. Tale evento ha coinvolto le rocce granitiche già consolidate, imprimendo loro una prima impronta metamorfica; tuttavia questa non ha obliterato completamente la sequenza paragenetica premetamorfica. Successivamente si sono verificati almeno due eventi blastici che hanno colpito tutti i minerali, ad eccezione dei grossi cristalli relitti; eventi separati fra loro da un debole atto dinamico. Infine una fase deformante tardiva ha lasciato anche in queste rocce una lieve impronta postcristallina.

(gb) — *Gneiss granitoidi biotitici generalmente ghiandoni di Parcines e loro migmatiti* (iv) (A. GREGNANIN e F. P. SASSI).

Nella zona sud-occidentale del Foglio « Merano » affiora un complesso gneissico-migmatitico molto interessante non solo dal punto di vista petrologico ma anche sotto l'aspetto geologico, in quanto fornisce ulteriori dettagli alla conoscenza dell'evoluzione di questo territorio.

Tale complesso è stato recentemente studiato da A. GREGNANIN e F. P. SASSI (1969), che hanno riconosciuto una genesi della roccia originaria per iniezione di fusi granitici. In precedenza S. LORENZONI e B. ZANETTIN (1964), studiando il materiale raccolto lungo la galleria Ver-nago-Montesole, hanno avanzato l'ipotesi di una genesi puramente metamorfica parzialmente metasomatica, pur non avendo rigettato in maniera categorica una origine magmatica. Per ulteriori notizie si rimanda ai lavori sopracitati.

Il litotipo fondamentale è rappresentato da gneiss granitoidi a grana grossa, spesso ghiandoni, di regola a tessitura lenticolare. Questa roccia costituisce un corpo concordante di forma piatta, nonché alcune masserelle lenticolari minori, tutte incassate entro paragneiss minuti a bande (pg).

I limiti di tale corpo con questi ultimi sono di regola molto netti superiormente ed inferiormente, con l'eventuale interposizione di paragneiss ad occhi e liste feldspatiche (gmb).

Invece lateralmente il passaggio non è altrettanto brusco; infatti ad occidente, verso la Val Senales, si nota una abbondanza di paragneiss ad occhi feldspatici che simulano un passaggio graduale fra paragneiss incassanti e gneiss granitoidi (G. O. GATTO et al. 1964; S. LORENZONI e B. ZANETTIN, 1964), mentre ad oriente, sopra Parcines (M.ga Tablà, Nassareto, Lago del Latte) (Tablander Alpe - Nassareit - Milchsee), sono presenti rocce migmatiche di vario tipo, con gran prevalenza di arteriti. Belle agmatiti sono state osservate a sud-sud-ovest di Nassareto (Nassareit), nonché a NNE del M.te Gigot (Tschgot).

Va precisato che nelle migmatiti di regola la porzione paragneissica è nettamente delimitata dalla porzione leucocratica, anche su scala mi-

croscopica, e che essa ha i medesimi caratteri compositivi e strutturali dei paragneiss a bande (pg), salvo l'occasionale presenza di occhi plagioclasici.

La massa di gneiss granitoidi presenta una scistosità molto evidente, che è concordante con quella delle rocce incassanti. Altro dato di fondamentale importanza è che gli gneiss granitoidi sono coinvolti nelle medesime strutture mesoscopiche e macroscopiche che determinano l'assetto fondamentale dei paragneiss incassanti.

Entro gli gneiss granitoidi, soprattutto verso la periferia della massa principale, sono presenti, anche se non abbondanti, inclusi piano-scistososi di paragneiss minuti, generalmente isorientati e di forma lenticolare o addirittura tabulare, a volte interessati da un processo di feldspatizzazione, prevalentemente sodica.

Esiste una sistematica concordanza fra asse di maggior allungamento degli inclusi, i loro piani S ed i piani di scistosità degli gneiss granitoidi e delle rocce incassanti. Questa concordanza va collegata con una ripresa di vecchi piani strutturali durante un evento metamorfico più recente (A. GREGNANIN e F. P. SASSI, 1969).

Localmente sono stati notati inclusi piano-scistososi di forma e composizione varie, disorientati tra loro, molto raramente alcuni di essi presentano una tessitura a bande pieghettata. Tali ritrovamenti, anche se di scarsa frequenza, assumono una notevole importanza dal punto di vista interpretativo.

Nel caso più generale gli inclusi, per le loro dimensioni, forma e giacitura, vanno considerati come porzioni delle rocce incassanti inglobate dal fuso granitico, senza aver subito sostanziali spostamenti e trasformazioni compositive e strutturali; solo raramente essi mostrano effetti di digestione.

Al microscopio gli gneiss granitoidi mostrano una struttura eteroblastica, determinata dalla presenza, in una massa di fondo in gran parte microgranulare, di lenti e grossi individui feldspatici interpretati come relitti del vecchio granito, sia pure in varia entità modificati dagli eventi successivi. Tra questi, i megacristalli dei litotipi ghiandoni sono costi-

tuiti da microclinperbite, mentre le lenti in generale sono costituite o da monocristalli plagioclasici oppure da aggregati quarzoso-feldspatici; va sottolineato però che la presenza di megacristalli microclinperbitici non comporta alcuna variazione nel chimismo delle rocce, indicando con ciò un'origine autometasomatica.

I componenti mineralogici fondamentali degli gneiss granitoidi sono, in ordine di abbondanza decrescente: plagioclasio, quarzo, feldspato potassico, biotite, muscovite. Titanite ed apatite sono accessori comuni.

Per i paragneiss ad occhi e liste feldspatiche geneticamente legati al complesso di Parcines, si rimanda al paragrafo relativo a questo litotipo (gmb).

Gli inclusi, quando non presentano effetti di feldspatizzazione, mostrano anche in sezione sottile una stretta analogia con i paragneiss incassanti. Ove invece risultano feldspatizzati offrono caratteristiche simili al paleosoma di alcune migmatiti, mentre differiscono dai paragneiss ad occhi e liste feldspatiche (gmb) per la mancanza di un sostanziale apporto potassico e per il notevole grado di idiomorfismo degli occhi plagioclasici.

Gli gneiss granitoidi rivelano nella loro intima microstruttura e nella loro giacitura chiari segni di una lunga evoluzione tettonico-metamorfica (A. GREGNANIN e F. P. SASSI, 1969), di cui vengono qui riportate le linee essenziali.

In un complesso roccioso già metamorfico con strutture plicative poco diffuse, si verificarono un'iniezione di fusi granitici ed una feldspatizzazione delle rocce incassanti, geneticamente connessa con il processo intrusivo. Dopo il consolidamento, le cui fasi finali comportano la formazione nel granito di megacristalli feldspatici, un atto metamorfico sin-cinematico di sviluppo regionale impresso alla magmatite una scistosità, provocando in essa delle parziali rimobilizzazioni blastiche. Tale evento tettonico-metamorfico è quello che ha determinato nella regione le strutture mesoscopiche attualmente osservabili e l'impronta metamorfica più appariscente. In seguito si sono verificate alcune fasi blastiche postcinematiche, i cui effetti non hanno modificato profondamente le micro-

strutture preesistenti. Un atto deformante postscristallino tardivo ha lasciato tracce chiare, anche se di intensità variabile da zona a zona.

La successione degli eventi sovraesposta ben concorda con l'evoluzione tettonico-metamorfica dei paragneiss incassanti (A. GREGNANIN e E. M. PICCIRILLO, 1969 a, b).

(gmb) — *Paragneiss leucocratici stratoidei spesso occhiadini, non di rado a feldspato potassico* (A. GREGNANIN, E. JUSTIN-VISENTIN e F. P. SASSI).

Sotto questa definizione sono state cartografate numerose intercalazioni leucocratiche, affioranti nei quadranti I, III, IV del foglio, che differiscono dagli gneiss granitici a muscovite (gm) per composizione chimico-mineralogica, per caratteri microstrutturali e per genesi (A. GREGNANIN, E. JUSTIN-VISENTIN e F. P. SASSI, 1968, 1969; A. GREGNANIN e F. P. SASSI, 1969). Anche in questo caso le rocce costituiscono corpi stratiformi poco potenti e di notevole estensione, con giacitura concordante con i paragneiss incassanti, rispetto ai quali hanno però di regola limiti non netti.

Nella quasi totalità dei casi si riconosce in queste rocce una compagine fondamentale paragneissica che si differenzia da quella delle rocce incassanti, non solo per la frequente presenza di lenticelle od occhi feldspatici, ma anche per un maggior contenuto in elementi leucocratici. I tipi fondamentali sono: 1) paragneiss leucocratici ad occhi di feldspato potassico e/o di albite a scacchiera; 2) paragneiss leucocratici a blatesi progressiva di albite.

Di regola ogni corpo stratoide è costituito da uno solo dei due litotipi ora menzionati. Non è stato possibile introdurre tale distinzione nella cartografia, distinzione che però compare nello schizzo geologico allegato al citato lavoro di A. GREGNANIN, E. JUSTIN-VISENTIN e F. P. SASSI (1969). A tale lavoro ed a quello di A. GREGNANIN e F. P. SASSI (1969) si rimanda per ulteriori notizie di carattere chimico-petrografico, nonché per la discussione del problema genetico.

I *paragneiss leucocratici ad occhi di feldspato potassico e/o di albite a scacchiera* non costituiscono un litotipo omogeneo dal punto di vista compositivo per la variabilità dei seguenti caratteri: dimensioni, frequenza e composizione degli occhi feldspatici; quantità di minerali lamellari; rapporti quantitativi, in seno alla compagine fondamentale, fra plagioclasio e feldspato potassico, che può anche mancare.

Gli «occhi», che possono anche essere costituiti da più cristalli, solo raramente sono formati da sola albite a scacchiera, oppure da solo feldspato potassico. Nella maggior parte dei casi gli occhi sono infatti costituiti da pertiti a chiazze, nelle quali la fase sodica è formata da albite generalmente a scacchiera e la fase potassica da microclino geminato albite e periclino. Va precisato che i rapporti quantitativi fra le due fasi sono molto variabili e che in questi occhi non di rado è presente un'altra fase plagioclasica, sotto forma di cristalli più o meno sostituiti riferibili ad una precedente generazione. E' stata inoltre accertata con sicurezza la presenza di blasti microclinici ed albitici postcinematici.

Numerosi motivi microstrutturali, fra cui la presenza di plaghe ameboidi di feldspato potassico a contorni tendenzialmente ocellari, l'esistenza, in alcuni cristalli di albite a scacchiera, di relitti di geminazioni Carlsbad, ovviamente ereditate da un preesistente feldspato potassico totalmente sostituito, ed infine la già citata variabilità di rapporti quantitativi tra fase sodica e fase potassica entro gli occhi, indicano per queste rocce uno stretto collegamento fenomenologico relativo allo sviluppo degli occhi. In altre parole, ogni facies particolare rappresenterebbe uno stadio del processo che ha generato la struttura occhiadina attuale, processo il cui punto di partenza è dato dalla formazione di grandi cristalli di feldspato potassico, ed il cui punto di arrivo viene riferito alla comparsa di fenoblasti di sola albite a scacchiera: riorganizzazione blastica del feldspato potassico, nonché processi di glomeroblastesi e di successiva intensa sostituzione, sono le tappe di questo fenomeno. Un atto deformante ha incurvato i letti micacei intorno agli occhi e successive azioni blastiche hanno solo parzialmente modificato tali rapporti microstrutturali.

Una diversa composizione chimica di queste rocce rispetto ai para-

gneiss incassanti è stata inequivocabilmente accertata per via analitica da A. GREGNANIN, E. JUSTIN-VISENTIN e F. P. SASSI (1969), i quali hanno anche riconosciuto per esse una genesi metasomatica.

I *paragneiss leucocratici a blastesi albitica progressiva* sono stati distinti da quelli precedentemente descritti sia per caratteri macroscopici che microscopici. In campagna anche queste rocce presentano un aspetto paragneissico, ma in confronto alle intercalazioni leucocratiche fino ad ora descritte hanno grana molto minuta; inoltre le miche non costituiscono letti continui, ma sono distribuite omogeneamente con orientazione anche casuale.

La caratteristica fondamentale di queste rocce consiste in una blastesi progressiva di albite, di cui sono stati riconosciuti tutti gli stadi evolutivi. Tale processo inizia con la comparsa di una microblastesi albitica caratteristicamente interstiziale; continua con un graduale allargamento di tale reticolato, attraverso stadi in cui l'albite forma chiazze irregolari a struttura goccioliforme, contenenti numerose inclusioni sostanzialmente sericitiche; e termina con la comparsa di cristalli albitici omogenei, talora tendenzialmente idiomorfi, caratterizzati da una finissima punteggiatura sericitica.

E' stato accertato per via analitica che tale fenomeno progressivo è accompagnato da un aumento sistematico del contenuto in sodio.

E' stata prospettata un'origine metasomatica di queste rocce, a partire da paragneiss analoghi a quelli incassanti; la stessa origine avrebbero le poche intercalazioni di questo tipo che contengono anche feldspato potassico.

(gp) — *Gneiss pegmatitici presso Quadrato* (S. LORENZONI).

Lungo il versante settentrionale di Monte San Vigilio (S. Vigil Berg), i micascisti gneissici minuti quarzítico-biotitici a granato (pg) tipici di questa zona sono ricchissimi di intercalazioni di gneiss pegmatitici. Tali intercalazioni hanno la forma di lenti appiattite o di letti concordanti, potenti anche diversi metri e lunghi a volte alcune centinaia di metri, e sono tutte allineate in direzione E-W.

Gli gneiss pegmatitici hanno colore bianco chiazzato di grigio, grana grossolana a struttura massiccia; sono molto comuni i pacchetti di muscovite, anche grande; la biotite è meno diffusa. Si notano a volte concentrazioni di tormalina nera in cristalli lunghi anche più di un decimetro e raro granato rosso.

I componenti principali sono feldspato potassico, quarzo, plagioclasio, muscovite, biotite e talora tormalina e granato. La grana è notevolmente eterogenea dato che grandi cristalli di feldspato e di miche e lenti di quarzo a grana piuttosto sviluppata sono cementati da un aggregato generalmente scarso ed a grana medio-minuta di quarzo, feldspati e mica chiara.

Il feldspato potassico è rappresentato da microclino micropertitico e talora micropegmatitico, in grandi individui con bordo pecilitico per implicazioni con l'aggregato cementante.

I grandi cristalli di plagioclasio albitico (5-10% An) si trovano in quantità assai variabile, ma sempre inferiore a quella del feldspato potassico, rispetto al quale hanno anche dimensioni più piccole. A contatto con il feldspato potassico, il plagioclasio è spesso caratterizzato da mirmechiti e da un orlo limido a composizione più sodica.

La muscovite offre dimensioni variabili e forma anche letti ad andamento irregolare e discontinuo nei quali ha orientazione piuttosto incerta; le lamelle maggiori, spesso riunite in pacchetti, presentano orientazione ancor più varia e sono spesso deformate. La biotite è piuttosto scarsa, intensamente cloritizzata ed associata alla mica chiara.

L'aggregato medio-minuto possiede grana alquanto variabile ed è costituita da albite accompagnata da quarzo e microclino. Localmente si osserva tormalina verde chiara o verde-azzurra in grandi individui ravvicinati e fortemente fratturati; il granato è raro. Fra gli accessori sono costantemente presenti scarsa apatite in grandi individui e calcite tardiva.

(ga) — *Fels quarzoso-albitici (M. Grotta)* (A. GREGNANIN, E. JUSTIN-VISENTIN e F. P. SASSI).

Questo litotipo, scarsamente rappresentato (M. Grotta - Höhl Kogl), costituisce intercalazioni leucocratiche lenticolari concordanti entro i pa-

agneiss delle Breonie (pg). Macroscopicamente tali rocce, di colore bianco, appaiono massicce e solo ad un attento esame rivelano una lieve anisotropia planare.

I fels quarzoso-albititici sono costituiti essenzialmente da quarzo ed albite; la biotite, quasi interamente cloritizzata, e la mica chiara sono nettamente subordinate. I granuli albitici, di regola geminati, contengono una minutissima punteggiatura sericitica.

Il chimismo di queste rocce si differenzia nettamente da quello di tutte le altre intercalazioni leucocratiche considerate per la notevole abbondanza di Na_2O e l'estrema scarsità di K_2O , CaO e femici (A. GREGNANIN, E. JUSTIN-VISENTIN e F. P. SASSI, 1969).

La genesi di dette rocce è analoga a quella prospettata per i paragneiss leucocratici a blastesi albitica progressiva (gmb pro parte); i fels rappresenterebbero infatti lo stadio più avanzato del metasomatismo sodico invocato.

(g) — *Gneiss granitoidi indistinti* (T. ZULIAN).

Sotto questo nome sono comprese rocce leucocratiche di tipo vario, per lo più stratoidi, il cui studio petrogenetico, in via di elaborazione, non è ancora stato completato. Per tale motivo a questo gruppo vanno ascritte rocce di possibile genesi diversa, nonché litotipi di aspetto differente.

Gli « gneiss granitoidi indistinti » affiorano essenzialmente nel II quadrante del foglio, con la sola eccezione di quelli appartenenti al basamento cristallino del Tribulaun, che affiorano nel I quadrante.

Come già è stato detto si tratta di rocce di tipo vario; si possono però distinguere due tipi fondamentali: quello granitoide e quello paragneissico con grossi occhi feldspatici. Nell'ambito dei litotipi granitoidi si distinguono ancora facies sostanzialmente muscovitiche e facies a biotite prevalente.

Gli gneiss muscovitici presentano alcune analogie con gli « gneiss granitici a muscovite di Val del Tumulo » (gm), descritti in un precedente paragrafo. Affiorano prevalentemente nel basamento cristallino del

Tribulaun e, associati ad altre facies, nelle vistose intercalazioni che si estendono ad E e SE di San Leonardo in Passiria (S. Leonhard in Passier). Hanno aspetto leucogranitico o addirittura aplitico; la tessitura scistosa è mal definita e talora è riconoscibile soltanto all'esame microscopico. L'associazione mineralogica è data da microclino, quarzo, albite, muscovite. I rapporti strutturali fra questi minerali sono molto complessi. Esistono due generazioni albitiche e due generazioni di feldspato potassico, in proporzioni varie, spesso legate fra loro da complessi rapporti di sostituzioni reciproche, ed intervallati o accompagnati da atti dinamici. Anche la muscovite è presente in due generazioni, una pre-cinematica rappresentata da lamelle molto deformate e sminuzzate, ed una post-cinematica, con lepidoblasti più vistosi e indeformati.

Gli gneiss a biotite prevalente sono in parte assimilabili, sia macroscopicamente che all'esame microscopico, agli « gneiss granitoidi biotitici, generalmente ghiandoni, di Parcines » (gb). Questi litotipi formano la facies prevalente affiorante nella zona di S. Leonardo in Passiria e si trovano inoltre, associati alle altre facies qui descritte, nelle intercalazioni a Sud di Val Giovo (Jaufen Thal), al Coston del Gallo, nell'alta Val Sopranes (Spronser Thal). Sono rocce di colore grigio, talora rossastre per alterazione, caratterizzate da una discreta scistosità dovuta ai letti biotitici che qui possiedono una certa continuità. I componenti quarzoso-feldspatici formano plaghe e liste più o meno continue; talora sono presenti occhi abbastanza vistosi, disposti anche trasversalmente rispetto alla scistosità generale. I componenti essenziali sono gli stessi della facies sopra descritta, fatta eccezione per la presenza di biotite nettamente prevalente sulla muscovite e per la costante esistenza di mirmechiti. Anche in queste rocce la successione paragenetica fra i feldspati è piuttosto complessa.

I litotipi paragneissici a grossi occhi feldspatici affiorano prevalentemente ai margini delle intercalazioni più vistose di « gneiss granitoidi indistinti » qui descritti e formano inoltre piccoli affioramenti, non sempre cartografabili, presenti talora nell'ambito dei paragneiss a bande l.s. Questi litotipi potrebbero essere accostati ai paragneiss « gmb ». Si osserva spesso sul terreno un passaggio graduale da paragneiss minuti gri-

giastri (pg) privi di feldspato potassico a facies occhiadine per comparsa dapprima di piccoli occhi feldspatici disposti secondo la scistosità e poi di occhi e lenti via via più vistosi che spiccano nella matrice paragneissica minuta. Le rocce di questo tipo affioranti nella zona di S. Leonardo in Passiria hanno colore grigio verdastro e sono caratterizzate dalla presenza di due miche, spesso con netta prevalenza della muscovite. La composizione mineralogica è data da quarzo, microclino, albite, muscovite, biotite; talora si osservano epidoti e granato. Il quarzo, abbondante, è rappresentato in genere da granuli di dimensioni cospicue che spesso formano liste e plaghe di una certa continuità; talora quarzo microgranulare cementa le fratture degli altri minerali, compreso il microclino. Quest'ultimo minerale è molto abbondante; possiede dimensioni variabilissime dato che si trova sia nella parte granoblastica minuta che negli occhi, talora molto vistosi, in essa compresi. I rapporti microclino-plagioclasio sono piuttosto complessi: in linea generale si può affermare che il feldspato potassico ha sostituito il plagioclasio, seppure in alcuni casi si osservi la presenza di un plagioclasio che sostituisce il microclino con comparsa di vistose mirmechiti; quest'ultimo plagioclasio sostituisce anche la biotite.

E' indubbio che, con uno studio più approfondito, la totalità o quasi di queste rocce rientrerà in uno dei gruppi di gneiss leucocrati distinti in precedenza.

(a) — *Anfiboliti* (F. P. SASSI).

Queste rocce costituiscono livelli concordanti, di potenza variabile dal decimetro al metro, entro i paragneiss ed i micascisti di vario tipo del Complesso di Merano-Mules-Anterselva e delle Breonie (Stubai). Tali livelli, la cui potenza è generalmente costante, possiedono uno sviluppo notevole nel senso della direzione dell'ordine di parecchi chilometri, non interrotto dai pur frequenti fenomeni di *boudinage*; per questo motivo ben si prestano ad essere utilizzati come livelli-guida per la ricostruzione dell'assetto tettonico regionale, e come tali sono stati utilizzati da O. SCHMIDEGG (1936) e K. SCHMIDT (1965 a, b) per il rico-

noscimento della struttura a *Schlingen* nell'Oetztal e nelle Alpi Breonie e Venoste (Stubai u. Oetzthaler Alpen).

Le intercalazioni anfibolitiche esistenti in seno ai paragneiss austroalpini sono numerosissime, contrariamente a quanto appariva dal precedente Foglio « Merano ».

I tipi litologici cartografati sotto questa denominazione sono molteplici; tuttavia, da un lato l'unitarietà di evoluzione tettonico-metamorfica, dall'altro l'assenza di studi petrogenetici, hanno sconsigliato ogni distinzione cartografica in seno alle rocce anfibolitiche.

Allo stato attuale delle conoscenze non si sa nulla della posizione stratigrafica delle anfiboliti, che compaiono in realtà a più livelli; solo per alcune di esse è stata riconosciuta una localizzazione primaria al limite fra i paragneiss a bande (pg) ed i micascisti argentei (m), in associazione con quarziti e talora con marmi (A. GREGNANIN e E. M. PICCIRILLO, 1969 a). Da sottolineare è la particolare abbondanza di anfiboliti di vario tipo nell'area della Tav. IV NE Cima di Malavalle.

Meritano in questa sede una menzione a parte le anfiboliti che, in associazione con gneiss albitico-epidotici, affiorano abbondantemente nel basamento antico del Tribulaun in Val di Fleres (Pfersch Thal), facilitando la ricostruzione dell'assetto strutturale di tale basamento.

Macroscopicamente le rocce anfibolitiche, sempre di colore verde più o meno scuro, offrono un aspetto molto vario che dipende:

- a) dalla composizione mineralogica e soprattutto dai rapporti quantitativi fra anfibolo e plagioclasio, dalla eventuale presenza di granato e/o di biotite trasversale, dalla quantità di epidoti;
- b) dal tipo di anfibolo, che frequentemente corrisponde a termini orneblendici e talora a termine attinolitici;
- c) dalla distribuzione dei componenti mineralogici, che a volte è omogenea, a volte a bande (livelli epidotici o granatiferi, liste plagioclastiche);
- d) dalla grana che è molto varia;
- e) dal grado di isorientazione dei cristalli anfibolici; si passa infatti da

anfiboliti compatte subisotrope ad anfiboliti scistose, fino ad anfiboliti chiaramente lineate, con tutti i termini intermedi; non rara è inoltre la disposizione dell'anfibolo in covoni.

Come componenti fondamentali, oltre ad anfibolo e plagioclasio, possono essere presenti, in quantità variabili, epidoto, pistacite, granato, muscovite, quarzo, carbonato, clorite. Come costituenti accessori comunemente si rinvencono titanite, ilmenite, rutilo, tormalina.

Da sottolineare è il fatto che i rapporti quantitativi fra anfibolo e plagioclasio variano entro limiti molto larghi, tanto che non sono rare intercalazioni costituite per il 90-100% di anfibolo.

Interessante è inoltre il fatto che mentre in molte intercalazioni l'anfibolo corrisponde a termini orneblendici caratterizzati da un intenso pleocroismo, a toni verde-azzurrognoli, in altre invece l'anfibolo è poco pleocroico, a toni verde pallido; e non mancano casi di coesistenza dei due tipi a formare o cristalli zonati con nucleo poco colorato, oppure cristalli compositi, costituiti da più porzioni chiare nettamente delimitate, inglobate in un unico grande individuo intensamente pleocroico.

La dettagliata analisi microstrutturale delle rocce in oggetto ha permesso di riconoscere in esse una complessa storia tettonico-metamorfica che concorda bene con quella delle rocce incassanti (A. GREGNANIN e F. P. SASSI, 1966; A. GREGNANIN e E. M. PICCIRILLO, 1969 b).

Ad un primo evento blastico sincinemato, che ha lasciato solo poche tracce nelle inclusioni orientate di alcuni granati, è succeduto un secondo momento di cristallizzazione metamorfica a carattere da sincinemato, che ha interessato anfibolo, granato, epidoto, plagioclasio, minerali opachi, titanite e, verosimilmente, quarzo e carbonati. Successivamente si è verificato un terzo evento dinamico che ha leggermente modificato la tessitura di queste rocce, il cui effetto più evidente è rappresentato dall'incurvamento dei piani di scistosità intorno ai grossi cristalli, incurvamento in parte postcristallino ed in parte risanato dal successivo evento blastico.

Tale evento, a carattere certamente statico, ha coinvolto, in mi-

sura variabile, anfibolo, plagioclasio, biotite, granato, carbonato, quarzo, muscovite, con la precisazione che la cristallizzazione del plagioclasio è durata più a lungo di quella degli altri minerali prima citati. Inoltre la cristallizzazione di biotite è durata più a lungo di quella dell'anfibolo e spesso si è esplicata nelle sue fasi finali a spese dei cristalli anfibolici.

