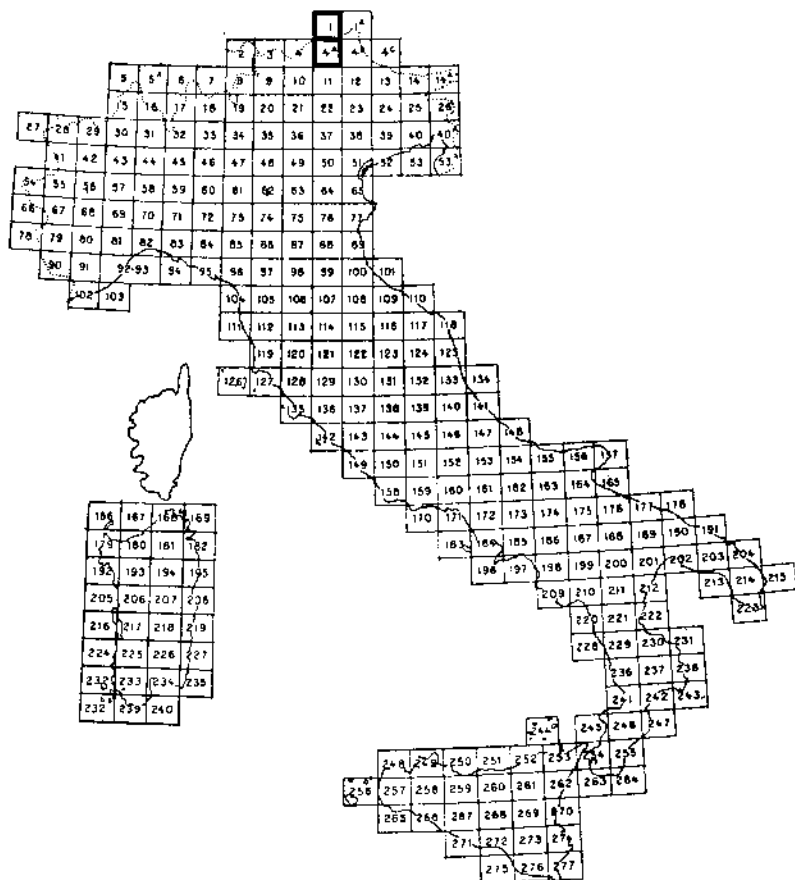


CARTA GEOLOGICA D'ITALIA



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 1
PASSO DEL BRENNERO
FOGLIO 4a
BRESSANONE

P. BAGGIO - A. BOSELLINI - Gp. BRAGA - G. B. CASTIGLIONI - M. CORSI -
R. DAL CIN - Gp. DE VECCHI - C. FRIZ - G. O. GATTO - P. GATTO -
A. GREGNANIN - G. MEZZACASA - F. P. SASSI - G. ZIRPOLI - T. ZULIAN





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

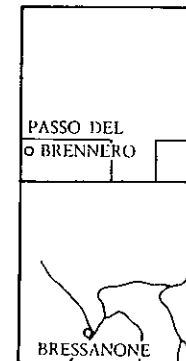
FOGLIO 1

PASSO DEL BRENNERO

FOGLIO 4a

BRESSANONE

P. BAGGIO - A. BOSELLINI - Gp. BRAGA - G. B. CASTIGLIONI - M. CORSI -
R. DAL CIN - Gp. DE VECCHI - C. FRIZ - G. O. GATTO - P. GATTO -
A. GREGNANIN - G. MEZZACASA - F. P. SASSI - G. ZIRPOLI - T. ZULIAN



POLIGRAFICA & CARTEVALORI
ERCOLANO (NAPOLI)

1969

SOMMARIO

I	— INTRODUZIONE	Pag.	7
II	— CENNI STORICI SULLE CONOSCENZE GEOLOGICHE DELLA REGIONE	»	9
III	— SGUARDO GEOLOGICO D'INSIEME	»	12
IV	— STRATIGRAFIA	»	17
	FORMAZIONI QUATERNARIE	»	18
	ALPI MERIDIONALI		
	1) « Complesso metamorfico sudalpino »	»	25
	2) « Complesso sedimentario ed eruttivo sudalpino ».	»	32
	MASSE INTRUSIVE DI BRESSANONE, RENSEN E LUSON	»	42
	AUSTRIDI		
	1) « Complesso della zona Merano-Mules-Anterselva e delle Breonie »	»	52
	2) « Complesso di Stilves-Corno Bianco »	»	60
	3) « Complesso del Tribulaun-Cime Bianche di Telve »	»	61
	4) « Fillade di Steinach »	»	63

PENNIDI

	<i>Gruppo del Greiner-Tux-Gran Veneziano</i>	Pag.	64
	1) « Complesso del Tux-Gran Veneziano »	»	64
	2) « Complesso del Greiner »	»	71
	3) « Complesso di Vizze »	»	75
	<i>Calcescisti con ofioliti degli Alti Tauri</i>	»	78
V	— TETTONICA	»	84
VI	— MORFOLOGIA	»	95
VII	— GEOLOGIA APPLICATA	»	99
	GIACIMENTI MINERARI	»	99
	CAVE	»	101
	IDROGEOLOGIA	»	103
	SORGENTI TERMALI E MINERALI	»	106
VIII	— BIBLIOGRAFIA	»	111

I — INTRODUZIONE

(G. O. GATTO)

I fogli geologici 1 Passo del Brennero e 4a Bressanone, che vengono pubblicati assieme, ricoprono una vasta area dei bacini imbriferi del F. Isarco e del suo affluente F. Rienza, caratterizzata da una morfologia generalmente assai aspra con elevati massicci montuosi e profonde incisioni vallive.

I recenti rilevamenti hanno consentito di apportare importanti modifiche alla vecchia edizione del foglio Bressanone (1924), pubblicato a cura dell'Ufficio Idrografico del Magistrato alle Acque, sia introducendo nuovi criteri interpretativi circa l'assetto tettonico della « formazione dei calcescisti con ofioliti », sia effettuando ulteriori distinzioni nell'ambito delle formazioni appartenenti al gruppo del Greiner-Tux-Gran Veneziano; inoltre il foglio risulta arricchito ed integrato di nuovi e importanti dettagli geologici che gli ultimi rilevamenti ed i recenti lavori di numerosi autori hanno messo in luce, convalidando in gran parte le vecchie interpretazioni geologiche.

Si è cercato di adottare i criteri di classificazione stabiliti dal nuovo Codice Italiano di Nomenclatura Stratigrafica, di prossima pubblicazione; non sempre tuttavia è stato possibile seguirne rigorosamente le norme, soprattutto nella definizione dei terreni metamorfici, che per le notevoli complicazioni strutturali e per le frequenti elisioni tettoniche subite, mal si prestano ad essere inquadrati in una leggenda di carattere formazionale. Pertanto in fase di coordinamento si rese necessario un gravoso impegno nella ricerca e nella scelta delle formule classificative che meglio rispondessero ai moderni dettami della sistematica stratigrafica.

Al nuovo rilevamento dei fogli Passo del Brennero e Bressanone hanno

partecipato i rilevatori della Carta Geologica d'Italia, distaccati presso le Università di Padova e Ferrara, sotto la guida dei rispettivi Direttori di rilevamento, Proff.ri Angelo BIANCHI, Giambattista DAL PIAZ, Piero LEONARDI e Bruno ZANETTIN, con il coordinamento generale del Prof. Gb. DAL PIAZ.

La redazione delle presenti Note Illustrative è stata effettuata con la costante supervisione del Prof. Gb. DAL PIAZ, coadiuvato nel suo compito dai Proff.ri P. BAGGIO e Gb. CASTIGLIONI.

I rilievi sono stati eseguiti dai geologi Dottori P. BAGGIO, M. CORSI, Gp. DE VECCHI, C. FRIZ, G. GATTO, G. O. GATTO, P. GATTO, T. LARGAIOLLI, S. MONESE, F. P. SASSI, G. ZIRPOLI e dal Per. Min. G. MEZZACASA. Sono stati in seguito effettuati locali aggiornamenti a cura dei Dott.ri P. BAGGIO, Gp. DE VECCHI, A. GREGNANIN e T. ZULIAN.

Ai nuovi rilevamenti servirono di base i vecchi fogli 4a Bressanone (1924) e 7 bis Vetta d'Italia (1930), editi dall'Ufficio Idrografico del Magistrato alle Acque, ed i rilevamenti parziali inediti di vari Autori, tra i quali quelli dei Proff.ri A. BIANCHI e Gb. DAL PIAZ.

Durante la fase conclusiva di preparazione del foglio 4a, venne pubblicata nel 1965, con il contributo del CNR, una « Carta geopetrografica del Massiccio granitico di Bressanone » a cura di S. MORGANTE e collaboratori vari dell'Istituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università di Trieste; la carta, alla scala 1:50.000, preceduta da alcuni lavori di carattere particolare, non è ancora corredata da apposite « note illustrative ».

II — CENNI STORICI SULLE CONOSCENZE GEOLOGICHE DELLA REGIONE

(G. O. GATTO)

Fin dal primo ottocento vari studiosi s'interessarono del territorio dell'Alto Adige sotto l'aspetto sia orografico sia idrografico e soprattutto minerario e, solo marginalmente, dal punto di vista geologico [C. L. GAERTNER e K. C. VON LEONHARD (1815), H. VON PFAUNDLER (1837), H. VON STERNFELD (1837), A. KLIPSTEIN (1845) e M. STOTTER (1849)].

Successivamente A. PICHLER (1859), K. SONKLAR (1865), F. GROHMANN (1871) e G. STACHE (1874) contribuirono a destare nuovi interessi per la geologia di questa parte delle Alpi orientali, che negli ultimi decenni del secolo scorso annovera sempre più numerosi appassionati studiosi. F. LÖWL (1881-94) fornì dati preziosi circa l'assetto tettonico delle Alpi Aurine e Pusteresi e F. TELLER (1881-86) eseguì rilevamenti per il foglio Brunico della Carta Geologica Austriaca, rimasto però inedito, pubblicando contemporaneamente interessanti notizie sulla geologia della massa granitica di Bressanone e degli Alti Tauri occidentali.

Tra il 1894 e il 1915 E. WEINSCHENK diede alla stampa i suoi lavori petrografici sugli ortoscisti del Gran Veneziano e delle Alpi Aurine, enunciando sin d'allora la nota teoria della « piezocristallizzazione » e del « piezo-contatto ».

Nei medesimi anni videro la luce le importanti opere, rimaste classiche nella letteratura delle Alpi orientali, di F. BECKE (1892-1923), con le quali l'autore pose i fondamenti sulle conoscenze geo-petrografiche degli Alti Tauri.

Nel frattempo J. BLAAS pubblicò la nota guida « *Geologischer Führer durch die Tiroler und Voralberger Alpen* » (1902), corredata di una carta geolo-

gica alla scala 1:500.000; in tale opera sono sintetizzate tutte le ricerche e gli studi precedenti.

Nel complesso però i lavori editi nel secolo scorso hanno il difetto di essere rimasti sotto l'influenza di concezioni scientifiche troppo schematiche ed antiquate. Solo con l'introduzione delle rivoluzionarie teorie faldiste sulla struttura delle Alpi occidentali e centrali, formulate da studiosi di fama mondiale, quali M. BERTRAND (1884), H. SCHARDT (1890-1903), E. ARGAND (1905-1916), M. LUGEON (1901-1905), si poneva anche per il settore orientale dell'arco alpino la possibilità di impostare le successive indagini sulla base delle nuove concezioni.

Il primo studioso che riuscì nell'intento di fornire un quadro tettonico generale della catena alpina secondo i nuovi orientamenti fu F. TERMIER che, tra il 1903 e il 1922, con una serie di lavori memorabili nella storia della geologia alpina, dimostrò come la regione degli Alti Tauri presenti caratteristiche litologiche, stratigrafiche e strutturali analoghe a quelle delle Alpi occidentali; sulla base di questo importante dato di fatto l'autore, primo fra tutti, riconobbe nelle Alpi orientali un complesso assetto di imponenti falde di ricoprimento sovrapposte.

Con ragionate e convincenti deduzioni il TERMIER, riconosciuta un'età petriassica per la genesi dei massicci gneissici della catena degli Alti Tauri, pervenne alla conclusione che una complessa coltre di terreni mesozoici metamorfici, tra i quali assumono grande importanza i calcescisti, fascia marginalmente il massiccio dei Tauri. A completamento delle sue straordinarie ed innovatrici interpretazioni egli sostenne che la regione degli Alti Tauri rappresenta una grande finestra tettonica attraverso la quale si può riconoscere la sovrapposizione della falda austroalpina su quella penninica.

Con gli studi del TERMIER s'iniziò un'epoca di nuove e feconde ricerche dirette ad estendere ed approfondire le conoscenze geologiche della catena alpina orientale, la quale rivelava via via la sua estrema complessità.

I vari studiosi, dapprima scettici, si convinsero poco a poco, con lo svilupparsi delle indagini, dell'attendibilità della geniale concezione prospettata nei suoi elementi fondamentali dal grande geologo francese e con entusiasmo si dedicarono a completare e perfezionare il nuovo quadro tettonico delle Alpi. Tra i molti seguaci delle nuove vedute geologiche si ricordano E.

SUESS (1909) e soprattutto L. KOBER (1908-33); quest'ultimo effettuò importanti studi sulla struttura del settore centrale delle Alpi orientali, prospettando in particolare l'ipotesi che il sistema austroalpino fosse costituito da una gigantesca piega, unitaria nell'insieme anche se complicata da numerose digitazioni.

Una completa sintesi delle nuove concezioni faldistiche, fino a quel momento espresse sulla catena alpina, si deve al geologo svizzero R. STAUB che nella sua opera « *Der Bau der Alpen* » (1924) diede una visione generale molto chiara della struttura delle Alpi.

Nel frattempo progredivano gli studi di altri insigni geologi sull'Alto Adige e zone limitrofe: meritano di essere ricordate per l'importanza dei risultati le ricerche di M. CORNELIUS-FURLANI sul limite alpino-dinarico in Val Pusteria e sui terreni triassici della stessa Pusteria, della Valle dell'Isarco e di aree vicine (1919-22), di H. P. CORNELIUS a carattere prevalentemente tettonico (1921-49), e quelle di B. SANDER il quale pose le basi per le conoscenze geologico-petrografiche del settore occidentale degli Alti Tauri, estendendo i propri studi verso Sud fino a comprendere il massiccio granitico di Bressanone e le contigue filladi sudalpine (1906-40). Quest'ultimo autore, che negli anni 1905-14 aveva provveduto al rilevamento *ex novo* del foglio « Sterzing » (Vipiteno) della Carta Geologica Austriaca, pubblicò, dopo una serie di fondamentali lavori di carattere petrotettonico e petrografico (1917-21), il foglio geologico « *Bressanone* » con le relative *Note Illustrative* (1924-25), che vennero editi a cura della Sezione Geologica del Magistrato delle Acque, diretta dal Prof. GIORGIO DAL PIAZ. Alla luce delle successive ricerche, comprese quelle relative al presente aggiornamento del foglio, l'opera di SANDER si è rivelata ancora pienamente valida ed ammirevole anche se col trascorrere del tempo sia risultata suscettibile di perfezionamenti cartografici ed in parte anche di un adeguamento alle più recenti vedute geologiche e petrogenetiche.

Un contributo determinante venne apportato successivamente da A. BIANCHI e Gb. DAL PIAZ, dopo quasi un decennio di ricerche e studi che sfociarono nella pubblicazione della classica monografia sull'Alto Adige orientale e regioni limitrofe (1934). La feconda collaborazione tra il geologo ed il petrografo ha consentito di raggiungere risultati di grande importanza

sia sul piano dell'interpretazione strutturale sia su quello delle conoscenze petrografiche delle Alpi Aurine e Pusteresi.

Nel 1935 vide la luce la voluminosa opera di R. VON KLEBELSBERG, dedicata alla geologia del Tirolo; questa pubblicazione, che riassume anche tutte le conoscenze geologiche sino a quel momento acquisite, segue e precede numerosi altri suoi lavori inerenti la glaciologia e soprattutto la geomorfologia della regione altoatesina.

Con una serie di importanti lavori Gb. DAL PIAZ compì un profondo esame dei problemi relativi alla struttura delle Austridi (1933-37) e rese possibile un inquadramento del settore centrale delle Alpi orientali nella struttura geologica e nella genesi dell'intero arco alpino (1939-65).

Si sono delineate così brevemente le principali tappe delle conoscenze geologiche relative a questo interessante settore della catena alpina. Nello ultimo ventennio numerosi altri studiosi portarono interessanti e validi contributi alla soluzione di problemi particolari, il più dibattuto dei quali è stato quello connesso con gli gneiss dei Tauri. È doveroso al tal proposito ricordare i lavori di A. BIANCHI (1960), C. EXNER (1950-66), G. FRASL (1953-64) e F. KARL (1959-64); e ancora gli studi di A. TOLLMANN (1960-65), con i quali l'autore descrisse la stratigrafia e l'assetto tettonico della dorsale montuosa compresa fra il Brennero e la Val di Vizze, e quelli di E. CASTEGNARO (1954-55), a carattere chimico-petrografico, aventi come oggetto le masse amphiboliche di Chiusa e quelle dioritiche di Luson, appartenenti al complesso metamorfico sudalpino.

Assai interessanti sono infine gli studi di carattere geofisico compiuti da A. NORINELLI (1961-63) sugli alvei sepolti della Rienza nei pressi di Scia-ves; parallelamente furono condotte da G. B. CASTIGLIONI (1964) ricerche geomorfologiche sugli alvei medesimi e sulle formazioni quaternarie del territorio di Bressanone.

III — SGUARDO GEOLOGICO D'INSIEME

(P. BAGGIO e C. FRIZ)

Nel territorio del foglio Bressanone figura gran parte delle maggiori unità tettoniche costituenti l'edificio strutturale delle Alpi Orientali, dalle

più elevate (*Alpi Meridionali e Austridi*) alle più profonde (*Pennidi; ricoprimento del Tux-Gran Veneziano*).

Le Alpi Meridionali, che in origine dovevano costituire un tutto unitario con le limitrofe Austridi, sono delimitate verso Nord e Nord Ovest da quella importante dislocazione tardo-alpina ben nota sotto il nome di *linea della Pusteria — Giudicarie*.

A separare il sistema pennidico dai soprastanti ricoprimenti austroalpini si sviluppa invece una fascia tettonica a scaglie listriche corrispondente ad un grande orizzonte di movimento, conosciuta come *zona a scaglie di Matrei*.

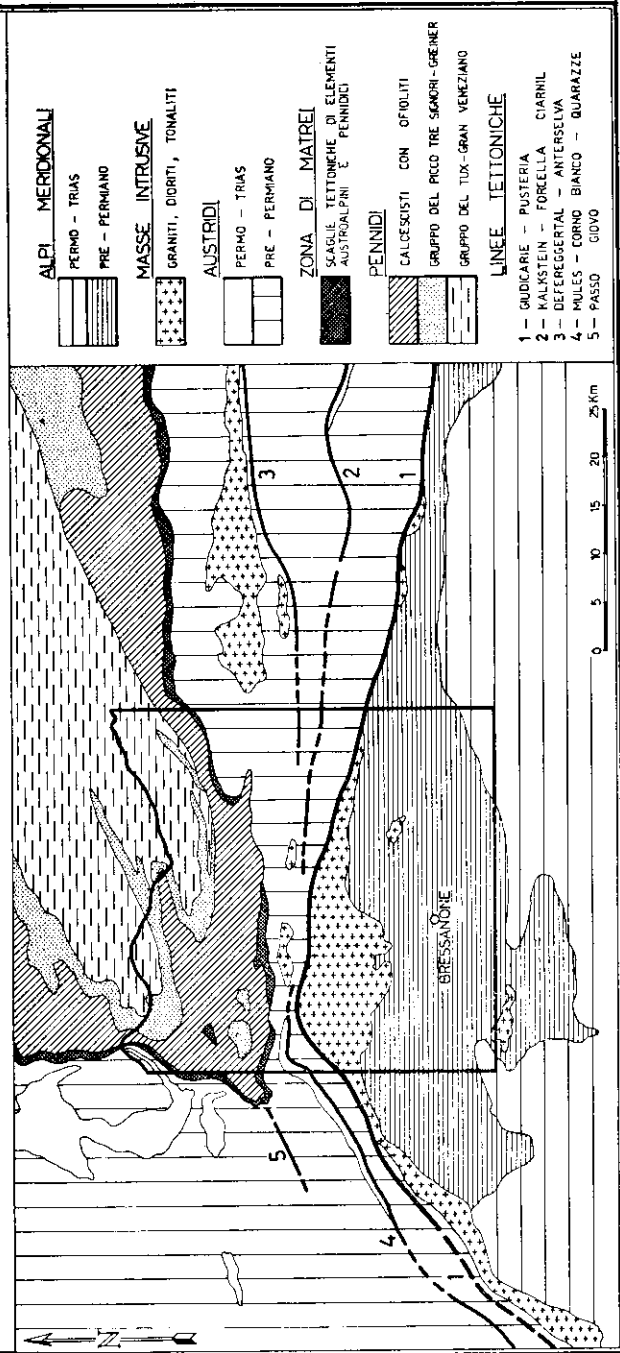
LE ALPI MERIDIONALI. — I terreni appartenenti a questa grande unità tettonica formano in parte lo zoccolo cristallino prepermiano (*Cristallino sudalpino*), in parte la copertura permo-mesozoica prevalentemente sedimentaria non metamorfica (*Sedimentario sudalpino*).

Il basamento cristallino è rappresentato in prevalenza dalla nota *Fillade quarzifera di Bressanone*, termine con il quale si comprendono rocce metamorfiche diverse, di età antica, non rigorosamente precisabile, ma di certo prepermiana. I tipi litologici più rappresentativi sono costituiti da filladi quarzose, micascisti più o meno granatiferi, nonché da subordinati paragneiss. Al margine settentrionale di tale basamento si è intruso il *granito di Bressanone*, di età verosimilmente ercinica, che ha dato luogo ad un'aureola metamorfica di contatto, con formazione di tipiche rocce cornubianitiche al limite con le filladi. Ammassi di diorite e gabbri si localizzano alla periferia del plutone predetto e litotipi analoghi compaiono anche in piena zona filladica (Luson e Chiusa).

La copertura permomesozoica affiora limitatamente agli angoli sud-orientale e sud-occidentale del foglio e, a tratti, anche altrove in piccoli lembi isolati dall'erosione. La serie dei terreni inizia con depositi grossolani, trasgressivi sul basamento cristallino (*Conglomerato di Ponte Gardena*), che documentano nella regione la presenza della grande lacuna stratigrafica corrispondente alla *discordanza ercinica*. A questo conglomerato si sovrappone un orizzonte di arenarie rosse (*Arenarie di Val Gardena*), con il quale termina la sedimentazione permocarbonifera di tipo continentale. Ai due orizzonti predetti si

SCHEMA STRUTTURALE DELL'ALTO ADIGE ORIENTALE E REGIONI LIMITROFE

(Tratto da Gb. DAL PIAZ [1934] con locali aggiornamenti)



TAV. 1 — Schema strutturale dell'Alto Adige orientale e regioni limitrofe

interpongono localmente porfidi basici e loro tufi, espressione *in loco* del noto vulcanesimo permiano. Seguono quindi rocce di natura evaporitica, terrigena e calcareo-dolomitica, che testimoniano gli atti progressivi della ingressione marina succedutasi dal Permiano superiore al Trias medio.

Un'attività vulcanica episodica viene documentata infine dalla presenza, nel Ladinico, di intercalazioni discontinue di tufi riolitici e da breccie e conglomerati tufacei.

Sotto il profilo strutturale si può distinguere nelle Alpi Meridionali l'assetto tettonico dello zoccolo cristallino da quello dei terreni di copertura permo-mesozoici. Questi ultimi infatti risultano interessati soltanto dalle deformazioni connesse all'orogenesi alpina, rappresentate da numerose faglie e da ripetuti motivi a carattere plicativo. Nello zoccolo cristallino invece è ancora molto evidente uno stile tettonico di età più antica, complicato dal sovrapporsi degli effetti del diastrofismo terziario.

LE AUSTRIDI. — I terreni austroalpini costituiscono una larga fascia, allungata in direzione Est-Ovest, che si sviluppa attraverso la parte centrale dell'intero foglio geologico. Essi ricompaiono inoltre nell'angolo nord-occidentale dello stesso, in prossimità del Passo del Brennero.

Come per le Alpi Meridionali, anche in questa unità strutturale si distingue un substrato scisto-cristallino prepermiano da una copertura di terreni permo-mesozoici.

Lo zoccolo cristallino è formato da filladi, micascisti, paragneiss, marmi, anfiboliti e gneiss diversi (granitici, aptitici, pegmatitici ed occhiadini), che nella legenda del foglio sono stati riuniti sotto la denominazione di *Complesso della zona Merano-Mules-Anterselva e delle Breonice*.

Entro i paragneiss del complesso predetto, a cavallo dell'alta Val di Valles, si estende il corpo granitico di Rensen, da B. SANDER considerato come una propaggine settentrionale della vicina massa intrusiva di Bressanone, e più ad oriente quello minore del Monte Alto.

La serie di copertura è rappresentata più estesamente nella sinclinale permo-triassica di Stilves-Mules, in Val d'Isarco, ed è costituita alla base da conglomerati gneissici, quarziti e arcosi, non di rado molto laminati, mentre superiormente compaiono dolomie e calcari più o meno cristallini,

talora fossiliferi. All'estremità nord-occidentale del foglio affiora inoltre un orizzonte di dolomia norica, facente parte del *Complesso permio-mesozoico del Tribulaun-Cime Bianche di Telve*.

Dal punto di vista tettonico le Austridi sono costituite per la massima parte dalla loro zona di radice, che localmente si rovescia sopra le Pennidi (falda di M. Spico o di Speikboden di B. SANDER). Solo la limitata area del Brennero appartiene alla regione dorsale del gigantesco ricoprimento austroalpino-superiore dell'Oetztal *s. l.*, complicato *in loco* dalla presenza di una estesa digitazione corrispondente alla falda di Steinach-Monte Cavallo (si veda capitolo sulla *Tettonica*).

LE PENNIDI. — Rappresentano il sistema strutturale più profondo di tutte le Alpi Orientali. Vengono a giorno attraverso la grandiosa finestra tettonica degli Alti Tauri, determinatasi in seguito alla totale erosione della soprastante coltre dei ricoprimenti austroalpini. Al limite tra questi ultimi e le Pennidi si insinua una complicata zona a scaglie listriche di terreni appartenenti ora all'uno ora all'altro complesso, che costituisce la già ricordata *zona di Matrei*.

Nell'area settentrionale del foglio Bressanone-Passo del Brennero compaiono gli elementi tettonici che costituiscono l'estremità occidentale della finestra predetta, ovverosia, da Sud verso Nord e dall'alto verso il basso:

a — *ricoprimento dei calcescisti con ofioliti*

b — *ricoprimento del Greiner*

c — *ricoprimento del Tux-Gran Veneziano*

a — *Ricoprimento dei calcescisti con ofioliti*. Questa unità tettonica comprende un insieme di terreni attualmente metamorfici, derivati in prevalenza da originari sedimenti di geosinclinale. Essi sono riferibili al Giurese e in parte, forse, anche al Cretaceo inferiore.

Il tipo litologico più frequente è costituito da calcescisti tipici e da subordinati marmi, micascisti filladici, filladi nerastre e quarziti. Nelle parti superiori della serie si intercala un orizzonte composto da anfiboliti e da scarse « serpentine » (serpentinoscisti, talcoscisti e cloritoscisti), espressione di

un originario magmatismo basico e ultrabasico, di natura sia effusiva che intrusiva.

b — *Ricoprimento del Greiner*. L'unità strutturale del Greiner è rappresentata, nel foglio Bressanone, da rocce metamorfiche che rispecchiano una normale sequenza di termini in origine sedimentari, di età compresa verosimilmente tra il Carbonifero ed il Trias medio e superiore. I tipi più diffusi sono dati da micascisti grafitici a granato, gneiss conglomeratici, gneiss arenacei a carbonati, quarziti e marmi.

c — *Ricoprimento del Tux-Gran Veneziano*. L'unità del Tux-Gran Veneziano è costituita, fondamentalmente, da un insieme di gneiss granitici *s. l.* con impronta metamorfica alpina, ma riferibili a rocce intrusive legate al ciclo magmatico ercinico. A questi litotipi si associano talora limitati affioramenti di quarziti e marmi permomesozoici, probabile testimonianza della primitiva copertura sedimentaria. Esiste una identità di facies di questi ultimi terreni con le formazioni rocciose coeve, appartenenti al ricoprimento del Greiner.

Sulla base di quanto esposto si può presumere che le formazioni rocciose delle tre unità strutturali sopra ricordate, prese nel loro insieme, costituissero in origine una normale e unitaria successione stratigrafica, rappresentata da un substrato cristallino ercinico e pre-ercinico e dalla relativa copertura permio-carbonifera e mesozoica. Le vicende tettoniche dell'orogenesi alpina determinarono la formazione dei ricoprimenti dianzi citati. Questi ultimi si realizzarono per scollamenti e accavallamenti piuttosto complicati, secondo piani di scivolamento preferenziali, in corrispondenza alla base sia del complesso roccioso permio-carbonifero e sia della formazione dei calcescisti giuresi.

IV — STRATIGRAFIA

Le formazioni rocciose che compaiono nell'ambito dei fogli Passo del Brennero e Bressanone sono costituite da terreni di natura metamorfica, eruttiva, marina e continentale. In generale prevalgono di gran lunga le metamorfiti, mentre i sedimenti marini sono limitati ad una ristretta zona del settore sud-orientale del foglio e le masse eruttive ne occupano essen-

zialmente la parte mediana, costituendo le aree di dominio del « granito di Bressanone ».

L'età di dette formazioni risulta compresa tra il Precarbonifero (Archeozoico?) e il Giurese-Cretaceo inferiore (?).

Inoltre hanno grande diffusione i depositi continentali quaternari, soprattutto in corrispondenza delle ampie conche vallive, ove confluiscono i maggiori corsi d'acqua.

Nelle presenti Note illustrative la descrizione delle varie formazioni rispecchia l'assetto tettonico regionale, secondo il quale i terreni vengono raggruppati nei grandi sistemi strutturali delle Alpi Meridionali, delle Austridi e delle Pennidi.

Si è pertanto adottato il criterio di illustrare i vari tipi litologici procedendo dal sistema più elevato, o più meridionale, a quello più profondo, situato più a Nord, della complessa struttura geologica di questo settore dell'arco alpino orientale.

Infine nell'ambito di uno stesso sistema tettonico si è seguito il normale ordine di successione cronostratigrafica, cioè dalle formazioni più antiche a quelle più recenti.

FORMAZIONI QUATERNARIE (G. B. CASTIGLIONI e G. O. GATTO)

Alluvioni recenti ed attuali talora terrazzate. Coni di deiezione. (a²) — Detriti di falda e copertura eluviale. Coni detritici. (dt) — Morene würmiane, degli stadi post-würmiani ed attuali. Cordoni morenici. (mo). — Morene miste a detrito. (md). — Depositi fluvioglaciali a grossi blocchi dei terrazzi di Novacella presso Bressanone (probabile tardo-WÜR M). (fg). — Alluvioni antiche cementate (S. Vigilio di Marebbe). (a¹). — Alluvioni antiche, terrazzate, generalmente sottostanti a depositi morenici würmiani (probabile Interglaciale RISS-WÜR M), passanti verso il basso a depositi fluvioglaciali ciottolosi e sabbioso-limosi (probabile Cataglaciale RISS) (tra Sciaves e Novacella). (at). — Morene, probabilmente rissiane, sottostanti alle alluvioni antiche terrazzate (sotto Sciaves) (mo^R).

Le formazioni quaternarie, alquanto diffuse nell'area del foglio Bressanone, sono rappresentate da depositi di ambiente prettamente continentale. Esse si addensano principalmente nelle ampie conche di Vipiteno, Bressa-

none e Brunico, ossia nei punti di confluenza dei maggiori corsi d'acqua della regione.

In corrispondenza di queste grandi depressioni morfologiche si rinven-
gono spessi depositi quaternari di varia natura, i quali sovente risultano profondamente incisi, rivelando sezioni naturali di terreni fluviali, fluvioglaciali e morenici, in chiara successione cronostratigrafica.

La copertura quaternaria, in particolare quella morenica, si conserva prevalentemente sui versanti delle grandi vallate, soprattutto dove le pendenze non sono molto accentuate, ed alle alte quote in corrispondenza dei tipici circhi glaciali che spesso conservano tuttora l'originaria morfologia.

Morene, probabilmente rissiane, sottostanti alle alluvioni antiche terrazzate (sotto Sciaves). (mo^R).

Ad Ovest di Sciaves, lungo la sponda sinistra dell'Isarco, ai piedi di un grande terrazzo morfologico, si rinviene, per breve tratto e con una potenza limitata, un deposito morenico chiaramente soggiacente alla serie dei depositi ciottolosi che mascherano l'antico alveo sepolto della Rienza.

Si tratta per lo più di un ammasso caotico di ciottoli prevalentemente granitici e gneissici, di dimensioni molto varie, compresi entro un impasto generalmente argilloso-sabbioso. Non mancano elementi di quarziti, di pietre verdi, di marmi e dolomie; tra questi ultimi sono stati trovati tipici ciottoli striati.

La potenza del deposito non è valutabile in quanto esso risulta mascherato nella sua parte inferiore.

L'alterazione di una parte dei ciottoli granitici e soprattutto la posizione di questo lembo morenico, chiaramente sottostante alla formazione alluvionale, interglaciale, fanno attribuire provvisoriamente il deposito in questione al RISS.

Si segue in ciò l'ipotesi avanzata da G. B. CASTIGLIONI (1965), il quale ha segnalato pure un altro limitato deposito morenico, in posizione stratigrafica analoga, sul fondo del solco percorso dalla Rienza, presso Rotondo (ad Est di Sciaves) (1964).

Alluvioni antiche, terrazzate, generalmente sottostanti a depositi morenici würmiani (probabile Interglaciale RISS-WÜR M), passanti verso il basso a depositi

fluvioglaciali ciottolosi e sabbioso-limosi (probabile Cataglaciale RISS) (tra Sciaves e Novacella). (at).

I depositi alluvionali antichi, probabilmente appartenenti all'Interglaciale RISS-WÜRME, trovano larga diffusione nei pressi di Brunico e di Bressanone, nei luoghi cioè in cui convergono le valli principali. Nella conca di Bressanone, in particolare, in corrispondenza delle numerose sezioni naturali del terreno, si rinvengono caratteristiche sovrapposizioni di materiale morenico ritenuto würmiano su altro tipicamente di origine alluvionale; da questo fatto si deduce l'età interglaciale di quest'ultimo. Questi terreni derivano da un fenomeno generale di colmata alluvionale delle valli, precedente all'ultima grande glaciazione. Lo stesso R. v. KLEBELSBERG (1956), che per molti anni s'interessò ai depositi quaternari dell'Alto Adige, sostiene, a conclusione del suo studio sulla conca di Brunico, che tali « alluvioni non sono paraglaciali, nè sono state deposte dalle acque di fusione accanto al ghiacciaio, ma erano già in posto quando venne il ghiacciaio, il quale ne ha modificato la forma solo in parte ».

Generalmente la deposizione della coltre alluvionale avvenne in modo regolare e per un periodo assai lungo, giungendo alla fine a colmare le valli maggiori; la successiva azione erosiva dei ghiacciai agì profondamente su di essa, incidendola, elaborandola in superficie ed in gran parte asportandola. Con il ritiro dei ghiacciai würmiani si depositarono quindi, in discordanza, i materiali morenici che ricoprono le alluvioni antiche in modo molto irregolare.

Le alluvioni antiche interglaciali sono per lo più rappresentate da elementi ciottolosi, la cui provenienza risulta strettamente legata all'andamento dei maggiori corsi d'acqua. In particolare nella conca di Bressanone, tra Sciaves e Novacella, si constata come i vari componenti appartengano al bacino della Rienza: tale fatto fornisce la prova del passaggio di questo fiume nel solco vallivo di Sciaves durante l'interglaciale RISS-WÜRME. Tra questi materiali il KLEBELSBERG (1935) ha segnalato anche un ciottolo di calcare a fusoline ritenuto proveniente dalla valle del Rio di Sesto. Ciò conferma che quest'ultimo torrente apparteneva al bacino della Rienza,

prima del noto fenomeno di deviazione fluviale che lo ha portato a confluire in quello della Drava.

Il rinvenimento di relitti di alluvioni ciottolose antiche a quote anche elevate [nei pressi di Brunico (850 m s. l. m.) si trovano alluvioni interglaciali ad altezze aggirantisi intorno ai 1200 metri] rivela come in origine questi depositi raggiungessero potenze assai ragguardevoli.

La formazione alluvionale antica, terrazzata, è costituita per lo più da materiali ciottolosi e sabbiosi, variamente distribuiti e mescolati tra loro, spesso stratificati, e con frequenti lenti o banchi di argille e limi; non mancano ciottoli anche di cospicue dimensioni. Malgrado esista una certa mescolanza di materiali a diversa granulometria, in genere si conservano i caratteri di una selezione e di un lavaggio dei prodotti alluvionali che infatti appaiono spesso poveri della parte fangosa. Caratteristico e generale è l'arrotondamento per gran parte degli elementi ciottolosi e delle ghiaie.

I depositi di tipo argilloso e limoso possono raggiungere potenze considerevoli, costituendo talora dei giacimenti utili all'industria estrattiva; nei dintorni di Sciaves questi terreni hanno caratteristiche tali da essere coltivati su grande scala ed utilizzati per alimentare, come materia prima, una vicina fornace di laterizi.

Lungo l'Isarco, tra Sciaves e Novacella, nella sezione naturale attraverso gli antichi depositi di riempimento del solco fossile della Rienza, si possono osservare potenti depositi ciottolosi e sabbioso-limosi, con stratificazione assente o irregolare e frequenti cambiamenti di facies, sottostanti alle tipiche alluvioni. Per i loro caratteri particolari e per la presenza, alla base, di un limitato affioramento morenico (mo^R), essi sono stati interpretati dal CASTIGLIONI (1965) come depositi fluvioglaciali contemporanei alle fasi finali della glaciazione che precedette la colmata alluvionale (CATAGLACIALE RISS?).

Alluvioni antiche cementate (S. Vigilio di Marebbe). (a¹).

Nei pressi di S. Vigilio di Marebbe vengono a giorno dei lembi di terreni alluvionali, costituiti prevalentemente da elementi spigolosi di varie dimensioni e in genere cementati tra loro; questi derivano dalle rocce calcareo-dolomitiche della serie permo-triassica, affiorante poco ad oriente (For-

cia Dura). In essi si riconosce una certa stratificazione, dovuta per lo più a sfumate alternanze di livelli più grossolani con altri più fini.

Alcuni studiosi che in passato si occuparono della geologia del settore sud-orientale del foglio (R. v. KLEBELSBERG, 1956; G. MUSCHTLECHNER, 1939), prospettarono l'ipotesi che i suddetti terreni fossero interglaciali, pur non avendo riconosciuto nella zona alcun caso di sovrapposizione di morene würmiane su queste alluvioni.

Depositi fluvioglaciali a grossi blocchi dei terrazzi di Novacella presso Bressanone (Probabile tardo-WÜRMIAN). (fg).

Con l'esaurirsi dell'espansione glaciale würmiana si verificarono deposizioni di carattere essenzialmente fluvioglaciale, di materiali molto eterogenei e grossolani. Si tratta per lo più di terreni alluvionali a grossi ciottoli e blocchi, anche di considerevoli dimensioni, più o meno arrotondati, disposti in modo caotico, la cui composizione è prevalentemente granitica e granodioritica. I grandi elementi rocciosi risultano compresi in una matrice di fondo eterogenea, sabbioso-ghiaiosa e limosa, a granulometria molto varia.

Questi depositi costituiscono dei tipici terrazzi (a due livelli sovrapposti) in località Colli nei pressi di Novacella; il più elevato di essi si raccorda con i dossi morenici esistenti poco più a Nord, riferibili ad una sosta stadiale tardo-würmiana del ghiacciaio dell'Isarco.

Morene würmiane, degli stadi post-würmiani ed attuali. Cordoni morenici (mo). Morene miste a detrito. (md).

I depositi morenici sono largamente rappresentati in tutto il territorio esaminato. In generale essi costituiscono un sottile rivestimento sulle formazioni sottostanti (rivestimento di pendio o di terrazzo), molto lacunoso e discontinuo, ma possono anche formare una coltre più spessa, come ad esempio nella piana di Falzes, nella zona di Rasa, nei dintorni di S. Andrea e di Rodengo.

I depositi morenici, in particolare quelli post-würmiani e recenti, conservano spesso le forme dell'originaria morfologia. Si riconoscono, soprattutto nei depositi di alta quota, morene laterali, frontali ed anche di fondo. Spesso tuttavia le morene risultano rimaneggiate e ricoperte da detriti di

falda più recenti; addirittura in numerosi casi s'incontrano coperture moreniche intimamente mescolate ai detriti e una loro distinzione sarebbe impossibile (md).

Generalmente le morene sono rappresentate da fanghiglie non stratificate miste a ciottoli spesso striati, disposti nella massa di fondo molto caoticamente. Sono inoltre frequenti depositi morenici con frazione ghiaiosa notevolmente più ricca; è stato infatti possibile constatare come le caratteristiche di questi terreni di copertura mutino un po' secondo la natura del substrato, ossia a seconda che esso sia costituito da preesistenti materiali sciolti (alluvioni antiche terrazzate) o da rocce in posto di varia composizione. Ma di solito, data la provenienza delle principali colate glaciali dalle valli settentrionali, i ciottoli morenici mostrano normalmente una composizione litologica del tipo delle Alpi Centrali (graniti e scisti vari); non mancano anche elementi dolomitici, sia pure rari, mescolati al prevalente morenico di cristallino tipico.

Bisogna tuttavia distinguere i depositi morenici che per i loro caratteri morfologici e litologici sono da considerarsi più antichi, ossia formati durante il ritiro dei ghiacciai würmiani (fase cataglaciale), da quelli legati alle fasi glaciali più recenti; sono queste le morene riferibili alle manifestazioni del glacialismo post-würmiano, che però hanno importanza soltanto locale.

Sulla carta sono stati indicati, lungo le valli e nei circhi, soltanto i cordoni morenici più evidenti. A quote relativamente basse si trovano le morene laterali o frontali dello stadio di Gschnitz (nelle valli di Vizze a Tulve, di Vena, del Rio Bianco, ecc.); nelle valli di Vizze, di Valles, di Selva dei Molini ed in altre ancora si conservano anche gli archi morenici dello stadio di Daun (PERETTI, 1935). Il KLEBELSBERG, nei suoi ultimi lavori (1942, 1953, 1956), ha attribuito i più antichi tra questi depositi per lo più allo stadio dello Sciliar (*Schlernstadium*), ritenendo che i ghiacciai dello stadio di Gschnitz fossero assai più ridotti (v. G. B. CASTIGLIONI, 1957 e 1964).

Detriti di falda e copertura eluviale. Coni detritici. (dt).