Titanite, clorite ed attinoto sono cristallizzati tardivamente, risultando subcontemporanei all'ultimo tratto di cristallizzazione del plagioclasio.

Un evento dinamico tardivo ha deformato, sia pur debolmente, anche i minerali di genesi più recente.

Ovviamente non in tutti i campioni è possibile riconoscere tale complessa storia geologica, ma in generale solo parti di essa; e soltanto la locale presenza di strutture relitte ne permette la completa ricostruzione. Nella maggior parte dei casi comunque l'assetto microstrutturale e compositivo è quello attribuibile al terzo evento metamorfico, pur con abbondanti resti del secondo.

Se si escludono i minerali tardivi di più bassa temperatura (clorite ed attinoto), che vanno collegati ad una retrocessione metamorfica finale ben documentata nelle rocce incassanti (A. GREGNANIN e E. M. PICCIRILLO, 1969 b; F. PURTSCHELLER, 1969), il grado metamorfico è riferibile alla facies delle anfiboliti ad almandino, subfacies « staurolite-almandino ».

Per quanto riguarda la genesi di queste anfiboliti nulla di sicuro si sa per ora; la molteplicità dei litotipi da un lato e la mancanza di dati geochimici dall'altro scoraggiano al momento attuale una presa di posizione definitiva.

Un breve cenno a parte meritano alcuni piccoli corpi anfibolitici che, con giacitura discordante, affiorano ad esempio sul M. Cigot nonché a Sud e ad Est del Passo dell'Erpice (Eget Joch).

Si tratta di anfiboliti a porfiroblasti biotitici, di regola isotrope, di colore verde-grigio, con compagine microblastica plagioclasica più o meno quarzosa e granatifera relativamente abbondante. La loro giacitura fa talora pensare che si tratti di vecchi filoni e sorge la possibilità di un

collegamento con i filoni « diabasici » (O. SCHMIDEGG, 1933) presenti nell'Oetztal (W. HAMMER, 1929).

Tuttavia la notevole entità dei processi di ricristallizzazione di queste rocce, in confronto con quella praticamente nulla dei filoni sopraccitati, rende cauti nello stabilire un tale collegamento, in attesa di studi più approfonditi.

2) COMPLESSO DI MONTENEVE

(fp) *Micascisti filladici grigio-plumbei più o meno albitici a porfiroblasti di biotite e di granato, minutamente increspati, a lenti quarzose.* — (fl) *Micascisti filladici laminati e fogliettati a porfiroblasti di biotite e talora di granato.* — (mg) *Micascisti filladici a granati giganti, micascisti a carbonati e muscovite sviluppata.* — (c) *Scisti calcariiferi, marmi.* — (a) *Anfiboliti, anfiboliti granatiferi, scisti anfibolici, scisti a covoni di orneblenda.* — (q) *Quarziti, quarziti nere, micascisti gneissici conglomeratici.* (E. JUSTIN-VISENTIN e B. ZANNETTIN).

Il Complesso di Monteneve costituisce una fascia arcuata, larga da tre a sette chilometri, che attraversa tutto il foglio con direzione all'incirca ENE-WSW, e si continua, oltre il confine di Stato, nell'alta Valle di Gurgl. Questa fascia è delimitata verso Sud da terreni appartenenti al Complesso di Merano-Mules-Anterselva e precisamente dai micascisti argentei di Altacroce (m) che ne costituiscono la parte superiore. Solo localmente (versante sinistro di Val di Plan) (Pfelders) può avvenire che le rocce di Monteneve vengano a diretto contatto con i più antichi paragneiss minuti (pg).

Il Complesso di Monteneve fu in passato attribuito da alcuni AA. alle attuali Pennidi (P. TERMIER, 1903; L. KOBER, 1912; R. VON KLEBELSBERG, 1935), ma oggi è quasi unanimemente considerato come appartenente al grande sistema delle falde austroalpine o Austridi (B. SANDER, 1920; L. KOBER, 1923; R. STAUB, 1924, 1937; GB. DAL PIAZ, 1936; H. FÖRSTER, 1967; O. SCHMIDEGG, 1933; K. SCHMIDT, 1965).

Divergenze di opinioni sussistono tuttavia circa i rapporti esistenti fra gli scisti di Monteneve ed il Complesso Merano-Mules-Breonie, anche se quasi tutti gli AA. sopraccitati ritengono che essi siano di diretta sovrapposizione. Solo A. TOLLMANN (1963) considera Monteneve come una unità tettonica collegata alla falda di Steinach ed incuneata nel Cristallino antico. Nelle Note illustrative del Foglio « Merano » anche B. SANDER (1926) prende in considerazione l'ipotesi che il « Tratto del Nevoso » (Schneeberger Gesteinzug) corrisponda ad un « orizzonte di movimento tettonicamente già complicato il quale in una successiva fase sarebbe stato posto in sinclinale con rovesciamento a Sud ».

Le osservazioni da noi effettuate sembrano indicare senza possibilità di dubbio continuità stratigrafica fra i due complessi. Solo al limite settentrionale il contatto primario fra paragneiss minuti delle Breonie (pg) ed i più recenti scisti di Monteneve risulta talora obliterato da una superficie di movimento.

Entro il Complesso di Monteneve si possono utilmente distinguere due porzioni: una centrale, detta membro di Salto, costituita essenzialmente da micascisti filladici grigio-plumbei (fp+fl), ed una periferica, detta membro di Casabella, litologicamente varia, costituita da quarziti (q), rocce anfiboliche (a), calcescisti e marmi (c), micascisti e paragneiss (mg). Quest'ultima affiora con sequenze simmetriche di terreni sia a Nord che a Sud della prima.

Questa situazione indica che il Complesso di Monteneve costituisce verosimilmente una sinclinale entro i terreni del Complesso Merano-Mules e delle Breonie, così come era stato già sostenuto dalla maggior parte degli AA. che si sono occupati dell'argomento.

La sinclinale è inclinata o rovesciata verso Sud, come si può vedere al limite settentrionale, ove i paragneiss minuti delle Breonie (pg) sovrastano le rocce di Monteneve. Tale sinclinale, o più esattamente tale sinclinorio, appare notevolmente complicato da numerose pieghe e scaglie che risultano meglio visibili entro il membro di Casabella, ove esistono dei livelli caratteristici che possono servire bene da guida. Le pieghe, ad esempio, sono responsabili delle frequenti ripetizioni dei livelli di marmo nell'alta Val del Lago, verso Monte Scabro, mentre sequenze

di terreni ripetuti per fenomeni di scagliamento sono ben visibili in Val Schennar. Questi motivi tettonici si ripetono anche su scala minore fino a scala microscopica. L'asse delle pieghe ha direzione pressoché costante, coincidente con la direzione dei piani di scistosità o delle superfici di movimento. Nel settore settentrionale si riconosce una più recente tettonica disgiuntiva. Una serie di faglie, che tagliano sotto alto angolo i piani di scistosità delle rocce, ha determinato la formazione di una serie di blocchi ribassati nell'insieme verso occidente con rigetti di poche decine di metri.

I terreni di Monteneve hanno inizio con quarziti includenti piccole « mosche » di carbonati ed intercalate a scisti pelitico-psefitici. Seguono superiormente rocce originariamente più ricche in carbonati, quali anfiboliti, calcescisti e marmi, frammiste a letti più o meno spessi di paragneiss e micascisti. A questi terreni, nel complesso fortemente carbonatici, fanno seguito verso l'alto (e quindi al nucleo della sinclinale) dei micascisti filladici granatiferi (fp + fl); anche questi localmente si arricchiscono in carbonati e fanno passaggio a bancate anfibolitiche che talora assumono spessori considerevoli.

Questa sequenza non si accorda con quella riscontrata nell'attiguo Foglio « Bressanone » per l'unità strutturale del Greiner (Greiner + Vize = *Untere Schieferhülle* degli AA. di lingua tedesca) che ha inizio con scisti filladici granatiferi grafitici del Carbonifero e si continua con gneiss conglomeratici del Permocarbonifero, con gneiss arenacei a calcite alternati a paranfiboliti del Permiano, con quarziti bianche, quarziti fogliettate e quarziti nere del Permo-Eotrias, e si chiude con i marmi ed i marmi dolomitici del Trias medio e superiore.

Questa precisazione viene fatta perché molti AA. hanno sostenuto l' analogia litologica e stratigrafica fra il Complesso di Monteneve e quello del Greiner + Vize (B. SANDER, 1926).

Lo stesso B. SANDER in precedenza (1920) asseriva però che quarziti e marmi, che costituiscono la parte meridionale e settentrionale del « Tratto del Nevoso », rappresentano la parte più bassa della *untere Schieferhülle* mentre il centro del Tratto è formato dagli scisti più uniformi del Greiner.

(q) — *Quarziti e quarziti nere; micascisti gneissici conglomeratici.*

Sono questi i termini più bassi del Complesso di Monteneve. Di norma essi poggiano direttamente sui micascisti argentei di Altacroce (m), che noi riferiamo al complesso Merano-Mules.

Le quarziti non costituiscono un unico livello ma compaiono in numerose bancate intercalate a micascisti gneissici granatiferi psefitici, in banchi ora esili ora molto potenti. Si possono distinguere quarziti grigie in banchi compatti, nettamente prevalenti nei livelli più bassi, e quarziti bianche più pure e a grana un po' vistosa che in genere sovrastano direttamente le prime. A livelli superiori, e nettamente separate per mezzo dei micascisti granatiferi di origine conglomeratica, si trovano altre quarziti bianche, lastrolari, caratterizzate da superfici sericee picchiettate da cristalli di granato (fino a 1 cm di diametro) e più raramente da prismi di cianite.

Le quarziti grigie di base sono moderatamente micacee per la presenza di piccole lamine sia di muscovite che di biotite e sono in genere povere di granato. La presenza pressoché costante di piccole quantità di carbonati rappresenta un elemento di notevole importanza inquantoché segna la fase iniziale di una sedimentazione che avrebbe in seguito assunto un carattere decisamente carbonatico.

Le quarziti bianche compatte, che sono ad esse strettamente associate, sono più pure e non contengono carbonati. Al microscopio si può riconoscere la loro struttura blastomilonitica.

Anche le quarziti bianche lastrolari sono prive di carbonati e si distinguono dalle precedenti per la presenza di esili letti micacei, per l'aspetto scheletrico assunto dal granato e soprattutto per la frequente presenza di cianite.

Oltre alle quarziti descritte sono presenti in questa parte basale del Complesso anche quarziti nere, carboniose, poco o per nulla granatifere, moderatamente micacee, con biotite prevalente sulla muscovite. La loro posizione nella serie non è ben definita poiché esse compaiono spesso in esili letti (pochi centimetri) discontinui, ripetuti a vari livelli. Vistosi affioramenti di quarziti si possono osservare lungo la strada che

porta al Passo del Rombo (Timmels Joch), presso q. 1465, sotto la località Casabella (Gspell). Queste bancate si continuano verso Ovest sul versante opposto della Val Passiria, sotto il monte Drone (Drauns), e verso oriente, oltre il detrito del bosco di Monteganda (Ganderberg), si possono seguire con continuità fino in Val Schennar, sotto Cima Zermudo e nell'alta Val Racines (Ratschings). E' interessante ricordare che alla base dei marmi racchiusi in sinclinale entro i micascisti (m) nella zona di Altacroce (Hohe Kreuz) si trovano localmente sottili straterelli di quarziti nere.

Al limite settentrionale del Nevoso le quarziti sono in media meno potenti che al limite meridionale e gli affioramenti risultano meno continui. Non vi sono state osservate, inoltre, quarziti nere.

Come si è già detto, con le quarziti sono intercalati micascisti e micascisti gneissici granatiferi; i due litotipi localmente sfumano uno nell'altro. Macroscopicamente risulta chiara la loro derivazione da sedimenti conglomeratici a matrice argillosa, grazie alla presenza di listerelle quarzose allungate, talora di forma irregolare. In tali listerelle possono essere presenti piccoli cristalli carbonatici (analogamente a quanto si verifica nelle contigue quarziti).

I carbonati sono di norma assenti nella matrice, ma localmente possono diventare abbondanti, ed in tal caso fanno passaggio a livelletti ricchi di anfibolo.

Al microscopio tali micascisti conglomeratici mostrano ampi letti micacei, talora arricciati, prevalentemente muscovitici, con biotite un po' più sviluppata, e lenti quarzose contenenti quantità subordinate di plagioclasio. I granati sono ben sviluppati e localmente possono assumere grandi dimensioni (fino a 2 cm di diametro). Cianite, e subordinatamente staurolite, compaiono in alcuni campioni prelevati nella porzione meridionale del Tratto di Monteneve.

Ricordiamo che queste rocce per aspetto sono molto simili a quei micascisti argentei di Altacroce caratterizzati da abbondanti lenti quarzose, che, come si è già detto, si trovano nelle parti più alte della formazione dei micascisti *l.s.*, e che potrebbero forse rappresentare i ter-

mini più bassi del Complesso di Monteneve. In effetti, ove manchino le quarziti, diviene difficile porre un limite preciso fra i micascisti di Altacroce ed il Complesso di Monteneve. Elementi distintivi potrebbero essere la presenza di mosche carbonatiche ed un più spiccato sviluppo porfiroblastico della biotite.

(a) — *Anfiboliti, anfiboliti granatifere, gneiss anfibolici, scisti anfibolici, scisti a covoni di orneblenda.*

Sotto questa voce sono raccolti litotipi molto diversi aventi come minerale essenziale comune l'anfibolo. Molto varia è anche la loro distribuzione entro la serie di Monteneve; se ne trovano infatti nei livelli basali, nei livelli fortemente calcariferi, associati a marmi, ed entro i micascisti filladici (fp+fl) che rappresentano i termini superiori della serie.

Tutte queste rocce corrispondono a paranfiboliti, come è indicato dalla presenza di carbonati e dai frequenti passaggi a marmi e calcescisti. Le anfiboliti vere e proprie e gli gneiss anfibolici hanno aspetto massiccio e talvolta grana notevole. Qua e là gli anfiboli (orneblenda comune) possono assumere dimensioni gigantesche (fino a 20 cm di lunghezza). Il granato può essere assente, ma più spesso compare in cristalli di dimensioni anche cospicue. Il plagioclasio possiede la composizione oligoclasico-andesinica.

Degni di menzione sono inoltre gli scisti « a covoni di orneblenda » (*Garbenschiefer*), spesso forniti di granati giganti (M. Scabro [Rauhes J.], Croda delle Capre). Altre volte invece le anfiboliti sono minute, aciculari e possono presentare una distinta lineazione, spesso sono alternate a letti paragneissici fortemente granatiferi e di frequente sono picchiettate da carbonati giallicci sfatti.

Le principali bancate anfiboliche sono localizzate fra le quarziti e gli scisti calcariferi ed abbondanti sono pure nella parte superiore del membro di Casabella (Gspell) (strada del Rombo, sopra case Olmeto [Illmach]). Una notevole massa di rocce anfiboliche affiora nell'alta valle del Lago (Seeber Thal), fra Punta delle Laste e Monte dei Granati (Gra-

naten Kogel) (anfibilite di Monte dei Granati di O. SCHMIDEGG), entro i micascisti filladici granatiferi (fp+fl). Essa è costituita prevalentemente da scisti anfibolici più o meno granatiferi passanti nelle parti marginali a gneiss biotitici con grossi granati. Il plagioclasio di queste metamorfiti è di norma l'andesina, ma non mancano termini decisamente più sodici (fino a 8% An) (A. SCOLARI, 1971).

(c) — *Scisti calcariferi, marmi.*

Gli scisti calcariferi rappresentano uno dei tipi litologici più diffusi nella parte inferiore del Complesso di Monteneve e, con frequenza variabile da zona a zona, fanno passaggio sia verticale che laterale a tipi più schiettamente carbonatici fino a marmi puri. D'altro canto frequenti sono i passaggi a scisti anfibolici ed anfiboliti con i quali quindi sono tanto intimamente connessi che spesso è impossibile una loro separazione cartografica.

Il tipo più frequente di scisto calcarifero è costituito da un'alternanza di letti quarzoso-plagioclasici e letti micacei. Il carbonato, per lo più torbido per la presenza di inclusioni pulverulente, è distribuito alquanto irregolarmente nella roccia, oppure costituisce assieme a quarzo e plagioclasio sottili livelli continui. La muscovite si presenta in lamine alquanto tozze, idiomorfe, mentre la biotite assume aspetto peciloblastico e tende a riunirsi in plaghe di dimensioni talora notevoli. E' da sottolineare il fatto che in queste rocce carbonatiche la biotite assume toni bruno-scuri o tendenti al verde, a differenza di quanto avviene per gli altri scisti di questo Complesso nei quali la biotite ha quasi costantemente toni bruno-rossastri. Per lo più gli scisti calcariferi non contengono granato e quando questo compare si associa di norma ad anfibolo. Componente diffuso ed abbondante è l'epidoto.

Fra gli scisti calcariferi comprendiamo anche dei paragneiss a carbonati giallastri ricchi in microclino, che in notevole quantità appaiono alla base delle maggiori bancate di calcescisti e marmi (zona di Casabella [Gspell], Val Schennar). Si tratta di rocce che si presentano in bancate rigide con superfici lucenti per la presenza di belle lamine di

muscovite. Anche queste rocce includono piccoli letti di marmi giallognoli.

Sia nel settore meridionale del Tratto del Nevoso (Val Schennar) che in quello settentrionale (sopra Malga Dosso Piccolo) agli scisti calcariferi si associano degli scisti grafitici quarzosi, di colore nero, fragili e finemente lastrolari, con superfici rugginose. In essi è da notare la mancanza di carbonato e di granato e l'occasionale presenza di una mica flogopitica associata a muscovite. Per arricchimento in carbonato, dagli scisti calcariferi si passa ai marmi impuri contenenti quantità variabili di granuli quarzosi e miche (muscovite e flogopite). Altri marmi contengono solo granuli di quarzo o addirittura piccoli ciottoli quarzosi (sopra Malga Dosso Piccolo). Nel settore meridionale alcuni banchi di marmi candidi contengono bei cristalli di tremolite che sporgono sulle superfici di erosione (Val Schennar).

I marmi assumono cristallinità e colorazione molto variabile, dal bianco al roseo, al giallastro, al grigio. Specialmente in questi ultimi sono frequenti delle venature scure che mettono in evidenza il fitto ripiegamento al quale tali terreni sono stati sottoposti.

Notevoli masse di marmi da noi attribuite a questo Complesso compaiono sul versante sinistro di Val Racines e nella zona Monte Altacroce (Hohe Kreuz) - Guardia Alta (Hochwart) e, più ad occidente, si continuano sul versante destro di Val Passiria fino alla Cima Bianca (Weisser K.) e lungo tutto il fianco sinistro della Val di Plan (Pfelders), ove assumono una disposizione a stretti cunei sinclinali entro i micascisti argentei di Altacroce (m). Nel complesso si tratta di marmi più puri di quelli associati ai calcescisti, anche se non mancano livelli di marmi a tremolite, a flogopite ecc.

Al limite fra marmi e micascisti argentei si trovano quasi costantemente anfiboliti e talvolta quarziti grafitiche analoghe a quelle già descritte (vedi pag.). La loro esiguità o discontinuità non ne ha permesso la rappresentazione cartografica.

Va infine segnalata la presenza, in Val Racines, di numerosi piccoli corpi pegmatoidi prevalentemente localizzati entro i marmi o in

vicinanza di essi, la cui genesi è stata attribuita a processi di differenziazione metamorfica (F. P. SASSI, 1968). Le dimensioni di questi corpi non hanno consentito il loro inserimento nella carta geologica.

(mg) — *Micascisti filladici a granati giganti e micascisti a carbonati e muscovite sviluppata.*

I micascisti filladici a granati giganti costituiscono in verità bancate di modesto spessore, ma sono estremamente caratteristici tanto da rappresentare in campagna un elemento rivelatore dell'esistenza di terreni riferibili al Complesso di Monteneve.

Si tratta di un litotipo a superfici sericee chiare sulle quali sporgono cristalli idiomorfi di granato di dimensioni grandi, talora eccezionali (da 1 a 5 cm di diametro). La biotite in lamine ben sviluppate è distribuita in modo molto irregolare e si può avere addirittura un'alternanza di finissime bande di mica chiara e mica scura. Localmente queste rocce assumono aspetto di scisti conglomeratici per la presenza di lenti schiacciate o listerelle di quarzo (strada del Passo del Rombo, a q. 2100 circa).

Al microscopio la roccia appare costituita da un feltro sericitico, cosparsa da rutilo e da scie di epidoto e di tormalina, feltro talvolta sostituito in modo incompleto da plagioclasio albitico. La biotite in lamine ben sviluppate si riunisce a formare grandi plaghe ed il granato appare molto o per niente peciloblastico a seconda che il suo sviluppo si sia compiuto nei letti quarzosi o nel feltro sericitico. Quasi sempre è presente un carbonato rossiccio che può anche diventare componente fondamentale. E' interessante ricordare che le lenti quarzose di queste rocce contengono piccoli cristalli di calcite, analogamente a quanto avviene nelle listerelle quarzose dei micascisti granatiferi di natura conglomeratica associati alle quarziti di base.

Si deve aggiungere che nel settore settentrionale del Tratto del Nevoso, ove tutte le rocce sono caratterizzate da piccole dimensioni della mica chiara e da una netta porfiroblastesi della biotite, la somi-

glianza fra micascisti conglomeratici (q) ed i micascisti filladici a granati giganti (mg) diventa notevole.

Il massimo sviluppo dei granati nei nostri micascisti si riscontra in alcuni banchi di scarsa potenza ubicati poche decine di metri sopra i livelli calcescistosi più potenti, in vicinanza di strati di marmo bianco o grigio e sempre strettamente associati a belle anfiboliti granatifere ad elevata cristallinità.

Un po' minori sono le dimensioni dei granati nei micascisti che costituiscono i livelli più alti della porzione litologicamente varia del Complesso di Monteneve (membro di Casabella); in questi manca il feltro minuto sericitico (pur mantenendo la mica chiara piccole dimensioni), mentre l'albite in piccoli granoblasti diventa tanto abbondante da costituire l'elemento quasi esclusivo di certi letti. Tali micascisti si individuano bene sul terreno, oltre che per le notevoli dimensioni del granato, per il colore biancastro offerto dai letti sui tagli perpendicolari alla scistosità. Gli affioramenti più vistosi si trovano sopra Malga Dosso Piccolo, sul versante meridionale del Monte Rinna (Rinner Spitz) e nell'alta Val del Lago (Seeber Thal).

Con la stessa sigla (mg) sono stati indicati anche i micascisti a carbonati e muscovite sviluppata che affiorano in Valgiovo, fuori del Tratto del Nevoso. Secondo C. FRIZ ed E. ZANETTIN-LORENZONI (1969) anche questi appartengono al Complesso di Monteneve, pur presentando grado metamorfico inferiore; perciò mancano qui i granati ed anche la biotite, i fillosilicati essendo rappresentati da muscovite in lamine alquanto sviluppate e da clorite. Per progressivo aumento di carbonati queste rocce fanno passaggio a scisti calcariferi e poi ai calcari dolomitici cristallini quarzoso-micacei ed ai calcari cristallini puri (c) affioranti al Giogo di Costa.

(fp) *Micascisti filladici grigio-plumbei più o meno albitici a porfiroblasti di biotite e granato, minutamente increspati, a lenti quarzose.* —
(fl) *Micascisti filladici laminati e fogliettati a porfiroblasti di biotite e talora di granato.*

Questi litotipi costituiscono la parte centrale del « Tratto del Ne-

voso », corrispondente al nucleo del grande sinclinorio disegnato dai terreni di questo Complesso. La relativa omogeneità dei micascisti filladici è interrotta qua e là dalla presenza di scisti ricchi di carbonati rossicci in cristalli idiomorfi (Belprato) (Schönauer A.) di anfiboliti o gneiss biotitici o biotitico-anfibolici (Lago dell'Alpe) (Seeber See).

Il tipo prevalente (fp) ha aspetto filladico a causa delle superfici sericee di colore grigio-plumbeo, increspate da micropieghe e picchiettate da numerosi cristalli di granato di dimensioni medie (0,5-2 mm). In sezione perpendicolare alla scistosità spiccano belle lenti di quarzo testimonianti nell'insieme la natura pefitica dei terreni originari, pur essendo in parte riferibili a processi di mobilizzazione metamorfica.

In sezione sottile l'elemento strutturale più immediato è rappresentato dallo sviluppo porfiroblastico assunto dal granato e dalla biotite, cui si contrappongono le dimensioni sempre piuttosto modeste della mica chiara (muscovite + paragonite) e dell'albite quando sia presente. Miche chiare e miche scure sono quasi sempre ben separate fra di loro tendendo la biotite a disporsi alla periferia dei letti paragonitico-muscovitici. La mica chiara può comparire in piccoli individui scarsamente orientati che formano un feltro disposto in bande allungate o ripiegate. Altre volte invece questa mica è presente in individui esili e allungatissimi, quasi sempre ondulati; numerose lamelle si dispongono parallelamente fra di loro risultando separate solo da sporadici individui di quarzo estremamente schiacciati ed assumendo così l'aspetto di grandi lamine deformate. L'albite può essere presente in quantità molto diverse; si passa da micascisti filladici essenzialmente quarzosi a tipi fortemente albitici che possono accostarsi per certi versi ad alcuni litotipi (riuniti sotto la sigla mg) che compaiono al limite fra il membro di Casabella e il membro di Salto.

I micascisti filladici (fp) ricchi in albite ed a mica chiara minuta prevalgono in Val Ridanna, quelli quarzosi con miche chiare allungatissime, simulanti cristalli maggiori, sono prevalenti in Val Passiria. Altra albite, a carattere postcinematico, si forma a spese delle miche ed è distribuita in modo estremamente irregolare. Il carbonato è in media scarso, anzi spesso assente; locali arricchimenti si possono trovare sia

lungo-banco che verticalmente fino a dar luogo a scisti calcariferi, associati ad anfiboliti carbonatiche, perfettamente analoghi a quelli che si ritrovano nella parte più bassa del Complesso di Monteneve (membro di Casabella). Gli affioramenti di questo tipo assumono forme nel complesso lenticolari (strada del Passo del Rombo, sopra Belprato, Val del Lago). Oltre ai minerali sopra citati si rinvencono talora staurolite e cianite, la prima con maggior frequenza. Questi minerali alluminiferi in qualche caso compaiono in individui minuti (Val Ridanna), altre volte invece assumono uno sviluppo notevole (Val Passiria, Salto). La loro presenza non appare legata al carbonato.