La copertura detritica, più o meno abbondante e con pezzatura variabile a seconda dei tipi litologici da cui ebbe origine, dà luogo ad estesi ed

uniformi pendii alla base delle pareti rocciose. Essa è particolarmente sviluppata in corrispondenza di quelle aree in cui prevalgono i terreni altamente friabili e fissili, dove, per l'entità dei suoi depositi, contribuisce sensibilmente ad addolcire il paesaggio, specie nell'alta montagna.

Spesso alle quote più elevate, nelle aree di dominio delle rocce eruttive o gneissiche, grandiosi e potenti accumuli detritici cingono gli aspri dirupi e le erte pareti delle cime di maggior altezza (massiccio granitico di Bressanone e zona degli Alti Tauri).

Di norma le falde di detrito si presentano con pendenze accentuate e la loro stabilità è subordinata alle dimensioni dei singoli componenti e talora anche allo sviluppo della vegetazione, la quale normalmente opera un'azione di consolidamento sui pendii più ripidi.

Nelle valli minori e più elevate, dove la degradazione si svolge in modo più rapido, le falde di detrito lasciano irregolarmente i piedi dei versanti; sovente esse sfumano in numerosi piccoli conii detritici, intersecantisi tra loro.

Frequentemente si possono rilevare gli effetti, più o meno evidenti, di fenomeni franosi, che hanno interessato i terreni incoerenti di copertura o le rocce lapidee.

Le frane più importanti per le dimensioni, ma soprattutto per la modificazione che apportarono al paesaggio, sono quelle di Apenes in Val di Vizze e di Stilves presso Campo di Trens.

Queste si verificarono, secondo R. v. KLEBELSBERG, in seguito al ritiro dei ghiacciai würmiani e interessarono estesamente la formazione mesozoica dei calcescisti, costituenti i versanti delle valli di Vizze e dell'Isarco.

Sono stati riportati sul foglio, con il medesimo colore, anche quei terreni di copertura che derivano essenzialmente dalla disgregazione e dalla alterazione sul posto della roccia sottostante (copertura eluviale). Si tratta in genere di materiali di scarso spessore, sufficiente tuttavia a mascherare, su estese superfici, la roccia del substrato.

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

Le alluvioni recenti ed attuali si localizzano normalmente sul fondo delle maggiori vallate comprese nell'area del foglio; esse rivelano con frequenza le tracce di recenti terrazzamenti, talora molto accentuati.

Questi depositi fluviali sono costituiti da ghiaie, più o meno grossolane, e talora anche da materiali, più fini, come sabbie e limi. La natura litologica dei componenti ciottolosi rispecchia chiaramente quella del bacino di provenienza.

Assai diffuse sono le conoidi di deiezione che, per le loro dimensioni talora considerevoli, possono costituire degli sbarramenti naturali delle valli. Si ricorda a tal proposito la bella e piatta conoide di Gais (Brunico), perfettamente conservata, che in origine doveva aver interrotto il corso dell'Aurino, creando a monte un bacino lacustre, ora completamente interrato. Fra i fattori che condizionano lo sviluppo dei conii va considerata la consistenza dell'apporto solido dei corsi d'acqua che li alimentano; in corrispondenza di bacini nei quali siano particolarmente diffusi terreni sciolti o rocce lapidee molto cataclate, si formano conoidi di grandi dimensioni. Ad esempio, in dipendenza della fascia milonitizzata che cirge a Nord il massiccio granitico di Bressanone si formarono dei grandi conii che, sbarrando alcune valli trasversali, crearono dei laghi e dei piani acquitrinosi (Mules, Valles, Vallarga e V. Aurina).

Altri sbarramenti naturali delle valli sono stati provocati da grandiose frane, quali per esempio quelle già menzionate di Stilves (conca di Vipiteno) e quella di Apenes (Val di Vizze); in entrambi i casi nelle valli sbarrate si erano creati dei laghi anche estesi, successivamente colmati da alluvioni recenti e in parte da materiali torbosi.

I grandi alluvionamenti del 1966 hanno sensibilmente modificato la preesistente morfologia di fondovalle, creando dei sovralluvionamenti o talora approfondendo maggiormente o mutando l'andamento degli stessi alvei; alcune conoidi sono state invase da nuovi apporti di materiali, altre hanno subito incisioni da parte dei corsi d'acqua.

ALPI MERIDIONALI

COMPLESSO METAMORFICO SUDALPINO

« FILLADE QUARZIFERA DI BRESSANONE » — *Filladi quarzose, spesso granatifere, a mica chiara o a due miche, non di rado cloritiche; micascisti bioti-*

tico-muscovitici a granato; paragneiss biotitico-granatiferi; quarziti più o meno micacee (fq). — *Micascisti granatiferi a grandi lamelle di biotite trasversale (m_{gr}).* — *Quarziti e filladi nerastre carboniose (q).* — *Gneiss albitici, muscovitici e a due miche, spesso microocchiadini; porfiroidi l. s. (pg).* — *Cloritoscisti (Scl); anfiboliti (an).* PREPERMIANO (Archeozoico?).

(F. P. SASSI)

Si tratta di un imponente complesso di metamorfiti di varia composizione, che costituiscono la parte più settentrionale del basamento cristallino delle Alpi Meridionali veneto-tridentine e che occupano arealmente circa un terzo del foglio Bressanone. Tale complesso è costituito da svariati tipi litologici, che si trovano in alternanze più o meno fitte e con passaggi reciproci più o meno gradualmente sia in senso orizzontale che verticale.

Entro questo complesso sono state effettuate alcune distinzioni cartografiche; tuttavia le rocce filladiche *l. s.*, che costituiscono la maggior parte del basamento in parola e che pur presentano numerose eterogeneità litologiche, sono rimaste indistinte in quanto non venne ritenuta necessaria una rappresentazione cartografica, forzatamente troppo dettagliata, dei vari litotipi.

Particolare menzione meritano tuttavia certe metamorfiti di composizione arenacea affioranti nella parte più elevata del bacino idrografico di Rio della Casera a Nord del M. Telegrafo (F. P. SASSI, 1968); tali rocce, che in campagna non sono state distinte, sono risultate di estremo interesse in quanto mostrano un grado di ricristallizzazione distintamente inferiore a quello delle tipiche metamorfiti di Bressanone; e la scoperta di tale *hiatus* di ristrutturazione blastica con tutta probabilità conferirà un nuovo aspetto ai problemi della fillade sudalpina *l. s.*

Per quanto riguarda la cartografia, resta infine da sottolineare che non è stato rinvenuto dai rilevatori di questa parte del foglio, come del resto neppure da H. SKALL (1961), il marmo della Testa del Cane (B. SANDER, 1925).

Il grado metamorfico corrisponde a quello della facies degli scisti verdi, subfacies « quarzo-albite-epidoto-almandino ». Se si escludono le meta-

morfiti arenacee dell'alto Rio della Casera, sulle quali non vi sono ancora sufficienti dati, non sono state osservate variazioni di grado metamorfico entro e fra i vari gruppi di rocce distinti cartograficamente, ed in particolare fra filladi e paragneiss i quali, secondo B. SANDER (1925), apparterebbero ai livelli stratigrafici più bassi.

I rapporti fra cristallizzazione metamorfica e deformazione tettonica sono piuttosto complessi. Lo studio di alcune centinaia di sezioni scitili ha permesso di riconoscere in maniera molto evidente gli effetti di una cristallizzazione sostanzialmente statica di albite, miche e granato, verificatasi dopo l'atto deformante paracristallino principale, e, in particolare, dopo l'intimo pieghettamento delle rocce e la connessa comparsa di nuovi piani di scistosità S_2 . Tale cristallizzazione postcinematica, che chiude l'evoluzione metamorfica del basamento cristallino sudalpino, si è verificata senza dubbio in età prepermica, in quanto i ciottoli filladici del « conglomerato di Ponte Gardena », notoriamente non metamorfico, presentano chiaramente gli effetti di tale fenomeno.

Di età alpina invece sono le deformazioni, non risanate da blastesi, posteriori alla citata cristallizzazione di albite, miche e granato. Tali deformazioni, normalmente di modesta intensità e tali quindi da non alterare la microstruttura delle rocce, sono invece molto intense lungo linee tettoniche recenti, conferendo alle filladi ivi localizzate un chiaro carattere cataclastico.

La questione di una ulteriore specificazione dell'età del metamorfismo è ancora *sub judice* e presenta molti aspetti opinabili: alcuni studiosi propendono per un'età ercinica (ad esempio C. D'AMICO, 1964), altri invece per un'età pre-ercinica, forse addirittura archeozoica (Gb. DAL PIAZ, 1942).

Prima di passare a descrivere i vari litotipi è opportuno far notare che di tutto il basamento cristallino delle Alpi Meridionali veneto-tridentine la parte nord-occidentale, quella cioè affiorante nei fogli Bressanone e Merano, è la più metamorfica (pur rimanendo sempre nell'ambito della facies degli scisti verdi), ed è quella inoltre in cui la cristallizzazione postcinematica ha avuto il suo maggiore sviluppo non solo come diffusione areale ma anche come intensità.

Filladi quarzose, spesso granatifere, a mica chiara o a due miche, non di rado cloritiche; micascisti biotitico-muscovitici a granato; paragneiss biotitico-granatiferi; quarziti più o meno micacee (fq).

Le rocce cartografate sotto questo titolo costituiscono la quasi totalità del basamento cristallino sudalpino affiorante nell'area del Foglio. Si tratta di un complesso tutt'altro che omogeneo dal punto di vista litologico, nel quale però i litotipi prevalenti sono delle filladi quarzose, frequentemente granatifere, ad una o due miche, non di rado cloritiche. Le innumerevoli eterogeneità litologiche derivano dal fatto che, in dipendenza di variazioni compositive degli originari sedimenti argilloso-arenacei, i rapporti quantitativi tra i minerali componenti variano entro ampi intervalli; sicchè da un lato si arriva a rocce costituite quasi esclusivamente da mica chiara, dall'altro a rocce quarzitiche, mentre sono pure frequenti termini ricchi in plagioclasti (paragneiss). Queste variazioni compositive avvengono con notevole frequenza sia in senso verticale che orizzontale: gli spessori dei livelli litologicamente omogenei possono essere dell'ordine del millimetro, del centimetro e meno frequentemente del metro.

Il litotipo prevalente è molto fissile, con scistosità piana, ondulata o minutamente pieghettata; è assai spesso fornito di una distinta lineazione. Il colore è grigio-verde o grigio-argenteo e comunque variabile con la composizione mineralogica; la grana è piuttosto minuta. Molto frequenti sono vene, in generale concordanti, di quarzo bianco lattiginoso la cui potenza raramente supera il metro e la cui lunghezza è al massimo di pochi metri.

Al microscopio la struttura è tipicamente cristalloblastica, senza evidenti tracce residue di strutture premetamorfiche, con l'importante eccezione delle metamorfiti dell'alto Rio della Casera, la cui struttura elastica non è per nulla cancellata ed è solo parzialmente modificata da una modesta blastesi della matrice.

La tessitura è sempre chiaramente scistosa, con notevole sviluppo, entro i letti a sufficiente contenuto in fillosilicati, di più recenti piani di scistosità (S_2) paralleli ai piani assiali delle micropieghe. Nei letti molto ricchi in miche S_2 è la scistosità prevalente, cioè quella rilevabile ad occhio nudo,

e nei litotipi costituiti esclusivamente da fillosilicati la prima scistosità S_1 è cancellata.

I componenti mineralogici principali sono quarzo, albite (0-10% An), mica chiara, biotite, clorite, granato ed epidoti, in quantità variabili; accessori comuni sono ilmenite, rutilo, tormalina, apatite, zircone e, localmente, sostanze carboniose e carbonati. Non si esclude la presenza, entro le filladi affioranti nelle Alpi Sarentine, di cloritoide, recentemente segnalato poco distante nell'attiguo F° Merano (A. GREGNANIN-F. P. SASSI, 1967).

Caratteristica di tutte queste rocce è la cristallizzazione da sin- a postcinematica del granato e la presenza di una generazione postcinematica di albite e miche sviluppatasi in ambiente statico.

Non di rado la biotite postcinematica ed il granato sono strettamente associati a clorite e talora in maniera tale da indicare un processo di cloritizzazione. In alcuni casi tuttavia sembra trattarsi, non di una trasformazione di granato in clorite, ma di un accrescimento di clorite su granato.

Verso oriente il granato è relativamente scarso e la blastesi albitica postcinematica nel complesso poco intensa; non mancano tuttavia livelli molto ricchi di albite neogenica come, ad esempio, nei pressi di Piccolino (Val Badia), ove numerosissimi cristalli postcinematici subrettangolari di albite, lievemente zonati e talora geminati a due individui, tempestano la compagine della roccia.

Altro carattere esclusivo delle metamorfiti più orientali è la presenza di livelli filladici a carbonato, passanti localmente e per scarsi spessori a veri scisti calcariferi.

Micascisti granatiferi a grandi lamelle di biotite trasversale (m_{gr}).

Abbiamo già descritto come un carattere tipico delle rocce filladiche l. s. la cristallizzazione postcinematica di biotite. Localmente questo fenomeno assume un carattere vistoso non soltanto per l'abbondanza delle lamelle ma anche per le loro dimensioni, che non di rado superano i 5 mm. Litotipi che presentano questo fenomeno sono stati osservati un pò dovunque; però solo a Sud di Vandoies in Val Pusteria, ove la vistosità della neobla-

stesi di biotite si manifesta con notevole continuità su un'area relativamente estesa, è stata possibile la distinzione cartografica.

La cristallizzazione di tali lamelle è senza dubbio successiva al pieghettamento dei piani S_1 ed alla genesi di S_2 . La loro orientazione è di regola casuale; tuttavia non di rado è stata osservata una disposizione mimetica di una parte di tali cristalli in S_1 o in S_2 . Successivamente alla cristallizzazione della biotite postcinematica si sono verificati solo deboli e locali sollecitazioni dinamiche, nonchè fenomeni di incipiente cloritizzazione in ambiente statico.

Lo sviluppo di questa biotite può essere connesso ad una locale esaltazione di un processo metamorfico statico sviluppatosi su scala regionale.

Quarziti e filladi nerastre carboniose (q).

Rocce di questo tipo affiorano abbastanza diffusamente nei dintorni di Snodres e di S. Giacomo in Monte a SSO e a Sud di Bressanone rispettivamente, per assumere una maggior estensione poco più a Sud nell'attiguo F° Marmolada. Si tratta di filladi nerastre molto scistose e di quarziti nere in potenti banchi dotati di una certa fissilità in lastre dello spessore di qualche cm. Al microscopio si osserva che la grana di tutti i minerali è di regola molto minuta e che la sostanza carboniosa è localizzata prevalentemente entro le sfaldature delle miche e negli spazi intergranulari.

Ricordiamo che entro quarziti carboniose di questo tipo, che vengono a giorno nella valle di Eores (F° Marmolada) in continuità di affioramento con le rocce qui descritte, I. PELTZMANN (1935) ha trovato alcuni resti fossili problematici del Paleozoico antico.

Gneiss albitici, muscovitici e a due miche, spesso microocchidini; porfiroidi l. s. (pg).

La morfologia delle filladi è normalmente caratterizzata da linee molto dolci, ma essa si inasprisce in corrispondenza dei paragneiss e dei porfiroidi. Queste metamorfiti formano, entro il complesso filladico, intercalazioni concordanti localizzate esclusivamente ad Ovest dell'Isarco. Si tratta di rocce

ricche in cristalli relitti premetamorfici e povere in fillosilicati. Molte di esse, di origine arenacea, derivano probabilmente dallo smantellamento di rocce eruttive; in alcuni casi lo studio al microscopio ha rivelato che si tratta di porfiroidi o che sono comunque geneticamente legate a vulcaniti acide.

Sul terreno non è facile distinguere i paragneiss dai porfiroidi e tale distinzione riesce non di rado difficoltosa anche al microscopio. Porfiroidi sono stati riconosciuti: poco ad Est di Punta del L. Rodella, lungo la mulattiera Bressanone-Rifugio Rodella a quota 1900 circa, ed a NNE di Forcella di Scaleres ad Ovest di Bressanone.

Il colore è grigio o rossiccio. Frequentemente sono visibili ad occhio nudo granuli quarzosi e feldspatici delle dimensioni massime di 5 mm, che spiccano sul fondo minuto. La scistosità è generalmente piana, anche se non mancano paragneiss albitici ondulati.

Al microscopio la struttura è cristalloblastica, ma i grossi individui di feldspati e di quarzo mostrano di norma ancora chiaramente la loro originaria forma premetamorfica. Le scarse miche presenti impartiscono alla roccia una certa scistosità, per lo più discontinua; tuttavia nelle infrequenti porzioni più micacee si osserva anche la comparsa di piani S_2 . La grana del fondo nei porfiroidi è molto più minuta che nei paragneiss.

I componenti mineralogici fondamentali sono quarzo, albite e feldspato potassico; muscovite, biotite e clorite compaiono in quantità decisamente subordinata; accessori comuni sono apatite, zirconio, minerali opachi. Quarzo, albite e feldspato potassico costituiscono sia grossi cristalli relitti premetamorfici, sia granoblasti della massa di fondo. Il feldspato potassico è sempre presente nei porfiroidi, ma può mancare nei paragneiss. I cristalli premetamorfici si riconoscono sia per la loro forma sia per le deformazioni risanate dalla blatesi; in casi fortunati sono stati inoltre osservate corrosioni tipiche di fenocristalli di rocce effusive. Frequenti sono associazioni intime fra albite e feldspato potassico (pertiti), spesso geneticamente legate a processi di sostituzione. È da rilevare infine la presenza di albite a scacchiera.

Anche queste rocce mostrano di aver subito una cristallizzazione postcinematica di albite, muscovite e biotite, sia pure di intensità decisamente inferiore a quella sviluppatasi nelle rocce filladiche. Questa diversità non

indica però una differenza di storia petrogenetica, ma va semplicemente collegata alla notevole diversità di composizione dei due tipi di rocce; ciò soprattutto se si tengono presenti la scarsità globale di miche nei paragneiss ed il fatto che la neoblastosi albitica sembra essersi verificata nelle filladi a spese di mica chiara e non di plagioclasio.

Pertanto i paragneiss ed i porfiroidi mostrano sostanzialmente una identica fenomenologia rispetto alle rocce filladiche; e la persistenza in essi di cristalli premetamorfici va legata alle cospicue dimensioni di essi e non ad una minore intensità delle azioni blastiche.

Cloritoscisti (ScI); anfiboliti (an)

Entro le rocce filladiche sono state rinvenute e distinte cartograficamente scarse e modeste intercalazioni concordanti di scisti verdi, e precisamente di cloritoscisti e di anfiboliti. Non sono stati invece cartografati quei livelli filladici che presentano locali arricchimenti in clorite.

Lo studio al microscopio ha messo in luce nelle rocce verdi la stessa fenomenologia metamorfica osservata per le metamorfiti incassanti; in particolare in alcune di esse è stata rilevata la presenza di granato, albite, muscovite e biotite postcinematici.

COMPLESSO SEDIMENTARIO ED ERUTTIVO SUDALPINO

« Calcare del Castello di Brunico » — *Calcarei bianchi, passanti a dolomie grigiastre, del Castello di Brunico, di età incerta (c)*. PALEOZOICO.

(G. O. GATTO)

La formazione calcareo-dolomitica del Castello di Brunico, costituita da calcari bianchi, passanti a dolomie grigiastre, e riferita in un primo tempo al Trias (M. FURLANI, 1912 e 1922), fu successivamente interpretata da H. P. CORNELIUS e M. FURLANI-CORNELIUS (1930) come la prosecuzione occidentale dei calcari paleozoici della catena carnica. Questa ipotesi, secondo Gb. DAL PIAZ (1934), appare senza dubbio più attendibile, mancando nella serie mesozoica della zona della Drava termini equivalenti a queste facies

particolari; inoltre l'interpretazione dei due autori austriaci consente indirettamente di rettificare in maniera più accettabile l'andamento della « Linea della Pusteria ».

È interessante infine notare che l'affioramento calcareo-dolomitico del Castello di Brunico è attraversato da un filonc di diabase, fortemente fratturato, come le rocce incassanti.

« Conglomerato di Ponte Gardena » (« Verrucano alpino », « Conglomerato basale » — *Conglomerati grigio-verdastri, grossolanamente stratificati, ad elementi filladici e subordinatamente di quarzo, di Campi Rosada e del Monte Telegrafo*. Spessore 1-10 metri. (PE₁). PERMIANO INFERIORE.

(R. DAL CIN — A. GREGNANIN — T. ZULIAN)

Si tratta di sedimenti continentali derivati dallo smantellamento del sottostante basamento cristallino, già implicato nella orogenesi ercinica, ed in qualche caso anche dei primi prodotti dell'attività vulcanica perniiana.

In località Campi Rosada (Passo del Monte Rodella) affiora in lembi con potenza variabile (1 m eccezionalmente 10 m) e giace direttamente sul complesso filladico del Cristallino antico sudalpino.

Esso è formato principalmente da ciottoli di rocce filladiche di varie dimensioni con matrice grossolana, mal classata, di provenienza filladica.

La scarsa maturità tessiturale e le caratteristiche granulometriche e morfometriche indicano, come per gli analoghi e coevi depositi della Val di Funes e della Val Gardena (DAL CIN, 1963), un ambiente di sedimentazione di tipo torrentizio.

Un altro limitatissimo affioramento di Conglomerato di Ponte Gardena (pochi dm di spessore) si trova sul M. Telegrafo, ma, per la sua scarsa potenza, non poté essere distinto cartograficamente dai sovrastanti materiali piroclastici e lavici. Esso è analogo ai conglomerati di Campi Rosada, pur mostrando un maggior grado di elaborazione dei ciottoli.

Vulcaniti rioidacitiche ed andesitiche, loro breccie e tufi (M. Covolo e M. Cane). ($\rho\Delta\alpha$). *Conglomerati a matrice ed elementi vulcanici; breccioline ed arenarie (M. Covolo)* ($\rho\Delta c$). PERMIANO INFERIORE.