Le rocce ora descritte appaiono ripiegate con intensità variabile, che appare massima nella parte centrale del Complesso (fra Salto e la Gasthaus Hoch Fisrt, lungo la strada del Rombo) e si attenua verso Nord avvicinandosi alla serie litologica più varia (membro di Casabella). Tale fatto messo bene in risalto dalle lunghe lenti quarzose che dapprima assumono forma vermicolare, strettamente ripiegata, mentre poi appaiono solo leggermente ondulate. L'asse delle pieghe mesoscopiche, così come quello delle micropieghe, presenta notevole costanza di giacitura su are abbastanza vaste, ma varia progressivamente da Est verso Ovest. Nella zona di Val Ridanna gli assi sono orizzontali, con direzione E-W, in Val Passiria immergono a W 25° N con inclinazione di 20°-25°.

Verso Sud il ripiegamento e la stessa increspatura che caratterizza i micascisti filladici (fp) scompaiono completamente e si passa così ai micascisti filladici laminati (fl). Questi ultimi nella loro facies più caratteristica sono rappresentati da tipi altamente micacei, fragili, fogliacei, facilmente scindibili in lastre sottili. La tessitura scistoso-piana è determinata dalla laminazione delle micropieghe coricate e compresse. Le superfici sono lucenti e su di esse appaiono spalmati grandi cristalli o aggregati di biotite a contorni irregolari. La mica chiara è sempre molto minuta, mentre la biotite costituisce grandi peciloblasti che includono piccoli grainuli di plagioclasio e di quarzo. Quarzo e plagioclasio sono molto scarsi ed il quarzo può essere segregato o comunque costituire grosse ma rare lenti. Il granato assume qui forme idomorfe perfette; anche staurolite e cianite sono talora presenti.

Sul terreno questi litotipi appaiono alternati con i micascisti filladici grigio-plumbei (fp) a superfici lineate per micropieghe. Ricordiamo che tipi molto simili ai micascisti filladici laminati (fl) compaiono anche in livelli più bassi del Complesso di Monteneve, ma la loro esiguità non ne ha consentito una distinzione cartografica. La presenza di questi scisti laminati indicherebbe l'esistenza di un orizzonte di movimento di grande estensione, che si è manifestato al limite meridionale, fra micascisti filladici di Salto e il membro policromo di Casabella, senza tuttavia alterare in modo sostanziale gli originari rapporti stratigrafici.

3) COMPLESSO DI STILVES - CORNO BIANCO

(cd) — *Dolomie chiare a « Diplopora annullata » SCHAFFHÜLT e resti di crinoidi (Ladinico); calcari argillosi passanti a scisti calcariferi; calcari zonati grigi o rosei, più o meno saccaroidi e dolomie grigie; anidriti (Anisico). — (qp) Quarziti bianche passanti gradualmente ad arcose granulari, a scisti conglomeratici quarzosi ed a quarziti sericitiche scistose (« Verrucano di Mules » auct. p.p.), (Permo-Eotrias). — (a) Anfiboliti massicce a varia grana, con associati gabbri a diallagio; anfiboliti scistose, scisti attinolitici e scisti cloritici a carbonati. — (gw) Gneiss granitici e granodioritici biotitici e/o muscovitici, a grana medio grossa, molto spesso laminati (« Wackengneiss » auct.).*

La copertura permo-triassica, appartenente alla zona radicale del ricoprimento austroalpino superiore dell'Oetzal (Tirolidi), affiora lungo una ristretta fascia avente orientamento Sud Ovest-Nord Est e coincidente grosso modo con l'allineamento Stilves-Punta Rossa-Corno Bianco-Monte dei Masi; in generale essa rivela caratteri litostratigrafici distinti da quelli dei coevi termini sedimentari che formano la parte dorsale del medesimo ricoprimento (ovvero del Complesso del Tribulaun e delle Cime Bianche di Telves).

La serie di Stilves-Corno Bianco appare molto ridotta tettonicamente e si conserva al nucleo di una stretta sinclinale, sensibilmente raddriz-

zata ed incuneata nel basamento scistoso-cristallino, con i fianchi in gran parte soppressi.

Appartengono a questo complesso sedimenti calcareo-dolomitici e depositi clastici continentali.

Ad esso sono state inoltre associate rocce gneissiche (gw) e rocce basiche più o meno metamorfosate (a), che in letteratura furono interpretate come appartenenti al complesso sopramenzionato. Pur non condividendo tale attribuzione (v. oltre), questi litotipi sono stati descritti con le altre formazioni del Complesso di Stilves-Corno Bianco, in quanto la natura di queste rocce ha sempre costituito un problema molto circoscritto e mai approfondito dai vecchi Autori.

(gw) — *Gneiss granitici e granodioritici biotitici e/o muscovitici, a grana medio-grossa, molto spesso laminati (« Wackengneiss » auct.). (A. GREGNANIN).*

Questo litotipo, relativamente noto nella letteratura riguardante il Foglio « Merano », è stato poco studiato dai numerosi Autori che si sono variamente interessati dei problemi del foglio stesso.

F. TELLER (1881) assegnò il nome di « Wackengneiss con scisti cloritico-talcosi » ad un complesso roccioso indistinto comprendente più litotipi, tra cui aveva riconosciuto il « Verrucano ».

A. PICHLER (1876) allo stesso complesso affiorante nell'area di Mules (Foglio « Bressanone ») aveva assegnato il nome di « Verrucano di Mules ».

B. SANDER (1906) distinse in tale complesso l'anfibolite del Mudaccio, il « Verrucano » tipico e le « tettoniti di arcose ed ortogneiss (?) », alle quali successivamente restrinse il termine di « Wackengneiss » (B. SANDER, 1926).

I motivi per i quali queste rocce, apparentemente banali, hanno causato una certa confusione tra taluni dei rilevatori sopramenzionati, sono diversi; tuttavia i principali sono la stretta associazione alle rocce che costituiscono la complicata « sinclinale di Stilves - Corno Bianco » e gli

effetti delle azioni meccaniche che hanno talora modificato profondamente questi gneiss, rendendoli perfettamente simili, macroscopicamente, a talune facies del « Verrucano » di P.so Pennes. In particolare molte di queste ultime, probabilmente si sono originate in situ dai prodotti di disfacimento di tali gneiss, per cui le reciproche relazioni e somiglianze sono ancor più strette.

Le ricerche di campagna e di laboratorio hanno permesso di concludere che l'ipotesi di B. SANDER (1906) e di B. SANDER e W. HAMMER (1926), pur con importanti precisazioni, è sostanzialmente esatta.

Lo studio petrografico in particolare ha messo in luce che si tratta di « ortogneiss *l.s.* », più o meno blastocataclasati o blastomilonitizzati, il cui metamorfismo principale va fatto risalire ad un periodo precedente a quello delle rocce permo-mesozoiche. Questi gneiss pertanto vanno collegati alle rocce del basamento cristallino, qui rappresentato da micascisti argentei (m) ad intensa cristallizzazione postcinematica di cianite, staurolite e plagioclasio.

La natura di questi litotipi si rivela chiaramente nelle facies meno tettonizzate, anche se in queste ultime essa non è mai del tutto obliata. Si tratta di uno gneiss lenticolare, talora occhiadino, a feldspato potassico, molto simile ad altri presenti nelle metamorfite del Foglio « Merano » (A. GREGNANIN, E. JUSTIN-VISENTIN e F. P. SASSI, 1968, 1969; A. GREGNANIN e F. P. SASSI, 1969).

Non è stata notata la presenza di tipici porfiroidi, menzionati da R. KLEBERG (1935) e di tettoniti di arcose, incluse da B. SANDER e W. HAMMER (1926) tra i « Wackengneiss », seppur dubitativamente.

In sezione sottile lo gneiss mostra una struttura eteroblastica con grana molto grossa e tessitura scistosa più o meno occhiadina, determinata dalla presenza di grossi cristalli di microclino geminati Carlsbad, sui quali si sono modellati i piani di scistosità. Essi inglobano, corrodendoli, numerosi cristalli oligoclasici e di miche. Meno spesso gli occhi sono costituiti da aggregati polimineralici.

L'oligoclasio presenta tipicamente un grado di sericitizzazione molto avanzato, con grana minutissima di questi prodotti. In genere tale fenomeno si sviluppa a zone, spesso concentriche; ne rimangono sempre li-

beri i bordi (più albitici) e spesso i nuclei. Il plagioclasio, almeno in parte, è cristallizzato dopo la formazione della scistosità, della tessitura occhiadina e dopo una blastesi statica generale di tutti i componenti, in quanto mostra di corrodere le miche più o meno ricristallizzate dei letti lepidoblastici (biotite o muscovite, o entrambe) ed il feldspato potassico dei megacristalli. Durante questa mobilitazione del plagioclasio si sono formate anche numerose mirmechiti. Queste però si presentano anche entro i plagioclasii inclusi dai porfiroblasti di microclino. Talora, lungo fratture attraversanti questi ultimi cristalli, si ha una localizzazione di vistose albiti a scachiera. Questo feldspato è tuttavia frequente un po' ovunque nella massa di fondo.

Infine una seconda fase di microclino forma cristalli interstiziali ed orli di accrescimento sui megacristalli di feldspato potassico; in entrambi i casi mostra di sostituire plagioclasii e miche.

Gli effetti delle azioni prevalentemente meccaniche e subordinatamente blastiche alpine (v. anche il « Verrucano ») si riassumono come segue: sericitizzazione del solo plagioclasio (mentre il microclino resta praticamente inattaccato), cui generalmente si associa o ne è la causa prima, una frantumazione dei cristalli preesistenti, con generazione di granuli sempre minori, in rapporto all'intensità dell'azione deformante. All'effetto meccanico si associa o segue un debole effetto blastico responsabile dell'aumento di grana dei prodotti di alterazione sericitici e della produzione di limiti embriciati, di poligonizzazioni e della ricristallizzazione di quell'aggregato di minutissimi cristalli albitici, quarzosi e subordinatamente microclonici nei quali sono affogati i frammenti maggiori dei cristalli frantumati (microclino, quarzo, plagioclasio nell'ordine). Questi ultimi presentano spesso fratture cementate per lo più da quarzo. Nelle facies fortemente tettonizzate, il plagioclasio si trasforma completamente in un aggregato di sericite isoorientata molto minuta che pervade tutta la matrice; in questa si individuano plaghe lenticolari molto deformate del vecchio gneiss (cfr. C. ANDREATTA, 1954). In concomitanza la biotite dapprima acquista un intenso pleocroismo a toni bruno-neri, poi cloritizza; le grosse lamelle di muscovite vengono deformate, ma non sminuzzate.

Queste ultime facies potrebbero confondersi con dei conglomerati, se non si conoscessero tutti i termini di transizione; ma certamente sono ben diverse dai litotipi del « Verrucano » di queste zone.

Per quanto riguarda la genesi dello gneiss qui descritto, gli elementi a disposizione sono limitati. A conoscenza dello scrivente, si tratta dell'unica intercalazione a feldspato potassico che affiori, almeno apparentemente, al di sopra dei micascisti argentei (m) del Foglio « Merano ». Cionondimeno come abbiamo precisato, il suo aspetto, la sua struttura e la sua composizione chimica non differiscono molto da quelli di altre rocce simili del foglio stesso (v. lavori citati) e anche di altre località; più precisamente è molto vicino a quei litotipi, ritenuti di origine eruttiva, denominati « gneiss del Tumulo ». Ciò concorderebbe con l'ipotesi genetica suggerita da D. BRIEGLER (1967) per le anfiboliti incassate entro i « Wackengneiss » del Corno Bianco.

L'associazione dei « Wackengneiss » con le rocce permo-mesozoiche sarebbe pertanto casuale e solo la tettonica alpina, con le sue pieghe serrate, avrebbe conferito ai singoli affioramenti quelle mutue relazioni, che in parte potevano non sussistere al momento della deposizione dei terreni più recenti.

'a) — *Anfiboliti massicce a grana varia, con associati gabbri a diallaggio; anfiboliti scistose, scisti attinolitici e scisti cloritici a carbonati.* (A. GREGNANIN).

Questi litotipi affiorano a Sud del Corno Bianco (Weiss Horn) in corrispondenza del M. Mudaccio (Mudatsch Sp.), con giacitura concordante entro gneiss granitici (« Wackengneiss » p.p.), rispetto ai quali mostrano limiti concordanti e generalmente sfumati, caratterizzati dalla presenza di rocce a composizione intermedia tra quelle dei litotipi adiacenti (gneiss anfibolico-graniferi).

D. BRIEGLER (1967) distingue, dal punto di vista macroscopico, vari tipi di anfiboliti e precisamente quelle massicce e quelle a tessitura planare. Tra le prime ha ulteriormente distinto quelle a grana fine e quelle a chiazze; queste ultime però sono subordinate e com-

paiono soprattutto nei livelli più alti del Mudaccio. Tra le seconde tale Autore annovera quelle scistose, generalmente molto ricche di anfibolo e quelle a bande con plagioclasti volumetricamente equivalenti all'anfibolo.

Le anfiboliti massicce sono particolarmente importanti in quanto mostrano relitti di una originaria struttura di rocca gabbriaca. Tra le anfiboliti a grana fine infatti D. BRIEGLER riconobbe veri e propri gabbri a diallaggio, poco modificati dagli eventi metamorfici successivi, e anfiboliti gabbriache in cui il grado di ricostruzione blastica è più accentuato (anfibolitizzazione del pirosseno). Le anfiboliti a chiazze, del tutto subordinate, si distinguono per la particolare tessitura, che l'Autore ritiene relitta, determinata dalla presenza di aggregati inequigranulari anfibolici, generalmente allungati in lenticelle lungo gli assi tettonici, che chiazzano un fondo prevalentemente plagioclastico. La loro composizione è data da orneblenda e plagioclasio, in numerose generazioni, da clorite, epidoto, minerali opachi, con quantità subordinate di sericite, titanite, granato, quarzo e carbonati. Rara ma molto importante è l'augite. Queste anfiboliti sono inoltre caratterizzate dalla presenza di filoncelli più o meno ramificati di « pegmatiti » anfiboliche.

Secondo l'Autore sopramenzionato, processi di differenziazione metamorfica collegati con una intensa deformazione determinerebbero la formazione, a partire dagli stessi materiali che hanno originato le rocce predette, di anfiboliti scistose e di anfiboliti listate. Nelle prime in particolare vi sarebbe un cospicuo allontanamento della componente feldspatica con produzione di rocce composte quasi esclusivamente da anfibolo. I litotipi scistososi listati si trovano in particolare al limite della massa principale con i « Wackengneiss », con i quali sono spesso interstratificati.

Tra i prodotti degli stessi eventi che secondo D. BRIEGLER hanno causato la formazione delle anfiboliti a struttura regolata, vanno annoverati anche scarsi scisti attinolitici e scisti cloritico-sericitici a carbonati.

Secondo l'Autore sopracitato non vi è dubbio che queste rocce deri-

vino da magmatiti intrusive basiche; la roccia incassante (*Wackengneiss*) sarebbe già stata metamorfica e l'intrusione sostanzialmente concordante. Un primo evento metamorfico sincinemato, particolarmente importante, avrebbe causato la comparsa di una prima generazione di orneblenda pargasitica e di un plagioclasio relativamente basico (andesina-labradorite). A questo evento dinamo-metamorfico va attribuita la formazione, attraverso un processo di differenziazione metamorfica, delle rocce anfiboliche listate e scistose; le rocce massicce invece hanno subito solo una limitata blastesi (abbondanza di relitti).

Un secondo evento metamorfico sincinemato, inegualmente distribuito, avrebbe determinato la formazione di un secondo plagioclasio più acido (oligoclasio-albite), di una orneblenda fortemente colorata in verde-azzurro, di epidoto-clinozoisite, di sericite, granato, rutilo, titanite, clorite, phrenite, carbonato e quarzo (gli ultimi quattro soprattutto nelle litoclasti). Il secondo atto tettonico-metamorfico sarebbe responsabile anche della formazione di numerose rocce diafortitiche.

Il confronto della storia metamorfica delineata dall'Autore sopra ricordato con quella da me osservata nel conglomerato basale (qp) e negli gneiss granitici (« *Wackengneiss* » p.p.) ha mostrato che l'ultima parte delle conclusioni petrogenetiche, relativa al secondo evento metamorfico sincinemato, è criticabile in quanto la forte deformazione tardiva che caratterizza le rocce del Complesso di Stilves-Corno Bianco è accompagnata da una modestissima rimobilizzazione di soli quarzo ed albite; essa inoltre talora prevale sugli effetti del debole metamorfismo sincinemato alpino (v. conglomerato basale e « *Wackengneiss* »). E' quindi verosimile che l'Autore citato abbia fuso in un unico atto più episodi di deformazione e di blastesi cronologicamente ben distinti.

(qp) — *Quarziti bianche passanti gradualmente ad arcose granulari, a scisti conglomeratici quarzosi ed a quarziti sericitiche scistose (« Verrucano di Mules », auct. p.p.). (Permo-Eotrias). (A. GREGNANIN).*

Le rocce basali della serie calcareo-dolomitica della zona Mules-Corno Bianco-Fartleis sono costituite pur con discontinuità da due unità,

come già F. TELLER (1881) e B. SANDER - W. HAMMER (1926) avevano riconosciuto, e precisamente da un tipico « *Verrucaño* » qui rappresentato in ordine d'abbondanza da arcosi granulari, scisti conglomeratici quarzosi, filladi quarzose, arcosi microgranulari scistose a carbonati, quarziti biancastre; e da uno gneiss lenticolare od occhiadino a feldspato potassico, di regola tettonizzato « tettoniti di arcose e di ortogness (?) » di B. SANDER e W. HAMMER (1926); « *Wackengneiss* » di F. TELLER (1881). Le rocce sopramenzionate, costituenti il « *Verrucano* », rappresentano ovviamente termini estremi tra i quali vanno collocati litotipi di transizione.

Le facies più minute sono costituite da filladi quarzose a grana molto minuta, a tessitura piano-scistosa e di colore rosso vino o verde scuro. E' spesso presente anche un litotipo a grana finissima, povero di miche, ricco di feldspato potassico e talora di carbonati, di colore verdicchio (arcose microgranulari scistoso-sericitiche, a carbonati), che in campagna è facilmente confondibile con le facies laminate dei « *Wackengneiss* ».

Questi termini acquisiscono una grana sempre maggiore per progressivo aumento di materiale detritico, prevalentemente quarzoso. Nelle facies più grossolane accanto a ciottoli di quarzo, più o meno appiattiti, si notano lenti allungate delle filladi sopramenzionate, di sicuri porfiroidi (bianco-paglierini e raramente rossastri) e talora di ciottoli di aspetto gneissico o di meta-arenarie; la matrice può essere di vario tipo e grana, ma vi prevale la componente micacea minuta scistosa.

Alcune arcose verdastre, ricche di occhietti di feldspato potassico, hanno un aspetto simile a quello di alcuni « *Wackengneiss* » mediamente tettonizzati. Queste facies e forse altre derivano molto probabilmente dai prodotti di disfacimento delle rocce ora citate.

L'esame al microscopio permette di accertare sempre ed inequivocabilmente l'origine detritica di queste rocce che sono state successivamente interessate da un debole metamorfismo regionale. I litotipi filladici, costituiti da muscovite, quarzo, albite, clorite, talora da grosse lamine molto scure di biotite, e da ossidi opachi, mostrano una cristal-

lizzazione sincinemica del fondo micaceo. Solo in qualche caso sono state notate lamelline maggiori trasversali di muscovite. Quando compare, la biotite è generalmente associata a plaghe poligranulari di quarzo, nelle quali assume una orientazione trasversale alla scistosità, ed appare di color bruno scuro quasi opaca per la presenza di ossidi metallici. Questa biotite risulta deformata meccanicamente. Caratteri analoghi di deformazione presentano alcune lamine maggiori di muscovite. E' quindi probabile che in ambedue questi casi si tratti di lamine relitte.

I clasti maggiori che risaltano sul fondo delle filladi sono costituiti prevalentemente da monocristalli o aggregati di quarzo e meno spesso da albite a scacchiera; molto raramente vi compare il feldspato potassico.

Nei termini arcosici la parte micacea diventa subordinata rispetto all'aggregato quarzoso-feldspatico minuto del fondo, e generalmente vi è una netta separazione tra letti lepidoblastici e letti granoblastici. Inoltre si nota un netto aumento della frazione feldspatica (albite, feldspato potassico) sia nel fondo che nei ciottoli, ma il quarzo è sempre di gran lunga prevalente su di essi.

Le lenticelle di porfiroidi, contenute nel conglomerato grossolano, mostrano in sezione dei fenoclasti di quarzo generalmente poco ondulati e con corrosioni tipiche dei quarzi delle vulcaniti; la matrice, molto povera di minerali opachi, mostra spesso una struttura microlenticolare. Tali microlenticelle sono od erano costituite da feldspati successivamente sericitizzati (cfr. con i « Wackengneiss »).

Le arcose ed i conglomerati più grossolani mostrano un quadro strutturale analogo. Ovviamente i clasti sono ben maggiori, e prevalentemente quarzosi e filladici (filladi rosse o verdi); alcuni sono di gneiss a feldspato potassico, altri di porfiroidi.

I rapporti deformazione-cristallizzazione di tutti questi litotipi non differiscono da quelli delle filladi sopramenzionate: vi è cioè, una cristallizzazione sincinemica dei fillosilicati ed in parte del quarzo e dei feldspati. Si conferma pertanto l'affermazione di B. SANDER e W. HAMMER (1926) secondo i quali qui sostanzialmente manca quella coda

di cristallizzazione postcinematica (« Cristallizzazione dei Tauri » di B. SANDER) così caratteristica, e per minerali e per strutture, di altri affioramenti permo-mesozoici del Foglio « Merano ».

Gli scarsi minerali postcinematici (muscovite, quarzo e albite), certamente non reggono il confronto per grana e quantità con quelli delle metamorfite sopramenzionate. Ma proprio questa mancanza di vistose cristallizzazioni sicuramente alpine, offre il vantaggio, rispetto alle altre zone con resti di Permo-Mesozoico, di constatare le differenze di grado metamorfico con le rocce del basamento. Queste infatti [micascisti argentei (m) e « Wackengneiss » (gw)] presentano un grado metamorfico più elevato (facies delle anfiboliti ad almandino) che si riflette in una grana ben maggiore ed in associazioni mineralogiche (stauroлите, cianite, plagioclasio) nettamente contrastanti con quelle del « Verrucano ».

Tipici affioramenti di « Verrucano » (A. GREGNANIN e C. FRIZ, indagini inedite) sono quelli di q. 2322 a NW del Rifugio di Passo Pennes.

(ed) — *Dolomie chiare a « Diplopora annulata » SCHAFHÄULT e resti di crinoidi (Ladinico). Calcari argillosi, passanti a scisti calcariiferi, calcari zonati grigi o rosei, più o meno saccaroidi, e dolomie grigie; anidriti. (Anisico). (G. O. GATTO).*

I sedimenti calcareo-dolomitici del complesso di Stilves-Corno Bianco affiorano nel Foglio « Merano » lungo una stretta e discontinua fascia, nella quale risulta assai arduo riconoscere la normale successione stratigrafica, in generale fortemente lacunosa. Mentre nell'attiguo Foglio « Bressanone » la maggiore estensione degli affioramenti ha consentito una parziale ricostruzione della serie originaria dei terreni, nell'ambito del foglio in esame questa è difficilmente realizzabile e si è potuto riconoscere i vari termini solo dopo approfondite correlazioni con quelli corrispondenti, affioranti nella zona di Mules.

La serie anisico-ladinica, che poggia sui depositi continentali clastici permo-eotriassici (conglomerati basali e quarziti), inizia con alcuni livelli calcareo-argillosi, grigiastri, ben stratificati e debolmente metamorfosati, il cui spessore varia da qualche decina di centimetri ad un

massimo di un metro. Questi termini, che in generale appaiono fortemente fessurati, tanto che in alcuni casi è difficile riconoscere gli stessi giunti di stratificazione, risultano per lo più ridotti a sottili lembi, molto spesso non cartografabili. Sul versante sud-orientale della Cima di Stilves furono rinvenute delle anidriti variegata bianche e grigie, del tutto analoghe a quelle osservate nei dintorni di Mules e riferibili all'Anisico.

Seguono verso l'alto degli scisti calcariferi grigio-brunici, spesso segmentati, anche essi presumibilmente di età anisica.

La serie continua quindi con un orizzonte di calcari saccaroidi zonati, a bande grigiastre e rosee, marcatamente stratificati; anche per questi termini non è stato possibile stabilire la reale potenza, in quanto essi appaiono spesso incompleti nel loro normale sviluppo.

A completamento della serie si trovano, a costituire il nucleo della complessa sinclinale di Mules-Stilves-Corno Bianco, dolomie e, subordinatamente, calcari dolomitici di età ladinica; queste facies sono di colore grigio-chiaro o biancastro, ed il loro spessore reale è anche in questo caso indeterminabile, mancando ovunque il letto ed il tetto della formazione. La stratificazione, che in origine doveva essere ben marcata, risulta frequentemente interrotta o addirittura mascherata da innumerevoli piani di rottura, grosso modo trasversali ad essa.

E' da rimarcare che nelle rocce sedimentarie del complesso di Stilves-Corno Bianco, affioranti nell'ambito del Foglio « Merano », non è stata rinvenuta alcuna traccia di fossili, contrariamente a quanto segnalato per la zona di Mules, dove in passato furono trovati resti di « *Diplopora annullata* » SCHAFFHÜLT e di crinoidi.

E' infine interessante notare che i due complessi sedimentari permotriassici dell'Austroalpino superiore del Tribulaun-Cime Bianche di Telves e di Stilves-Corno Bianco, pur rimanendo in generale ben distinti per i loro caratteri litostratigrafici, rivelano nel dettaglio alcune analogie: colpisce l'osservatore, per esempio, quel parallelismo litologico che si riscontra tra le dolomie ladiniche del Complesso di Stilves-Corno Bianco e le facies coeve, appartenenti alla formazione della « Dolomia

del Wetterstein »: Per contro, la diversa natura litologica e quindi la diversa successione stratigrafica dei terreni anisici nelle due serie indicano che in quest'epoca gli ambienti di sedimentazione dovevano essere temporaneamente distinti tra loro.

4) COMPLESSO DEL TRIBULAUN-CIME BIANCHE DI TELVES

(c) — « Marmo della Bocchetta di Porto ». *Marmi giallastri o zonati, talora bianchi e compatti, passanti a scisti calcariferi* Retico. — (d) « Dolomia Principale ». *Dolomie grigie, più di rado biancastre, talora zonate e generalmente stratificate* Norico. — (fr) *Filladi scure a porfiroblasti biotitici; scisti a carbonati; dolomie giallastre più o meno ricristallizzate* Raibliano. — (de) « Dolomia del Wetterstein ». *Marmi arenaceo-argillosi; dolomie bianche compatte, talora grigie, con evidente stratificazione* Anisico-Ladinico. — (eo) « Conglomerato della Val di Fleres ». *Scisti conglomeratici con ciottoli più o meno abbondanti di quarzo e matrice arenaceo-scistosa costituita essenzialmente da quarzo, muscovite e biotite; quarziti muscovitiche grigio-giallastre talora compatte, talora scistose* Permo-Eotrias.

(eo) — « Conglomerato della Val di Fleres ». *Scisti conglomeratici con ciottoli più o meno abbondanti di quarzo e matrice arenaceo-scistosa costituita essenzialmente da quarzo, muscovite e biotite; quarziti muscovitiche grigio-giallastre talora compatte, talora scistose.* Permo-Eotrias. (C. FRIZ, A. GREGANIN e F. P. SASSI).

Il conglomerato della Val di Fleres è trasgressivo sui paragneiss del Cristallino antico delle Alpi Breonie e si riconosce particolarmente bene in quelle zone dove sono presenti i termini dolomitici della serie triassica di copertura, costituendo nel contempo il letto della « Dolomia del Wetterstein ».

Si tratta di una formazione (C. FRIZ, 1969) originariamente detritica, che di solito inizia con scisti psefitici piuttosto grossolani e che si

continua e chiude con scisti arenacei prevalentemente quarzosi; localmente, come ad esempio sul versante meridionale delle Cime Bianche di Telves, la serie inizia invece con depositi argilloso-arenacei più fini.

Questi litotipi sono stati metamorfosati durante il ciclo orogenico alpino, e sono oggi rappresentati rispettivamente da scisti conglomeratici, con matrice di colore grigio-bruno o grigio-verdastro, da scisti arenacei lucenti grigio-verdi, abbastanza frequentemente a carbonati, e da quarziti chiare muscovitiche talora a carbonati.

In tutta l'area di affioramento la formazione mantiene sostanzialmente costanti le sue caratteristiche litologiche e presenta uno spessore variabile dai 3 ai 6 metri.

Dal punto di vista paleogeografico queste rocce, per la loro posizione stratigrafica e per le caratteristiche strutturali originarie denunciano un ambiente paragonabile a quello in cui si è formato il conglomerato di Ponte Gardena (Verrucano alpino *auct.*) delle Alpi Meridionali.

I ciottoli del conglomerato sono formati quasi esclusivamente da quarzo, con diametro che varia da pochi millimetri a qualche centimetro. La matrice, talora di aspetto analogo a quello dei paragneiss delle Breonie, è costituita da quarzo, muscovite, biotite, con quantità variabili di albite e carbonati; in quantità accessoria possono comparire granati, clorite, feldspato potassico, titanite, epidoto, apatite, zircone.

I rapporti quantitativi fra matrice e ciottoli quarzosi variano notevolmente e non sono rari i casi di prevalenza della matrice; inoltre anche in seno a quest'ultima esistono notevoli variazioni compositive, con passaggi da tipi metaarcosici a tipi filladici.

Il grado di rielaborazione postsedimentaria dei ciottoli è molto varia, forse in funzione della composizione mineralogica della matrice: quando questa è abbastanza micacea i ciottoli hanno forme ovoidali con schiacciamento relativamente scarso; quando invece la matrice è molto quarzosa, i ciottoli sono assai stirati come, ad esempio, al Passo dell'Erpice.

La tessitura della matrice nonché dei litotipi poveri o privi di evi-

denti residui psefitici è piano-scistosa, con incurvamento dei letti attorno ai ciottoli ed ai grossi cristalli; nei livelletti di composizione argillosa può comparire anche una seconda scistosità (S_2). La grana della matrice è molto variabile, sia in funzione della granulometria del sedimento e sia dell'entità degli effetti blastici.

Le *quarziti muscovitiche* mostrano colore grigio-giallastro e si presentano piuttosto compatte, con scistosità appena accennata. Al microscopio esse risultano formate da quarzo prevalente, cui si associano scarse quantità di feldspato albitico, biotite, clorite nonché carbonati; in quantità accessoria sono presenti apatite, minerali opachi, rari zirconi, epidoto e titanite.

In genere nella parte superiore della formazione le quarziti assumono un colore bianco-argenteo ed una scistosità più marcata, mentre denunciano una leggera variazione di composizione mineralogica dovuta, da una parte, alla mancanza di carbonati, di biotite e clorite, dall'altra ad una diffusa presenza di titanite in minuti individui riuniti in plaghette e lenticelle.

Le rocce permo-cretacee sopra descritte forniscono, per quanto riguarda la caratterizzazione del metamorfismo alpino, importanti elementi. Sono infatti distinguibili almeno tre fasi blastiche accompagnate ed intervallate da due eventi deformanti principali, ai quali va aggiunta una deformazione meccanica tardiva normalmente debole.

Dopo il primo evento metamorfico sincinemato, che ha determinato la ricristallizzazione dei terreni sedimentari con comparsa dei piani di scistosità, si è verificata, in condizioni statiche, una importante blastesi intercinematica di biotite porfiroblastica, granato, albite e carbonati, accompagnata da ricristallizzazione della matrice.

Il successivo evento dinamico è ben visibile soprattutto intorno ai porfiroblasti ora menzionati, sotto forma di incurvamento dei letti; è probabile che durante questa fase si sia sviluppata la sericitizzazione dell'albite e sia iniziata la cloritizzazione del granato e della biotite. Questo atto deformante permette di distinguere i prodotti della successiva cristallizzazione statica, che ha interessato muscovite, biotite, clorite, ed

albite; microclino ed un'ultima generazione di albite chiudono l'evoluzione blastica di queste rocce.

Le associazioni mineralogiche indicano un grado metamorfico corrispondente alla facies degli scisti verdi, subfacies « quarzo-albite-epidoto-almantino »; va precisato che l'acme termico si è instaurato nella fase intercinematica, come è stato accertato anche nel sovrastante livello raibliano.

(dc) — « Dolomia del Wetterstein ». *Marmi arenaceo-argillosi; dolomie bianche compatte, talora grigie, con evidente stratificazione.* Anisico-Ladinico) (G. FRIZ).

Con il termine di « Dolomia del Wetterstein », introdotto nella letteratura geologica dagli AA. austriaci, viene indicata quella facies calcareo-dolomitica che si è sviluppata nelle Alpi Calcareae Settentrionali durante l'Anisico e il Ladinico. Nell'area del Foglio « Merano » questa formazione affiora lungo tutto il versante sinistro della Val di Fleres, sul versante destro di detta valle limitatamente al gruppo montuoso delle Cime Bianche di Telves e, infine, nella zona di San Martino di Monteneve in prossimità della Val Passiria.

La serie calcareo-dolomitica inizia generalmente con un caratteristico livello di calcare cristallino arenaceo (potenza 1-2 metri), fittamente stratificato, che costituisce il prodotto metamorfico di un originario sedimento calcareo-argilloso-arenaceo. Tale roccia rappresenta una chiara testimonianza dell'incipiente trasgressione marina del Trias; in essa il componente carbonatico è di gran lunga prevalente, i granuli quarzosi sono scarsi e molto piccoli, più abbondante è invece la muscovite sia in lamine minute, sia in scagliette isolate e ben sviluppate. Il calcare presenta un color grigio-cenere, non è molto compatto ma facilmente divisibile in lastre secondo i piani di stratificazione.

La serie continua con una potente massa di sedimenti dolomitico-calcarei, di spessore variabile aggirantesi sui 200-250 metri. I caratteri più appariscenti di questi litotipi sono ben noti. La roccia è prevalentemente bianca, talora grigio-cenere nelle parti più alte della formazione

e non di rado anche zonata per una ripetuta alternanza di livelletti bianchi, grigi o rosei. La stratificazione è in genere evidente con giunti distribuiti su distanze piuttosto variabili (da 1 a 2 metri). Sono presenti piani di rottura verticali ed obliqui, con o senza spostamento tettonico; localmente questo fenomeno di fratturazione è assai pronunciato e di conseguenza i banchi rocciosi si presentano intensamente sbriciolati in senso perpendicolare ai piani di stratificazione.

Manca completamente qualsiasi resto fossile; tale circostanza potrebbe essere imputabile al fatto che, nell'area del Foglio « Merano », la Dolomia del Wetterstein ha subito una ricristallizzazione metamorfica durante il ciclo orogenetico alpino.

Da riprese diffrattometriche i litotipi in parola risultano costituiti da dolomite e da quantità, pur modeste, ma sempre presenti (10-15%), di carbonato di calcio.

(fr) — *Filladi scure a porfiroblasti biotitici; scisti a carbonati; dolomie giallastre più o meno ricristallizzate.* Raibliano (C. FRIZ e F. P. SASSI).

Questo livello affiora sui due versanti della Val di Fleres e più in particolare in quelle aree dove sono presenti sia la Dolomia del Wetterstein e sia la Dolomia Principale costituendo rispettivamente il letto di quest'ultima ed il tetto della prima.

Quest'orizzonte, che recentemente è stato descritto da H. KÜBLER e W. E. MÜLLER (1962) e da G. LANGHEINRICH (1965), nell'area del Foglio « Merano » è costituita dai seguenti litotipi: scisti sericitici e filladi più o meno quarzose, talora epidotiche e/o carbonatiche, di regola caratterizzati da porfiroblasti di biotite e di flogopite o di mica chiara o di titanite o di microclino; scisti pelitici a letti e chiazze carbonatiche; dolomie a cristallinità variabile, talora con impurezze di flogopite, mica chiara, epidoti, quarzo, titanite. Nelle filladi è stata citata la presenza di cloritoide (F. PURTSCHELLER, 1967) e di probabile stilpnomelano (G. LANGHEINRICH, 1965).

La formazione, in questi suoi tipici membri, presenta uno spessore variabile da punto a punto, con valori oscillanti tra i 5 e i 10 metri. Caratteristica peculiare del livello è la grande variabilità da luogo a luogo nei rapporti quantitativi tra i vari litotipi. Le variazioni si riscontrano sia in senso verticale che in senso orizzontale e avvengono anche su brevissime distanze. Sussistono quindi molteplici profili seriali di carattere locale in cui i vari termini possono essere rappresentati al completo, ma in proporzioni quantitative diverse; non di rado accade che la frazione arenaceo-argillosa prevalga nettamente su quella dolomitica oppure che lo sviluppo formazionale si svolga mediante determinati tipi con l'esclusione di altri. Si osservano di conseguenza talora contatti eteropici molto netti, tal'altra compenetrazioni di un tipo nell'altro. Così ad esempio la serie riscontrata da GB. DAL PIAZ (1933) sul versante sinistro della Val di Fleres caratterizza un'area molto ristretta e localizzata in corrispondenza al tracciato della mulattiera che sale alla Bocchetta di Porto. In definitiva quindi, malgrado che lo sviluppo areale dell'orizzonte in parola sia continuo, non è possibile rappresentare quest'ultimo con una unica sequenza litologica.

La delimitazione litostratigrafica del Raibliano appare in genere abbastanza semplice al letto, dove alla dolomia leggermente calcarea del Wetterstein succedono gli argilloscisti o la dolomia giallastra micacea. Più difficile risulta invece indicare il limite col Norico, specialmente là dove la parte più alta dell'orizzonte raibliano è rappresentata da esigui livelletti della tipica dolomia giallastra, intercalati in prevalenti litotipi dolomitici di aspetto simile a quelli immediatamente sovrastanti, di presumibile età norica.

Lo studio petrografico effettuato su numerosi campioni ha fornito interessanti dati sulla evoluzione tettonico-metamorfica di queste rocce; infatti l'orizzonte raibliano permette, più di ogni altra formazione austriaca, una precisa caratterizzazione, per queste zone, del metamorfismo alpino, sia per quanto concerne le condizioni ambientali di ricristallizzazione e sia riguardo ai rapporti fra deformazione e cristallizzazione.

Per quanto concerne il primo punto, la variabilità compositiva delle formazioni raibliane da facies carbonatiche pure a facies argillose pure

con tutti i termini intermedi, fornisce una larga possibilità di stimare, in associazioni mineralogiche molto varie, le condizioni P, T di ricristallizzazione. Queste vanno inquadrare, in tutta l'area di affioramento, nella facies degli scisti verdi, subfacies quarzo-albite-epidoto-biotite. H. FÖRSTER (1967) attribuisce le paragenesi osservate nelle rocce triassiche alla serie di facies di bassa pressione tipo Abukuma; in realtà non vi sono motivi validi di tale attribuzione.

Per quanto riguarda il secondo problema, la microstruttura di queste rocce indica la natura polifase del metamorfismo alpino, in maniera particolarmente evidente nei litotipi di composizione argillosa. Ivi infatti si riconosce una compagine nettamente scistosa di genesi sincinemica, costituita sostanzialmente da quarzo, albite, muscovite, clorite, carbonato, opacite; su questa si è impostata una intensa cristallizzazione a carattere porfiroblastico, prevalentemente postcinematica ma in parte anche sincinemica, che ha interessato: pidoti, mica chiara, biotite, flogopite, stilpnomelano, microclino, titanite, tormalina, carbonato. In particolare microclino e parte della biotite sono sincinematici, mentre tutti gli altri fenoblasti sono chiaramente cristallizzati in ambiente statico. Da sottolineare inoltre è la genesi in due tempi di parte dei porfiroblasti biotitici, i quali mostrano talora un evidente orlo di accrescimento tardivo.

Un atto deformante ha successivamente incurvato i letti intorno ai porfiroblasti, inducendo inoltre, in questi, lievi deformazioni postcristalline; in concomitanza si è verificata localmente una modesta ricristallizzazione di quarzo, carbonati e talora di microclino nelle ombre di pressione dei porfiroblasti. Forse è da ascrivere a questa fase la parziale cloritizzazione dei fenoblasti biotitici.

Da quanto sopra esposto appare evidente che il decorso dell'evento tettonico-metamorfico alpino in questa zona è stato alquanto complesso, comprendendo almeno due fasi dinamiche e tre fasi blastiche. Vale la pena di sottolineare che entro i litotipi di composizione argillosa l'associazione mineralogica della compagine sincinemica corrisponde alla subfacies quarzo-albite-muscovite-clorite, mentre quella dei porfiroblasti va riferita alla subfacies quarzo-albite-epidoto-biotite. Questo fatto, che va

inquadrato in un fenomeno di differenziazione metamorfica connesso con la porfiroblastesi, indica anche una non coincidenza del parossismo dinamico col culmine termico, risultando quest'ultimo successivo al primo.

(d) — « Dolomia Principale » *Dolomie grigie, più di rado biancastre, talora zonate e generalmente stratificate.* Norico. (C. FRIZ).

Le rocce di questa formazione concorrono a costituire le parti più elevate di tutto il versante sinistro della Val di Fleres ed affiorano anche, con minor estensione, in corrispondenza al gruppo montuoso delle Cime Bianche di Telves.

Si è poco fa accennato come sia molto difficile, se non impossibile, indicare con sicurezza il limite inferiore del Norico. Data l'inesistenza di dati paleontologici al riguardo, si è proposta una soluzione del problema sulla base dei rapporti litostratigrafici osservabili sul terreno.

Esiste in genere al tetto della formazione raibliana un caratteristico orizzonte, che può raggiungere lo spessore di una decina di metri. Si tratta di un livello di dolomia grigio-nerastra, di aspetto lastriforme, che contiene lungo i giunti di stratificazione numerose e minute lamelle di muscovite. Tale litofacies si ritrova associata a tipici membri raibliani solo localmente e nelle parti più alte dell'omonima formazione, mentre mantiene costanti e stretti rapporti stratigrafici con la dolomia norica, intercalandosi e scomparendo progressivamente in essa. Per queste ragioni il livello grigio-nerastro potrebbe presumibilmente rappresentare la base della Dolomia Principale.

Quest'ultima formazione ha, in genere, uno spessore di 200-250 metri e presenta grande omogeneità d'aspetto; colorazione della roccia, stratificazione e composizione litologica sono infatti abbastanza costanti.

Il colore è quasi sempre grigio-cenere; solo raramente si osservano facies più chiare, biancastre, e non mancano qua e là tipi zonati, costituiti da un'alternanza di straterelli bianchi e grigi.

La dolomia si presenta in una serie di bancate sovrapposte, ben stratificate con periodo di stratificazione in genere di modeste dimensioni e con giunti di nettissima rilevanza morfologica.

Da riprese diffrattometriche parziali, ottenute mediante raggi X su diversi campioni raccolti ad intervalli regolari lungo tutto lo sviluppo verticale della formazione, risulta che la roccia è sempre costituita da dolomite pura.

Fino ad oggi era stata esclusa la presenza di macrofossili nella zona; solo di recente è stato scoperto un giacimento di *Gasteropodi* sul versante austriaco del massiccio del Tribulaun (J. GEYSSANT, 1965).

Dal punto di vista morfologico la dolomia principale dà luogo generalmente a pareti verticali, che risultano molto spesso incise da val-cncelli, camini e gole, specialmente là dove la roccia si presenta intensamente fratturata.

(e) « Marmo della Bocchetta di Porto ». *Marmi giallastri o zonati, talora bianchi e compatti, passanti a scisti calcariferi.* Retico (?). (C. FRIZ).

Le rocce di detta formazione caratterizzano la parte più elevata del versante sinistro della Val di Fleres, coprendo un'area allungata parallelamente al confine di Stato, tra il Monte del Ferro (Rosslauf) ed il Monte delle Cave (Grubenkopf). Il loro spessore reale è assai variabile (dai 150 ai 30 metri) e diminuisce, in genere, da NW a SE, a causa di una graduale e crescente soppressione tettonica.

Le osservazioni sul terreno hanno accertato la presenza di svariati tipi litologici: calcari cristallini giallastri con piccoli inclusi rotondegianti di quarzo e frammenti irregolari quarzoso-micacei; calcari cristallini zonati con esigue e ripetute alternanze di bande bluastre e giallo-resate; calcari massicci chiari; scisti calcariferi grigio-scuri in cui a livellotti con prevalente frazione carbonatica si accompagnano straterelli con massa di fondo essenzialmente quarzoso-micacea; scisti calcariferi di colore verdastro, non di rado grigio-scuero, con superfici di scistosità irregolarmente ondulate, ed infine calcari cristallini scistosi ricchi di pacchetti isorientati di muscovite, messi in evidenza sulle superfici esposte agli atmosferili. Nonostante il metamorfismo si intravede ancora evidente la stratificazione primaria delle rocce, individuabile in una successione

ritmica di scisti calcariferi e marmi, intervallati da banchi calcarei più spessi. La variabilità di questo originario complesso calcareo-argilloso-arenaceo è accentuata ancor più da intensi ripiegamenti, che danno origine a frequentissime ripetizioni tettoniche e quindi a notevoli aumenti di spessore.

La delimitazione litostratigrafica della formazione in parola risulta abbastanza facile, sia al letto, sia al tetto. Il passaggio alla Dolomia Principale è contrassegnato da un brusco cambiamento di composizione litologica; infatti, da originari sedimenti in cui il carbonato presente è formato da sola calcite, particolarità che caratterizza i litotipi del Marmo della Bocchetta di Porto, si passa repentinamente alle litofacies schiettamente dolomitiche del complesso inferiore. Il limite superiore, invece, è sempre di natura tettonica ed è rappresentato dal piano di scorrimento della ben nota Fillade di Steinach.

Fino a qualche tempo fa tutti gli AA. erano concordi nel ritenere che le rocce dianzi accennate corrispondessero, per posizione stratigrafica ed età, a quelle del Retico. Tale equivalenza è stata di recente messa in dubbio per la scoperta di giacimenti di radiolariti nella zona del Tribulaun (H. KÜBLER e W. E. MÜLLER, 1959) e all'Obernberger Tribulaun (J. GEYSSANT, 1965, 1968).

Riassumendo in un quadro estremamente sintetico l'associazione mineralogica di queste rocce si può dire che gli scisti calcariferi sono costituiti da quantità variabili di quarzo, muscovite, calcite, ai quali si accompagnano talora albite, clorite, epidoto e granuli o plaghe di sostanze opache. I calcari cristallini appaiono ovviamente formati da calcite, associata a quantità variabili, ma sempre non molto abbondanti, di quarzo, muscovite e sostanze opache ferruginose. In generale, il grado di rigenerazione metamorfica di queste rocce è paragonabile a quello dei litotipi raibliani, se si prescinde dalle tracce di un successivo atto deformante non di rado visibili negli scisti calcariferi.

5) FILLADE DI STEINACH

(f_q) — *Filladi quarzose, talora carboniose e/o a carbonati, grigio-nerastre, non di rado diafrotitiche; subordinate quarziti grigie più o meno micacee* (C. FRIZ e F. P. SASSI).

La fillade di Steinach affiora per la massima parte in territorio austriaco in sovrapposizione tettonica sul complesso del Tribulaun. Nell'area del Foglio « Merano » essa costituisce le zone più elevate del versante destro dell'alta valle dell'Isarco, laddove i monti si distinguono per i profili relativamente dolci dei versanti.

Secondo O. SCHMIDEGG (1949) la falda di Steinach può essere suddivisa in due parti, aventi caratteristiche litologiche ben distinte: una inferiore, più omogenea, rappresentata da metamorfiti derivanti da una serie originaria arenaceo-argillosa e fornita di un livello sommitale di dolomie ferrifere con associati banchi calcarei; una superiore, più eterogenea, caratterizzata da prevalenti litotipi conglomeratici ed arenacei, con associati livelli di carbone. Quest'ultima è stata attribuita al Carbonifero superiore, sulla base di reperti fossili.

In territorio italiano è presente la sola parte inferiore di questa formazione, che risulta ivi costituita sostanzialmente da rocce filladiche più o meno quarzose, talora carboniose, con esigue intercalazioni concordanti ricche in clorite ed epidoti, le quali, secondo l'A. sopra citato, sarebbero di sicura origine magmatica, in parte di natura tufacea.

Il grado metamorfico è basso, riferibile alla facies degli scisti verdi, subfacies « quarzo-albite-muscovite-clorite »; infatti solo raramente si intravedono scie mal definite di aspetto biotitico.

Sono stati inoltre notati in più punti litotipi a carbonato e addirittura carbonatici, talora a struttura conglomeratica; non è certo però che queste rocce appartengano alla formazione in parola, in quanto potrebbe trattarsi di scaglie tettoniche di rocce mesozoiche.

L'evoluzione tettonico-metamorfica delle rocce filladiche più o meno quarzose non è facilmente ricostruibile, sia per la difficoltà connessa con analisi microstrutturali dettagliate in seno ad una compagine a grana

molto minuta, e sia perché la notevole intensità della deformazione tardiva, puramente meccanica, verosimilmente connessa col sovrascorrimento della fillade sul mesozoico di Tribulaun, ha spesso profondamente obliterato i primitivi rapporti microstrutturali.

Tale deformazione, sviluppatasi quando le filladi avevano già assunto due scistosità (S_1 e S_2), localmente ha determinato la formazione di piani di taglio, pur discontinui, S_3 . L'unico effetto costruttivo che si può forse attribuire a questo evento, è la formazione di clorite nelle ombre di pressione.

Sono state riconosciute con chiarezza almeno due generazioni di nica chiara, una sincinemica ed una postcinemica. Il granato, da sin-a post-cinematico, mostra di aver subito talora rotazioni postcristalline. Il plagioclasio albitico costituisce sia granoblasti nella compagine fondamentale e sia cristalli, talora zonati, cristallizzati dopo il pieghettamento della roccia, ma verosimilmente prima della deformazione ultima.

In definitiva, lo studio in sezione sottile indica che l'evoluzione metamorfica costruttiva della fillade di Steinach si era praticamente già conclusa prima che si verificasse il ricordato fenomeno di sovrascorrimento. Tale risultato concorda pienamente con l'assenza di un sostanziale metamorfismo nel Carbonifero superiore di Nösslach, deposti trasgressivamente sulla fillade prima del sovrascorrimento, e con essa coinvolto in tale dislocazione (O. SCHMIDEGG, 1949; F. KARL, 1957).

Per ulteriori notizie sulla petrografia della fillade di Steinach e sul problema della provenienza si rimanda a F. P. SASSI e L. MENEGAZZO (1971).

PENNIDI

(P. BAGGIO, C. FRIZ e G. MEZZACASA)

1) GRUPPO DEL GREINER - TUX - GRAN VENEZIANO

(c) *Marmi dolomitici giallognoli o bianchi (« Dolomia di Vizze » auct.).*

Trias medio e superiore). — (q) *Quarziti bianche compatte; quarziti fogliettate muscovitiche.* Permo-Eotrias.

Per questi terreni si rimanda alla specifica e dettagliata descrizione riportata nelle Note illustrative dei Fogli 1 « Passo del Brennero » e 4 « Bressanone ». Marmi dolomitici e quarziti bianche compatte, talora fogliettate, di provenienza pennidica potrebbero ritrovarsi, solo limitatamente nel Foglio « Merano », tra i termini della zona a scaglie di Matrei, ove tuttavia essi risultano indistinguibili da tipi litologici analoghi riferibili all'Austro-alpino.

2) CALCESCISTI CON OFIOLITI DEGLI ALTI TAURI

(cs) *Calcescisti, alternati a livelli di micascisti filladici; filladi nerastre granatifere, povere o prive di carbonati, con intercalazioni di quarziti arenacee grigie; calcescisti tipici passanti a marmi; marmi grigio-bluastri; micascisti e gneiss biotitici con quarziti micacee al tetto delle ofioliti.* — (a) *Anfiboliti più o meno epidotiche, anfiboliti prasinitiche.* — (Sr) « *Serpentine* » con relitti di pirosseno, cloritocisti e talcoscisti. Giurese e Cretaceo inferiore?

La formazione mesozoica dei calcescisti con ofioliti rappresenta la unità strutturale più elevata del sistema pennidico, affiorante in corrispondenza della finestra tettonica degli Alti Tauri. La serie dei terreni mesozoici (cs) che costituiscono questa formazione è generalmente rappresentata, dal basso verso l'alto (P. BAGGIO, 1969) da:

- a) *marmi grigio-bluastri, stratificati e poco scistosi;*
- b) *calcescisti tipici grigio-scuri, passanti localmente a marmi con lenti e livelli micascistosi nerastri;*
- c) *marmi bianchi o giallastri a flogopite, zonati, e marmi dolomitici;*
- d) *anfiboliti (a) e « Serpentine » (Sr);*
- e) *marmi grigi talora scistosi; calcescisti a superfici brune; micascisti filladici neri e quarziti grigie, granatiferi (Cs).*

Si tratta, per quanto riguarda i calcescisti, di una normale succes-

sione di metamorfiti con impronta meso-epizonale (facies delle anfiboliti ad albite), derivata da originari sedimenti di geosinclinale, calcarei e calcareo-argillosi, accompagnati talora da sottili livelli di arenarie. Le anfiboliti (a) e le « serpentine » (Sr) rappresentano, secondo l'opinione di GP. DE VECCHI ed E. M. PICCIRILLO (1968) il prodotto metamorfico di originari espandimenti lavici sottomarini e solo raramente di rocce intrusive.

L'intera serie stratigrafica abbraccia un periodo di tempo tra il Giurese e il Cretaceo inferiore (P. BAGGIO, 1969).