(A. GREGNANIN — T. ZULIAN)

Al limite occidentale della Tav. Bressanone (M. Cane) ed in minor misura al M. Telegrafo, la copertura della « fillade quarzifera di Bressanone » è costituita da prodotti piroclastici. Questi sono rappresentati da tufi grigi o grigio-verdastri, talora con sottili intercalazioni arenacee (1-2 cm di potenza) ed in maggior misura da breccie ad elementi filladici piuttosto grossi e matrice eruttiva.

Nella zona sudoccidentale del foglio, nella media valle del Rio Ghetrùn, al di sopra della « fillade quarzifera di Bressanone », vengono a giorno conglomerati talora associati ad arenarie, costituiti interamente da materiali che derivano dallo smantellamento dei primi prodotti del vulcanismo atesino. Si tratta di puddinghe costituite da elementi vistosi (fino ad 1 metro di diametro) di rioidaciti, daciti e subordinatamente andesiti, con matrice medio-minuta di analoga provenienza. Talora si osservano delle intercalazioni costituite da arenarie e breccioline, più o meno stratificate e gradate, del tutto uguali alla matrice del conglomerato. La loro massima potenza è di circa 150 metri.

Al di sopra di detti conglomerati, nella stessa valle del Rio Ghetrùn e soprattutto in località Alpe del Passo, segue un complesso di prodotti lavici scoriacei e caotici, abbastanza rinsaldati, di colore scuro, alternati a colate compatte e tufi, di composizione da rioidacitica ad andesitica.

Fra queste vulcaniti, la cui potenza è di circa 100-150 metri, sono compresi, seppur subordinatamente, lenti di conglomerati del tutto simili a quelli sottostanti.

Tutto il complesso ora descritto costituisce un piastrone, abbastanza rigido, inclinato ad occidente, dove, soprattutto nell'attiguo foglio Merano viene interessato da un sistema di faglie subverticali a direzione NNW-SSE.

« Arenarie di Val Gardena » — *Arenarie rosse a stratificazione piano-parallela alla base, arenarie grigio-giallastre con frequenti stratificazioni incrociate e canali*

di erosione nella parte media e siltiti rosso-scure a stratificazione quasi indistinta nella parte superiore; nella parte medio-inferiore livelli e lenticelle conglomeratiche o argillo-siltose. Spessore 200 metri. (PE₂). PERMIANO MEDIO.

(A. BOSELLINI e R. DAL CIN)

Affiorano nella parte meridionale del foglio, soprattutto nell'angolo sud-orientale, dove la formazione può essere suddivisa in tre parti ben distinguibili per caratteristiche stratigrafiche e sedimentologiche (BOSELLINI e DAL CIN, 1968).

La parte inferiore (spessore 50 m circa), a stratificazione prevalentemente piano-parallela, è la più grossolana, ha una colorazione rossastra e presenta intercalazioni di conglomerati fini e di argille e siltiti. La parte mediana (spessore 100 m circa), di colore prevalentemente grigio-giallastro e meno grossolana della precedente, è spesso caratterizzata da stratificazioni incrociate e dalla presenza di canali d'erosione. La parte superiore infine presenta uno spessore di 50 m circa ed è costituita in assoluta prevalenza da siltiti rosse, granulometricamente assai omogenee, a stratificazione quasi indistinta; ad esse è stato assegnato il rango di membro con il nome di *Siltiti di S. Martino*.

Sulla base delle caratteristiche granulometriche e delle strutture sedimentarie si deduce che l'ambiente di sedimentazione delle Arenarie di Val Gardena di questa zona era alluvionale. In particolare la parte medio-inferiore rappresenta un deposito di canale fluviale con sinuosità crescente verso l'alto della serie. Le siltiti di S. Martino costituiscono invece un deposito di piana di inondazione.

« Formazione a Bellerophon » — *Calcarei grigio-scuro o neri, a volte bituminosi, ad alghe dasicladacee (Gymnocodium), foraminiferi e Bellerophon; dolomie e calcari caviati, marne grigie e gessi (g).* Spessore 200-250 metri. (PE₃). PERMIANO SUPERIORE

A. BOSELLINI

La formazione a *Bellerophon* affiora nei pressi di S. Martino in Badia e nella conca di S. Vigilio dove raggiunge uno spessore variabile da 200

a 250 m circa. Nella parte inferiore essa risulta costituita da un orizzonte dolomitico-gessoso di chiara origine evaporitica, con intercalazioni di calcari cariati e livelli marnosi grigio-scuri. Seguono nella parte alta calcari neri, spesso bituminosi, in banchi di 30-50 cm, alternati a interstrati marnosi, pure neri o grigio-scuri, dalla caratteristica stratificazione irregolare e bitorzoluta. Sono pure presenti rari banchi di dolomia cariata. Questo orizzonte è assai ricco di alghe dasicladacee, ostracodi e foraminiferi; tra questi ultimi predominano i generi *Hemigordius*, *Globivalvulina*, *Geinitzina*, *Nodosaria*, *Pachyphloia*. I caratteristici gasteropodi che danno il nome alla formazione sono comuni ma non frequenti. Sono pure presenti brachiopodi, lamelli-branchi, frammenti di echinidi. L'ambiente di sedimentazione si evolve da condizioni lagunari (parte inferiore) ad un bacino marino poco profondo e calmo, molto probabilmente un braccio di mare a circolazione ristretta (parte superiore).

— « Formazione di Werfen » — *Calcari e calcari siltosi grigi* a *Tirolites cassianus* (QUENST.) e *Natiria costata* (MÜNST.) (MEMBRO DI VAL BADIA); *siltiti e arenarie fini rosse* (MEMBRO DI CAMPIL); *calcari siltosi grigi e calcari oolitici rosso-ruggine a Gasteropodi con frequenti breccie intraformazionali* (OOLITE A GASTEROPODI); *calcari grigi, a volte siltosi, e siltiti a Claraia, Homomya e Pleuromya, dolomie rossastre, calcari argillosi micritici, sottilmente stratificati a Lingula, con alla base livelli oolitici* (MEMBRO DI SIUSI). Spessore 300-350 metri. (T₁). SCITICO (WERFENIANO).

(A. BOSELLINI)

La serie completa della Formazione di Werfen affiora nel Gruppo del M. Corno; dal basso all'alto essa risulta nettamente distinguibile nei sottolencati quattro membri:

1. *Membro di Siusi* (Strati di Siusi *Auct.*); ha uno spessore medio di 100 m ed è costituito da un orizzonte basale (50-60 m) di calcari grigi in banchi massicci e calcari argillosi micritici dal color grigio-azzurrognolo, sottilmente stratificati con testimonianze di episodi detritico-intraclastici. La

fauna, piuttosto povera, è costituita principalmente da ostracodi e verso l'alto da brachiopodi (*Lingula*) in genere assai mal determinabili. Sopra l'orizzonte basale sta un livello (8-10 m) di dolomie e dolomie siltose rossastre e gialle, a volte con inclusi gessosi (Col Vercin). Viene infine l'orizzonte superiore (50 m), caratterizzato soprattutto dalla presenza di *Claraia clarae* EMM.; si tratta di calcari micritici grigio-verdastri, spesso siltosi, in strati poco potenti. Sono straordinariamente abbondanti i lamelli-branchi dei generi *Claraia*, *Homomya* e *Pleuromya*.

L'ambiente deposizionale del Membro di Siusi si evolve da una piattaforma di tipo carbonatico alla base, a fondali poco profondi, passanti qua e là a condizioni lagunari, con instaurazione in qualche caso di ambienti evaporitici.

2. *Oolite a Gasteropodi* (Strati di Campil *Auct. p. p.*); possiede uno spessore di 20-50 m; è costituito in prevalenza da calcari micritici e siltosi, grigi o rosati, talora rossi, in sottilissimi strati, con irregolari intercalazioni di livelli calcarei compatti, dal color rosso ruggine. Tali strati hanno in genere spessori variabili da 20 a 50 cm e sono costituiti da un impasto di ooliti e Gasteropodi; comuni sono i frammenti intraclastici giallo ocra, che possono assumere talora dimensioni cospicue; la roccia presenta in questo caso l'aspetto di una vera e propria breccia intraformazionale (*Conglomerato di Koken*).

I caratteri sedimentologici del membro denotano l'instaurarsi di condizioni ambientali caratterizzate da fondali piatti ed estesi, qua e là debolmente emergenti.

3. *Membro di Campil* (Strati di Campil *auct. p. p.*); presenta uno spessore di 80-100 m ed è costituito da siltiti e arenarie fini, quarzoso-micacee, dal color rosso fiamma o rosso ruggine. I fossili sono assai scarsi, ma in compenso abbondano le strutture sedimentarie (*ripple-marks, slumpings, load casts, mud-cracks* ecc.). L'ambiente deposizionale è la diretta continuazione di quello instauratosi nel membro precedente, ma con un assai più marcato carattere terrigeno degli apporti.

4. *Membro di Val Badia* (Strati di Campil *auct. p. p.*); offre uno spessore di 80 m circa ed è costituito da un'alternanza di due principali litotipi: siltiti

micacee grigie, leggermente calcarifere, in sottili lastrelle e calcari micritici grigi in banchi di 20-50 cm.

Sono estremamente abbondanti soprattutto *Tirolites cassianus* QUENST. e *Natiria costata* (MÜNST.), ma sono assai comuni anche brachiopodi e lamellibranchi.

L'ambiente non ha più i caratteri così spiccatamente costieri del membro precedente; è ritornata preponderante la sedimentazione carbonatica fine, connessa ad un probabile approfondimento.

— *Calcari grigio-scuri, spesso bituminosi; calcari marnosi e marne; calcari grigi sottilmente stratificati; alla base conglomerato a grossi ciottoli, della sottostante serie werfeniana, con matrice argillo-siltosa rossa* (Conglomerato di Richthofen). Spessore 50-70 metri. (T₂). ANISICO INDISTINTO.

(A. BOSELLINI)

Affiora esclusivamente nell'angolo SE del foglio, nel gruppo del M. Rid. Alla base è presente il ben noto Conglomerato di Richthofen; si tratta di un orizzonte siltoso-conglomeratico, di colore rosso intenso, i cui ciottoli sono costituiti quasi esclusivamente da litotipi della sottostante serie werfeniana. Lo spessore complessivo si aggira intorno ai 20 m.

Seguono poi calcari stratificati con abbondanti frustoli carboniosi; in qualche località (NE di Campil) sono presenti livelli oolitici giallastri o rossastri a crinoidi (*Dadocrinus gracilis* BUCH).

Quando manca la facies dolomitica (sul versante sinistro della Valle di S. Vigilio ad esempio) l'Anisico medio-superiore è costituito da calcari grigio-scuri, fetidi alla percussione, non di rado bituminosi.

L'ambiente si evolve da condizioni litorali in basso a lagunari nella parte medio-superiore.

— «Dolomia del Serla» — *Dolomia bianca, perlacea o giallina, cristallina, a stratificazione grossolana e discontinua*. Spessore 50 m circa. (T₂^{II-III}). ANISICO MEDIO-SUPERIORE.

(A. BOSELLINI)

Affiora in una stretta fascia dal paese di Campeì a Plan de Cor e ad Est di M. Rid. Si tratta di un bancone di dolomia bianca, cristallina, a volte

con sfumature perlacee o gialline, che presenta generalmente stratificazione grossolana. In taluni casi si possono ancora individuare resti di alghe calcaree, tra cui *Physoporella pauciforata* GÜMBEL, *Diplopora triasina* SCHAUROTH e *Diplopora annulatisima* PIA.

Per le caratteristiche litologiche, il contenuto floristico e la uniforme distribuzione sia orizzontale che verticale in tutte le Dolomiti occidentali, la Dolomia del Serla dovrebbe rappresentare un originario deposito biostromale calcareo, poi dolomitizzato in una fase diagenetica tardiva.

— «Formazione di Livinallongo» (o di Buchenstein) — *Calcari nodulari selciferi con intercalazioni discontinue di tufi a grana fine («pietra verde»); calcari sottilmente stratificati, lastriformi*. Spessore 50-70 metri. (T₃^I). LADINICO INFERIORE.

(A. BOSELLINI)

È rappresentata nella parte inferiore da calcari nodulari, selciferi, di colore grigio-verdastro, in strati irregolari di 20-50 cm di spessore. I noduli sono costituiti da calcare micritico a radiolari e lamellibranchi pelagici; la matrice che li circonda è data invece da un materiale pelitico-calcareo, laminare e altamente siliceo, ricchissimo di radiolari. Lo spessore dei calcari nodulari è di 40-50 m. Intercalati ad essi o più spesso al di sopra stanno dei tufi di color verde («pietra verde») in strati variabili da pochi centimetri a più di un metro, spesso divisibili in lamine micrometriche. Il chimismo è generalmente molto acido (tiolitico). I frammenti sono costituiti in ordine di frequenza da schegge di vetro, quarzo, feldispati, miche e frammenti calcarei (CALLEGARI, 1964). Degna di nota la presenza di analcime di origine diagenetica (CALLEGARI e JOBSTRABITZER, 1964). La massa fondamentale è generalmente costituita da ceneri vulcaniche accompagnate da sostanze di alterazione o di trasformazione, quali calcite, clorite, celadonite, e da sostanze argillose.

La formazione termina infine con dei calcari silicei, nerastri o grigio-scuri, a lamine millimetriche, lastriformi, con sottili interstrati pelitici.

La sedimentazione dei litotipi sopradescritti è da ricondurre ad un sen-

sibile approfondimento dell'ambiente; i calcari nodulari, in massima parte di origine diagenetica, sono in qualche caso imputabili a franamenti o a disturbi singenetici in condizioni sottomarine. La « pietra verde » denota l'apparire di un'attività vulcanica su larghissima scala (essa è infatti conosciuta dalla Svizzera ai Balcani), mentre i calcari lastriformi indicano un ambiente tranquillo interposto tra le emergenti formazioni organogene ladiniche.

— *Brecce grossolane ad elementi calcarei e matrice pelitico-arenacea grigio-scuro* (« Agglomerati ladinici » *auct.*). (B). LADINICO.

(A. BOSELLINI)

Costituiscono le ripide pareti del M. Rid e formano un livello, dello spessore di una trentina di metri, intercalato nella Formazione di Wengen. Un altro affioramento, stratigraficamente più elevato, si ha al Giogo di Rid. Si tratta di brecce grossolane, costituite principalmente da frammenti carbonatici angolosi appartenenti per lo più alla Formazione di Livinallongo, il cui colore grigio chiaro spicca distintamente sulla matrice bruno-scura che è invece costituita da materiale pelitico-arenaceo simile a quello presente nella soprastante e sottostante Formazione di Wengen. Il selezionamento è scarsissimo; sono presenti pure livelli arenacei grossolani, grigio-verdastri, che mostrano una certa uniformità granulometrica.

La genesi di questi agglomerati ladinici è da imputare a frane e smottamenti, lungo pendii deposizionali sottomarini, di accumuli di materiale originatisi localmente per esplosioni vulcaniche, esposizione subaerea, rimaneggiamento subacqueo ecc. Le cause prime delle frane potrebbero essere dovute a maremoti in seguito ad esplosioni vulcaniche, o al normale superamento del massimo angolo di riposo.

— « Mafitite del Passo Giogo ». *Augitite biotitica in giacitura filoniana*. (α^F). LADINICO-CARNICO.

(A. BOSELLINI)

Si tratta di un piccolo filone-strato che affiora esattamente al Passo Giogo, spartiacque tra Val Badia e Valle di S. Vigilio. Il filone, dello spes-

sore di 50 cm circa, ha la medesima giacitura delle Arenarie di Val Gardena entro le quali si trova intercalato. Che si tratti di un filone e non di una colata è dimostrato dal fatto che le arenarie sono indurite e leggermente metamorfosate sia a letto che a tetto. Sul terreno lo si può seguire per 150 m circa; sia ad Est che ad Ovest del passo. In base allo studio eseguito da MUTSCHLECHNER (1932), la roccia può essere definita una mafitite, più precisamente un'augitite biotitica.

Trattandosi di un filone posteriore alle Arenarie di Val Gardena esso, assai probabilmente, va riferito al vulcanismo ladino-carnico che è ben rappresentato poco più a Sud, in Val Badia.

— « Formazione di Wengen (o di La Valle) » — *Alternanze di calcari, marne, arenarie e peliti in parte derivanti dal rimaneggiamento di materiali vulcanoclastici* (« pseudoflysch ladinico »), con *Daonelle* (fra le quali *Daonella lommeli* WISSM.), *cefalopodi e frustoli carboniosi*. (T₃^{III}). LADINICO SUPERIORE.

(A. BOSELLINI)

Esistono due distinti affioramenti, rispettivamente alla Forcella de Gians e al M. Rid, che sono separati da una grossa intercalazione di agglomerati; nel primo, stratigraficamente più basso, lo spessore è di 20-30 m, nel secondo una decina. Lo spessore totale della Formazione di Wengen non è però calcolabile dato che, nell'ambito del Foglio, affiora soltanto la parte inferiore. La formazione, nel suo complesso, è costituita da una fitta alternanza di materiali arenacei, pelitici, e subordinatamente calcarei, di color bruno scuro, grigio e nocciola-giallastro; la frazione detritica deriva in gran parte dal rimaneggiamento di ialoclastiti, tufi e ceneri dei più o meno vicini centri eruttivi di età ladinica.

A Forcella de Gians la formazione risulta costituita da banchi gradati di arenaria dello spessore di 20-40 cm, che si alternano a livelli prevalentemente pelitici, sottilmente stratificati e poco coerenti. Il contenuto fossilifero è molto scarso, se si eccettuano i frustoli carboniosi nella parte fine. Al M. Rid affiorano invece argilliti e siltiti in sottili letti. Sulle superfici degli strati, separabili facilmente in lastre, abbondano i fossili. Tra di essi prevalgono varie specie di *Daonella*, con l'importante fossile guida *D. lommeli*

WISSM., e i cefalopodi, specialmente *Protrachyceras archelaus* LAUBE, *P. ladinum* Mojs., ecc.

L'ambiente di deposizione va riferito a condizioni abbastanza profonde; nella parte inferiore il riempimento avvenne principalmente con un meccanismo di tipo torbiditico.

MASSE INTRUSIVE DI BRESSANONE, RENSEN E LUSON

Graniti biotitici passanti a granodioriti con subordinati tipi leucocratici (apliti e pegmatiti) (γ_{bi}). — Tonaliti e dioriti quarzifere a tessitura orientata (litotipi marginali) (δ'). — Dioriti quarzifere (δ_1) e gabbri più o meno anfibolici (ϵ). — Filoni di porfido granitico e granodioritico ($\rho\gamma$) e filoni aplitici (A); filoni di porfirite anfibolica e/o augitica (α); filoni di quarzo (q). — Filoni di porfido granodioritico e tonalitico con impronta epimetamorfica nella formazione mesozoica dei calcescisti con ofioliti e nel Cristallino antico della zona Merano-Mules-Anterselva ($\gamma\delta$). Porfirite anfiboliche con debole impronta epimetamorfica nel Cristallino antico della zona Merano-Mules-Anterselva (α_a).

(G. ZIRPOLI)

Nell'area del foglio le rocce intrusive assumono notevole importanza per la vastità degli affioramenti.

Per l'ampiezza e la complessità dei fenomeni geologici ad esso legati, il primo posto è occupato dal « massiccio granitico di Bressanone », che, compreso fra Austridi e Alpi meridionali, si estende con forma grossolanamente lenticolare, allungata in direzione E-W, a settentrione della località da cui ha preso il nome; ad ovest si collega attraverso una sottile fascia, al massiccio intrusivo di Ivigna, ad est si continua con larghezza via via decrescente, e smembrato in piccoli affioramenti separati fra loro dalla copertura morenica, fino alla Valle Aurina.

L'esame dei rapporti con le rocce incassanti ha messo chiaramente in risalto l'esistenza di un contatto primario a sud, mentre a nord esso è con pari evidenza tettonico, essendo il granito limitato dalla « linea della Pusteria » che lo separa dagli scisti cristallini austroalpini. Al margine meridionale la massa intrusiva presenta una giacitura che a grandi linee concorda

con quella delle filladi quarzifere di Bressanone, mentre nei dettagli può essere nettamente discordante, come si osserva in particolare nella Val Pusteria.

Motivo caratteristico dell'orlo settentrionale del massiccio è la presenza di un bordo basico, a tessitura distintamente orientata, che dalla Valle di Valles continua fino al margine occidentale del foglio, proseguendo poi nell'adiacente foglio Merano.

Secondo B. SANDER (1906, 1935) il bordo basico a tessitura orientata che costituisce il margine settentrionale del massiccio granitico rappresenterebbe un complesso a sè, consolidatosi anteriormente al « granito ».

A giudizio di A. BIANCHI (1934) e Gb. DAL PIAZ (1934) la tessitura orientata sarebbe primaria, imputabile cioè a movimenti fluidali del magma verificatisi nel corso della cristallizzazione. Le spinte orogenetiche, intervenute dopo il consolidamento totale del magma, avrebbero sovrapposto una « scistosità » secondaria di laminazione alla tessitura parallela primaria, ed una struttura cataclastica, talora anche cristalloblastica, alla originaria struttura fluidale di origine eruttiva.

I movimenti, avvenuti lungo la dislocazione della Pusteria, hanno interessato non solo la fascia « basica » marginale, ma in parte anche gli scisti cristallini incassanti ed il « granito », che risultano così colpiti da un'intensa cataclasi e milonisi. Lungo il margine nord-orientale della massa, infatti, tra Falzes e Terento, la roccia granitica appare ridotta ad un vero e proprio sabbione.

A nord della massa intrusiva sopradescritta, incassati nei paragneiss di Merano-Mules-Anterselva, affiorano i nuclei granodioritici della Rensenspitz e della Cima della Capra, che secondo B. SANDER rappresenterebbero dei frammenti staccati tettonicamente dal margine settentrionale dell'ammasso di Bressanone.

Nel corso dei nuovi rilevamenti è stata rinvenuta, a M. Alto, in analoga posizione geologica, una terza masserella anch'essa granodioritica disposta come le due sopracitate e come il massiccio delle Vedrette di Ries (F^o Monguelfo) su un allineamento a direzione E-W, cioè secondo una direttrice tettonica alpina.

I rapporti di questi modesti corpi intrusivi con le rocce incassanti sono

nella maggior parte dei casi primari, pur non mancando zone, sia pure di limitata estensione, ove si osservano contatti meccanici.

L'originaria struttura degli apparati intrusivi appare quindi praticamente indisturbata.

Ad Ovest di Fortezza e più precisamente al dosso Lives, al M. Castelliera ed al M. delle Rocce, alla periferia del massiccio granitico di Bressanone, si rinvengono rocce gabbriche; nella parte meridionale del foglio affiorano rocce intrusive a composizione dioritica che formano le masse di Luson e le propaggini settentrionali della diorite di Chiusa.

Numerosi sono i corpi filoniani diffusi non soltanto nelle Alpi Meridionali, ma anche a nord della linea della Pusteria.

Un cenno a parte meritano i filoni di porfido granodioritico e tonalitico e quelli di porfirite anfibolica che si rinvengono in Val di Valles, in Val di Senges e in Valle del Passo.

Si tratta di rocce iniettatesi, nella maggior parte dei casi, entro gli scisti austroalpini e, sia pure più raramente, nei calcescisti con ofioliti degli Alti Tauri, sempre comunque in prossimità del limite fra queste due grandi unità tettoniche. I filoni non appaiono mai contorti e riepiegati e le azioni tettoniche da essi subite si limitano a locali fenomeni di laminazione e di deformazione clastica.

Il problema dell'età del massiccio granitico di Bressanone è stato oggetto nel tempo di varie ipotesi. Alle conclusioni di F. WOLF (1902), P. TERMIER (1903), B. SANDER (1906), R. STAUB (1924) e C. ANDREATTA, che attribuivano un'età ercinica alla intrusione, si opponevano gli studi di E. SUESS (1885), W. SALOMON (1898), G. DAL PIAZ (1926) e Gb. DAL PIAZ (1934), che riferivano ad un'età tardo-alpina la messa in posto della massa granitica. Solo recentemente tuttavia, nel corso di una ricerca preliminare eseguita con il metodo del Rb/Sr dai ricercatori del Laboratorio di Geologia Nucleare di Pisa (S. BORSI, G. FERRARA ed E. TONGIORGI, 1966), è stata provata l'età tardo-ercinica del granito di Bressanone. Questi risultati sono stati confermati più tardi, presso lo stesso laboratorio di Pisa, nel corso di ulteriori misure.

I gabbri ad Ovest di Fortezza e le dioriti di Luson e Chiusa sono rite-

nute da B. SANDER (1925), per i loro rapporti di giacitura, più recenti del granito di Bressanone.

In base ai dati esposti in precedenza si ritiene probabile che i nuclei della Rensenspitze-Cima della Capra-M. Alto si siano intrusi nel sito ove affiorano, posteriormente alle fasi parossistiche dell'orogenesi alpina, lungo una superficie di discontinuità creata dall'orogenesi stessa; se così non fosse sarebbe difficile spiegare la persistenza dei caratteri primari e la mancanza di vistosi fenomeni cataclastici e milonitici.

Si può ritenere che l'iniezione dei filoni di porfido granodioritico e tonalitico e di porfirite anfibolica, ad impronta epimetamorfica, sia avvenuta in una fase tardiva dell'orogenesi alpina, quando cioè le rocce incassanti avevano già assunto l'assetto tettonico attuale; ed è probabile che essa sia da collegarsi alla intrusione della granodiorite della Rensenspitze, Cima della Capra e M. Alto.

Tale ipotesi è ovviamente valida se questi nuclei hanno un'età alpina, altrimenti si deve ricercare un legame tra le iniezioni filoniane e la fase intrusiva terziaria delle Vedrette di Ries.

Graniti biotitici passanti a granodioriti con subordinati tipi leucocratici (aplitici e pegmatiti) (γ_{bi}).

Il tipo petrografico più diffuso nella massa intrusiva di Bressanone è un granito a struttura olocristallina granulare, a grana media e colore piuttosto chiaro. Tale facies, per variazione nei rapporti quantitativi reciproci fra i costituenti principali, passa frequentemente a ternari granodioritici, oppure sfuma verso graniti aplitici fino a rocce di composizione aplitica.

Le masse minori della Rensenspitze, della Cima della Capra e del M. Alto (NO di Vallarga) mostrano invece una composizione più decisamente granodioritica, pur presentando frequenti passaggi a litotipi più acidi e marginalmente a rocce aventi chimismo tonalitico.

Un granito di colore roseo e differenziazioni aplitiche dello stesso colore si rinvengono ad ovest di Mezzaselva in prossimità della Cima Sulz.

I componenti mineralogici fondamentali sono: quarzo, plagioclas,

feldspato potassico e biotite, quest'ultima raramente fresca e più spesso alterata in clorite. I plagioclasti presentano di frequente una zonatura normale di tipo oscillatorio con composizione variabile da oligoclasio alla periferia ad andesina-labradorite al nucleo. Molto raro è l'anfibolo, osservato in grossi cristalli soltanto nei pressi della Malga Pontelletto ad oriente del Montaccio di Pennes.

La composizione chimica dei litotipi granitici (*l. s.*) è espressa dalle analisi riportate in tab. I.

Differenziazioni aplitiche in masserelle e chiazze si rinvencono un pò dovunque con una certa frequenza. Le rocce che le costituiscono hanno color bianco, spesso con sfumature verso il verdolino nei tipi milonitici, e grana fine. I componenti principali sono quarzo, feldspato potassico, sempre peritico, plagioclasio albitico (4-8% An).

Meno frequenti, e per lo più sotto forma di lenti poco estese, sono le differenziazioni pegmatitiche. Queste risultano essere costituite da quarzo e feldspato potassico prevalente, da plagioclasio e da lamine di biotite; spesso, inoltre, sono ricche in tormalina. Dette rocce sono particolarmente frequenti lungo il fianco destro della valle dell'Isarco, presso la località Le Cave.

Le rocce granitoidi sono ricche di caratteristici differenziati basici lenticolari (SCHLIEREN). Tali chiazze hanno dimensioni e forme varie, spesso globulari o lenticolari con contorni molto irregolari, ma limiti abbastanza netti. Il loro colore grigio scuro è dovuto ad una grana fine e ad una omogenea distribuzione dei cristallini dei biotite.

Tonaliti e dioriti quarzifere a tessitura orientata (litotipi marginali) (δ').

Sono rocce piuttosto scure, costituite da plagioclasio, quarzo, biotite ed anfibolo.

Il plagioclasio è in genere idiomorfo e mostra intense zonature di tipo normale oscillatorio. Al nucleo raggiunge una composizione labradoritico-bitownitica e talora bitownitica, mentre alla periferia il suo contenuto in An è variabile dal 30% al 40%.

L'anfibolo è riferibile ad orneblenda verde, spesso passante ad orneblenda bruna per fenomeni di zonatura.

Il quarzo è presente in quantità subordinata rispetto al plagioclasio.

Nei tipi a tendenza granodioritica ai minerali ora elencati si associa il feldspato potassico.

Caratteri comuni e tipici di queste facies basiche sono l'isorientazione degli elementi femici, che conferisce alla roccia una più o meno evidente tessitura orientata, e la struttura fortemente clastica. Rocce di questo tipo affiorano dalla valle di Valles, sino al margine occidentale del foglio.

Dioriti quarzifere (δ_1) e gabbri più o meno anfibolici (ϵ).

Il Dosso Lives, il M. Castelliera ed il M. delle Rocce *p. p.* sono costituiti da rocce gabbriche. Si tratta di materiali a grana grossa, di colore passante dal grigio verde al nero verdastro, nei quali i minerali colorati, oltre ad avere grandi dimensioni, prevalgono nettamente su quelli sialici. I componenti fondamentali sono rappresentati da pirosseni, sia rombici che monoclinali, e da plagioclasti per lo più zonati aventi una composizione andesinica alla periferia e bitownitica al nucleo. In minor quantità sono presenti biotite, anfibolo, clorite e quarzo.

Sul pendio occidentale del M. delle Rocce, la grana del litotipo sopra descritto si fa via via più minuta ed aumenta il contenuto degli elementi sialici: si passa quindi a rocce di tipo dioritico.

Al margine settentrionale del massiccio di Bressanone, al Passo di Valles e poco ad ovest dello stesso, affiora per breve estensione un gabbro anfibolico. Si tratta di una roccia a grana grossa, compatta, nella quale, su un fondo nero, spiccano cristalli idiomorfi di plagioclasio. Al microscopio i componenti essenziali risultano essere in ordine di abbondanza: anfiboli, plagioclasti e clorite.

L'affioramento nella valle del Torrente Villar, prosecuzione della massa di Chiusa, è stato cartografato come diorite; in realtà esso è costituito da graniti, granodioriti, dioriti e gabbrodioriti.

La diorite di Luson costituisce i due affioramenti di Cima Grava e di M. Campiglio, separati fra loro da una fascia di filladi quarzifere larga circa 1 km.

Il contatto diretto fra la diorite e le filladi, a causa della copertura quaternaria, è visibile solo in alcuni punti; le rocce incassanti non mostrano di aver subito azioni metamorfiche di contatto apprezzabili.

La plutonite ha grana media e struttura olocristallina granulare, e risulta costituita essenzialmente da plagioclasti spesso zonati a composizione media labradoritico-andesinica, pirosseni rombici e monoclini, anfiboli, biotite e in notevole quantità da quarzo; abbastanza frequente è anche l'ortoclasio.

Filoni di porfido granitico e granodioritico ($\rho\gamma$) e filoni aplitici (A); filoni di porfirite anfibolica e/o augitica (α); filoni di quarzo (q).

I filoni di porfido granitico e granodioritico, piuttosto rari, affiorano sul versante orientale del M. delle Rocce e sono costituiti da rocce di colore grigiastro o verdolino, nelle quali si notano ad occhio nudo fenocristalli di quarzo e di plagioclasio.

In sezione sottile il carattere più saliente è dato da una struttura porfirica, determinata dalla presenza di fenocristalli di biotite, quarzo, plagioclasio e nei tipi granitici anche di feldispato potassico, entro un feltro estremamente minuto difficilmente determinabile. I plagioclasti sono costituiti da miscele andesiniche e andesinico-oligoclastiche.

Differenziazioni aplitiche filoniane si rinvengono un pò ovunque, ma sono particolarmente abbondanti presso gli abitati di Gugge e S. Sigismondo e soprattutto presso Spinga sulla destra idrografica della Rienza.

Sono rocce biancastre a grana minuta, ricche in quarzo e feldispati e povere in biotite. Fra i feldispati è abbondante quello potassico, per lo più in aggregati micropertitici. Il plagioclasio è generalmente riferibile a termini oligoclastici.

I filoni di porfirite anfibolica e/o augitica si rinvengono sia nella massa intrusiva che nelle filladi quarzifere e sono costituiti da rocce molto dure e compatte, da grigio-scure fino a nere, nelle quali ad occhio nudo si nota una netta struttura porfirica con grossi fenocristalli di plagioclasio, di anfibolo e di pirosseno, oppure una struttura molto minuta, appena riconoscibile

come porfirica. La potenza è variabile da qualche decimetro a qualche decina di metri (Le Case).

I minerali costituenti le porfirite anfiboliche sono; quarzo, plagioclasio, biotite ed anfibolo. Questo è rappresentato da orneblenda bruna che sfuma verso la periferia in orneblenda verde; talora si rinviene anche del feldispato potassico.

Nelle porfirite augitiche il pirosseno di norma costituisce i fenocristalli e molto raramente compare nella massa di fondo; questa ultima infatti è sempre ricca in anfibolo. Il plagioclasio è di tipo labradoritico.

Filoni di quarzo sono distribuiti un pò dappertutto e spesso sono legati a mineralizzazioni di solfuri vari (pirite, blenda, galena, calcopirite, ecc.). In passato detti minerali erano sfruttati, come ad esempio nel vecchio giacimento della Valle del Dosso. I filoni, normalmente, hanno una potenza piuttosto modesta, che al massimo raggiunge il metro.

Filoni di porfido granodioritico e tonalitico con impronta epimetamorfica nella formazione mesozoica dei calcestisti con ofioliti e nel Cristallino antico della zona Merano-Mules-Anterselva ($\gamma\delta$).

Sono particolarmente abbondanti nella Valle di Valles e meno numerosi in quelle di Senges e del Passo.

Questi corpi intrusivi, la cui potenza raggiunge al massimo il metro, sono, ad eccezione di un filone nella Valle di Valles, concordanti con i piani di scistosità delle rocce incassanti.

Sono costituiti da rocce chiare, compatte, talora a distinta struttura porfirica. Dal punto di vista petrografico le rocce in esame offrono motivi di particolare interesse, quali: la blastesi della massa di fondo; la comparsa, sia pure in misura modesta di un plagioclasio tardivo a composizione oligoclastica; la scissione, in taluni casi del plagioclasio originario con formazione di un termine più sodico e di microliti epidotici e muscovitici.

Tutti questi filoni, sia pure in misura diversa, hanno quindi subito delle azioni metamorfiche, le quali tuttavia non sono state così intense da obliterare l'originaria struttura porfirica.

I componenti mineralogici principali sono: plagioclasio, quarzo, biotite e muscovite. Il plagioclasio, quasi sempre zonato, offre una composizione variabile da oligoclasio alla periferia ad andesina e labradorite, nei termini più calcici, al nucleo.

Porfiriti anfiboliche con debole impronta epimetamorfica nel Cristallino antico della zona Merano-Mules-Anterselva (α_2).

Le rocce di questo tipo affiorano soltanto in Valle di Valles ove, incassati negli scisti cristallini austroalpini, a breve distanza uno dall'altro, si osservano due filoni della potenza di pochi decimetri. Tali filoni hanno direzione nettamente discordante con i piani di scistosità, che essi tagliano sotto un angolo prossimo a 90°.

La roccia che li costituisce è grigiastra, compatta, a grana minuta e mostra una decisa struttura porfirica.

Al microscopio si osserva che i fenocristalli sono rappresentati esclusivamente da individui idiomorfi di anfibolo, mentre la massa di fondo, in parte blastica, è costituita da anfiboli, plagioclasii e quarzo; non mancano inoltre lamine idiomorfe di biotite.

Fenomeni metamorfici di contatto.

Lungo il margine meridionale del massiccio intrusivo di Bressanone la « fillade quarzifera » incassante è stata trasformata in maniera più o meno profonda dal metamorfismo termico.

La larghezza dell'aureola di contatto e l'intensità dei fenomeni sono estremamente variabili. Fra M. delle Rocce e Sciaves l'aureola metamorfica è particolarmente sviluppata e gli effetti sono molto vistosi. Si rinvencono soprattutto cornubianiti ad andalusite e biotite, la cui struttura è spesso zonata per la presenza di alternanze di letti feldispatico-quarzosi e letti ad andalusite e biotite con tormalina e sericite. Rari sono i litotipi a cordierite.

Assieme a queste cornubianiti si rinvencono, in regioni relativamente lontane dal contatto, rocce costituite quasi esclusivamente da quarzo granoblastico e biotite in nidi, qualche volta con rari feldispati.

Tali litotipi talvolta sono compatti, tenaci, a frattura scheggiosa, tal'altra hanno invece una distinta tessitura scistosa.

TABELLA I

ANALISI CHIMICHE DI ROCCE DELLE MASSE INTRUSIVE DI BRESSANONE-RENSEN E LUSON

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	69,04	66,22	57,56	45,65	49,20	77,05	47,72	73,02	55,55
Al ₂ O ₃	12,13	16,61	16,18	18,67	17,90	12,63	16,09	16,50	17,05
Fe ₂ O ₃	2,34	0,78	3,25	2,80	0,81	0,04	2,22	0,71	1,20
FeO	2,41	2,94	4,49	6,75	7,32	0,43	6,61	0,40	5,89
MnO	0,05	0,16	0,09	0,14	0,16	tr.	0,22	0,01	0,12
MgO	1,24	1,35	4,39	8,30	10,20	0,10	10,23	0,11	6,35
CaO	3,17	3,80	6,92	9,65	11,38	0,32	10,08	1,64	7,53
Na ₂ O	2,96	3,28	2,51	2,09	1,56	2,62	1,75	4,12	3,06
K ₂ O	3,71	2,14	2,26	2,22	0,33	5,93	0,55	2,75	0,27
TiO ₂	0,40	0,40	0,88	0,90	0,13	tr.	0,70	0,06	0,74
P ₂ O ₅	0,34	0,16	0,10	0,13	0,06	tr.	0,29	0,02	0,09
H ₂ O ⁻	1,70	1,22	1,36	2,35	0,68	0,93	3,24*	1,01	2,43
H ₂ O ⁻	0,37	0,50	0,28	0,15	0,25	—	0,28	0,10	0,18
CO ₂	0,03	—	—	—	—	—	—	—	—
	99,89	99,56	100,27	99,80	99,98	100,05	99,98	100,45	100,46

* H₂O + CO

- 1) Granito, q. 980 presso il Rio Ones-Mezzaselva (FAVRETTO, 1959): tipo a chimismo granitico
- 2) Granodiorite, q. 2050 a sud di M. Alto (ZIRPOLI, 1968): tipo a chimismo granodioritico.
- 3) Diorite quarzifera, cima Grava-Luson (CASTEGNARO, 1955): tipo a chimismo dioritico.
- 4) Gabbro anfibolico, Passo Valles (ONOFRI, 1967): tipo a chimismo gabbroide.
- 5) Gabbro, Dosso lives (ad Ovest di Sciaves) (LENARDON, 1962): a chimismo compreso fra il gabbroico ed il gabbrodioritico.
- 6) Aplite granitica, tra Bagni di Valles e Maranza, Rio di Pusteria (ALBERTI, 1963): tipo a chimismo aplitico granitico.
- 7) Porfiriti augitica, presso Maranza-Rio di Pusteria (ALBERTI, 1963): tipo a chimismo gabbroide.
- 8) Porfido granodioritico, q. 2450 a SW del Lago del Passo-Vallarga (ZIRPOLI, 1968): tipo a chimismo trondjemitico.
- 9) Porfiriti anfibolica Val di Valles (ZIRPOLI, 1968): tipo a chimismo gabbrodioritico.

Secondo B. SANDER, in una prima fase il magma granitico si inietta lungo i piani di scistosità con arricchimento in feldispati delle rocce incassanti e conseguente formazione di gneiss zonati; in un secondo tempo, in seguito ad una intensa fratturazione (*overhead stoping*) si originarono potenti breccie d'intrusione.

Le masse minori delle Rensenspitze, della Cima della Capra e del M. Alto, pur trovandosi perlopiù in contatto primario con gli scisti cristallini austroalpini, non hanno indotto negli stessi un metamorfismo di contatto apprezzabile.

La stessa cosa si può dire per le rocce incassanti la massa dioritica di Luson, ove secondo B. SANDER (1926) si sarebbe verificata la formazione di « cornubianiti a biotite e tormalina ».

E. CASTEGNARO (1955), che più recentemente si è occupata di tali rocce, non ha riscontrato in esse azioni metamorfiche di contatto degne di rilievo.

AUSTRIDIA

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

Micascisti filladici e filladi quarzifere nodulari di Lutago e Cima Dura, con intercalazioni di paragneiss (« Fillade di Cima Dura » aut.) (mf). — Paragneiss minuti, grigiastri, ricchi di biotite, a scistosità generalmente piana; micascisti gneissici muscovitico-granatiferi (pg). — Paragneiss plagioclasici e subordinati micascisti a tessitura nodulare, irregolarmente scistosa, ricchi di granato, staurolite e cianite, ad intensa cristallizzazione postcinematica (m_{st-ci}). — Calcari bianchi saccaroidi a grana generalmente minuta (c). — Anfiboliti epidotiche, anfiboliti epidotico-biotitiche, gneiss anfibolici, talora granatiferi (a). — Gneiss aplitici e pegmatitici a muscovite e talora a tormalina (g_A). — Gneiss granitici chiari a muscovite, spesso con vistosi cristalli subidiomorfi di feldispato (tipo Anterselva) (g^{II}). — Gneiss occhiadini grigiastri, biotitici o a due miche nettamente scistosi (tipo Campo Tures) (go). PRE-PERMIANO (Archeozoico?).

(G. ZIRPOLI)

Il complesso della zona Merano-Mules-Anterselva, parte integrante dei ricoprimenti austroalpini superiori, occupa una fascia compresa fra il massiccio granitico di Bressanone a sud ed i calcistiti con ofioliti a nord. Le rocce che lo costituiscono sono rappresentate in prevalenza da paragneiss

minuti grigiastri ricchi in biotite, a scistosità generalmente piana, e da mica-scisti gneissici muscovitico-granatiferi (pg), entro i quali, in banchi concordanti, si alternano gneiss granitici (g^{II}), gneiss aplitici e pegmatitici (g_A), gneiss occhiadini (go), calcari cristallini (c) e molto più di rado anfiboliti (a). Sul versante occidentale della Val Isarco, nella zona di Pennes, al litotipo principale (pg) si accompagnano paragneiss plagioclasici a granato, staurolite e cianite, ad intensa cristallizzazione postcinematica (m_{st-ci}).