Nel Foglio « Merano » affiora soltanto una piccola parte della formazione in oggetto, limitatamente allo sbocco della Val Ridanna e al versante sinistro della Valle del Brennero tra Vipiteno e Colle Isarco. In queste zone la serie dei terreni non è completa in tutti i suoi termini, che d'altra parte si presentano non di rado anche in posizione anomala, data la vicinanza della nota zona a scaglie di Matri.

FORMAZIONI QUATERNARIE

(G. O. GATTO)

La copertura quaternaria, alquanto estesa in tutto il territorio del Foglio « Merano », è formata da depositi continentali di diversa natura; sedimenti alluvionali antichi, morene, detriti di falda e alluvioni recenti ed attuali costituiscono ora estese e spesso sottili coltri, discontinue sulle formazioni rocciose sottostanti, ora rappresentano i prodotti di riempimento delle maggiori vallate, soprattutto alla confluenza dei principali corsi d'acqua, dove il materasso alluvionale può assumere spessori anche considerevoli. Non a caso infatti, in corrispondenza delle ampie conche di Merano, Vipiteno e Colle Isarco, modellate principalmente dalle forze esarative dei ghiacciai e dall'azione erosiva delle acque, si notano i maggiori addensamenti di terreni quaternari, di natura anche assai diversa.

(a²) *Alluvioni recenti ed attuali, talora terrazzate. Coni di deteizione.* —

(dt) *Detriti di falda. Coni detritici.* — (mo) *Morene würmiane, post-*

würmiane ed attuali. Cordoni morenici. — (md) *Morene miste a detrito.* — (at) *Alluvioni antiche, terrazzate, talora sottostanti a depositi morenici würmiani; depositi fluvioglaciali ciottolosi e sabbioso-limosi (conche di Vipiteno e Merano, Val Ridanna, S. Leonardo e Val Sarentino).*

(at) — *Alluvioni antiche, terrazzate, talora sottostanti a depositi morenici würmiani; depositi fluvioglaciali ciottolosi e sabbioso-limosi (conche di Vipiteno e Merano, Val Ridanna, S. Leonardo e Val Sarentino).*

Le alluvioni antiche terrazzate, in parte presumibilmente interglaciali, si trovano concentrate particolarmente in alcune ampie depressioni morfologiche, come nei pressi di Vipiteno, Merano e Colle Isarco, oppure come lembi relitti attestati ai piedi dei versanti di alcune valli (V. Passiria, Ridanna, Sarentino, ecc.); esse costituiscono i prodotti di riempimento delle maggiori incisioni vallive e raggiungono a volte spessori anche considerevoli.

Contrariamente a quanto si può osservare nel contiguo Foglio « Bresanone », in quello in esame mancano le caratteristiche sovrapposizioni di materiale morenico würmiano su altro di origine chiaramente alluvionale e quindi non è possibile attribuire questi terreni con sicurezza all'Interglaciale Riss-Würm.

Le alluvioni antiche terrazzate sono rappresentate prevalentemente da materiali ciottolosi, ghiaiosi e sabbiosi, talora intimamente mescolati tra loro o, più frequentemente, distinti in livelli granulometricamente gradati. Frequenti sono pure lenti, banchi o sacche di natura argillosa e limosa.

Nel Foglio « Merano » i depositi argillosi non sono mai molto estesi e tanto meno assai potenti.

Gli elementi ciottolosi, in prevalenza arrotondati, mostrano dal punto di vista litologico il loro stretto legame con le formazioni rocciose che caratterizzano le parti più elevate dei bacini imbriferi da cui derivano.

(mo) — *Morene würmiane, post-würmiane ed attuali. Cordoni morenici.*
(md) — *Morene miste a detrito.*

Nell'ambito del Foglio « Merano » le testimonianze lasciate dalle varie glaciazioni sono notevoli, sia per le numerose e caratteristiche forme d'erosione, sia per le considerevoli estensioni dei depositi morenici. Normalmente i materiali di origine glaciale ammantano i fianchi delle valli maggiori e, alle alte quote, orlano spesso i circhi di vetta, conservando frequentemente le forme originarie del glacialismo post-würmiano (morene laterali, frontali e di fondo). Non sempre è possibile una distinzione dei prodotti morenici recenti da quelli più antichi; infatti questa è possibile soltanto nelle zone elevate, dove l'osservazione diretta dei vari caratteri morfologici e litologici consente una loro possibile classificazione.

I depositi morenici non raggiungono quasi mai spessori considerevoli, anzi di norma essi costituiscono un sottile rivestimento del substrato roccioso, piuttosto discontinuo e lacunoso.

Le morene recenti sono di solito le più diffuse; in alta montagna esse formano sovente dei cordoni ben rilevati ed hanno in genere l'aspetto del materiale fresco, deposto in epoche non remote.

Le morene sono normalmente costituite da ciottoli o blocchi più o meno irregolari, lisciati e talora striati, immersi caoticamente in una massa di fondo costituita per lo più da materiale limoso. In generale, gli elementi più grossolani, la cui composizione litologica risulta legata a quella delle formazioni rocciose affioranti nei luoghi di provenienza delle principali colate glaciali, si caratterizzano soprattutto per l'eterogeneità dei loro diametri: i ciottoli provenienti da più lontano appaiono particolarmente arrotondati, mentre più irregolari ed a spigoli smussati risultano quelli che hanno percorso un cammino più breve.

Tra le testimonianze più significative degli eventi glaciali, che hanno ricoperto i rilievi o le valli del territorio in esame, si ricorda lo sbarramento naturale della Val Ridanna (Mareta), che costituisce un rilievo collinoso alto circa 300 metri. Questo risalto morfologico fu interpretato

da vari AA. come dovuto in parte ad una o più frane ed in parte ad accumulo di materiali di origine glaciale, appartenenti ad un apparato morenico frontale, perfettamente raccordantesi con le morene del versante destro della stessa valle e probabilmente formatesi durante lo *stadio glaciale di Daun*.

Anche nella valle di Fleres si possono riconoscere tracce di questo stadio e sul suo versante destro si rinvennero anche testimonianze dello *stadio di Gschnitz* (B. CASTIGLIONI, 1930 a e b).

Nell'alta Val Passiria, lungo i fianchi della Val del Tumulo (presso M.ga Bel Prato) si possono incontrare tipiche forme di morene frontali e meno frequentemente laterali, la cui età è presumibilmente daunia; mentre nella vicina valle di Plan lo *stadio di Daun* è rappresentato da sparsi piccoli cordoni morenici.

Nella media Val Passiria la *glaciazione di Gschnitz* doveva aver raggiunto, presumibilmente con le sue lingue più avanzate, S. Leonardo in Passiria; mancano in ogni caso prove valide che possano confermare una simile ipotesi.

Si ricorda infine l'estesa coltre morenica, sita allo sbocco della Val Passiria nella conca di Merano, la quale dovrebbe essersi deposta in concomitanza con il ritiro degli estesi e potenti ghiacciai würmiani.

Molto spesso le morene appaiono fortemente rimaneggiate e mescolate o, più semplicemente, ricoperte di materiali detritici più recenti. In questi casi voler distinguere le due formazioni quaternarie è assai arduo o addirittura a volte impossibile, per cui si è ritenuto opportuno indicare questi depositi morenici, particolarmente ricchi di detriti, poco o per niente elaborati, con una simbologia cartografica diversa e con la sigla md.

(dt) — *Detriti di falda. Coni detritici.*

I detriti di falda sono alquanto sviluppati in tutto il territorio esaminato e si accumulano particolarmente ai piedi delle pareti rocciose più erte, per formare dei *talus* e delle conoidi, che addolciscono spesso i profili morfologici dei rilievi.

In genere si tratta di materiali sciolti, costituiti in prevalenza da

elementi, più o meno spigolosi, le cui dimensioni sono spesso in relazione ai tipi litologici da cui si sono formati.

I depositi detritici si estendono maggiormente nelle zone di dominio delle formazioni più friabili e fissili. Infatti non a caso si rinvengono potenti coltri detritiche sul versante settentrionale delle Cime Bianche di Telves, allo sbocco della Valle di Fleres (Moncucco) e nella zona di S. Martino di Monteneve; esse evidentemente sono legate al disfacimento progressivo delle formazioni sedimentarie triassiche della « serie del Tribulaun », che qui affiorano. Così pure le estese coperture detritiche dei versanti dell'Altissima sono in relazione alla natura litologica dei terreni (marmi) che compongono questo imponente rilievo. E ancora, nel paesaggio spesso aspro di alta montagna, caratterizzante la zona di Ivigna, hanno largo posto oltre ai depositi morenici, per lo più recenti, anche ampie distese detritiche, spesso a grossi blocchi, derivate principalmente dal disfacimento meteorico delle rocce intrusive.

Numerosi altri esempi si potrebbero citare, ma per brevità si lascia al lettore la facoltà di constatarli, consultando lo stesso foglio geologico.

Spesso i depositi detritici di alta quota assumono pendenze notevoli, prossime al limite di equilibrio statico, per cui non sono rari i casi in cui alcune parti di questi accumuli si mobilizzano a seguito di prolungate precipitazioni piovose o per altre cause, quali, per esempio, per aumento del carico a seguito di crolli improvvisi, verificatisi dalle sovrastanti pareti rocciose. Infine vistosi sono gli effetti dei fenomeni franosi, che in genere si verificano per l'instabilità degli accumuli detritici, attestati alla base dei versanti vallivi. Tra le frane più interessanti, sia per la loro estensione che per la vistosità del fenomeno, si ricorda l'imponente crollo, verificatosi in Val Ridanna (Mareta), a seguito del ritiro del ghiacciaio würmiano, che allora colmava il fondovalle fino al suo sbocco presso Vipiteno.

(a²) — *Alluvioni recenti ed attuali, talora terrazzate. Coni di deiezione.*

Le alluvioni recenti ed attuali sono particolarmente sviluppate lungo gli alvei dei maggiori corsi d'acqua che solcano la regione altoatesina ad Ovest della Valle dell'Isarco.

Si nota infatti come questi depositi siano particolarmente abbondanti sul fondo delle più importanti incisioni vallive (Val Venosta, Val Ridanna, Valle dell'Isarco, Val Passiria, ecc.), nelle quali essi hanno contribuito notevolmente a creare un paesaggio piatto, favorendo tra l'altro l'insediamento umano e lo svilupparsi di varie forme di colture.

Frequenti sono le tracce di terrazzamenti, più o meno accentuati; di esse quelle di formazione più recente si conservano soprattutto in estensione, ma con limitati dislivelli, contrariamente a certe altre, sicuramente più antiche, in corrispondenza delle quali si possono osservare salti morfologici di parecchi metri.

I materiali che compongono le alluvioni recenti ed attuali sono rappresentati prevalentemente da ghiaie, più o meno grossolane, ed, in quantità subordinata, da sabbie di diversa granulometria e solo localmente da limi, spesso raccolti in sacche o lenti.

I coni di deiezione, che orlano frequentemente i piedi dei versanti, assumono talora dimensioni vistose, formando naturali sbarramenti delle stesse vallate. Quando queste caratteristiche forme alluvionali vengono profondamente incise da grandi corsi d'acqua, si possono allora osservare delle sezioni naturali tipiche per la giacitura e per l'alternanza di livelli limosi e sabbiosi con altri, più irregolari e discontinui, di materiali grossolani e fini caoticamente mescolati tra loro.

A seconda dell'entità e della natura dell'apporto solido si hanno coni appiattiti (sbocco della Val di Giovo, di Parcines, ecc.) o con vertici molto elevati rispetto all'unghia (S. Martino in Passiria).

Oltre ai coni di deiezione, anche le frane possono creare degli imponenti sbarramenti naturali, formando a monte aree paludose o acquitrinose. Come uno dei più tipici esempi, si ricorda la grandiosa frana di Stilves (Foglio « Bressanone »), che ostruendo la Valle dell'Isarco ha creato a monte un vasto lago, estendentesi su tutta la conca di Vipiteno; questo bacino naturale, che in origine doveva protendersi anche entro le valli minori di Ridanna e di Vizze, fu successivamente colmato da materiali alluvionali. Esistono tuttora qui alcune aree paludose e, recentemente, fu scoperto anche un potente livello torboso, che in parte è stato coltivato con sistemi estrattivi moderni.

V. — TETTONICA

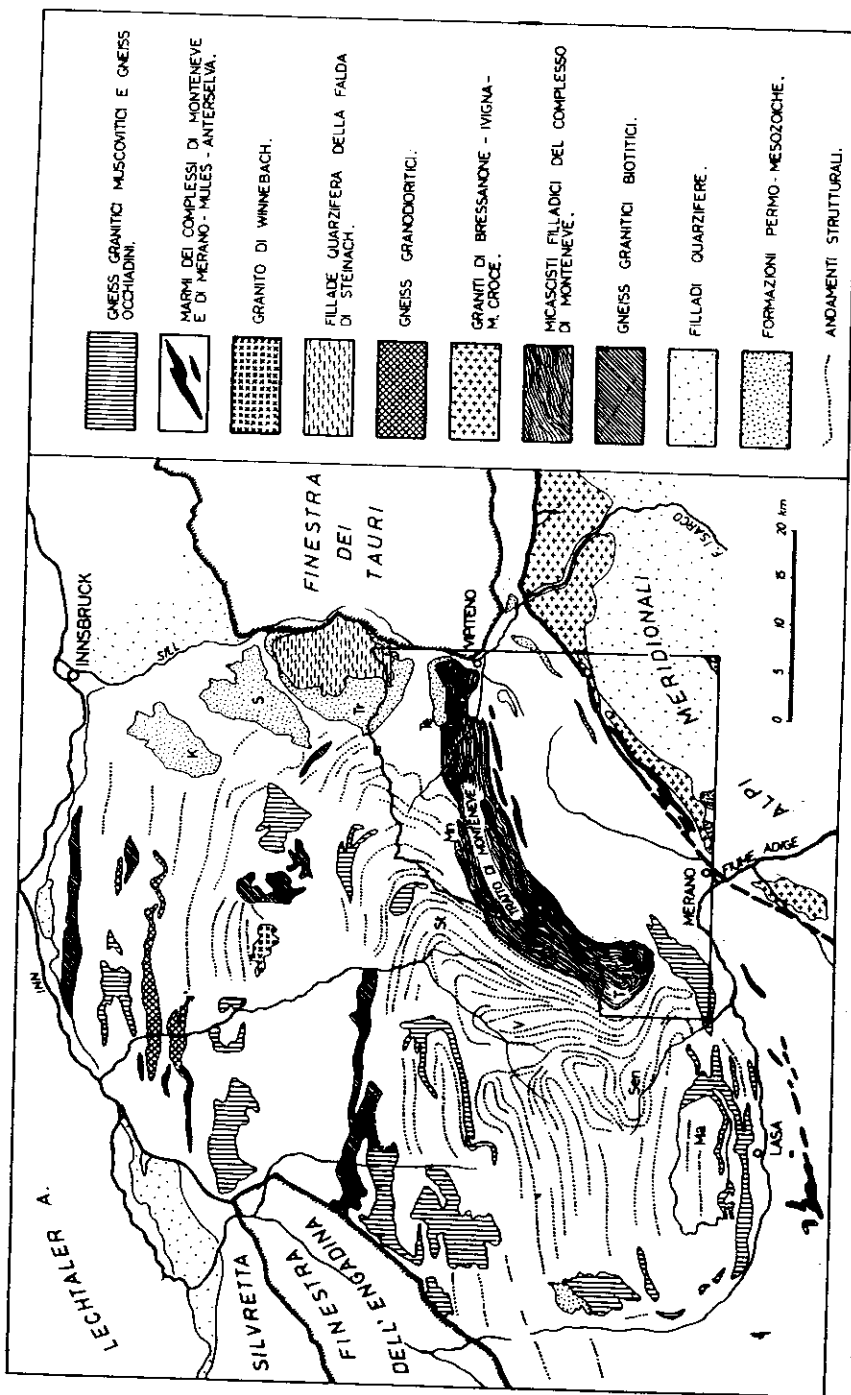
(B. ZANETTIN)

Come si è detto in un capitolo precedente, nell'area del Foglio « Merano » sono presenti tre delle unità tettoniche fondamentali delle Alpi: Alpi Meridionali, Austridi e Pennidi.

ALPI MERIDIONALI. — Le filladi quarzifere ed i paragneiss che costituiscono il basamento scistoso-cristallino prepermiario hanno giacitura sostanzialmente sub-orizzontale, con locali modeste variazioni della scistosità. Così, nella parte SE del foglio si ha una leggera inclinazione dei banchi verso oriente, inclinazione che si accentua nell'area del Foglio « Bressanone » (Brixen). In prossimità della massa intrusiva di Ivigna le filladi si incurvano verso l'alto (immersione a Sud). A differenza di quanto avviene nelle Austridi, non si riscontra qui una struttura a pieghe; comune è invece una micropieggettatura che determina una distinta linea di assi orientali all'incirca Nord-Sud.

Il metamorfismo che ha colpito il complesso filladico sud-alpino è di età ercinica, o pre-ercinica, dato che i terreni permo-mesozoici di copertura non mostrano traccia alcuna di processi blastici.

Alla tettonica alpina vanno invece riferite quelle dislocazioni che hanno determinato la clastesi o la milonisi delle filladi. Tale è la linea di dislocazione (linea di Nova-Foiana = Naif-Völlan) che corre lungo il margine sud-orientale del massiccio di Ivigna (Iffinger Masse); prende origine nella zona di Pennes (Penser) di dentro (più ad oriente il contatto granito-scisti è primario) e si prosegue verso SW in Val di Nova (Naifer Thal), ove il granito è posto a contatto meccanico con i terreni



Tav. 2 — Schizzo geotettonico del F.^o Merano e regioni limitrofe (falda dell'Oetztal). [Tratto da HAMMER (1929), SCHIMMIDEGG (1933) e VETTER (1933), con locali semplificazioni].
 K = Kalkkögel; Ma = Matscher Decke; Mn = Monteneve (Schneeberg); S = Serleskamm; Sen = Senales; St = Stubai Schlinger; T = Texel Gruppe; Te = Teller Weiße; Tr = Tribulaun; V = Venter Schlinge.

sedimentari e vulcanici di età permiana. Più oltre, nell'ambito del Foglio « Bolzano », la linea di disturbo si continua in Val Foiana e separa le masse intrusive di Monte Croce dai sedimenti del Permiano e del Werfen.

Un'altra grande dislocazione segue il margine nord-occidentale del massiccio granitico di Ivigna. Si tratta della prosecuzione occidentale della linea della Pusteria (Pusterthal) che si continua poi verso Sud-Ovest prendendo il nome di linea delle Giudicarie.

In base alle trasformazioni strutturali subite dalle rocce coinvolte in questo orizzonte di movimento (graniti, facies tonalitiche marginali, scisti cristallini del Complesso di Merano-Mules), B. SANDER e W. HAMMER (1925, Note Illustrative del Foglio « Bressanone »), ritengo che la linea della Pusteria-Giudicarie si sia costituita in due fasi tettoniche distinte: in una prima fase le azioni dinamiche sarebbero state accompagnate da ricristallizzazione (trasformazione delle rocce intrusive in « gneiss »), mentre in tempi successivi si sarebbe verificata la frantumazione delle rocce formatesi in precedenza. Secondo A. BIANCHI e Gb. DAL PIAZ (1934) invece, gli « gneiss tonalitici » che marcano il bordo nord-occidentale del granito di Bressanone non sarebbero prodotti metamorfici di preesistenti tonaliti, ma rocce intrusive a tessitura primaria, fluidale.

Nell'ambito del Foglio « Merano » le azioni postcristalline sono evidenti solo nella parte nord-orientale del massiccio d'Ivigna (Iffinger) e si attenuano verso SW.

Verso Merano la linea della Pusteria si discosta dal margine del plutone e corre entro gli scisti del Complesso di Merano-Mules; riappaiono così i contatti primari con gli scisti austroalpini, trasformati in cornubianiti ad andalusite (E. KÜNZLI, 1899)¹, sempre però più o meno modificate tettonicamente dalle dislocazioni tardive.

AUSTRIDI — A Nord-Ovest della linea della Pusteria-Giudicarie e fino al confine di Stato, affiorano terreni dell'Austroalpino superiore

¹ La presenza di minerali di contatto è stata confermata dalle ricerche inedite di S. LORENZONI.

(Complessi di Merano-Mules e delle Breonie, di Monteneve, di Stilves-Corno Bianco, del Tribulaun); essi costituiscono una porzione della grande falda dell'Oetztal (vedasi Tav. 2) sovrascorsa sulle Pennidi e da queste separata mediante un chiaro orizzonte di scorrimento (zona a scaglie di Matri).

Nell'area del Foglio « Merano » il motivo strutturale fondamentale di questa grande unità tettonica è dato da una serie di pieghe isoclinali con piano assiale immergente a NNW. L'esistenza di queste pieghe appare evidente nella carta geologica grazie alle forme allungate assunte dagli affioramenti dei vari « complessi » litologici austroalpini. In particolare i « complessi » stratigraficamente più elevati (Monteneve, Stilves-Corno Bianco, Tribulaun-Cime Bianche di Telves) compaiono al nucleo di una serie di sinclinali più o meno profonde, che si succedono da SE a NW, intervallate dagli scisti cristallini della zona Merano-Mules. Anche questi ultimi presentano motivi analoghi. I micascisti di Altacroe (m), che sovrastano i paragneis l.s. (pg), e le stesse masse granitoidi assumono la forma di lenti allungate nella direzione media ENE-WSW e NE-SW.

Queste strutture maggiori, notevolmente costipate, sono spesso rovesciate, e talora anche coricate a SSE e SE. L'asse immerge leggermente verso oriente, per cui gli affioramenti dei terreni più recenti si assottigliano gradualmente verso occidente, fino a scomparire.

Molti autori hanno richiamato l'attenzione sul parallelismo esistente fra gli assi delle strutture austroalpine e la linea di dislocazione delle Giudicarie-Pusteria il cui andamento è sottolineato dalle masse intrusive che vi si addossano. Da questa evidenza strutturale si è dedotto che la tettonica delle Austridi è stata condizionata dalla spinta esercitata dalla massa sudalpina; in quale misura poi lo sia sta è questione ancora controversa. Secondo Gb. DAL PIAZ (1942), il grande arco retico (o arco delle Alpi orientali) sarebbe dovuto invece all'influenza esercitata dalle irregolarità delle masse profonde antestanti.

A NW del territorio da noi rilevato, e specialmente nell'Oetztal, ove affiorano quasi esclusivamente terreni appartenenti al complesso di Me-

rano-Mules e delle Breonie, i geologi austriaci, e primo fra di essi O. SCHMIDEGG (1933), hanno riconosciuto una tettonica a « *Schlingen* » (pieghe a laccio), di età prealpina. In strutture di questo tipo (O. SCHMIDEGG, 1933 b; K. SCHMIDT, 1965) sarebbe coinvolta l'estremità occidentale del « tratto » di Monteneve; inoltre il grande « *Schlingen* » delle Breonie si spingerebbe fin sotto il Trias del Tribulaun.

In questo contesto strutturale a grande scala inseriamo i motivi tettonici che caratterizzano i singoli Complessi in cui l'unità austroalpina si suddivide, tralasciando di proposito le indicazioni delle variazioni locali di giacitura, facilmente deducibili dall'osservazione della carta geologica.

Complesso di Merano-Mules e delle Breonie.

Secondo A. GREGNANIN e E. M. PICCIRILLO (1969 a) i terreni che costituiscono questo complesso sono interessati da due distinti sistemi di pieghe. Oltre a quello fondamentale ad assi suborizzontali e direzione variabile da E 25° N ad E-W, ne è stato riconosciuto un altro con assi a direzione N 20°-40° W ed immersione 10°-30° a NW. Salvo poche eccezioni (parete orientale di M. Mules), si tratta di pieghe meso-microscopiche, o comunque poco accentuate. Secondo gli Autori sopra citati le strutture osservabili in Val di Plan ed in Val Clava sarebbero il risultato dell'interferenza di due successivi ripiegamenti, l'ultimo dei quali, ad asse suborizzontale E 10°-25° N, è molto più accentuato.

Il diverso comportamento meccanico dei litotipi fondamentali di questo complesso si riflette in un diverso stile plicativo: pieghe di tipo armonico nei micascisti omogenei, pieghe disarmoniche nei terreni in cui si alternano letti a diversa competenza (paragneiss a bande). Ove compaiono livelli anfibolitici, l'andamento degli assi delle pieghe subisce improvvise e capricciose variazioni (strada S. Leonardo in Passiria-Moso, presso Moso) (A. GREGNANIN e E. M. PICCIRILLO, 1969 a); frequenti sono pure i casi di « *boudinage* ».

Zone cataclastiche e milonitiche, riferibili in genere a fasi tettoniche alpidiche tardive, sono frequenti entro questo complesso.

La più nota è senza dubbio la linea del Giovo che, secondo Gb. DAL PIAZ (1934), potrebbe forse rappresentare la prosecuzione occidentale della dislocazione Defereggertal - Valle Anterselva - Valle del Rio Molino - Spitzbach - M. Mutta - M. Sasso. Gli effetti più vistosi delle trasformazioni retrograde sono osservabili proprio in corrispondenza del Passo del Giovo, ove gli scisti cristallini sono trasformati in diafortiti nerastre dalle superfici speculari. Anche qui tuttavia, alle deformazioni postcristalline è seguita una fase di moderata blastesi; infatti entro alle diafortiti si sviluppano aggregati di grosse lamine di un fillosilicato nero (biotite o, forse, stilpnomelano) con una tipica disposizione a squadra. La dislocazione del Giovo (che, come ebbero ad osservare B. SANDER e W. HAMMER, [1926], taglia diagonalmente la scistosità dei paragneiss e delle altre metamorfite) si può seguire verso NE, in Valgiovio, e verso SW, lungo la strada S. Leonardo in Passiria-Passo del Giovo, fino alla località le Coste di Valtina.

Un'altra importante linea tettonica è quella di Mules-Corno Bianco, ove assieme agli scisti del Cristallino antico sono implicati anche i terreni della copertura permo-triassica (Complesso di Stilves-Corno Bianco). Tale dislocazione, che secondo Gb. DAL PIAZ (1934) sembrerebbe rappresentare la prosecuzione della linea Kalkstein-Forcella Ciarnil delle zone più orientali (Foglio « Monguelfo »), potrebbe collegarsi verso SW alla linea di Quarazze e continuarsi sulla destra della valle dell'Adige al Gioco di Marleno.

Zone tettoniche di importanza locale sono frequenti in tutta l'area di affioramento del complesso di Merano-Mules e delle Breonie.

Per quanto riguarda i rapporti fra le deformazioni subite dalle rocce di questo Complesso e gli atti blastici che ne hanno determinato la facies metamorfica attuale, rimandiamo ai paragrafi dedicati alla descrizione dei singoli litotipi.

Complesso di Monteneve

Noi abbiamo attribuito questo complesso all'unità tettonica austroalpina, in accordo con l'opinione della maggior parte degli studiosi ed

in base ai risultati dei recenti rilevamenti. Ricordiamo però che è stata avanzata anche l'ipotesi che si tratti della prosecuzione occidentale degli elementi pennidici degli Alti Tauri (R. KLEBERSBERG, 1935), oppure di terreni delle Pennidi affioranti per erosione della sovrastante falda austroalpina (B. SANDER, 1929; L. KOBER, 1912); ciò soprattutto in considerazione delle innegabili analogie esistenti fra le rocce di Monteneve e quelle del ricoprimento pennidico del Greiner. Gli ultimi citati autori hanno tuttavia espresso successivamente opinione diversa.

Altro punto controverso è se il complesso di Monteneve debba considerarsi stratigraficamente in continuità col sottostante complesso di Merano-Mules (B. SANDER, 1920; O. SCHMIDEGG, 1933; Gb. DAL PIAZ, 1936) o se non rappresenti invece la parte frontale di un'ipotetica falda proveniente da Sud (B. SANDER, 1926), oppure la parte radicale della falda di Steinach (B. SANDER, 1929; Gb. DAL PIAZ, 1933; O. SCHMIDEGG, 1949; TOLMANN, 1963), o ancora, un orizzonte di movimento già complicato tettonicamente e successivamente posto in sinclinale e rovesciato a Sud (B. SANDER, 1926).

I risultati delle nostre ricerche indicano che i terreni di Monteneve sono stratigraficamente solidali con il complesso sottostante e disegnano nell'insieme un grande e complesso sinclinorio, parallelo alle altre sinclinali (sinforme) austroalpine e complicato da numerose pieghe locali e da scaglie. Queste pieghe di secondo ordine ripetono sostanzialmente il motivo principale e nella parte centro-orientale del tratto di Monteneve (in Val Ridanna) anche le micropieghe che determinano la caratteristica lineazione degli scisti filladici di Monteneve possiedono assi paralleli a quelli delle pieghe maggiori. Più ad occidente, invece, l'asse delle micropieghe varia progressivamente portandosi a W 25° N, inclinazione 20°-25° (alta Val Passiria, Val del Lago); lo stesso avviene per le pieghe mesoscopiche.

Cerniere di grandi pieghe fortemente costipate sono visibili soprattutto al margine meridionale del complesso di Monteneve (per esempio sul versante destro della Val Passiria, sopra Moso; sui due versanti di Val Schennar). Ancor più frequenti sono le scaglie derivate dalla rot-

tura dei fianchi delle pieghe; ciò comporta soppressione di termini e ripetizioni di serie.

Linee di disturbo locali, rese visibili dalla macinazione e diaffiorizzazione delle rocce, si riscontrano un po' dovunque, ma diventano particolarmente frequenti al margine settentrionale del complesso, ove mostrano direzione sostanzialmente concordante con quella dei terreni interessati. Al limite fra terreni di Monteneve e paragneiss delle Breonie si osserva spesso (per esempio sulla strada del Passo del Rombo, a q. 2400) tutta una serie ravvicinata di superfici di rottura. In altri punti ciò non si riscontra, ma il fatto che spesso, in prossimità del contatto col complesso di Monteneve, nei paragneiss delle Breonie si sviluppino delle caratteristiche facies punteggiate da porfiroblasti di biotite rosastra (*Grenz-zone* di O. SCHMIDEGG), fa pensare che dei movimenti si siano verificati anche in profondità, in condizione di pressione e di temperatura favorevoli alla blastesi. Le superfici di rottura, postcristalline, potrebbero essere l'effetto di una ripresa dei movimenti in condizioni più superficiali o, comunque, di più bassa temperatura.

In questo settore dell'alta Val Passiria e fino alla Croda della Cintola, gli scisti di Monteneve immergono decisamente sotto i paragneiss delle Breonie, mentre alla conca di Monteneve ed alle Cime Bianche di Telves essi sovrastano i paragneiss delle Breonie e localmente vanno a ricoprire le stesse dolomie triassiche (B. SANDER, 1926; O. SCHMIDEGG, 1936; C. FRIZ, 1969).

Accenniamo infine all'esistenza di una zona continua di schiacciamento e di laminazione al limite meridionale fra i termini inferiori (membro di Casabella) e quelli superiori pieghettati [membro di Salto (fp)], ciò che avrebbe determinato la comparsa di scisti fragili dalle superfici lucenti palmate con grandi lamine informi di biotite (fl).

Complesso del Tribulaun-Cime Bianche di Telves

I terreni che costituiscono questo complesso hanno giacitura sostanzialmente suborizzontale tanto nel gruppo del Tribulaun propriamente detto che alle Cime Bianche di Telves. Sul fianco sinistro della Val di

Fleres una grande superficie di faglia a direzione N-S e notevolmente inclinata sembra determinare un locale raddoppiamento della serie sedimentaria. Questa situazione non è stata riprodotta nel Foglio « Mera-no » richiedendo ulteriori controlli per essere accertata.

Nella zona di Monteneve (Rocce Bianche di Montenevoso) (Schneeberg), Cima del Lago Nero (Schwarzseespitze), Rocce Bianche del Mas-saro (Moarer Weissen) le dolomie triassiche formano delle sinclinali ver-genti a sud con direzione ENE-WSW. Anche i terreni più recenti ripe-teno quindi il motivo tettonico fondamentale della regione.

Fillade di Steinach.

Nella zona del Tribulaun i terreni mesozoici sono sovrastati dalle più antiche « filladi di Steinach », che costituiscono così un esteso lembo di ricoprimento (falda di Steinach). Sul versante sinistro della Val di Fleres la « fillade » forma ripetuti addentellamenti tettonici con le roc-ce del Trias (B. SANDER, 1926; Gb. DAL PIAZ, 1933, 1937).

Una situazione tettonica analoga si riscontra alle Cime Bianche di Telves che fronteggiano il Tribulaun innalzandosi sul versante opposto della Val di Fleres; anche qui, infatti, scisti cristallini, riferibili al Com-plexo di Monteneve e con esso evidentemente collegati (B. SANDER, 1962; Gb. DAL PIAZ, 1933, 1936 e 1937; A. TOLLMANN, 1963) forma-no dei lembi di ricoprimento sui terreni triassici, però molto più limi-tati della falda di Steinach.

Secondo gli Autori ora citati questi lembi di ricoprimento, e quindi anche il Complesso di Monteneve, rappresentano la diretta prosecuzione verso Sud della falda di Steinach, che in tal modo costituisce una grande digitazione dorsale del ricoprimento austroalpino superiore dell'Oetztal (Gb. DAL PIAZ, 1937). Elementi favorevoli ad una equivalenza fra « fil-lade di Steinach » e micascisti filladici di Monteneve potrebbero essere forniti dal ritrovamento di rocce riferite al Complesso di Monteneve entro la « fillade di Steinach » (G. LANGHEINRICH, 1965).

Più recenti osservazioni, inedite e non definitive, sembrerebbero

tuttavia indicare diversità di caratteri petrografici e di successione stra-tigrafica fra le due serie.

E' da rilevare, ad ogni modo, come, dal punto di vista tettonico tali diversità non precludano la possibilità che falda di Steinach e lembi delle Cime Bianche possano appartenere ad un unico elemento, che avrebbe la sua zona di origine nel « tratto » di Monteneve. Si potrebbero avere, cioè secondo Gb. DAL PIAZ (comunicazione orale) tipiche rocce di Mon-teneve a Sud; facies più o meno tettonizzate nella parte mediata (Cime Bianche di Telves), e, nella falda di Steinach, relitti fillonitici di rocce di Monteneve, eventuali vere filladi quarzifere; in Austria, infine, conglo-merati e scisti a piante del Carbonifero superiore.

Altre ricerche saranno tuttavia necessarie per stabilire la validità di tale ipotesi.

ZONA DI MATTREI (P. BAGGIO, C. FRIZ, G. MEZZACASA).

Il limite inferiore del sistema austroalpino è rappresentato dalla complicata *zona a scaglie di Matrei*. Essa corrisponde ad un grande orizzonte di movimento fra Austridi e Pennidi, costituito da una alter-nanza di lame tettoniche, non molto potenti e di spessore variabile, con-cordanti con la scistosità generale. In questa successione tettonica si osservano, alternati a tipi litologici sicuramente attribuibili alla serie me-sozoica altopennidica (calcescisti con ofioliti, filladi sericitiche carbo-niose), micascisti filladici granatiferi e micascisti gneissici muscovitici con caratteristiche petrografiche del tutto simili a rocce analoghe dell'Au-stroalpino e in particolare del Complesso di Monteneve (C. FRIZ, 1967). A completare il quadro compaiono inoltre scaglie di marmi, di dolomie e di quarziti bianche attribuibili indifferentemente sia all'Austroalpino, sia al Pennidico del Greiner-Tux-Gran Veneziano.

VI — MORFOLOGIA

(P. GATTO)

L'area in esame si caratterizza per i considerevoli rilievi orografici, incisi da profondi e stretti solchi vallivi che, presso la confluenza delle valli maggiori, si aprono in ampie conche, fortemente alluvionate (conche di Vipiteno, di Merano e parzialmente di S. Leonardo e di Colle Isarco).

Le valli principali sono quelle di Fleres, di Ridanna, di Racines e di Giovo, confluenti nell'alta Valle Isarco, quelle di Valdurna e di Pennes (convergenti nella Val Sarentino) ed infine la Val Passiria (con le ramificazioni di Plan e di Valtina) tributaria della Valle dell'Adige, di cui un breve tratto compare al margine meridionale del foglio.

E' interessante rilevare come i principali elementi morfologici di questa parte del territorio altoatesino siano spesso strettamente connessi con la natura litologica delle formazioni rocciose che costituiscono i rilievi e soprattutto con i lineamenti strutturali più importanti.

I grandiosi esempi osservabili nel territorio dell'adiacente Foglio « Bressanone » non si continuano qui con analoga intensità; tuttavia appare evidente come i maggiori solchi vallivi seguano, anche se non in modo rigoroso, un andamento subparallelo ai lineamenti tettonici prevalenti. Fra i numerosi casi di forme vallive subordinate allo sviluppo delle linee di dislocazione o di contatto meccanico, si cita il classico esempio dell'alta Valle dell'Isarco, a Nord di Vipiteno, impostatasi tra le formazioni austroalpine e quelle pennidiche, e ancora l'alta Valle di Pennes tra il complesso delle filladi di Bressanone ed il granito di Ivigna.

La stessa disposizione dei piani di scistosità delle formazioni ha subordinato nella maggioranza dei casi l'acclività dei versanti, dando luogo sovente a profili vallivi asimmetrici (valli di Plan, di Fleres, di Ridanna, ecc.). Ma ancora più vistosa è la frequente disposizione dissimmetrica degli affluenti delle valli maggiori; quasi di regola sono ben sviluppate e numerose solo le valli affluenti provenienti da Sud e da Sud-Est (B. CASTIGLIONI, 1930).

Anche la diversa natura litologica delle formazioni rocciose ha influenzato, meno marcatamente ma pur sempre in modo significativo, il paesaggio (morfogenesi selettiva). Sensibile è così il contrasto tra i territori ove predominano le metamorfite sudalpine (filladi e paragneiss filladici), notoriamente ad elevata degradabilità e caratterizzanti un paesaggio a forme morbide con ampie valli, e le aree di dominio delle rocce granitiche o gneissiche, a predominante composizione quarzosa, ove si esplicano le forme massicce e talora aspre, spesso con gole strette e profonde.

Inoltre, in corrispondenza delle formazioni dolomitiche e calcareo-dolomitiche, che affiorano normalmente in lembi isolati (Corno Bianco, L'Altissima, Cime Bianche di Telves, ecc.) o in potenti ed estese formazioni (zona del Tribulaun e di S. Martino di Monteneve), non mancano le forme tormentate, torrioni, creste, cenge e pareti strapiombanti, che ricordano molto da vicino il caratteristico paesaggio della regione dolomitica.

In quest'ultimo caso la morfogenesi selettiva si sviluppa anche nel dettaglio; ad esempio il livello di argilloscisti raibliani, compreso tra la dolomia di Wetterstein e la dolomia norica, risulta spesso estremamente degradato ed eroso tanto da originare un continuo solco-cengia, ben evidente sulle pareti rocciose verticali, ove esso affiora.

Le caratteristiche morfologiche prevalenti rivelano inoltre chiaramente gli effetti di erosione e di accumulo dei ghiacciai e dei corsi d'acqua.

In particolare, al modellamento delle forme del rilievo contribuì in modo determinante il glacialismo, di cui le più recenti fasi hanno lasciato significative testimonianze. Circhi glaciali tipici di alta quota, creste di

circo, sezioni vallive ad U, valli secondarie sospese, rocce a dorso di montone levigate e con striature superficiali, estesi e talora potenti depositi morenici, soprattutto nei fondovalle, dimostrano le intense vicende di esarazione e deposito glaciale, svoltesi in questa regione.

R. v. KLEBELSBERG (1920) ritiene che le forme del rilievo più antiche si possano riconoscere in taluni resti di elevate superfici, di cui sono testimoni i pianori intorno ai 2000 metri nelle zone del Brennero, di Monte Cavallo, dei Passi del Giovo e di Pennes, ecc. ed i vari terrazzamenti ben identificabili a quote diverse.

L'antico rilievo doveva essere modellato da ampie e poco accentuate incisioni vallive, ad andamento grosso modo parallelo a quello odierno, le quali solo in seguito, con fasi distinte successive, subirono un sensibile approfondimento ad opera dei corsi d'acqua e dei ghiacciai.

Il profilo longitudinale delle valli e le terrazze orografiche laterali non sono da imputarsi esclusivamente alle azioni erosive dei ghiacciai, ma, come già accennato, alle diverse condizioni litologiche o, più in generale, alle diverse fasi di modellamento fluviale.

Il sensibile approfondimento delle valli principali determinò un ringiovanimento solo parziale dei corsi d'acqua laterali, che ora confluiscono spesso nelle aste principali da ripide valli, sovente sospese.

Un contributo sostanziale al modellamento del paesaggio di fondovalle è dato dalle conoidi di deiezione, che assumono aspetti grandiosi solo lungo il corso dell'Adige, presso Parcines e Tel, e nella zona di Maia Alta presso Merano, su cui sorge un vasto quartiere residenziale; altri begli esempi, anche se più limitati, si possono osservare lungo la bassa Val Passiria e la Valle di Pennes.

I terreni quaternari, oltre a mascherare e addolcire le primitive linee morfologiche, hanno offerto facile presa all'azione erosiva dei corsi d'acqua. L'estesa diffusione dei depositi quaternari, soprattutto lungo i versanti di bassa quota ed i fondovalle, costituisce il principale motivo di sviluppo dei fenomeni di degradazione accelerata, che anche in occasione delle recenti alluvioni hanno movimentato la morfologia ed il paesaggio di fondovalle.

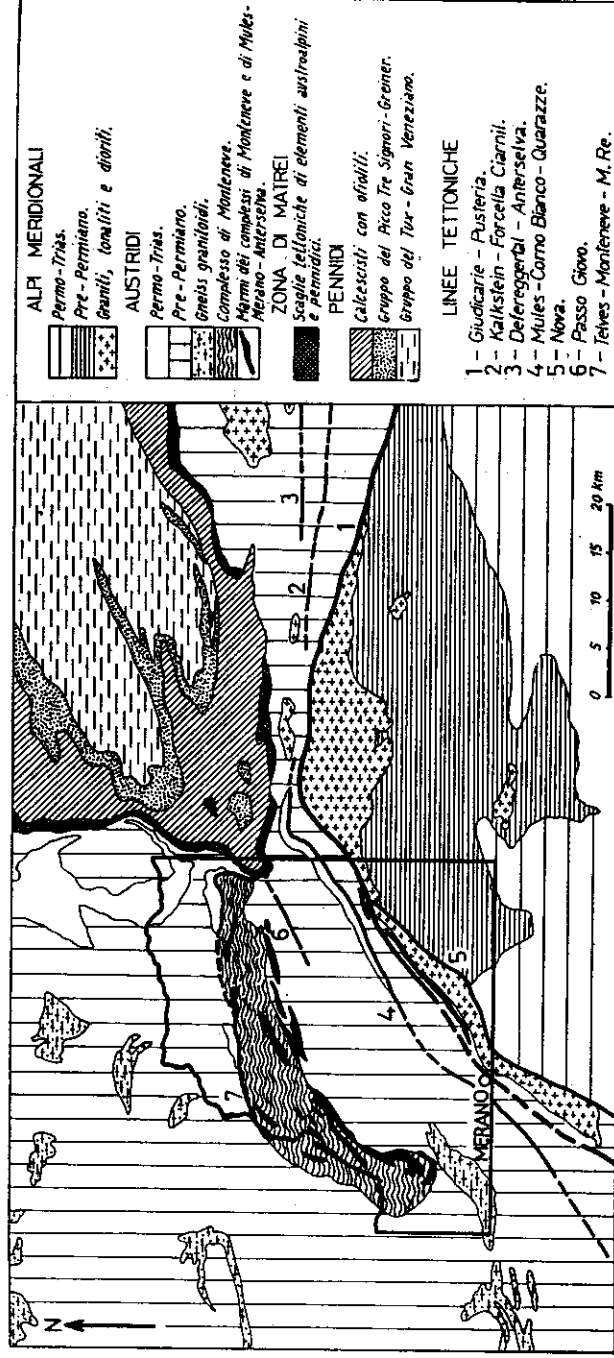
L'idrografia del territorio in esame è caratterizzata da tre sistemi principali di deflusso delle acque: due meridionali, appartenenti alle aste del T. Passirio e del T. Talvera, ed uno settentrionale, con le aste minori dei torrenti Ridanna, Racines, Giovo e Fleres, tutti confluenti nel fiume Isarco.

Per quanto concerne gli afflussi, si nota come questi siano in stretta connessione con le condizioni climatiche regionali. Infatti, in generale, l'alta Val Passiria e l'alto bacino dell'Isarco si distinguono per le intense precipitazioni medie annuali (tra i 900 ed i 1500 mm nel 1966), in contrasto con quelle del vicino bacino della Val Venosta, dove si registrano medie annuali sensibilmente più basse (600-900 mm). B. CASTIGLIONI (1930 a e b) faceva osservare come ciò fosse in stretta dipendenza con la particolare orografia locale; infatti la Val Venosta si sviluppa tra due alte catene montuose, con andamento Est-Ovest, le quali limitano l'afflusso di correnti d'aria umida sia da Sud che da Nord.

In particolare, nell'ambito del foglio Merano, lo spartiacque tra il bacino del T. Passirio e quello più settentrionale dell'Isarco, costituisce un limite naturale tra due province climatiche spiccatamente diverse. È noto che al clima mite della conca di Merano e delle vallate vicine, si contrappongono le rigidissime temperature invernali del settore Nord ed in particolare della Val Ridanna (Stazione termometrica di Ridanna, a 2350 m di altitudine), dove si localizza uno dei poli del freddo dell'arco alpino. Tutto ciò è ben messo in luce dal confronto delle medie termometriche annuali (« Annali Idrologici del Magistrato alle Acque di Venezia », 1966).

Anche le precipitazioni caratterizzano i due bacini, con indici (medie annue) nettamente elevati per il bacino dell'Isarco; in particolare il rapporto delle precipitazioni nevose risulta di 2 a 3 a favore delle zone più settentrionali (v. tabelle delle precipitazioni degli « Annali Idrologici del Magistrato alle Acque di Venezia », 1966).

Ma non tanto le ragioni climatiche sopra esposte quanto piuttosto la situazione orografica ci spiega la distribuzione dei ghiacciai, che sul versante italiano sono assai estesi solo alla testata delle valli di Ridanna e



Tav. I — Schema strutturale dell'Alto Adige orientale e regioni limitrofe. (Tratto da DAL PIAZ [1934], HAMMER [1929], SCHMIDEGG [1933] e VETTERS [1933], con locali aggiornamenti).

tutte le rocce del basamento, le nuove ricerche hanno permesso di riconoscere anche la locale presenza di cloritoide, la cui comparsa è legata al chimismo dei sedimenti originari (A. GREGNANIN e F. P. SASSI, 1967).

L'abbondanza, entro al basamento, di prodotti metamorfici di originarie vulcaniti o di sedimenti clastici derivati dal disfacimento di vulcaniti (porfiroidi *l.s.*) ha consentito di ipotizzare l'esistenza di una « piattaforma porfirica » pre-ercinica (F. P. SASSI e G. ZIRPOLI, 1968).

L'assetto strutturale di questo complesso è sostanzialmente suborizzontale, ma nelle parti più occidentali si inclina assumendo immersione verso occidentale.

Secondo F. P. SASSI (in Note Illustrative del Foglio « Bressanone », 1969) le filladi ed i paragneiss affioranti nell'ambito del Foglio « Merano » rappresentano la parte più metamorfica (e verosimilmente più antica) del basamento cristallino delle Alpi Meridionali in Alto Adige e nel Cadore; scisti a più basso grado metamorfico affiorerebbero nelle regioni più orientali (Foglio « Marmolada », « Comelico », ecc.) e il limite di separazione dalle prime sarebbe contrassegnato da un livello di metamorfiti arenacee scarsamente ricristallizzate (F. P. SASSI, 1968a).

Al limite nord-occidentale del complesso metamorfico sud-alpino affiora la massa granitico-granodioritica di Ivigna (Iffinger), di probabile età ercinica; essa si collega direttamente ad oriente (Foglio « Bressanone ») con il Massiccio di Bressanone (Brixen) e si continua verso occidente nel massiccio di M. Croce (Kreuzberg) (Foglio « Bolzano ») assumendo una forma decisamente allungata da NE a SW. Il contatto primario con le filladi è solo localmente conservato (presso Aste [Asten] nell'alta Val di Pennes), ma anche altrove in vicinanza della massa intrusiva le filladi appaiono trasformate in scisti cornubianitici.

La copertura vulcanico-sedimentaria che sovrasta il complesso metamorfico sudalpino affiora, nel nostro territorio, in Val di Nova (Naif) ad oriente di Merano, ed all'estremo angolo Sud Est del foglio. Essa è limitata nel suo sviluppo seriale. Infatti non sono stati individuati quei depositi conglomeratici basali che nelle aree dei fogli contigui contrassegnano la discordanza ercinica. I terreni più antichi sono qui dei conglò-

Fleres, ove fa spicco quello di Malavalle con 870 ha di superficie. A Sud viceversa, solo presso il massiccio dell'Altissima, sono distribuiti alcuni modesti ghiacciai, annidati in limitati circhi pensili o su versanti d'alta quota poco ripidi, ormai in rapida riduzione e per lo più classificabili come nevai. Essi rappresentano i relitti molto modesti di un più vasto glacialismo regionale meglio conservato sul vicino versante austriaco delle Alpi Venoste, nel quale sono molto estese le superfici atte a favorire l'accumulazione nevosa.

Quanto sopraddetto distingue in gran parte i regimi dei corsi d'acqua appartenenti al bacino dell'Isarco ed a quello del Passirio. I deflussi sono caratterizzati in genere da magre invernali (con minimi in febbraio) e piene estive (massimi in agosto). Si tratta quindi di corsi a regime per lo più nivale ed in parte anche glaciale per i deflussi dei torrenti Fleres e Ridanna, mentre i torrenti degli altri bacini possiedono un regime a carattere prevalentemente pluviale.

VII — GEOLOGIA APPLICATA

(P. OMENETTO)

GIACIMENTI MINERARI E CAVE

L'attività mineraria nel territorio del Foglio « Merano » non è attualmente fra le più intense: la sola miniera di zinco e piombo di Monteneve (Schneeberg) in Val Passiria ha mantenuto una costante produzione fino ad oggi, mentre è recente la riapertura della miniera di fluorite di Corvara (Rabenstein) in Val Sarentino. Anche l'estrazione in cava di materiali litoidi riveste importanza del tutto locale. Nondimeno, frequenti sono state nel passato, remoto e recente, le ricerche per minerali metallici e non metallici, seguite assai spesso da un intenso sfruttamento: riteniamo quindi opportuno accennarne brevemente in queste note.

GIACIMENTI MINERARI

Le manifestazioni metallifere si rinvennero entro i seguenti complessi rocciosi:

a) *Fillade quarzifera di Bressanone*: la manifestazione più importante è stata e rimane a tutt'oggi il filone di *fluorite a solfuri di Corvara (Rabenstein)* in Val Sarentino (S. MORGANTE, 1940). Fu coltivata per la galena, poi per la fluorite, anche grazie ai bellissimi, limpidi cristalli che vennero utilizzati nell'industria ottica. Si tratta di un filone a direzione prevalente ENE, lungo circa 1 Km, con potenza variabile da

pochi centimetri a 4 m. All'estremità SW viene interrotto da una faglia. E' incassato in micascisti, migmatiti, paragneiss ed in una roccia eruttiva a carattere aplitico. E' traversato a sua volta da alcuni filoncelli basici. Minerale fondamentale è la fluorite, accompagnata da galena, blenda, quarzo, calcite, dolomite con accessori baritina, calcopirite, pirite, wulfenite, smithsonite, idrozincite e cerussite. Geneticamente, il giacimento viene messo in rapporto con l'intrusione del massiccio di Ivigna. La miniera, sfruttata sin dal 1877 con alterne vicende, si articolava su alcuni livelli — di cui il principale è la galleria di carreggio Rosa (q. 1249) — collegati da fornelli e da un pozzo. Attualmente sono in corso ricerche per accertare la prosecuzione del filone verso SW, oltre la faglia (G. DESSAU e G. PERNA, 1966).

Altre manifestazioni filoniane nella formazione filladica, alcune delle quali hanno avuto nel passato una certa importanza, sono quelle di *Seeberg* (L. BRIGO, 1968), di *M. Catino* e di *Maso del Nido* (L. BRIGO, 1966).

La miniera di *Monte del Lago* (Seeberg) si trova ubicata, circa al margine SE del foglio, a q. 2050, presso il Lago Nero. Si tratta di una mineralizzazione filoniana a direzione ENE, discordante entro le metamorfiti incassanti, e precisamente di una breccia filladica, mineralizzata a blenda, galena e minerali d'argento (tetraedrite, polibasite, pirargirite), in ganga quarzosa. Accessori sono arsenopirite, calcopirite, pirrotina, jamesonite, boulangerite, magnetite ed ematite. Il giacimento, geneticamente legato alla massa dioritica di Chiusa, fu coltivato per Pb ed Ag, essenzialmente fra la metà del XVII e la fine del XVIII secolo.

Anche sul versante Nord del M. Catino esistono tracce di gallerie e coltivazioni per piombo e rame, così come è conosciuta un'antica attività a Nord di Seeberg, nella zona del Rio delle Laste, sul versante sinistro della Valdurna.