Nell'area compresa fra Lutago e Campo Tures, tra il complesso di cui si parla e le formazioni pennidiche, esiste una fascia di filladi micaceo-cloritiche, granatifere, nodulari (mf), note in letteratura con il nome di « fillade di Cima Dura ».

All'estremità nord-occidentale del foglio Bressanone, sul versante destro dell'alta Val d'Isarco, affiorano metamorfiti appartenenti al complesso delle Breonie. Tali rocce, che assumono un notevole sviluppo nell'attiguo foglio Merano, mostrano caratteri pressochè analoghi ai litotipi più rappresentativi della succitata zona Merano-Mules-Anterselva. Si tratta infatti di paragneiss grigi minuti biotitici, localmente passanti a micascisti; in questi ultimi si avverte, già macroscopicamente, una spiccata blastesi postcinematica del plagioclasio (albite-oligoclasio).

Per una più dettagliata descrizione di questo complesso si rimanda alle Note illustrative del foglio Merano.

I litotipi della zona Merano-Mules-Anterselva mostrano caratteri strutturali di notevole interesse. Un motivo rappresentato con una certa frequenza è quello di una ricristallizzazione postcinematica più o meno accentuata, ma limitata soltanto ad alcune specie mineralogiche. Esempi di questa blastesi postcinematica si hanno nella disposizione irregolare e casuale, rispetto alla scistosità, di lamine di biotite e di muscovite; nella cristallizzazione vistosa ed a carattere peciloblastico di granato, staurolite, cianite ed oligoclasio nei paragneiss plagioclasici (m_{st-ci}) nella presenza, entro gli gneiss occhiadini, di cristalli di neoformazione (blasti) di estrema limpidezza, costituiti da albite a scacchiera formatasi per sostituzione più o meno completa di feldispato potassico.

Durante l'orogenesi alpina ed essenzialmente nelle zone di maggior disturbo, si sono originati motivi di deformazione postcristalline. Quarzo,

feldispati, granato hanno subito una forte e non di rado intensissima azione dinamica, resa evidente da estinzioni ondulate e soprattutto da fenomeni di cataclasi che possono aver ridotto i cristalli in granuli minuti. I lepidoblasti di mica si presentano notevolmente contorti e risultano ridotti in un finissimo aggregato di lamelline. Fenomeni di questo tipo sono comunque strettamente localizzati in corrispondenza a linee tettoniche recenti.

Alle rocce che costituiscono il complesso della zona Merano-Mules-Anterselva e delle Breonie può essere attribuita con sicurezza un'età pre-permiana.

Secondo Gb. DAL PIAZ (1934-1942-1965), gli scisti cristallini austroalpini hanno dietro di sé una lunga e complessa storia geologica, derivando da antichi sedimenti, iniettati da magmi, che hanno subito, forse ancora prima del Cambriano, un generale metamorfismo di dislocazione.

Micascisti filladici e filladi quarzifere nodulari di Lutago e Cima Dura, con intercalazioni di paragneiss (« Fillade di Cima Dura » auct.) (mf).

Affiorano per un tratto di quasi una dozzina di Km nella zona nord-orientale del foglio, estendendosi fino alla valle di Selva dei Molini ove scompaiono completamente.

Il litotipo prevalente è rappresentato da una fillade di colore grigio o grigio verde lucente, a grana minuta e tessitura ondolata e nodulosa. Quest'ultimo carattere è legato alla presenza di aggregati microgranulari di quarzo, che costituiscono dei noduli attorno ai quali i letti di lamelle micacee assumono andamento sinuoso o irregolarmente contorto.

I componenti mineralogici principali, in ordine di abbondanza, sono quarzo e muscovite, cui si associano quasi sempre granato e clorite.

Non di rado le filladi fanno passaggio a micascisti granatiferi aventi le stesse caratteristiche di tessitura e struttura e talora anche a paragneiss minuti granatiferi.

Questo termine formazionale figura distinto nell'ambito del complesso Merano-Mules-Anterselva, in quanto costituisce un elemento particolare, la cui posizione cronostratigrafica non appare ancora chiara rispetto agli altri scisti cristallini del medesimo complesso.

Paragneiss minuti grigiastri ricchi in biotite, a scistosità generalmente piana; micascisti gneissici muscovitico-granatiferi (pg).

Queste rocce sono abbondantemente diffuse nella zona « Merano-Mules-Anterselva ».

Il tipico litologico fondamentale possiede composizione mineralogica e caratteri strutturali assai uniformi. La grana è minuta, il colore grigio, più o meno chiaro, è in stretta dipendenza con la quantità di minerali leucocratici. La scistosità, generalmente piana e fine, è tale da determinare una facile divisibilità in lastre a superfici lucenti; in sezione sottile tuttavia si è potuto talora osservare, nei tipi più micacei, una pieghettatura tanto accentuata da condurre alla formazione di anisotropie planari S_2 che, come accade quasi sempre in casi analoghi, sono più evidenti dei piani di scistosità S_1 .

La struttura di queste rocce è omoeblastica per lo sviluppo isodiametrico dei suoi componenti mineralogici fondamentali che sono: quarzo, plagioclasio e miche; non di rado si rinvengono inoltre cristallini di granato e, in quantità del tutto accessoria, minuti granuli di feldispato potassico. Il plagioclasio non è molto abbondante ed è riferibile a termini oligoclasici. Fra le miche la biotite, di regola, prevale nettamente sulla muscovite. Entrambe determinano con la loro orientazione la scistosità della roccia; tuttavia, abbastanza di frequente, si osservano lamelle orientate a caso.

Intercalati a questi parascisti si trovano, non di rado, letti concordanti di quarziti più o meno micacee; il passaggio dall'uno all'altro tipo è dovuto a locali arricchimenti in uno dei componenti fondamentali.

A sud della sinclinale mesozoico-permiana Mules-Stilves-Corno Bianco, sulla destra idrografica dell'Isarco, assieme ai minerali fondamentali succitati si osservano costantemente staurolite e cianite. Rocce con composizione analoga sono invece estremamente rare sull'opposto versante dell'Isarco.

I micascisti gneissici muscovitico-granatiferi affiorano prevalentemente in Val di Valles, a nord dei nuclei granitici della Rensenspitze e della Cima della Capra, così come in Val Aurina a nord di Campo Tures, sulle pendici del Monte Spico.

Anche questi paraderivati, come le rocce prima descritte, presentano scistosità piana, solo a tratti debolmente ondolata. La struttura è eterobla-

stica per la presenza di numerosi granati di dimensioni variabili, ma sempre superiori a quelle degli altri costituenti principali della roccia. La mica chiara è molto abbondante, talora accompagnata da biotite; quest'ultima presenta sempre dimensioni più minute di quelle della muscovite. Spesso i lepidoblasti micacei sono disposti trasversalmente alla scistosità. Il plagioclasio si rinviene in granoblasti, più di rado in individui di maggiori dimensioni. Il suo contenuto in anortite varia fra il 2 e il 6%. I cristalli però possiedono spesso orlo oligoclasico. Non sono rari i casi in cui tale composizione più calcica deve essere attribuita anche ad alcune chiazze con contorni irregolari esistenti entro i cristalli albitici. Il plagioclasio in grossi individui (fenoblasti) include tutti gli altri minerali della roccia.

Paragneiss plagioclasici e subordinati micascisti a tessitura nodulare, irregolarmente scistosa, ricchi di granato, staurolite e cianite, ad intensa cristallizzazione post-cinematica (m_{st-ci}).

Rocce di questo tipo, che nel foglio Bressanone vengono a giorno solo fra il Passo di Pennes e la valle dell'Isarco, affiorano invece largamente nell'attiguo foglio Merano.

Esse sono sempre caratterizzate da una intensa cristallizzazione post-cinematica (E. JUSTIN-VISENTIN — B. ZANETTIN, 1965), che da B. SANDER (1929) è ritenuta prealpina e denominata « cristallizzazione di Lasa ».

Questi litotipi possiedono grana grossolana e scistosità evidente anche se irregolare, talora nodulare.

Caratteri tipici, che contraddistinguono questi parascisti, sono la costante abbondanza di plagioclasio (oligoclasio) perlopiù in grandi plaghe, la presenza di porfiroblasti di granato, staurolite e talora anche di cianite, nonché la ricchezza di inclusioni tale da impartire un aspetto cribroso ai minerali ospiti (strutture peciloblastiche).

Fra i componenti principali assumono inoltre un ruolo fondamentale il quarzo, la biotite e la muscovite.

Calcarei bianchi saccaroidi a grana generalmente minuta (c).

Lembi di calcari bianchi saccaroidi, a tessitura cristallina, presenti in natura per qualche decina di metri, ad andamento concordante con i piani di scistosità delle

rocce incassanti, sono piuttosto frequenti e si trovano associati sia a gneiss aplitici e pegmatitici, che a paragneiss minuti. Al limite con quest'ultimo litotipo, non di rado diventano micacei, passando anche a veri e propri scisti calcariferi.

I calcari saccaroidi presentano talora delle zonature grigiastre, corrispondenti a livelletti di natura quarzoso-feldispatico-micacea. Queste bande disegnano a volte eleganti e complicate pieghe che testimoniano le vicissitudini tettoniche subite dalla roccia.

In Val del Rio Vena i marmi fanno passaggio laterale ad un piccolo lembo di scisto anfibolico.

Anfiboliti epidotiche, anfiboliti epidotico-biotitiche, gneiss anfibolici, talora granatiferi (a).

Rocce di questo tipo non sono molto frequenti nel « Complesso » in esame. Gli affioramenti maggiori, aventi potenza compresa tra 20 e 30 m, sono stati rinvenuti in Val di Senges e in Val di Valles; altrove invece queste rocce formano modeste lenticelle intercalate in corcondanza entro i paragneiss.

Le anfiboliti presentano di regola colore verde grigiastro; non mancano litotipi zonati, costituiti da una alternanza di letti scuri ricchi di anfibolo e letti chiari formati in prevalenza da quarzo e feldispati.

I componenti mineralogici di queste rocce sono: orneblendina comune, plagioclasio, epidoto, quarzo in quantità anche rilevante e talora granato.

Il plagioclasio granoblastico è rappresentato da un termine molto sodico prossimo all'albite, entro il quale talora si possono notare delle chiazze a composizione più calcica riferibili ad oligoclasio.

Gneiss aplitici e pegmatitici a muscovite e talora a tormalina (g_A).

Entro i paragneiss minuti (pg) si rinvengono in gran numero intercalazioni concordanti, spesso ripetute e piuttosto discontinue, di gneiss aplitici e pegmatitici che A. BIANCHI (1934) ritiene corrispondere ad intercalazioni di antica origine intrusiva.

Fra le zone ove queste rocce sono più frequenti, possiamo ricordare i versanti meridionali del M. Mutta, del M. Alto e di Cima della Capra, nonché la zona a nord-est di Mules.

La composizione mineralogica di questi gneiss offre caratteristiche fondamentali comuni: grande ricchezza di quarzo, feldispato potassico in larghe plaghe spesso micropertitiche, albite e muscovite.

Nei termini decisamente pegmatitici la mica ed il feldispato potassico raggiungono dimensioni vistose. Talora ai minerali sopracitati si associano grossi cristalli di tormalina.

Per la composizione chimica di questa roccia vedi l'analisi riportata nella Tab. n. II.

Gneiss granitici chiari a muscovite, spesso con vistosi cristalli subidiomorfi di feldispato (tipo Anterselva) (g¹¹).

Questi gneiss costituiscono una massa che dalla Valle Aurina (Gais) si prolunga verso ovest, assottigliandosi fino a scomparire in prossimità di Terento. È probabile che questi gneiss, come già affermato da B. SANDER (1925) e A. BIANCHI (1934), derivino dal metamorfismo regionale di un'antica massa granitica, ed è possibile che alla medesima attività magmatica siano da riferire le intercalazioni minori che hanno dato origine agli gneiss aplitici e pegmatitici (g_A).

Si tratta di rocce chiare di aspetto granotoide, a grana grossa e tessitura scistosa non sempre molto evidente.

I componenti essenziali sono: quarzo, albite, feldispato potassico in grossi cristalli idiomorfi e muscovite. La biotite non è molto frequente e forma piccole lamelline talora in parte cloritizzate.

L'albite è sempre ricca di una minuta segregazione di microliti seritici.

L'analisi chimica relativa a questi gneiss è riportata in Tab. n. II.

Gneiss occhiadini grigiastri biotitici o a due miche nettamente scistosi (tipo Campo Tures) (g₀).

Caratteristiche distintive per la sua tessitura nettamente ghiandolare offre lo gneiss occhiadino che costituisce una lunga intercalazione concordante entro i paragneiss minuti (pg) del versante settentrionale della Valle dei Molini e che si continua nella Valle del Passo fino a nord del M. Gruppo.

Si tratta di una roccia costituita da occhi e mandorle feldispatici, che spiccano su una massa di fondo ricca in biotite.

TABELLA II

ANALISI CHIMICHE DI ROCCE DELLA ZONA MERANO-MULLES-ANTERSELVA

	1	2	3
SiO ₂	74,22	75,27	72,23
Al ₂ O ₃	13,75	12,45	14,00
Fe ₂ O ₃	1,01	1,27	0,56
FeO	0,84	1,11	1,98
MnO	0,06	tr.	0,02
MgO	0,31	0,42	0,60
CaO	0,72	0,69	1,58
BaO	0,08	0,07	0,04
Na ₂ O	3,12	3,43	2,86
K ₂ O	5,16	4,42	5,42
TiO ₂	tr.	0,08	0,17
P ₂ O ₅	0,19	0,14	tr.
H ₂ O+	0,39	0,48	0,24
H ₂ O—	0,26	0,21	0,15
	100,11	100,04	100,06

- 1 Gneiss pegmatitico a muscovite, Villa Ottone (Valle Aurina) (BIANCHI, 1934); chimismo compreso fra granito engadinico e aplitite granitica a carattere potassico.
- 2 Gneiss granitico a muscovite, Bagni di Salomone (Anterselva) (BIANCHI, 1934); chimismo di tipo granitico engadinico.
- 3 Gneiss occhiadino, I Masi (Riva di Tures) (SEMERANO, 1934); * + CO₂ = 0,21; chimismo di tipo granitico alcalino potassico (Rapakivi).

La composizione e alcuni caratteri di tessitura sono estremamente vari: infatti, da un lato la quantità e le dimensioni degli occhi feldispatici mostrano variazioni notevoli anche in zone vicine; dall'altro i porfiroblasti feldispatici, che generalmente sono disposti con le loro dimensioni maggiori parallelamente ai piani di scistosità, possono anche avere, entro la roccia, una orientazione casuale. Non mancano litotipi in cui i porfiroblasti sono molto

abbondanti ed idiomorfi; in quest'ultimo caso tali rocce presentano una notevole analogia con alcuni gneiss granitici tipo Anterselva.

I componenti mineralogici sono: quarzo, microclino, albite, biotite e muscovite. Si deve osservare che talora il feldispato potassico è sostituito in parte o totalmente da albite, che ha assunto un tipico aspetto a scacchiera.

Nella Tab. n. II è riportata l'analisi chimica di uno gneiss occhiadino tipico.

2) — COMPLESSO DI STILVES — CORNO BIANCO (P. GATTO)

Dolomie chiare a Diplopora annulata SCHAFHÄUTL e resti di crinoidi (LADINICO); calcari argillosi passanti a scisti calcariferi; calcari zonati grigi e rosei, più o meno cristallini, e dolomie grigie (ANISICO). (cd). — Quarziti bianche, passanti gradualmente ad arcosi granulari, a conglomerati quarzosi ed a quarziti scistose sericitiche (« Verrucano di Mules » auct.). (q). PERMOEO TRIAS.

La copertura permo-triassica dell'Australpino superiore, che per facies si differenzia sensibilmente dalle coeve formazioni delle Dolomiti, rivelando invece certe analogie con i termini corrispondenti del Tribulaun e del Brennero a facies « centralalpina », risulta nei pressi di Mules incuneata nello zoccolo cristallino a formare una stretta sinclinale, molto raddrizzata e con fianchi in parte soppressi; le successive deformazioni tardo-alpine complicarono la struttura originaria, rendendo oggi assai difficile una ricostruzione della normale successione stratigrafica.

Quarziti bianche, passanti gradualmente ad arcosi granulari, a conglomerati quarzosi ed a quarziti scistose sericitiche (« Verrucano di Mules » auct.) (q). PERMOEO TRIAS.

Il Permiano è rappresentato da depositi clastici continentali, leggermente metamorfici, a granulometria diversa.

Vi si riconoscono dei conglomerati quarzoso-micacei, associati a scisti sericitici e più raramente a termini conglomeratici con ciottoli di porfiroidi noti in letteratura come « Verrucano di Mules » auct.

Detti termini conglomeratici passano gradualmente a quarziti bianche eotriassiche, presumibilmente del Buntsandstein.

Al margine occidentale del foglio compaiono localmente i termini arcosici granulari, denominati da F. TELLER « Wackengneiss », e interpretati da B. SANDER come tettoniti di arcose e ortogneiss. Essi assumono il loro massimo sviluppo nel contiguo foglio Merano, parallelamente alla sinclinale permotriassica di Mules-Stilves-Corno Bianco.

Dolomie chiare a Diplopora annulata SCHAFHÄUTL e resti di crinoidi (LADINICO); calcari argillosi passanti a scisti calcariferi; calcari zonati grigi e rosei, più o meno cristallini e dolomie grigie (cd). ANISICO.

La serie triassica risulta piuttosto confusa e certamente non cartografabile nei suoi singoli termini per le complesse vicende tettoniche subite (v. capitoli sulla Tettonica). È possibile tuttavia ricostruire a grandi linee la successione stratigrafica originaria.

Alla base, sopra le quarziti eotriassiche, si trovano dei termini calcareo-argillosi, debolmente metamorfici, che fanno transizione a scisti calcariferi, riferibili probabilmente all'Anisico; seguono quindi dei calcari zonati grigi e rosei e dolomie grigiastre.

Superiormente si passa ad una dolomia chiara, talora fossilifera (*Diplopora annulata* SCHAFHÄUTL) e quindi ad argilloscisti scuri e dolomie gialle con intercalazioni di livelli scistosi neri (probabilmente RAIBLIANO).

Tutta la serie ed in particolar modo gli ultimi due termini ricordano per caratteri stratigrafici e litologici la serie permotriassica del Tribulaun, dove la dolomia chiara corrisponde al Wetterstein centralalpino e gli scisti scuri al Raibliano argilloso-arenaceo.

3) — COMPLESSO DEL TRIBULAUN-CIME BIANCHE DI TELVES (P. GATTO)

« Marmo della Bocchetta di Porto ». *Marmi bianchi e grigi, compatti talora scistosi e lastriiformi, passanti a scisti calcariferi micacei grossolani; breccie silicizzate. (c) RETICO. — « Dolomia Principale ». Dolomia grigia, più di rado biancastra, talora zonata, alquanto cristallina e generalmente stratificata (d). NORICO.*

La serie permomesozoica del Tribulaun è rappresentata, in una ristretta area al vertice nord-occidentale del foglio, dalla sola dolomia norica e da alcuni lembi di scisti retici, implicati nella Fillade di Steinach.

L'irregolare sviluppo ed i complessi rapporti di detti tipi litologici con le rocce del tetto e del letto attestano le particolari ed intense vicende tettoniche che in quest'area hanno coinvolto e talora eliso gran parte dei termini della serie permo-mesozoica del Tribulaun.

Per una visione più completa della serie calcareo-dolomitica sopra accennata occorrerà esaminare il contiguo foglio Merano dove il complesso del Tribulaun raggiunge un'estensione maggiore, presentando una completa successione stratigrafica, estesa dal Permiano al Retico e, in territorio austriaco, fino al Giurese superiore.

— « Dolomia Principale » — *Dolomia grigia, più di rado biancastra, talora zonata, alquanto cristallina e generalmente stratificata (d)*. NORICO.

Essa costituisce un orizzonte relativamente potente a Sud (dove la immersione prevalente è di circa 45° verso Nord-Ovest) e molto assottigliato in prossimità del Passo del Brennero (immersione Nord-Ovest con condizioni di subverticalità) a seguito del raddrizzamento di tutta la serie e di una progressiva soppressione tettonica.

I limiti al letto con i parascisti delle Breonie ed al tetto con la Fillade di Steinach sono tettonici ed in parte sicuramente blastici.

Si tratta di una dolomia grigia a bande più chiare o localmente biancastra, priva di fossili, molto cristallina, spesso fortemente laminata e interessata da una diffusa cataclasi. L'elevata cristallinità e la presenza, non frequente, di mica muscovitica denotano un certo grado di metamorfismo.

— « Marmo della Bocchetta di Porto » — *Marmi bianchi e grigi, compatti talora scistosi e lastriformi, passanti a scisti calcareiferi micacei grossolani; breccie silicizzate (c)*. RETICO (?).

Il Retico austroalpino si trova in ridotti e ripetuti lembi incuneati tettonicamente nella Fillade di Steinach o intimamente ripiegati con essa; tali lembi relitti rappresentano la discontinua prosecuzione orientale del Retico calcareo della serie del Tribulaun (v. Tettonica). Non è stato osservato un normale passaggio stratigrafico con la sottostante Dolomia principale.

Si tratta di marmi listati bianchi, grigi o rosci, a volte finemente stratificati e divisibili in sottili lastre; vi sono spesso intercalati degli scisti calcareiferi giallastri, più o meno potenti, a grana molto grossolana, lastriformi, ricchi di grossi individui di mica muscovitica messi in evidenza sulle superfici esposte agli atmosferici. Tale varietà di tipi litologici che si susseguono talora con frequenti alternanze è strettamente legata all'ambiente deposizionale originario.

Gli intimi ripiegamenti, vistosamente rappresentati più ad occidente verso il massiccio del Tribulaun, sono qui meno evidenti per la forte tettonizzazione subita da tutti i terreni.

Talora affiorano delle breccie silicizzate, connesse probabilmente con i movimenti di traslazione della falda di Steinach sulle masse calcareo-dolomitiche del Tribulaun.

4) « Fillade di Steinach » — *Filladi quarzose, talora carboniose, grigio-nerastre, localmente di aspetto diastrotico, passanti a volte a vere e proprie quarziti (fq)*. PREPERMIANO (Archeozoico?).

(G. O. GATTO)

All'estremità nord-occidentale del foglio, sul versante destro dell'alta valle dell'Isarco, vengono a giorno limitati affioramenti di rocce filladiche costituenti le propaggini sud-orientali della nota falda di Steinach.

Secondo O. von SCHMIDEGG (1949) questa formazione può essere suddivisa in due parti, aventi caratteristiche litologiche ben distinte: una inferiore, più omogenea, rappresentata da metamorfiti derivanti per lo più da una serie originaria arenaceo-argillosa con intercalazioni stratoidi di rocce eruttive basiche, a cui si accompagnano spesso lenti carboniose antracitiche; una superiore, più eterogenea, caratterizzata da prevalenti litotipi gneissici grossolani, talvolta conglomeratici, a cui spesso si accompagnano delle dolomie ricche di minerali di ferro.

In particolare gli scisti cristallini della falda di Steinach, che compaiono marginalmente nel foglio Bressanone-Passo del Brennero, rivelano caratteristiche litologiche proprie dei livelli più bassi di questa formazione. Si tratta in genere di un complesso di rocce filladiche, sporadicamente granatifere e talora grafitiche; vi si riconoscono delle intercalazioni di scisti clori-

tici che costituirebbero i prodotti metamorfici delle succitate rocce eruttive basiche. Mancano tuttavia i litotipi spiccatamente carboniosi segnalati in territorio austriaco.

La formazione mostra localmente, in modo abbastanza frequente, i segni di una accentuata diaforesci.

Per una più dettagliata descrizione di questo complesso metamorfico si rimanda alle Note illustrative del foglio Merano, nell'ambito del quale la Fillade di Steinach trova una maggiore diffusione.

PENNIDI

GRUPPO DEL GREINER-TUX-GRAN VENEZIANO

1) — COMPLESSO DEL TUX-GRAN VENEZIANO

Gneiss granitici e granodioritici con subordinati gneiss granosienitici e tonalitici, a tessitura scistosa e più raramente massiccia (g γ). — Litotipi marginali laminati, più o meno muscovitici e talora occhiadini (Flasergneise e Augengneise) (g γ'). — Gneiss anfibolici e anfiboliti gneissiche a tessitura scistosa o massiccia, con epidoto, biotite e talora clorite compresi negli gneiss degli Alti Tauri (in parte parascisti precarboniferi) (g α). — Gneiss aplitici (g α'), gneiss dioritici e gabbrodioritici (g δ), in giacitura filoniana. Filoni di quarzo, in parte di età alpina (q). — Micasisti biotitici, in lembi relitti, talora granatiferi o a carbonati; paragneiss cloritico-biotitici, anfiboliti gneissiche e anfiboliti a biotite o clorite; scisti iniettati di vario tipo; micasisti cloritici a cianite del Sasso Nero (mga). PRECARBONIFERO p. p.

(Gp. DE VECCHI e G. ZIRPOLI)

Questo complesso, costituito essenzialmente da gneiss granitici e granodioritici, affiora nel settore più settentrionale del foglio estendendosi in gran parte oltre confine.

Nel nostro territorio esso si individua in due nuclei anticlinalici (Tux ad occidente, Alpi Aurine ad oriente) separati, in corrispondenza dell'alta Val di Vizze, da una sinclinale di terreni appartenenti ai complessi del Greiner, di Vizze e dei calcescisti con ofioliti.

Il Tux ed il Gran Veneziano-Alpi Aurine, nel loro insieme, rappresentano gli elementi pennidici più profondi affioranti nella finestra tettonica

degli Alti Tauri. Questi gneiss granitici (« *Centralgneiss* » *auct.*) sono circondati da terreni scistosi permo-carboniferi e triassici e dai calcescisti con ofioliti di età mesozoica.

I problemi riguardanti l'età, la composizione chimico-mineralogica, la struttura, la genesi degli « gneiss centrali » sono stati argomento sin dalla fine del secolo scorso di contrasti e polemiche, che perdurano tuttora. Senza entrare in merito a questa complessa e dibattuta questione, è bene tuttavia ricordare sommariamente le opinioni degli studiosi soprattutto per quanto riguarda età e genesi del complesso « Tux-Gran Veneziano ».

A favore di un'età alpina si sono pronunciati E. WEINSCHENK (1903), F. KOSSMAT (1924), A. WINKLER (1926), L. KOLBL (1932), H. LEITMEIER (1940) e H. P. CORNELIUS (1949), mentre hanno sostenuto una età ercinica L. KOBER (1912-1931), A. BIANCHI e Gb. DAL PIAZ (1934), Ch. EXNER (1957) e G. FRASL (1958). Altri studiosi come B. SANDER (1921), F. ANGEL e F. HERITSCH (1931) e ultimamente K. KARL (1959), hanno ammesso l'esistenza di termini più recenti alpini (indicati da KARL come gneiss tonalitici e graniti tonalitici) assieme a rocce più antiche (gneiss granitico-granodioritici e scisti vari).

Il complesso gneissico del Tux-Gran Veneziano è costituito in prevalenza da rocce a chimismo granitico-granodioritico, pur essendovi compresi litotipi di composizione granitico-aplitica e sienitica.

I rapporti intercorrenti tra deformazione e blastesi di età alpina, in tutte queste rocce, offrono motivo di particolare interesse; si osserva infatti che la ricristallizzazione, sia pur a carattere selettivo, è sopravvissuta agli ultimi importanti atti tettonici che hanno interessato la regione [« *Tauernkristallisation* » di B. SANDER (1921); A. BIANCHI e Gb. DAL PIAZ (1934); « *Cristallizzazione pennidica* » di Gb. DAL PIAZ (1965)].

Le parti marginali di questo complesso sono state interessate, durante l'orogenesi alpina, da intense azioni dinamiche che si sono tradotte in una notevole laminazione e cataclasi i cui effetti sono stati successivamente risanati dalla suddetta blastesi. Da tali azioni metamorfiche secondo B. SANDER (1924) sarebbero derivati gli « *Augen* » e « *Flasergneise* » che caratterizzano in prevalenza il margine meridionale sia del Tux che del Gran Veneziano-Alpi Aurine e nei quali, generalmente, alla biotite si associa la muscovite.

Le parti più interne dei nuclei anticlinali costituenti il complesso in esame mostrano in genere una struttura massiccia avendo subito in minor grado gli effetti deformanti dell'orogenesi alpina. Esempi del genere si possono notare lungo il crinale del Mesule-Cima di Campo e presso Cima F Adler (alta Val del Conio). Non mancano tuttavia, anche in queste zone, rocce a tessitura orientata ed a marcata scistosità, che si alternano e si associano alle precedenti.

In entrambi i massicci, sia nelle parti interne che in quelle periferiche, si rinvencono frequentemente inclusi basici tanto in corpi allungati quanto in lenti minori ed in noduli irregolari fra loro isorientati e con direzione circa est-ovest, cioè con andamento parallelo ai piani di scistosità degli gneiss periferici. La disposizione subparallela, talora a sciami di questi « SCHLIEREN » a grana minuta, come già affermato da Gb. DAL PIAZ (1934), dev'essere per lo più riferita ad un'orientazione primaria originatasi durante la cristallizzazione e la messa in posto del « fuso granitico ».

Solo in alcune zone si rinvencono i resti dell'antica copertura primaria riconoscibili ancora come tali per i loro rapporti primari con gli gneiss granitici; oltre agli esempi succitati, nella zona a Sud di Cima di Campo si rinvencono caratteristici fenomeni di granitizzazione degli originari scisti pieghettati di copertura. Nella stessa località si osservano anche tipici esempi di originarie brecce d'intrusione (agmatiti).

Prima di passare alla descrizione dei principali tipi litologici costituenti il Tux ed il Gran Veneziano-Alpi Aurine, è bene premettere alcune considerazioni sulle differenze esistenti tra i due massicci succitati quali risultano dai rilievi di campagna e che si riferiscono all'area compresa nei fogli Passo del Brennero e Bressanone.

Gli gneiss del Tux possiedono, nel loro insieme, una composizione più acida ed una maggior ricchezza di fenoblasti di feldispato potassico che non quelli del Gran Veneziano; in questi ultimi prevalgono litotipi granodioritici e sono più frequenti intercalazioni di gneiss tonalitici ed inclusi di anfiboliti gneissiche ritenute da alcuni studiosi il prodotto di un'originaria differenziazione magmatica (A. BIANCHI e Gb. DAL PIAZ, 1934). Anfiboliti listate alternate a gneiss aplitici a struttura minuta si rinvencono spesso all'estrema periferia del Tux (Passo di Vizze) e, più raramente, al margine

del Gran Veneziano (ex Rifugio Monza e nel Vallone delle Frane in Valle Aurina).

Sia nel massiccio del Tux che in quello delle Alpi Aurine-Gran Veneziano sono frequenti rocce acide e basiche che conservano ancora una chiara giacitura filoniana, concordante, o più di rado discordante con quella dei piani di scistosità delle rocce incassanti. Dai rapporti di intersezione di queste rocce risulta evidente che le manifestazioni filoniane appartengono ad almeno due generazioni magmatiche, sempre comunque interessate dalla stessa impronta metamorfica che caratterizza tutto il complesso.

Prima di passare in rassegna i vari litotipi affioranti è opportuno porre l'accento sui motivi strutturali di ordine generale che caratterizzano il metamorfismo di queste rocce.

Pur essendo presenti in questi massicci, come già accennato, rocce sostanzialmente diverse, la composizione del plagioclasio, soprattutto nei tipi granodioritico-tonalitici, non è in equilibrio con la composizione chimica della roccia. Il feldispato infatti è rappresentato da miscele albitico-oligoclasiche sino ad oligoclasico-andesiniche e risulta quindi più sodico di quanto non lo sia nei corrispondenti tipi eruttivi non metamorfici. Esso presenta una minuta segregazione di zoisite, clinozoisite, sericite e talora granato, ed è indice di scissione metamorfica della roccia (F. BECKE, 1902; A. BIANCHI, 1934). La distribuzione dei microliti nell'ospite plagioclasico (« plagioclasii farciti » — « gefüllte Feldspäthe ») è tale da rispecchiare l'originaria zonatura. Si nota infatti che i minuti cristalli di epidoto sono di preferenza localizzati nelle parti nucleari del cristallo dove la composizione originaria era più calcica, mentre nelle parti periferiche (più sodiche) prevalgono gli inclusi micacei orientati secondo la regola stabilita da C. ANDREATTA (1933). Questo fenomeno di scissione metamorfica si è in definitiva tradotto in una omogeneizzazione del plagioclasio con la quasi totale scomparsa delle zonature primarie. Tali caratteristiche, che si ritrovano anche nelle differenziazioni femiche, si osservano sia nelle rocce a struttura massiccia che in quelle a tessitura orientata.

Secondo A. BIANCHI questi caratteri di chimismo e di composizione mineralogica, unitamente alla struttura porfiroblastica e pecilitica di biotite, clorite ed orneblenda, all'assenza di relitti pirossenici nelle rocce femiche

e nelle concentrazioni ultrafemiche, sono « documenti e motivi più che sufficienti per affermare l'unità genetica, la struttura cristalloblastica e la facies metamorfica di tutte le parti, massicce e scistose, della massa fondamentale degli ortoscisti del Gran Veneziano e delle Alpi Aurine. La composizione mineralogica e la facies petrografica attuale di questo complesso di rocce possono essere riferite ad una profondità di metamorfismo essenzialmente compresa fra la epizona e la mesozona ».

Litotipi principali del Complesso del Tux-Gran Veneziano affioranti nell'area dei fogli Passo del Brennero e Bressanone.

— *Gneiss granitici e granodioritici con subordinati gneiss granosienitici e tonalitici, a tessitura scistosa e più raramente massiccia (g_γ).*

Sono i tipi più diffusi e risultano costituiti da una roccia bianco grigiastra, a grana media, a struttura cristalloblastica ed a tessitura scistosa o massiccia, i cui componenti essenziali sono: quarzo, plagioclasio (oligoclasio-andesina), feldispato potassico, biotite, muscovite ed epidoti. Localmente (Mesule, Sasso Nero) si rinvencono tipi poveri di quarzo e muscovite e ricchi invece in plagioclasii sodici che prevalgono decisamente sul feldispato potassico (sieniti sodiche); altrove, dai tipi predominanti a composizione granitico-granodioritica, si passa per arricchimento di orneblenda verde e progressiva diminuzione del quarzo e ortoclasio a gneiss tonalitici. Dai tipi normali per un progressivo impoverimento dei componenti femici si fa invece transizione a facies aplitico-gneissiche, che sono distribuite un po' ovunque in tutta la massa.

— *Litotipi marginali laminati, più o meno muscovitici e talora occhiadini (Flaser-gneise e Augengneise) (g_{γ'}).*

Come è già stato detto, queste rocce sono localizzate, di preferenza, nelle parti marginali del complesso gneissico e risultano ricche in « occhi » vistosi di feldispato potassico, quarzo e plagioclasio. In questi tipi la muscovite è prevalente sulla biotite ed il plagioclasio ha composizione oligoclasica; non mancano tuttavia esempi di rocce in cui è abbondante la biotite.

Al Passo di Vizze ed in genere lungo tutto il margine meridionale del Tux, come pure in alcune zone periferiche dei Tauri (ex Rifugio Monza),

si rinvencono fascie di alcuni metri di spessore costituite da una fitta alternanza di letti gneissici a struttura minuta e di anfiboliti biotitiche spesso granatifere.

— *Gneiss anfibolitici ed anfiboliti gneissiche, a tessitura scistosa o massiccia, con epidoto, biotite e talora clorite, compresi negli gneiss degli Alti Tauri (in parte parascisti precarboniferi) (g_a).*

Queste rocce normalmente presentano tessitura scistosa, ma si possono rinvenire anche tipi a struttura massiccia sotto forma di letti e lenti concordanti di potenza variabile da pochi metri a qualche decina. Sono particolarmente frequenti nel massiccio delle Alpi Aurine-Gran Veneziano (Val di Neves, Rio Bianco), mentre si notano raramente in quello del Tux. I componenti principali sono l'orneblenda verde, a cui si associa spesso la biotite e la clorite, l'epidoto ed un plagioclasio, generalmente zonato, di composizione oligoclasico-andesinica. Nei tipi che derivano probabilmente da rocce ultrafemiche, il plagioclasio ha composizione andesinica o tutt'al più andesinico-labradoritica (A. BIANCHI, 1934). Come già detto precedentemente, mancano in questi tipi più femici relitti pirossenici.

— *Gneiss aplitici (g_a), gneiss dioritici e gabbrodioritici (g_δ), in giacitura filoniana. Filoni di quarzo, in parte di età alpina (q).*

Filoni di composizione acida (aplitici granitiche) e filoni basici (originarie kersantiti e malchiti?) sono stati osservati e cartografati un po' ovunque; essi si addensano in modo particolare lungo la cresta di confine tra il Mesule e la Cima di Campo e nelle zone contigue dove si nota un intreccio di filoni che intersecano gli gneiss granosienitici e granitici. I filoni basici sono più frequenti di quelli acidi e possiedono pure potenza maggiore raggiungendo valori anche di una decina di metri.

Negli gneiss del Tux e del Gran Veneziano-Alpi Aurine si notano, con una certa frequenza, vene e filoncelli di quarzo che tagliano in tutte le direzioni le rocce incassanti e che, con ogni probabilità, vanno riferiti al ciclo alpino.

— *Micascisti biotitici, in lembi relitti, talora granatiferi o a carbonati; paragneiss cloritico-biotitici, anfiboliti gneissiche e anfiboliti a biotite o clorite; scisti iniet-*

tuti di vario tipo; micascisti cloritici a cianite del Sasso Nero (mga). PRECARBONIFERO p. p.

Rocce di questo tipo, che rappresentano almeno in parte probabili lembi relitti dell'antica copertura dei massicci granitici, sono piuttosto rare. In prossimità del Rifugio Venna, a Sud di Cima di Campo-Mesule e del

TABELLA III

ANALISI CHIMICHE DI ALCUNI LITOTIPI DEL COMPLESSO TUX-GRAN VENEZIANO

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	71,68	68,64	71,68	66,54	63,38	63,37	60,56
Al ₂ O ₃	14,37	14,41	14,10	15,90	17,15	16,18	16,72
Fe ₂ O ₃	1,72	1,55	0,58	0,55	1,42	2,27	3,65
Fe O	0,61	2,14	1,39	3,10	2,73	2,79	2,16
Mn O	0,04	0,07	0,03	0,04	0,03	0,11	0,13
Mg O	0,41	1,08	1,21	2,11	1,57	5,28	3,15
Ca O	2,48	3,61	0,98	3,58	1,43	2,08	5,74
Na ₂ O	4,42	4,80	3,76	3,72	6,28	3,66	3,36
K ₂ O	3,54	2,74	4,81	2,55	3,53	2,10	2,97
TiO ₂	0,17	0,26	0,32	0,65	0,36	1,15	0,79
P ₂ O ₅	0,29	0,14	0,12	0,20	0,46	0,23	0,25
H ₂ O ⁺	0,27	0,53	0,76	0,95	0,91	0,42	0,48
H ₂ O ⁻	0,11	0,16	—	—	0,32	0,22	0,20
	100,26	100,20	99,74	99,89	99,77	99,97	100,28

- 1 Gneiss granitico a due miche a tessitura massiccia; q. 3362 del Sasso Nero (BIANCHI, 1934) — Tipo a chimismo granitico-yosemitico. + 0,04 ZrO₂; 0,09 BaO; 0,03 F; —O = S + F = -0,01.
- 2 Gneiss granodioritico a tessitura scistosa del Gran Pilastro (BIANCHI, 1934) — Tipo a chimismo granitico-plagioclasico. + 0,03 ZrO₂; 0,04 BaO.
- 3 Gneiss granitico scistoso ghiandolare del Rifugio Venna (BIANCHI, inedita) — Tipo a chimismo leucogranitico.
- 4 Gneiss granodioritico scistoso microghiandolare del Passo di Vizze, (BIANCHI, inedita) — Tipo a chimismo granodioritico —.
- 5 Gneiss biotitico ad albite, a tessitura massiccia, della Cima del Sasso Nero (BIANCHI, 1934) — Tipo a chimismo sienitico sodico. + 0,08 ZrO₂; 0,05 F; —O = F = -0,02.
- 6 Gneiss tonalitico a tessitura massiccia del Rio Franco (Valle Aurina) (BIANCHI, 1934) Tipo a chimismo tonalitico + 0,05 ZrO₂; 0,05 BaO; 0,02 S; —O = S = -0,01.
- 7 Filone lamprofirico, biotitico epidotico a tessitura orientata; Forcella di Rio Torbo (Sasso Nero) (BIANCHI, 1934) — Tipo a chimismo malchitico. + 0,03 ZrO₂; 0,06 BaO; 0,01 S; 0,02 F.

Sasso Nero si possono osservare sia lembi di paragneiss e micascisti biotitico-granatiferi fittamente ripiegati e parzialmente digeriti, sia originarie migmatiti di vario tipo (scisti iniettati letto a letto, breccie arteritiche e nebuliti); caratteristico è inoltre il micascisto granatifero a cianite affiorante nei pressi del Rifugio Vittorio Veneto a Sud del Sasso Nero, dettagliatamente descritto da A. BIANCHI e Gb. DAL PIAZ (1934).

In prossimità dei Rifugi Ponte di Ghiaccio e Porro affiorano modeste lenti costituite da scisti a biotite, muscovite, calcite e più raro plagioclasio e quarzo, a cui si associa un livello modesto di micascisti a covoni di orneblenda. Tali rocce non sono però riferibili con certezza al complesso del Tux-Gran Veneziano, non essendo escluso che esse possano invece appartenere al sovrastante complesso del Greiner.

2) — COMPLESSO DEL GREINER

— Gneiss arenacei muscovitico-biotitici a calcite, con locali alternanze di paragneiss (pg). PERMIANO. Gneiss conglomeratici, con blocchi e ciottoli di composizione prevalentemente aplitica e granitica (a Nord del Col della Chiave, Passo di Vizze, Passo Ponte di Ghiaccio) (g_{cg}). PERMOCARBONIFERO. Micascisti granatiferi grigio-nerastri, grafitici, con fini alternanze di paragneiss arenacei e, talora, con sottili letti di gneiss conglomeratici minuti e di marmi neri. Scisti a covoni di orneblenda e biotite con granato (Garbenschiefer), localizzati in alcuni dei sopracitati litotipi (Son).

(P. BAGGIO e Gp. DE VECCHI)

Questo complesso di metamorfiti costituisce il substrato stratigrafico di gran parte delle quarziti e dei marmi permo-triassici, appartenenti al successivo complesso di Vizze, e concorre a formare l'unità strutturale del Greiner. I vari termini scistosi sono particolarmente diffusi allo sbocco e lungo tutto il versante settentrionale della media ed alta Valle di Vizze; nella testata della Val di Senges e, soprattutto, attorno al massiccio del Gran Pilastro-Guardia Alta, sovrapponendosi tettonicamente al complesso gneissico del Tux-Gran Veneziano. Nonostante il sensibile metamorfismo che è tra l'altro in diretto rapporto con le intense deformazioni tettoniche subite

da queste rocce, è ancora possibile individuare alcuni tipici caratteri sedimentogeni che, inquadrati nelle osservazioni geologiche di campagna, consentono di ricostruire una normale successione seriale.