Di carattere diverso è invece la mineralizzazione che affiora in località Maso del Nido, nella bassa Val di Pennes (L. BRIGO, 1966). Il corpo minerario è di tipo filoniano, concordante con le rocce incassanti: si è formato in corrispondenza di una piccola linea di scorrimento, con

fenomeni più tardivi di *boudinage*. Si tratta di una mineralizzazione con carattere da pneumatolitico (silicati tipomorfi, magnetite, ematite, molibdenite) a cata-mesotermale (blenda di alta temperatura, calcopirite, galena, seguite da abbondante pirrotina, arsenopirite, cobaltina, galena argentifera). L. BRIGO prospetta l'ipotesi di un legame genetico di tale mineralizzazione con le « porfiriti quarzoso-micacee » del M. Focolare, ritenute prepermiane. Nella zona del M. Focolare esistono, secondo A. LUN (1933), anche manifestazioni a siderite, galena e calcopirite.

b) *Massa intrusiva di Ivigna-Bressanone*: segnaliamo solo una vecchia attività per il piombo e zinco in località Allfreit (Alfreit secondo A. LUN, 1933) sul versante destro della Val di Nova.

c) *Complesso della zona Merano-Mules-Anterselva e delle Breonie*: segnaliamo anzitutto l'estrazione, avvenuta sino alla fine della seconda guerra mondiale, di *berillo* in roccia pegmatitica (a giacitura filoniana secondo A. SCHERILLO, 1934) nella valle del Rio Masul, affluente di sinistra del Passirio. Secondo A. SCHERILLO, uno solo dei filoni era effettivamente ricco in berillo (2-3% della massa) e si poteva seguire verso Sud per qualche centinaio di metri, con una potenza di 9 m. Il berillo ha colore verdazzurro, non è trasparente ed è accompagnato da quarzo, feldspato, biotite, granato e muscovite (anche quest'ultima oggetto di sfruttamento). Le dimensioni dei cristalli sono notevoli, con un diametro massimo di 10-15 cm ed una lunghezza che può superare i 20 cm.

Si può citare inoltre la presenza, entro i paragneiss di questo complesso, di piccole manifestazioni a Pb-Zn nelle località Giovo e Valtina.

Nelle metamorfiti di questo complesso si trova il più importante giacimento della zona: il giacimento piombo-zincifero di *S. Martino di Monteneve* (*Schneeberg*) in alta Val Passiria. Ubicata ad alta quota (m 2360) la miniera (attualmente gestita dall'AMMI) è collegata con l'impianto di trattamento a Masseria di Val Ridanna (q. 1400) mediante una teleferica di 8,5 Km. Il sottosuolo consiste di numerosi livelli, collegati fra loro da discenderie, fornelli e piani inclinati. Attualmente è stata aperta una nuova galleria di carreggio (Poschauer-Carlo, q. 2000).

Il giacimento è stato studiato in dettaglio da L. BRIGO (1965). I corpi minerali, di forma filoniana, ed interessati da una tettonica assai complicata, si distinguono in base alla giacitura in filone *tetto* (direzione ENE, 30° a NNW), filone *letto* (direzione NNE, 40° a WNW) e filone *incrociatore* (di raccordo, direzione E-W, 60 ÷ 90° a N). Esistono anche alcuni filoni secondari. La mineralizzazione è costituita essenzialmente da blenda marmatitica, alquanto cadmifera (0,40-0,50% di Cd) e manganeseifera. Altri solfuri importanti sono pirrotina, calcopirite, galena argentifera (0,09-0,085% di Ag) con inclusi di solfosali, arsenopirite; fra gli ossidi, ilmenite e magnetite. Minerali di « ganga » sono quarzo, carbonati, anfiboli (tremolite), granati e miche. I tenori medi del grezzo risultano di 6,60% in Zn e di 1,20% in Pb. Per quanto concerne la classificazione, L. BRIGO definisce Monteneve un giacimento premetamorfico, peri-apomagmatico, da pneumatolitico a catatermale, interessato da un metamorfismo regionale. H. FÖRSTER, dopo aver definito il giacimento come costituito da filoni epigenetici non metamorfosati (1963), formula nel suo ultimo lavoro (1966) due ipotesi: o il giacimento è filoniano catatermale di età prealpina e non è stato interessato sostanzialmente dal metamorfismo post-triassico, oppure è di origine esalativo-sedimentaria ed è stato coinvolto negli eventi tettonici pre-ercinici, ricristallizzando completamente alla fine del metamorfismo regionale prealpino.

Nella stessa formazione in cui si trovano le mineralizzazioni di Monteneve, sono stati sfruttati, forse sin dai tempi romani, i giacimenti a zinco, piombo argentifero e ferro della *Val di Fleres*. I lavori si estendono in senso E-W per 8 km, dal fondovalle sino a quote superiori a 2500 m. La mineralizzazione è di tipo « filoniano » come a Monteneve: si tratterebbe di quattro corpi minerali, la cui continuità è interrotta e complicata da intensi fenomeni tettonici. Ricerche vengono attualmente condotte dall'AMNI nelle zone della Galleria della Volpe e Federnest.

Chiudiamo questa breve rassegna delle mineralizzazioni, segnalando le *manifestazioni uranifere* che si rinvencono entro le vulcaniti atesine [ignimbriti riolitiche superiori (ρ^w)], fra le quote 1500 e 1650, nella zona di Rio Sinigo (Altipiano di Avelengo), poco lontano dal Rifugio

Parete Rossa. Si tratta di piccole lenti di roccia ignimbrítica, leggermente decolorate rispetto alla massa principale, contenenti un minerale di uranio definito con formula dubitativa metatorbenite, cui si associano in sottordine ematite, pirite, galena e rarissima uraninite. Sempre nella stessa zona, ma nelle arenarie di Val Gardena, sono state segnalate anomalie radioattive nelle località Parete Rossa e M. Grava (G. P. GIANNOTTI e C. TEDESCO, 1964).

C A V E

Nelle formazioni carbonatiche metamorfiche si aprono alcune cave, delle quali le più importanti sono le seguenti:

- 1) cava « Quadrato » nei marmi calcarei del Complesso Merano-Mules-Anterselva, situata presso Merano (granulati);
- 2) cave « Sasso Mareta Nord », « Pratone » e « Valletina » nei marmi bianchi leggermente venati, talora rosei della Val Racines, posti in sinclinale nei micascisti argentei (m) appartenenti al Complesso Merano-Mules-Anterselva (vengono usati a scopo ornamentale);
- 3) alcune cave nelle dolomie triassiche milonitizzate presso Colle Isarco, e — per inerti — nei detriti di falda delle stesse dolomie, nella zona di Val di Fleres.

Per pietrisco vennero anche sfruttati i filoni di « tellite » presso Merano.

Segnaliamo infine, oltre alla già ricordata attività estrattiva del berillo di Rio Masul, lo sfruttamento, durante la seconda guerra mondiale, dei *granati* in grossi cristalli in Val Passiria (abrasivi); l'estrazione di *mica* di tipo muscovitico in Valgiovio (località S. Antonio e Casateia); e un giacimento di *torba*, ormai giunto a termine di coltivazione, presso Vipiteno.

Il territorio in esame è costituito prevalentemente da rocce scistosocristalline, che, in generale, si devono ritenere impermeabili; permeabili per fessurazione (o a permeabilità variabile) si possono considerare le formazioni calcareo-dolomitiche permio-eotriassiche del Tribulaun, delle Cime Bianche di Telves, delle Cime Bianche di Montenevoso, del Corno Bianco, ecc. e, localmente, anche quelle gneissiche della serie di Mules-Merano e granodioritiche delle masse intrusive di Ivigna-Bressanone.

Tutte le rocce che affiorano nel foglio, e quindi anche le metamorfiti, se fortemente tettonizzate, possono divenire permeabili in grande; si ricorda a tal proposito che le superfici di scorrimento, che dividono le grandi unità tettoniche delle Alpi Orientali, talora costituiscono per le acque importanti vie di adduzione profonda, lungo le quali si sono impostate alcune ben note sorgenti, talora mineralizzate e termali (ad esempio, quelle di Terme del Brennero).

Soltanto i materiali di copertura, ossia i depositi alluvionali di fondovalle, le conoidi detritiche e di deiezione, le falde di detrito, gli accumuli di frana e parte dei materiali morenici, presentano una permeabilità per porosità in grande; esse favoriscono conseguentemente l'infiltrazione delle acque di superficie e possono essere talora sede di cospicui serbatoi naturali sotterranei.

Nelle potenti coltri alluvionali di fondovalle, ove siano definiti più orizzonti a granulometria diversa, si possono rinvenire insediate più falde sovrapposte od anche sospese. Fra i materiali incoerenti quelli eluviali, che ricoprono le formazioni filladiche, ed i depositi limosi delle morene di fondo risultano scarsamente permeabili all'infiltrazione meteorica per l'elevata frazione argillosa che essi contengono; la presenza di questi materiali in aree morfologicamente poco acclivi, determina spesso il ristagno delle acque di ruscellamento con conseguenti impaludamenti dei terreni.

In considerazione di quanto ora esposto, si viene a configurare un quadro idrogeologico alquanto irregolare, con accentramenti di cospicue

riserve idriche sotterranee là dove si estendono, con notevoli potenze, i materassi alluvionali intravallivi e soprattutto in corrispondenza delle aree in cui convergono i principali corsi d'acqua (conca di Vipiteno, di Merano, ecc.).

Pertanto la natura prevalentemente cristallina delle formazioni rociose e la limitata permeabilità delle stesse coperture eluviali portano come conseguenza ad un grande sviluppo della rete idrografica di superficie. In particolare le acque selvagge non assorbite dai terreni e costrette a divagare in superficie, operano una capillare irrigazione naturale dei terreni, favorendo soprattutto le colture prative.

Numerose e ricche sono le sorgenti, le quali si trovano per lo più a tutte le quote, distribuite lungo i versanti delle valli. Si tratta in genere di sorgenti di contatto, di trabocco, di fessura e di emergenza. Queste ultime in particolare presentano regimi assai variabili, in stretta connessione con le precipitazioni meteoriche, quando si trovano ubicate sui versanti, e, al contrario di quelle situate lungo i fondovalle (sorgenti di terrazzo, ecc.), appaiono più regolari, essendo normalmente collegate a vasti serbatoi naturali sotterranei.

Le sorgenti di fessura, per lo più ad alimentazione profonda, sono caratterizzate da regimi costanti, da una grande ricchezza d'acqua e da un elevato grado di purezza, in quanto sono spesso alimentate da un bacino idrogeologico di grandi proporzioni, che raccoglie anche le acque di fusione dei ghiacciai e dei nevai perenni.

Le sorgenti di contatto e di trabocco, emungendo acqua da piccole falde contenute nelle coltri moreniche e detritiche, presentano portate molto irregolari e sono soggette facilmente agli inquinamenti.

Nell'area del Foglio « Merano » si trovano delle sorgenti minerali, alcune delle quali sono in parte sfruttate industrialmente. Di queste sorgenti furono effettuati in passato degli studi e delle analisi chimiche da vari studiosi.

Tra di esse si ricordano: la sorgente minerale dei bagni di Verdins

(Scena), dalla quale sgorgano acque ricche in calcio, magnesio, ferro, e sono leggermente radioattive (0,93 U.M.) (v. Tab. 1).

La sorgente intermittente dei Bagni di Egardo (Percil), che scaturisce dai micascisti, risulta attiva nel periodo compreso tra giugno e settembre. Si tratta di acque contenenti acido carbonico, acido solfidrico, solfato di magnesio e solfato ferroso e con radioattività elevata (3,3 U.M.) (v. Tab. 2).

La sorgente dei Bagni della Cascata (S. Leonardo in Passiria) scaturisce in prossimità della strada che porta al Passo del Giovo. Le sue acque risultano ricche di carbonato di ferro, cloruro di sodio e solfati; è caratterizzata da una certa radioattività (2,5 U.M.) (v. Tab. 3).

Infine la sorgente Tivoli, per le acque della quale furono condotte delle analisi chimiche da BRAGAGNOLO-CARRETTA, i cui risultati sono illustrati nella Tab. 4.

Data di presentazione del manoscritto: 30 gennaio 1971.

Ultime bozze restituite il: 1° dicembre 1971.

CARATTERI GENERALI

Acqua limpida, incolore, di sapore stitico

VALUTAZIONI CHIMICHE DIVERSE

Residuo fisso a 110° C	= gr 0,1244 p. l. }	a 15°C
Residuo fisso a 180° C	= » 0,1188 » » }	
Residuo fisso al rosso scuro	= » 0,0996 » » }	
Durezza in grandi francesi	= 9	
Ammoniaca	assente	
Nitriti	assenti	
Nitrati	assenti	
Idrogeno solforato	assente	

DETERMINAZIONI CHIMICO-FISICHE

Temperatura dell'acqua alla sorgente	= 10,0° C
Temperatura dell'aria ambiente	= 16,8° C
Densità $D_{20}^{20} = 1,00152$	$D_{20}^{20} = 0,99868$
Abbassamento crioscopico	$\Delta T = 0,0096$
Conducibilità elettrica specifica	$K_{25} = 0,164 \cdot 10^{-2}$
Attività degli ioni idrogenici	pH = 6,7

RADIOATTIVITÀ

Unità Mache per litro = 1

GAS DISCIOLTI

Gas disciolti in un litro d'acqua alla temperatura della sorgente e ridotti a 0° e 760 mm:	
Anidride carbonica	cm ³ 2,92
Ossigeno	» 4,67
Azoto	» 14,60
<i>Totale</i>	cm ³ 22,19

SOSTANZE DISCIOLTE IN UN LITRO D'ACQUA ESPRESSE IN IONI

I o n i	Grammi p. l.	Millimoli p. l.	Millivalenze p. l.		Coeff. di attività teorico
			Cationi	Anioni	
Ione sodio	0,0135	0,5871	0,5871	—	0,94
» magnesio	0,0039	0,1615	0,3230	—	0,80
» ferro	0,0163	0,4062	0,8125	—	0,79
» calcio	0,0048	0,0860	0,1720	—	0,79
			1,8946		
» cloro	0,0021	0,0591		0,0591	0,94
» solforico	0,0325	0,3382		0,6764	0,79
» idrocarbonico	0,0348	1,1594		1,1594	0,94
				1,8949	
Silice	0,065				

Tab. 1 — Tabella delle analisi chimiche, eseguite da BETTI-BONINO (1933), sulle acque della sorgente dei Bagni di Verdins.

CARATTERI GENERALI

Acqua limpida, incolore, sapore gradevole

VALUTAZIONI CHIMICHE DIVERSE

Residuo fisso a 110° C	= gr 0,2356 p. l.	} a 15° C
Residuo fisso a 180° C	= » 0,2304 » »	
Residuo fisso al rosso scuro	= » 0,1780 » »	
Ammoniaca, nitriti, nitrati	assenti	
Idrogeno solforato	tracce	

DETERMINAZIONI CHIMICO-FISICHE

Temperatura dell'acqua alla sorgente	= 14,6° C
Temperatura dell'aria ambiente	= 22,4° C
Abbassamento crioscopico	$\Delta T = 0,0144$

RADIOATTIVITÀ

Unità Mache per litro = 3,3

SOSTANZE DISCIOLTE IN UN LITRO D'ACQUA ESPRESSE IN IONI

I o n i	Grammi p. l.	Millimoli p. l.	Millivalenze p. l.	
			Cationi	Anioni
Ione sodio	0,0459	1,9986	1,9986	—
» magnesio	0,0031	0,1292	0,2585	—
» calcio	0,0473	1,1824	2,3648	—
			4,6219	
» cloro	0,0035	0,1000		0,1000
» solforico	0,0370	0,3853		0,7706
» idrocarbonico	0,2290	3,7513		3,7513
				4,6219
Silice	0,0138			

Tab. 2 — Tabella delle analisi chimiche, eseguite da BETTI-BONINO (1933), sulle acque della sorgente dei Bagni di Egardo (Percil).

CARATTERI GENERALI

Acqua limpida, incolore, di sapore un po' allappante e ferruginoso

VALUTAZIONI CHIMICHE DIVERSE

Residuo fisso a 110° C	= gr 0,292 p. l.	} a 15° C
Residuo fisso a 180° C	= » 0,281 » »	
Residuo fisso al rosso scuro	= » 0,198 » »	
Ammoniaca	assente	
Nitriti	assenti	
Nitrati	assenti	
Idrogeno solforato	assente	

RADIOATTIVITÀ

Unità Mache per litro. (Presente emanazione di radio) = 2,5

DETERMINAZIONI CHIMICO-FISICHE

Temperatura dell'acqua alla sorgente	= 13° C
Temperatura dell'aria ambiente	= 18°,6 C
Densità $D_{20}^{20} = 1,0020$	$D_{20}^{20} = 0,99916$
Abbassamento crioscopico	$\Delta T = 0,029$
Conducibilità elettrica specifica	$K_{25} = 0,436 \cdot 10^{-3}$
Attività degli ioni idrogenici	pH = 6,5

GAS DISCIOLTI

Gas disciolti in un litro d'acqua alla temperatura della sorgente e ridotti a 0° e 760 mm:

Anidride carbonica	cm ³ 19,9
Ossigeno	» 4,39
Azoto	» 13,00

Totale cm³ 37,29

SOSTANZE DISCIOLTE IN UN LITRO D'ACQUA ESPRESSE IN IONI

I o n i	Grammi p. l.	Millimoli p. l.	Millivalenze p. l.		Coeff. di attività teorico
			Cationi	Anioni	
Ione sodio	0,0233	1,0113	1,0113	—	0,91
» magnesio	0,0089	0,3663	0,7326	—	0,73
» calcio	0,0674	1,6142	3,2284	—	0,71
» ferro	0,0010	0,1785	0,0357	—	0,70
			5,0080		
» cloro	0,0208	0,5859		0,5859	0,72
» solforico	0,0302	0,3144		0,6288	0,70
» idrocarbonico	0,1130	3,7933		3,7933	0,92
				5,0080	
Silice	0,0009				

Tab. 3 — Tabella delle analisi chimiche, eseguite da BETTI-BONINO (1933), sulle acque della sorgente dei Bagni della Cascata (S. Leonardo in Passiria).

CLASSIFICAZIONE SECONDO MAROTTA E SICA

Acqua oligominerale radioattiva

VALUTAZIONI CHIMICHE DIVERSE

Residuo fisso a 110° C	= gr 0,2760 p.l.
Residuo fisso a 180° C	= » 0,2680 » »
Residuo fisso al rosso scuro	= » 0,1998 » »
Ammoniaca, nitriti, nitrati, ecc.	assenti
Ossigeno consumato in soluzione acida secondo Kübel	= gr 0,00040
Durezza totale in gradi francesi	= 20,0
Alcalinità totale, in HCl N/10	= cm ³ 31,6

DETERMINAZIONI CHIMICO-FISICHE

Temperatura dell'acqua alla sorgente	= 13,0°
Temperatura dell'aria esterna	= 20,0°
Densità	D ₂₀ ^m = 0,99816
Indice di rifrazione	n _D = 1,33324
Abbassamento crioscopico	T = 0,018
Pressione osmotica in atmosfera	P = 0,2169
Concentrazione osmotica in millimoli p.l.	C = 9,73
Conducibilità elettrica specifica	K ₂₅ [°] = 0,4388 · 10 ⁻³
Attività degli ioni idrogeno	pH = 7,5
	AH = 3,162 · 10 ⁻⁵

RADIOATTIVITÀ

Unità Mache per litro	= 258,98 U.M. litro
La radioattività è dovuta a un miscuglio di emanazioni di radio, torio e attinio	mm ² 5,67 × 10 ⁻¹⁰

GAS DISCIOLTI

Gas disciolti in un litro d'acqua alla temperatura della sorgente e ridotti a 0° e 760 mm:	
Anidride carbonica	cm ³ 4,03
Ossigeno	» 5,19
Azoto e gas rari	» 14,13
Totale	cm ³ 23,35

RAPPRESENTAZIONE DEI RISULTATI ANALITICI

Ioni	Formula	Grammi p.l.	Millimoli p.l.	Millivalenze per litro	
				Cationi	Anioni
Ione sodio	Na ⁺	0,01280	0,5566	0,5566	—
» potassio	K ⁺	0,00480	0,1228	0,1228	—
» magnesio	Ca ⁺⁺	0,01010	0,4153	0,8306	—
» calcio	Fe ⁺⁺	0,06006	1,4985	2,9970	—
» alluminio	Mg ⁺⁺	0,000003			
» ferro	Al ⁺⁺⁺	0,00028	0,0104	0,0312	
				4,5382	
» cloro	Cl ⁻	0,00383	0,1080		0,1080
» solforico	SO ₄ ⁻	0,05952	0,6196		1,2392
» idrocarbonico	HCO ₃ ⁻	0,19450	3,1882		3,1882
					4,5354
Silice	SiO ₂	0,01824			

Residuo a 180° - SiO ₂	= gr 0,2498
Residuo calcol. dalla	K ₂₅ = » 0,3012

Tab. 4 — Tabella delle analisi chimiche, eseguite da BRAGAGNOLO - CARRETTA (1960), sulle acque della sorgente Tivoli.

VIII — BIBLIOGRAFIA

ADAMI C., JUSTIN-VISENTIN E., ZANETTIN B. (1964), *Ricerche petrografiche sulle formazioni scistoso-cristalline affioranti fra Val Ridanna e Val Racines (Alto Adige)*. « Rend. Soc. Miner. Ital. », 20, pp. 3-23.

AGTERBERG F.P. (1961), *Tectonics of the Crystalline basement of the Dolomites in North Italy*. « Geol. Ultraiectina », 8, pp. 1-232.

ANDREATTA C. (1935), *Relazione sul rilevamento geologico nell'Alto Adige occidentale*. Ediz. dell'Autore, Soc. Coop. Tip., Padova.

ANDREATTA C. (1937), *Studio petrografico del complesso eruttivo del Monte Croce in Alto Adige*. « Period. Miner. », 8, pp. 311-446.

ANDREATTA C. (1948), *La tettonica « a vortici » nei monti della Val di Sole*. « Rend. Acc. Naz. Lincei », 5, pp. 60-67.

ANDREATTA C. (1954), *La Val di Peio e la catena Vioz-Cevedale*. « Acta Geol. Alp. », Contr. Miner. Petr. Geol., Edit. Soc. Tip. Mareggiani, Bologna.

ANDREATTA C. (1963), *Successione delle attività magmatiche nella grande piattaforma porfirica atesina (opera postuma)*. « Acta Geol. Alpina », 8, pp. 25-79.

BAGGIO P. (1969), *La formazione mesozoica pennidica dei calcescisti con ofioliti delle valli di Vizze, di Fundres e di Valles nell'Alto Adige orientale*. « Mem. Museo Trid. Sc. Nat. », 17, pp. 207-248.

BAGGIO P., DE VECCHI Gp. (1966), *Risultati preliminari di ricerche geologico-petrografiche nella Alta Valle di Vizze (Alto Adige)*. « Studi Trent. Sc. Nat. », 43, pp. 13-24.

BAGGIO P. e altri (1969), *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia. Foglio 1° Passo del Brennero, Foglio 4° « Bressanone »*. « Min. Ind. Comm. Art., Serv. Geol. d'Italia », pp. 7-120.

BAUMANN M. (1967), *Geologische Untersuchungen am Ostende des Schneeberger Zuges zwischen Sterzing und Schmeberg/Passeiertal (Südtirol)*. Riass. Tesi dottorato, Univ. Monaco.

BAUMANN M., HELBIG P., SCHMIDT K. (1967), *Die steilachsige Faltung im Bereich des Gurgler und Venter Tales (Oetztaler Alpen)*. « J. Geol. B. A. », 110, pp. 1-72.

BETTI M., BONINO G.B. (1933), *Le acque minerali dell'Alto Adige e del Trentino. Indagini chimiche e chimico-fisiche. Parte I*. « Mem. R. Acc. d'Italia », cl. sc. ff. mm. nn., p. 5.

BIANCHI A. (1934), *Studi petrografici sull'Alto Adige Orientale e regioni limitrofe*. « Mem. Ist. Geol. Univ. Padova », 10, 1-243.

- BIANCHI A. (1960), *Priorità di osservazioni negli studi geologico-petrografici sugli Alti Tauri e sulle masse intrusive periadriatiche. (A proposito di una recente memoria di F. Karl)*. « Riassunto Rend. Soc. Miner. Ital. », 16, pp. 385-387.
- BIANCHI A., DAL PIAZ Gb. (1937), *Guida alle escursioni*. « Soc. Geol. Ital. », 50ª Riunione estiva, Padova-Adamello-Trentino-Alto Adige, 1-8 settembre 1937, pp. 1-89.
- BIANCHI A., DAL PIAZ Gb. (1939), *La monografia geologico-petrografica sull'Alto Adige Orientale e regioni limitrofe. Relazione dei risultati e aggiornamento critico dei problemi*. « Pet. Miner. Ist. Univ. Roma », 10, pp. 120-189.
- BLACKBURN C. E., SASSI F. P., ZULIAN T. (1968), *Il basamento cristallino di Recoaro: assetto strutturale ed evoluzione tettonico-metamorfica*. « Mem. Acc. Patt. SS. LL. AA. », 81, pp. 5-21.
- BOSELLINI A. (1965), *Lineamenti strutturali delle Alpi Meridionali durante il Permiano-Triassico e alcune considerazioni sui possibili rapporti con la tettonica alpica*. « Mem. Mus. St. Nat. Ven. Trid. », 15, pp. 5-68.
- Bragno G., Bernardi A. (1960), *La conca di Merano e le sue acque*. « Temi », 8, p. 477.
- BRIEGLER D. (1967), *Petrographische Untersuchungen am Penser Weisshorn-Amphibolit (Sarntal, Südtirol)*. « Tsch. Min. Pet. Mitt. », 12, pp. 23-60.
- BRIGO L. (1966), *Su una manifestazione a pirrotina e solfuri misti nella Val di Pennes (Alto Adige)*. « Symp. Int. Giac. Min. delle Alpi », 3, pp. 793-803.
- BRIGO L. (1968), *Il giacimento piombo-argentifero di Monte del Lago (« Seeberg ») nelle Alpi Sarentine orientali*. « Rend. Ist. Lomb., Acc. Sc. Lett. », A, 102, pp. 717-736.
- CASTIGLIONI B. (1930 a), *Ricerche glaciologiche in Alto Adige*. « Atti XI Congresso Geografico Italiano », 2, pp. 113-167.
- CASTIGLIONI B. (1930 b), *Il glacialismo attuale in Alto Adige*. « Atti XI Congresso Geografico Italiano », 2, pp. 107-113.
- CORNELIUS H. P. (1949), *Die Herkunft der Magmen nach Stille vom Staudpunkt der Alpengeologie*. « Sitzber. Oest. Ak. Wiss. nat. Kl. », 158.
- CORNELIUS-FURLANI M. (1919), *Studien über die Triaszone im Hochpustertal, Eisack u. Penserthal in Tirol*. « Denksch. der Ak. d. Wiss. », 97, pp. 33-54.
- CORNELIUS H. P., CORNELIUS-FURLANI M. (1930), *Die Insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonalepass*. « Denk. Ak. Wien math.-nat. », 102, pp. 207-301.
- DAL PIAZ Gb. (1930), *Ricerche geomorfologiche nell'Alto Adige orientale*. « St. Trent. Sc. Nat. », 11, pp. 195-219.
- DAL PIAZ Gb. (1931), *Sull'andamento delle linee di dislocazione che accompagnano i massicci intrusivi di M. Croce, Ivigna e Bressanone, nell'Alto Adige*. « Rend. R. Acc. Naz. Lincei », 14, pp. 310-312.
- DAL PIAZ Gb. (1932), *Scoperta degli avanzi di un rettile (lacertide) nei tufi compresi entro i porfidi quarziferi permiani del Trentino*. « Atti Soc. It. Progr. Scienze », 2, pp. 280-281.
- DAL PIAZ Gb. (1933), *Sui rapporti geologici che intercedono fra la serie delle Cime Bianche di Telve e il complesso del Tribulaun nella regione del Brennero*. « Atti Acc. Sc. Ven. Trentino-Istria », 24, pp. 9-20.
- DAL PIAZ Gb. (1934), *Studi geologici sull'Alto Adige orientale e regioni limitrofe*. « Mem. Ist. Geol. Univ. Padova », 10, pp. 1-242.
- DAL PIAZ Gb. (1936 a), *La struttura geologica delle Austridi. Nota I. Il sistema austro-alpino lungo il bordo occidentale della « finestra dei Tauri »*. « Att. R. Ist. Ven. SS.LL.AA. », 95, pp. 353-367.
- DAL PIAZ Gb. (1936 b), *La struttura geologica delle Austridi. Nota II. Il sistema austro-alpino a Sud della finestra tettonica degli Alti Tauri*. « Rend. R. Acc. Naz. Lincei », 23, pp. 269-273.
- DAL PIAZ Gb. (1936 c), *La struttura geologica delle Austridi. Nota III. Il sistema austro-alpino nelle Alpi Breonie e Venoste e nel massiccio dell'Ortles. Nuovo schema tettonico delle Austridi della Venezia Tridentina e del Tirolo orientale*. « Atti R. Acc. Sc. Torino », 71, pp. 1-29.
- DAL PIAZ Gb. (1937 a), *La struttura geologica delle Austridi. Nota V. Ancora sul sistema austro-alpino delle Alpi Orientali*. « Rend. R. Acc. Naz. Lincei », 25, pp. 392-398.
- DAL PIAZ Gb. (1937 b), *Relazione sulla tettonica delle Austridi nella Venezia Tridentina. Osservazioni di J. Cadisch, H.P. Cornelius, A. Sireckisen*. « Studi Trent. Sc. Nat. », 3, pp. 105-152.
- DAL PIAZ Gb. (1939), *La discordanza ercinica nella zona penninica e le sue conseguenze nei riguardi della storia geologica delle Alpi*. « Boll. Soc. Ital. », 58, pp. 105-152.
- DAL PIAZ Gb. (1942 a), *Geologia della bassa Valle d'Ultimo e del Massiccio Granitico di Monte Croce*. « Mem. Mus. St. Nat. Venezia Trid. », 10, pp. 177-360.
- DAL PIAZ Gb. (1942 b), *Geologia della bassa Valle d'Ultimo e del Massiccio Granitico di Monte Croce. Considerazioni sull'età e la giacitura delle masse intrusive periadriatiche e sulla tettonica del bacino dell'Adige*. « Mem. Museo St. Nat. Venezia Trid. », 5, pp. 1-184.
- DAL PIAZ Gb. (1945), *La genesi delle Alpi*. « Atti R. Ist. Ven. SS.LL.AA. », 104, pp. 467-498.
- DAL PIAZ Gb. (1965), *Meditazioni geologiche sul « Cristallino antico » delle Alpi*. « Atti e Rassegna della Soc. degli Ingegneri e degli Architetti in Torino », 19/12, pp. 573-576.
- D'AMICO C., GHEZZO C. (1963), *La sequenza delle vulcaniti permiane nell'area meridionale del sistema atesino*. « Min. Petr. Acta », 9, pp. 289-306.
- DESSAU G., PERNA G. (1966), *Le mineralizzazioni a galena e blenda del Trentino-Alto Adige e loro contenuto in elementi accessori*. « Symp. Int. Giac. Min. Alpi », 8, pp. 587-687.
- DE VECCHI Gp., PICCIRILLO E. M. (1968), *Le ofioliti mesozoiche associate ai calcescisti negli Alti Tauri sud-occidentali (Valli di Vizze e di Fundres - Alto Adige). Studio chimico-petrografico*. « Mem. Mus. Trid. Sc. Nat. », 24, pp. 99-152.
- DÜNNER H. (1934), *Zur Geologie des Tauernwestende am Brenner*. Inaug. Dissert. Univevers. Zürich.
- EXNER C. (1964), *La Géologie de l'Autriche*. Sonderdruck aus den Erläuterungen zur Geologischen und für Lagerstätten-Karte von Osterreich.
- FENTI V. (1969), *Studio geologico-petrografico del versante sinistro della Val di Fleres, con particolare riguardo al Basamento Cristallino*. Tesi di laurea inedita, Univ. di Padova.

- FÖRSTER H. (1963), *Die Blei-Zinkerzlagertstätte Schneeberg in Südtirol*. « Institut für Mineralogie und Lagerstättenkunde der TH Aachen », pp. 1-126.
- FÖRSTER H. (1966 a), *Ein Beitrag zur Geologie des Lagerstätten-Bezirks Schneeberg-Gossensass in Südtirol*. « N. Jb. Geol. Pal. Mh. », 4, pp. 227-233.
- FÖRSTER H. (1966 b), *Alter und Entstehung der Bleizink-Erze von Schneeberg in Südtirol*. « Simp. Intern. Gic. Miner. Alpi », 8, pp. 835-839.
- FÖRSTER H. (1967), *Kristallisation und tektonik des Schneeberger Gesteinszuges*. « Geol. Rund. », 56, pp. 480-494.
- FOULLON H. (1886), *Ueber porphyrite aus Tirol*. Jah. K. K. Geol. Reich.
- FOULLON H. (1887), *Ueber den Diabasporphyr von Rabenstein in Sarntbale*. Verh. K. K. Geol. Reich.
- FRIZ C. (1967), *Considerazioni stratigrafico-strutturali sulla zona ad occidente dell'Isarco nei pressi di Vipiteno. (Alto Adige)*. « Mem. Acc. Pat. SS.LL.AA. », 79, pp. 369-385.
- FRIZ C. (1970), *Il conglomerato della Val di Fleres*. « Bull. Serv. Geol. di Stato », in corso di stampa.
- FRIZ C., ZANETTIN-LORENZONI E. (1969), *La zona di Montenevoso ed i suoi rapporti con il complesso roccioso delle Breonie ed il cristallino antico Merano-Mules tra la Val Giovo e la Val di Fleres (Alto Adige)*. « St. Trent. Sc. Nat. », 46, pp. 301-354.
- FUCHS H., KRÖNER A., SCHMIDT K. (1969), *Faltung und Kristallisation in Vernagt-Marzell-Gebiet der Oetztaler Alpen*. « Jb. Geol. B. A. », 112, pp. 31-80.
- GASSER G. (1913), *Die Mineralien Tirols*. Wagner'schen K. K. Univers., Innsbruck.
- GATTO G. O., LORENZONI S., SASSI F. P., ZANETTIN B., ZIRPOLI G. (1964 a), *Paragneiss e gneiss granitoidi attraversati dalla galleria di derivazione Vernago-Montesole in Val Senales (Alto Adige)*. Parte I: Osservazioni geologiche. A cura di GATTO G. O., LORENZONI S., SASSI F. P., ZIRPOLI G., « Mem. Acc. Patav. SS.LL.AA. », 76, pp. 1-22.
- GATTO G. O., LORENZONI S., SASSI F. P., ZANETTIN B., ZIRPOLI G. (1964 b), *Paragneiss e gneiss granitoidi attraversati dalla galleria di derivazione Vernago-Montesole in Val Senales (Alto Adige)*. Parte II: Studio petrologico a cura di LORENZONI S., ZANETTIN B., « Mem. Acc. Pat. SS.LL.AA. », 76, pp. 1-32.
- GEYSSANT J. (1965), *Etude sur la stratigraphie et la tectonique du pic de Kirchbeach dans le massif de Serles-Kesselspitz (region du Brenner, Tyrol, Autriche)*. « Bull. Soc. Geol. France », 7, pp. 383-386.
- GEYSSANT J. (1968), *Sur la structure du massif du Tribulaun (region du Brenner, Tyrol, Autriche)*. « Bull. Soc. Geol. France », 10, pp. 436-443.
- GIANNOTTI G. P. (1958), *La serie permo-carbonifera delle Alpi centro-orientali*. « Studi e ricerche della Div. Geomin. », 1, pp. 3-33.
- GIANNOTTI G. P., TEDESCO C. (1964), *Le mineralizzazioni uranifere del Trentino-Alto Adige*. « Ind. Min. nel Trentino-Alto Adige, Econ. Trent. », 1, pp. 357-382.
- GREGNANIN A., PICCIRILLO E. M. (1969 a), *Indagini preliminari geologico-petrografiche sulla zona compresa fra la Valle di Plan e Val Clava (Alto Adige)*. « Rend. Soc. Ital. Min. Petr. », 25, pp. 439-473.

- GREGNANIN A., PICCIRILLO E. M. (1969 b), *Analisi microstrutturale di metamorfiti pelitico-psammittiche: evoluzione degli scisti austriaci affioranti fra le valli Passiria e Senales*. « Mem. Museo Trid. Sc. Nat. », 18, pp. 1-56.
- GREGNANIN A., SASSI F. P. (1966), *Genesis per differenziazione metamorfica degli gneiss a bande delle Alpi Breonie (Alto Adige)*. « Rend. Soc. Min. Ital. », 22, pp. 83-111.
- GREGNANIN A., SASSI F. P. (1967), *Sulla presenza di cloritoide nelle filladi sud alpine delle Alpi Sarentine (Alto Adige)*. « Mem. Acc. Pat. SS.LL.AA., Cl. Sc. Mat. Nat. », 79, pp. 267-281.
- GREGNANIN A., SASSI F. P. (1969), *Magmatismo, feldspatizzazione e metamorfismo nel complesso gneissico-migmatitico di Parcines (Alto Adige)*. « Mem. Museo Trid. Sc. Nat. », 18, pp. 57-129.
- GREGNANIN A., JUSTIN-VISENTIN E., SASSI F. P. (1968 a), *Petrologia delle formazioni leucocratiche stratoidi nei paragneiss delle Alpi Breonie (Alto Adige)*. Nota I: Gneiss del Tumulo. « Mem. Acc. Pat. SS.LL.AA., Cl. Sc. Mat. Nat. », 80, pp. 437-482.
- GREGNANIN A., JUSTIN-VISENTIN E., SASSI F. P. (1968 b), *Analisi microstrutturale di rocce granitoidi: riconoscimento di successioni paragenetiche*. Tipogr. Saturnia, Trento.
- GREGNANIN A., JUSTIN-VISENTIN E., SASSI F. P. (1969), *Petrologia delle formazioni leucocratiche stratoidi nei paragneiss delle Breonie (Alto Adige)*. Nota II. « Mem. Acc. Pat. SS.LL.AA. », 82, pp. 1-36.
- GRUBENMANN U. (1869), *Ueber den tonalitkern des Iffinger bei Meran (Südtirol)*. « Viert. Natur. Gesel. », 41, pp. 340-353.
- GRUBENMANN U. (1896), *Bericht über Aufnahmen im gebiet nördlich vom Meran*. « Sitzber. Ak. Wiss. Math. Nat. Kl. ».
- GRUBENMANN U. (1897), *Ueber einige Ganggesteine aus der Gefolgschaft der tonalite*. « Tsch. Min. Petr. Mitt. ».
- JUSTIN-VISENTIN E., ZANETTIN B. (1965), *Gli scisti cristallini dell'alta Val Passiria fra Moso e Passo del Rombo. (Alto Adige)*. « Rend. Soc. Miner. Ital. », 21, pp. 121-142.
- JUSTIN-VISENTIN E., ZANETTIN B. (1971), *Considerazioni geologico-petrografiche sul «Tratto di Monteneve» (Alto Adige)*, in corso di stampa.
- KARL F. (1959), *Vergleichende petrographische Studien an den Tonalitgraniten den Hohen Tauern und dem Tonalitgraniten einiger periadriatischer Intrusivmassive*. « Jah. d. Geol. Bund. », 102, pp. 1-192.
- KLEBELSBERG R. (1920), *Geologisches aus der Umgebung Merans*. Festztg. D. u. O. Alpen.
- KLEBELSBERG R. (1935), *Geologie von Tirol*. Borntraeger, Berlin.
- KLEBELSBERG R. (1941), *Der Westrand der Hohen Tauern*. « Z. Deutsch. Geol. Gesel. », 93.
- KOBEL L. (1912), *Ueber Bau und Entstehung der Ostenalpen*. « Mitt. Geol. Ges. », 5, pp. 368-481, e in « Denksch. Ak. d. V. ».
- KOBER L. (1923), *Bau und Entstehung der Alpen*. Borntraeger, Berlin.

- KOBER L. (1931), *Das alpine Europa*. Ein geologisches Gestaltungsbild, Berlin.
- KOBER L. (1955), *Bau und Entstehung der Alpen*. Mitt. Geol. Ges., Wien.
- KUBLER H., MÜLLER W. E. (1962), *Die Geologie des Brenner-Mesozoikums zwischen Stubai- und Pferschtal (Tirol)*. « Jb. Geol. B. A. », 105, pp. 173-242.
- KÜNZLI E. (1899), *Die Contactzone und die Ulten - Iffingermasse bei Meran*. « Tsch. Min. Petr. Mitt. », 18.
- LANGHENRICH G. (1965), *Zur Tektonik und Metamorphose des Zentralpinen Permomesozoikums westlich der Brennersenke*. « Nachr. Akad. Wiss. Göttingen », 10, pp. 133-149.
- LORENZONI S., ZANETTIN-LORENZONI E. (1966 a), *Gli gneiss sillimanitici nella formazione scistoso-cristallina della zona Scena-Rio Masul-Picco di Ivigna (Alto Adige)*. « Mem. Acc. Pat. SS.LL.AA. », 78, pp. 1-34.
- LORENZONI S., ZANETTIN-LORENZONI E. (1966 b), *La formazione dei paragneiss pieghevati e la formazione dei paragneiss con intercalazioni sillimanitiche nella zona Merano-Velloi-Vernurio (Alto Adige)*. « Mem. Acc. Pat. SS.LL.AA. », 78, pp. 501-529.
- LORENZONI S., ZANETTIN-LORENZONI E. (1969), *Contributo alla conoscenza della petrografia e della geologia di Monte S. Vigilio (Merano - Alto Adige)*. « Mem. Soc. Geol. Ital. », 9, pp. 93-119.
- LORENZONI S., ZULIAN T. (1968), *Differenze nel chimismo delle biotiti di paragneiss e di gneiss granitoidi affioranti nel Meranese (Alto Adige)*. « St. Tren. Sc. Nat. », 45, pp. 22-37.
- LUN A. (1933), *Eine Richtinstellung auf dem Gebiete der Steinkunde*. « Der Schlern », 14, pp. 490-491.
- MILLERS D. S., JÄGER E., SCHMIDT K. (1967), *Rb-Sr-Altersbestimmungen an Biotiten der Raibler Schischten, des Brennermesozoikums und am Muskowitgranitgneiss von Vent (Oetztaler Alpen)*. « Ecl. Geol. Helv. », 60, pp. 537-541.
- MITTEMPERGER M. (1958), *La serie effusiva paleozoica del Trentino-Alto Adige. I. contributo*. « Studi e ricerche della Div. Geom. », 1, pp. 61-145.
- MONESE A., OGNIBEN G., STOCO S. (1964), *Il granato almandino dei micascisti granatiferi di Passo del Rombo*. « Mem. Acc. Pat. SS.LL.AA., Cl. Sc. Mat. Nat. », 76, pp. 1-9.
- MORGANTE S. (1940), *Il giacimento di Corvara in Val Sarentino*. « Mem. Ist. Geol. Univ. Padova », 14, pp. 1-65. Ripubblicato in « Ind. Min. nel Trentino-Alto Adige, Econ. Trent. », pp. 269-304, 1964.
- MORGANTE S. (1952), *Segnalazione di pegmatiti antiche a berillo in Val Racines (Alto Adige)*. « Rend. Soc. Min. It. », 8, pp. 155-156.
- MORGANTE S., D'AMBROSI C., FAVRETTO L., LENARDON G., NARDI M., ROBERTI D. (1965), *Carta geo-petrografica del Massiccio Granitico di Bressanone; scala 1:50.000*, Ist. Miner. Petr. dell'Università di Trieste.
- OTTAVIANI A. (1964), *Brevi cenni sul giacimento della Val di Fleres*. « Ind. Min. nel Trentino-Alto Adige, Econ. Trent. », 1, pp. 86-90.
- PELTZMANN I. (1935), *Paleozoikum in Brixener Quarzphyllit*. « Verh. Geol. Bundes. », pp. 195-196.
- PERNA G. (1964), *Galena e blenda*. « Ind. Miner. nel Trentino-Alto Adige, Econ. Trent. », 1, pp. 70-76.
- PETRASCHEK W. (1904), *Ueber Gesteine der Brixener masse und ihrer Ranbildungen*. « Jahrb. Geol. Reich. », 54.
- PICHLER A. (1868), *Beiträge zur Geognosie Tirols*. « N. Jb. Geol. R. A. », 18, Wien.
- PURTSCHELLER F. (1967 a), *Zur Gliederung der Meramorphose im Bereich des Otztaler Stubai-er Altkristallins*. « Miner. Mitt. Bl. », 1/2, pp. 80-85, Joanneum.
- PURTSCHELLER F. (1967 b), *Mineralzone in Otztaler-Stubai-er Altkristallin*. « Anz. math. naturw. Kl. Ost. Akad. Wiss., Jg. », pp. 66-70.
- PURTSCHELLER F. (1969), *Petrographische Untersuchung an Alumosilikatgneissen des Otztaler-Stubai-er Altkristallins*. « Tsch. Miner. u. Petr. Mitt. », 13, pp. 35-54.
- RATSCHILLER L. K. (1953 a), *Contributo agli studi petrografici e petroettonici della zona delle Alpi Venoste (Alto Adige)*. « Rend. Soc. Miner. It. », 9, pp. 258-259.
- RATSCHILLER L. K. (1953 b), *Beiträge zur regionalen petrographie de Vintschgau-Gebietes (Südtirol)*. « Neues Jahr. Min. Abhandl. », 85, pp. 247-302.
- SANDER B. (1906), *Geologische Beschreibung der Brixner Granits*. « Jahrb. Geol. Reichsan », 56, pp. 707-744.
- SANDER B. (1914), *Beiträge aus den Zentralalpen zur Deutung der Gesteinsgefüge*. « Jahrb. Geol. Reichsan », 64, pp. 567-634.
- SANDER B. (1920 a), *Tektonik des Scheneberger Gestirzes zwischen Sterzing und Meran*. « Jahrb. Geol. Reichsan », 70, pp. 257-318.
- SANDER B. (1920 b), *Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern (zweiter Bericht)*. « Jahrb. Geol. Reichsan. », 70, pp. 273-296.
- SANDER B. (1921), *Zur Geologie der Zentralalpen*. « Jahrb. Geol. Reichsan », 71, pp. 173-224.
- SANDER B. (1925 a), *Carta Geologica delle Tre Venezie. Foglio Bressanone*. Uff. Idr. R. Mag. Acque Sez. Geol. Venezia.
- SANDER B. (1925 b), *Note illustrative della Carta Geologica delle Tre Venezie. Foglio Bressanone*. Uff. Idr. R. Mag. Acque Sez. Geol. Venezia.
- SANDER B. (1929), *Erläuterungen zur geologischen Karte Meran-Brixen*. « Schlern Schriften », 16, pp. 1-111.
- SANDER B. (1930), *Gefügekunde der Gesteine*. Springer Verlag, Berlin.
- SANDER B., HAMMER W. (1924), *Carta Geologica delle Tre Venezie. Foglio Merano*. Uff. Idr. R. Mag. Acque Sez. Geol. Venezia.
- SANDER B., HAMMER W. (1926), *Note illustrative della Carta Geologica delle Tre Venezie. Foglio Merano*. Uff. Idr. R. Mag. Acque Sez. Geol. Venezia.
- SASSI F. P. (1968 a), *Sulla presenza di arenarie debolmente metamorfiche entro il basamento filladico sudalpino di Bressanone*. « St. Tren. Sc. Nat. », 45, pp. 246-253.
- SASSI F. P. (1968 b), *Petrogenesi dei corpi pegmatoidi di Val Racines (Alto Adige)*. « Mem. Museo Trid. Sc. Nat. », 17, pp. 1-60.
- SASSI F. P., MENEGAZZO L. (1971), *Contributo alla conoscenza della Falda di Steinach (Brennero)*. « Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova », XXIX, pp. 1-28.

- SASSI F. P., ZIRPOLI G. (1965), *Contributo alla conoscenza degli scisti cristallini del Comelico (Cadore)*. « Mem. Acc. Pat. SS.LL.AA. », 78, pp. 35-72.
- SASSI F. P., ZIRPOLI G. (1968), *Il basamento cristallino di Recoaro. Studio petrografico*. « Mem. Soc. Geol. Ital. », 7, pp. 227-245.
- SCHERILLO A. (1934), *Ricerche sulle pegmatiti del Rio Masul (Merano)*, « Period. Min. », 5, pp. 181-190.
- SCHMIDEGG O. (1932), *Geologische Spezialkarte der Republik Osterreich, Blatt Sölden und St. Leonhard*. Scala 1:75.000, « Geol. Bund. », Wien.
- SCHMIDEGG O. (1933 a), *Neue Ergebnisse in den Südliche, Oetztaler Alpen*. « Verh. d. Geol. B. A. », pp. 83-95.
- SCHMIDEGG O. (1933 b), *Der Bau der Oetztaler-Stubaier Alpen*. Mitt. Döav.
- SCHMIDEGG O. (1936), *Steilachsige Tektonik und schlingenbau an Südseite der Tiroler Zentralalpen*. « Jb. d. Geol. B. A. », Wien.
- SCHMIDEGG O. (1949), *Der geologische Bau der Steinacher Decke mit dem Anthrazitkohlenflöz am Nösslachjoch (Brenner-Gebiet)*. « Veröffentl. Museum Ferdinandeum », 26, pp. 1-19.
- SCHMIDEGG O. (1956), *Neues zur geologie des Brenner-Mesozoikums*. « Mitt. Geol. Ges. », 48, Wien.
- SCHMIDEGG O. (1964), *Die Oetztaler Schubmasse und ihre Umgebung*. « Verh. Geol. Bund. », 1, pp. 24-47. Wien.
- SCHMIDT K. (1965 a), *Zur Schlingenbau tiefer Gebirgsetagen*. « Krystallinikum », 3, pp. 133-156.
- SCHMIDT K. (1965 b), *Zum Bau der Südlichen Oetztaler und Stubaier Alpen*. « Z. Deutsch. Geol. Ges. », 116, pp. 455-469.
- SCHMIDT K., JAEGER E., GRÜNENFELDER M., GRÜGLER N. (1967), *Rb-Sr- und U-Pb-Alterbestimmungen an Proben des Oetztal-kristallins und des Schneeberger Zuges*. « Ecl. Geol. Helv. », 60, pp. 529-536.
- SCHWINNER R. (1949), *Gebirgsbildung Magmatischer zuges und Erzlagerstätten in den Ostalpen*. « Bg. u. hm. Mh. », 94.
- SCOLARI A. (1970), *Studio chimico-petrografico delle « Anfiboliti » di Monte dei Granati nel Complesso di Monteneve*. « St. Trentini Sc. Nat. », XLVIII, pp. 282-338.
- SCOLARI A., ZIRPOLI G. (1970), *Fenomeni di metamorfismo termico nella hillade subalpina a contatto col Massiccio « granitico » di Bressanone*. « Mem. Museo Tridentino Sc. Nat. », XVIII, pp. 173-222.
- SKALL H. (1961), *Petrographische-tecktonisch Studien an den Gesteinen der ostlichen Sarntaler Alpen*. « Jarb. Geol. B. A. », 104.
- STAUB R. (1924), *Der Bau der Alpen*. Beitr. Geol. Karte d. Schweiz. », N. F. 52 Lief., pp. 1-272.
- STAUB R. (1926), *Tektonische Karte der Alpen*. Scala 1:100.000. Geol. Spezialkarte u. 105 A (1923); Längsprofile u. 105 C (1926).
- STAUB R. (1937), *Geologische Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler*. « Deutschr. Schweiz. Nat. Ges. », 72, Zürich.
- TELLER F. (1881), *Zur Tektonik der Brixner Granitmasse und ihrer nordlichen Umrandung*. « Verh. k. k. Geol. Reich ».

- TELLER F. (1887), *Ueber ein neus Vorkommen von Diabasporphyrit bei Rabensetin in Santhal*. « Verh. k. k. Geol. Reich. ».
- TERMIER P. (1903), *Les nappes des Alpes Orientales et la synthèse des Alpes*. « Bull. Soc. Geol. Fr. », 3, pp. 711-765.
- TERMIER P. (1905), *Les Alpes entre le Brenner et la Valtelline*. « Bull. Soc. Geol. Fr. », 5, pp. 209-289.
- TERMIER P. (1909), *La structure géologique des Alpes orientales*. « C. R. Soc. Geol. Fr. », 6, pp. 158-161; pp. 212-215.
- TÖLTMANN A. (1963), *Ostalpen-Synthese*. « Verlag F. Deutick », Wien.
- UHLIG V. (1909), *Der Deckenbau der Ostalpen*. « Mitt. Geol. Ges. », 2, pp. 462-491.
- ZANETTIN-LORENZONI E. (1964), *Le porfiriti quarzo dioritiche granofiriche (Telliti) di Tel presso Merano (Alto Adige)*. « Atti Ist. Ven. SS.LL.AA. », 122, pp. 229-292.
- ZIRPOLI G. (1968), *Studio chimico-petrografico di alcuni filoni sialici ad impronta epimetamorfica della Valle del Passo (Alto Adige)*. « Mem. Acc. Pat. SS.LL.AA., Cl. Sc. Mat. Nat. », 80, pp. 489-498.

Distribuzione e vendita:

LIBRERIA DELLO STATO - PIAZZA VERDI, 10 - 00198 ROMA (ITALIA)