I micascisti granatiferi grigio-nerastri, grafitici, (m_{gr}), rappresentano il termine più basso del complesso in esame e vengono a giorno in fascia continua soprattutto nell'area di Sopramonte di Vizze, continuandosi, oltre confine, nell'Haupental. Affioramenti cospicui si riscontrano pure nella zona di Malga Zirago, in Val d'Isarco e, in lembi minori, nei pressi della Forcella di Monte Stretto, della Punta di Dan e del Passo Ponte di Ghiaccio, a Sud del Gran Pilastro. Si tratta generalmente di micascisti scuri granatiferi, a cui si associano spesso tipi filladici nerastri carboniosi, anch'essi a granato. Le parti superiori di questo insieme scistoso, che per posizione stratigrafica e caratteri litologici viene attribuito al Carbonifero, sono a volte costituite da ritmiche alternanze di sottili letti o livelli di gneiss arenacei con calcite e, più raramente, di marmi scuri con venule riempite da biotite. In corrispondenza soprattutto della Spina del Lupo (Wolfendorn), ma saltuariamente anche lungo il versante settentrionale della Valle di Vizze, da Caminata a Sasso, compaiono degli scisti neri a piccoli covoni di reticite, che sopportano le quarziti nere permoeotriassiche del complesso di Vizze.

Gli gneiss conglomeratici con blocchi e ciottoli di composizione prevalentemente aplitica e granitica (g_{cg}) costituiscono un orizzonte caratteristico che si ritrova con continuità al di sopra dei micascisti neri menzionati, anche se, talora, le rocce psefitiche in esame vengono a contatto diretto con gli gneiss granitici del complesso del Tux-Gran Veneziano. I tipi più vistosi, parzialmente noti in letteratura (F. BECKE, 1903; B. SANDER, 1914-21-25; Gb. DAL PIAZ, 1934) come « gneiss conglomeratici del Passo di Vizze », si possono osservare sul crinale a Sud-Ovest di Cima Vallaccia (Caminata di Vizze), dove gli originari elementi psefitici grossolani raggiungono dimensioni di veri e propri blocchi. La natura dei ciottoli, di regola arrotondati o lenticolari, varia alquanto: sono comunque meglio rappresentati i tipi aplitici e granitici, anche se non mancano elementi di quarziti, epidiositi e gneiss biotitici. Gneiss conglomeratici a soli ciottoli quarzosi si sono pure osservati in alcune zone limitate. La matrice di questa roccia ha spesso composizione rispondente

ad una originaria grovaccia ed è costituita di solito da plagioclasio «farcito», feldspato potassico e quarzo, come elementi predominanti, ai quali si associano biotite, muscovite e calcite. Talora, quando la natura del sedimento primario lo permetta, compaiono l'orneblenda verde, il granato, la cianite ed epidoti.

In alcune zone (a sud del Passo Ponte di Ghiaccio, Croda Rossa, Sasso di S. Giacomo in Vizze), dove più intensa risulta la laminazione tettonica, i ciottoli degli gneiss conglomeratici appaiono fortemente schiacciati e stirati, talora contorti, in modo tale che la loro natura originaria talvolta non è più riconoscibile. In tale caso, se il cemento ha conservato composizione di tipo granitoidale, l'intensa ricristallizzazione metamorfica che accompagna queste fasce di movimento, determina il formarsi di rocce gneissiche non sempre distinguibili con sicurezza dai litotipi marginali del Tux-Gran Veneziano.

Sotto il profilo genetico questo gneiss conglomeratico rappresenta il prodotto di disfacimento di un antico massiccio granitico, individuabile con tutta probabilità, per analogie petrografiche, nel Tux-Gran Veneziano (F. BECKE, 1903; B. SANDER, 1947; P. BAGGIO e Gp. DE VECCHI, 1966).

Dal punto di vista cronostatigrafico, considerati i rapporti con le rocce sopra e sottostanti, è molto verosimile che l'orizzonte psefitico in esame attesti l'esistenza *in loco* della discordanza ercinica (Gb. DAL PIAZ, 1934). Le osservazioni petrografiche hanno permesso di precisare alcuni aspetti strutturali e paragenetici, che vengono qui di seguito riassunti.

Pur conservando ancora gli originari caratteri sedimentogeni, questi gneiss mostrano una lineazione più o meno accentuata, funzione indiretta della grandezza e frequenza degli elementi psefitici. Come già detto, i ciottoli hanno molto spesso composizione di tipo granitico (*l. s.*) e, pertanto, avendo subito gli stessi eventi metamorfici degli analoghi gneiss dei Tauri, offrono strette affinità di caratteristiche petrografiche con questi ultimi. Il plagioclasio è generalmente di composizione albitica o albitico-oligoclasica e presenta spesso delle zone più o meno nucleari con segregazione microlitica di muscovite e clinozoisite (plagioclasio «farcito»), fenomeno questo già esaurientemente descritto da A. BIANCHI (1934) per la limitrofa regione aurina.

Nelle parti centrali dei blasti di calcite si addensano minute inclusioni di ossidi di ferro, che fanno pensare alla preesistenza di ankerite.

Alcuni fra i costituenti mineralogici, inoltre, hanno una chiara impronta tardocinematica: oltre all'albite, la biotite si presenta frequentemente in porfiroblasti, spesso trasversali alla scistosità; analoghe caratteristiche offrono pure l'orneblenda verde (spesso peciloblastica), la cianite e la pistacite. Caratteri almeno in parte sincinematici sono comuni invece per il granato e la muscovite.

Gli gneiss arenacei muscovitico-biotitici a calcite, con locali alternanze di parafibroliti (pg) costituiscono il termine superiore dell'intero complesso del Greiner e vengono attribuiti al Permiano. Essi fanno passaggio, attraverso una serie ripetuta di alternanze a granulometria via via crescente, ai sottostanti gneiss conglomeratici. In alcuni punti tuttavia, come per esempio sulla strada tra Sasso ed il Passo di Vizze, si notano delle alternanze di gneiss arenacei grossolani direttamente soprastanti e concordanti con i micascisti neri granatiferi del Carbonifero. Superiormente, questo orizzonte si arricchisce sempre più del componente carbonatico; seguono poi di norma le quarziti del Permoeotrias. In certi casi (Sopramonte di Vizze) il passaggio tra gneiss arenacei e quarziti è contrassegnato o dalla presenza di piccoli livelli e lenti di marmo giallastro a grana grossa, oppure da una fascia di transizione costituita da quarziti più o meno gneissiche a calcite.

Il tipo litologico più rappresentativo è dato da uno gneiss che conserva a volte una struttura detritica ancora riconoscibile, nel quale i costituenti mineralogici principali sono: quarzo, plagioclasti (oligoclasio - albite), feldispato potassico, muscovite, biotite, calcite, granato e, più raramente, epidoto, clorite, tormalina e cloritoide (Forcella di Monte Stretto). I rapporti quantitativi tra i vari minerali sono molto variabili da luogo a luogo.

Per queste rocce metamorfiche sono validi i caratteri petrografici già illustrati per gli gneiss conglomeratici, di cui rappresentano il sedimento originario più evoluto.

Livelli e lenti di parafibroliti, di evidente derivazione sedimentaria, si riscontrano in addentellati o in alternanza con gli gneiss arenacei sia nei pressi del Rifugio Monza, nell'alta Val di Vizze, sia al Lago Silvelva, a Sud della Forcella di Monte Stretto.

L'associazione mineralogica fondamentale di queste rocce è data da

prevalente orneblenda verde a nuclei incolore, da plagioclasio di composizione oligoclasico-andesinica, da epidoto, biotite e granato.

La successione paragenetica ricalca abbastanza fedelmente quella vista per le anfiboliti della formazione dei calcescisti degli Alti Tauri.

Scisti a covoni di orneblenda e biotite con granato (*Garbenschiefer*), localizzati in alcuni dei sopracitati litotipi (Son). Questi scisti, così tipici e ben conosciuti in Val di Vizze e nello Zemmgrund per le loro eleganti forme a covoni di anfibolo e per i grossi granati, sono caratterizzati da uno sviluppo accentuato di tutti i componenti mineralogici.

Essi venivano attribuiti in passato, soprattutto per la loro alta cristallinità, al Prepermiano. Il ritrovamento ripetuto di scisti a covoni in seno a terreni di età diversa (Carbonifero e Permiano) del complesso del Greiner e la loro relazione con fasce di notevole complicazione tettonica alpina inducono a pensare che non si tratta di un livello stratigrafico ben definito, ma di un litotipo che si realizza in un adatto ambiente metamorfico, da rocce ad adeguata composizione chimico-mineralogica originaria.

Oltre all'orneblenda verde ed al granato, in grossi individui spesso peciloblastici, si osservano: biotite, di frequente pseudomorfa sull'anfibolo, muscovite, calcite, plagioclasti a composizione oligoclasica e, talora, pistacite e cianite, in rapporti quantitativi variabili.

In via generale le paragenesi mineralogiche delle rocce del Greiner presentano la caratteristica sopravvivenza della cristallizzazione metamorfica alpidica alle ultime importanti deformazioni tettoniche che hanno interessato la regione, concetto originariamente espresso da B. SANDER con la sua « cristallizzazione dei Tauri » (*Tauernkristallisation*). Si deve però osservare che il granato e l'orneblenda sono colpiti frequentemente da una successiva deformazione post-cristallina, a carattere locale, con fratture risanate da biotite e clorite.

3) — COMPLESSO DI VIZZE

— Marmi dolomitici giallognoli o bianchi (« Dolomia di Vizze » auct.); carniole (Cima della Stanga); marmi grigi bluastri; marmi bianchi o grigi, talora zonati (« Marmi del Tux » auct.) (cd). TRIAS MEDIO E SUPERIORE.

Quarziti bianche compatte; quarziti fogliettate, muscovitiche; quarziti gneissiche; quarziti nere, talora a bande chiare (q). PERMOEOTRIAS.

(P. BAGGIO e Gp. DE VECCHI)

Il complesso roccioso di Vize costituisce in generale la parte superiore dell'unità tettonica del Greiner-Picco dei Tre Signori, anche se alcuni termini di questo insieme possono concorrere a formare la copertura autoctona (discordanza della copertura mesozoica sugli gneiss granitici delle Alpi Aurine alla Tristenspitz; B. SANDER, 1921) o parautoctona dell'elemento strutturale del Tux-Gran Veneziano (Spina del Lupo; A. TOLLMANN, 1960). L'incertezza che ancora sussiste nell'attribuire i terreni in esame all'una o all'altra unità ha consigliato il loro raggruppamento in un complesso unico informale.

I vari litotipi vengono descritti di seguito dal basso verso l'alto, in ordine cronostratigrafico:

Quarziti bianche compatte; quarziti fogliettate muscovitiche; quarziti gneissiche; quarziti nere, talora a bande chiare (q). PERMOEOTRIAS.

Si tratta di rocce metamorfiche nelle quali è talvolta visibile al microscopio l'originaria struttura detritica, più spesso minuta, meno frequentemente a carattere conglomeratico. Dai livelli bianchi e compatti, con tipica fratturazione tegulare e con superfici sericee, si passa, inferiormente, alle quarziti fogliettate maggiormente ricche in muscovite e talvolta con aciculi di tormalina disposti a formare, nel piano di scistosità, eleganti associazioni a covone. Queste rocce possono far passaggio qua e là anche a veri e propri micascisti più o meno quarzosi. Alla testata della Val di Vize, nei pressi della Forcella di Gries, e nell'Alta Val di Sottomonte (ex Rifugio Monza), a questo insieme di rocce metamorfiche permotriassiche si sostituisce un livello di quarziti gneissiche che sfuma con gradualità, alla base, negli gneiss arenacci del sottostante complesso del Greiner.

Le quarziti nere, che si localizzano soltanto in alcune zone della Val di Vize (a Nord di Caminata), si distinguono dai tipi precedenti per la presenza di un'abbondante pigmentazione grafitica; la loro parte superiore è caratterizzata da una ripetuta alternanza di livelli scuri e chiari che segnano il passaggio ai tipi bianchi sopra descritti.

La potenza complessiva di queste diverse quarziti non è costante, ma varia da zona a zona in relazione alle originarie caratteristiche paleogeografiche locali. Tenuto conto comunque degli ispessimenti anormali e delle riduzioni dovute a cause stratigrafiche o tettoniche, si può affermare che in generale essa oscilla tra un massimo di una ventina di metri ed un minimo dell'ordine del metro.

Marmi dolomitici giallognoli o bianchi (« Dolomia di Vize » auct.); carniole (Cima della Stanga); marmi grigi bluastri; marmi bianchi o grigi, talora zonati (« Marmi del Tux » auct.) (cd). TRIAS MEDIO E SUPERIORE.

Quest'insieme calcareo-dolomitico sovrasta il precedente e, pur trovandosi ora in facies metamorfica, costituisce la testimonianza di originari depositi per la maggior parte organogeni, legati all'ingressione marina del Trias medio e superiore. Stante l'assenza di fossili e lo smembramento tettonico che ha colpito questi terreni, appare difficile valutare il loro reale spessore e tentare una ricostruzione seriale del tutto sicura. Soltanto per la successione dei terreni della Spina del Lupo, A. TOLLMANN (1960) dà un'interpretazione stratigrafica basata su analogie litologiche, distinguendo i marmi dolomitici del Trias dai marmi del Giurese in facies di Hochstegen (*Hochstegenkalkmarmor*). Dal momento che non sono ancora ben chiari i rapporti stratigrafici originari tra i vari livelli di marmi, conviene riferirci alla serie schematica riportata a suo tempo da B. SANDER (1925).

I termini inferiori di questa successione rocciosa sono rappresentati da marmi grigi a toni bluastri, da marmi bianchi o grigi talora zonati (*Bänderkalken*), questi ultimi presenti soprattutto nelle parti più basse. Livelli di color roseo si riscontrano molto più di rado intercalati ai precedenti e sono visibili in particolar modo nella zona austriaca del Griessberg, sul versante settentrionale della Spina del Lupo. Nel loro insieme tutti questi litotipi corrispondono ai noti « marmi del Tux » auct.. Merita segnalare che tali rocce calcaree si presentano normalmente stratificate e che alcuni tipi sviluppano, alla percussione o all'attacco acido, odore di idrogeno solforato.

I marmi dolomitici (Dolomia di Vize auct.) sono caratterizzati da una colorazione variabile dal giallo chiaro al bianco niveo e da una grana generalmente fine. Anch'essi si presentano stratificati in banchi di alcuni decimetri

e costituiscono un orizzonte soprastante ai marmi del Tux, ai quali fanno passaggio tramite una zona ristretta di sottili alternanze calcaree e dolomitiche grigie. Alla Cima della Stanga si rinvencono anche delle carnirole giallastre, situate alla base della dolomia di Vizze. Esse corrispondono ad originari sedimenti di tipo evaporitico e funzionano spesso da orizzonte di movimento (lubrificanti tettonici). Date queste caratteristiche è alquanto difficile stabilire se la loro attuale posizione sia di natura stratigrafica o tettonica, specie in zone strutturalmente così complicate.

CALCESCISTI CON OFIOLITI DEGLI ALTI TAURI

Calcescisti, alternati a livelli di micascisti filladici; filladi nerastre grafitiche talora 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 (cs). — Anfiboliti più o meno epidotiche e biotitiche, anfiboliti prasinitiche (a). — «Serpentine» con relitti di pirosseno, cloritocisti e talcoscisti (Sr). — Marmi bianchi o giallastri a flogopite, talora zonati, marmi dolomitici gialli o bianchi, intercalati nei calcescisti (cd). GIURESE E CRETACEO INFERIORE?

(P. BAGGIO e Gp. DE VECCHI)

La formazione mesozoica dei calcescisti con ofioliti rappresenta l'unità strutturale più elevata (*obere Schieferhülle* degli autori tedeschi) del sistema pennidico, affiorante in corrispondenza alla finestra tettonica degli Alti Tauri. Essa risulta interposta tra i ricoprimenti austroalpini soprastanti e quello pennidico del Greiner sottostante (*untere Schieferhülle*), separata rispettivamente da due grandi orizzonti di movimento.

La serie dei terreni mesozoici che costituiscono questa formazione rappresenta la continuazione dei complessi stratigrafici unitari di Vizze e del Greiner, dai quali si è scollata durante l'orogenesi alpina. L'età dell'insieme abbraccia tutto il Giurese e in parte, forse, anche il Cretaceo inferiore. Si tratta di una normale sequenza di rocce metamorfiche con impronta epi-mesozonale, derivate da originari sedimenti calcarei, più o meno argillosi, accompagnati da argille e da sottili livelli di arenarie minute.

Associate a queste metamorfite, in una posizione seriale sempre ben definita, si trovano pure anfiboliti e molto più rari ammassi di «serpentine». Tutto questo complesso scistoso era considerato sino a qualche anno fa come una serie tettonica complicata e rimaneggiata, spesso caotica, nella quale risultavano inserite, lungo piani di movimento differenziali, scaglie e lenti di terreni estranei di età triassica (marmi grossolani, dolomia di Vizze, quarziti ecc.). I rilevamenti geologici più recenti permettono di rivedere questa interpretazione. Se infatti l'intenso rimaneggiamento tettonico è ancora sostenibile per certe limitate aree di scagliamento, presenti soprattutto nelle parti più meridionali della zona di affioramento dei calcescisti altoatesini, lo stile tettonico che interessa tutta la formazione risulta essere essenzialmente di tipo plicativo e tale da non alterare, nelle sue linee generali, la successione normale dei terreni. Una ricostruzione stratigrafica è pertanto possibile e non si discosta fundamentalmente dallo schema proposto a suo tempo da Gb. DAL PIAZ (1934).

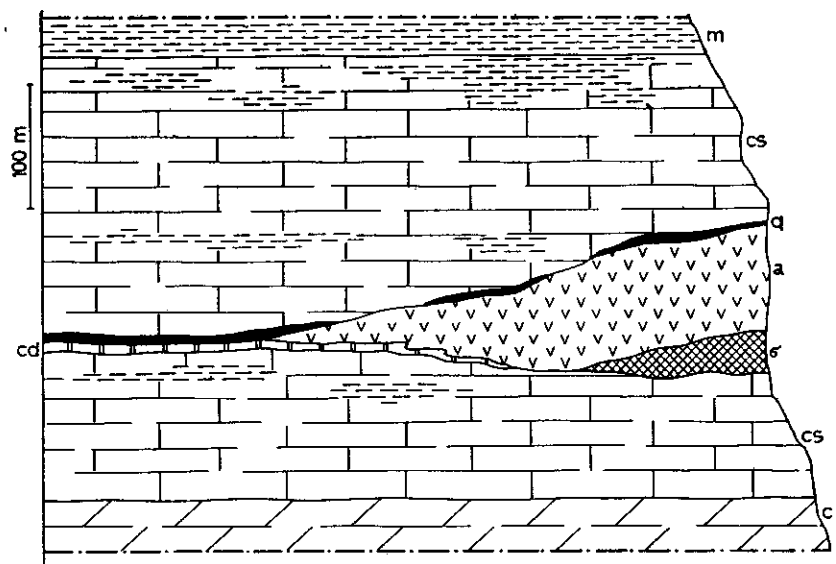
Dal basso verso l'alto sono riconoscibili i seguenti termini (vedasi colonna stratigrafica, fig. 1):

1 — *Marmi grigio-bluastri (cs)*, stratificati e poco scistosi, con piccole lenti e fiamme di calcite bianca, talora associata a quarzo. In essi sono frequenti sottili letti di muscovite e quarzo che divengono via via più numerosi nella parte superiore dell'orizzonte, prima del passaggio ai calcescisti tipici. Lo spessore dei marmi è valutabile con approssimazione sui 30-40 metri.

2 — *Calcescisti tipici grigio scuri (cs)*, passanti localmente a marmi. Costituiscono un insieme roccioso molto più potente dei marmi sopra ricordati, non inferiore ai 100 metri. In esso prevalgono i tipici calcescisti a superfici lucenti sui livelli di marmi grigi e sui micascisti filladici nerastri, più o meno calciferi. Una caratteristica generale dell'intero complesso è la spiccata tendenza alla sfogliazione dei suoi litotipi, che si suddividono con facilità in sottili scaglie a spigoli vivi e taglienti.

L'orizzonte è piuttosto eterogeneo, per cui risulta difficile stabilire la composizione media che esprima quantitativamente il tipo litologico fondamentale. Si può tuttavia affermare che i calcescisti sono costituiti in prevalenza da calcite (80% circa) e, in ordine decrescente, da quarzo, muscovite

e biotite, epidoti e, talvolta, da plagioclasti sodici. Nei termini micascistosi è presente una maggiore quantità di elementi micacei e un pigmento nerastro, grfitoso, mentre compare di solito la tormalina come minerale caratteristico.



sec. P. BAGGIO, 1968

- micascisti più o meno filladici con quarziti arenacee (m)
- quarziti, gneiss biotitici (q)
- anfiboliti (a) "serpentine" (s)
- marmi chiari, zonati e marmi dolomitici bianchi (cd)
- calcescisti (cs) con lenti o letti di micascisti più o meno filladici
- marmi grigio-bluastri (c)
- contatti tettonici

FIG. 1 — Schema stratigrafico del complesso dei calcescisti con ofioliti.

3 — *Marmi bianchi o giallastri a flogopite, talora zonati, e marmi dolomitici gialli o bianchi (cd)*. Questo complesso roccioso ha un particolare significato stratigrafico, in quanto costituisce la base dell'orizzonte ad anfiboliti.

Si tratta di marmi a grana per lo più grossolana, talora associati a lenti o livelli di marmi dolomitici, che raggiungono uno spessore massimo di 10-15 metri. Verso la parte inferiore ed anche lateralmente i marmi predetti possono passare, attraverso tipi zonati, a marmi grigio-bluastri, simili per aspetto a quelli già descritti e costituenti il termine più basso dell'intera formazione di calcescisti.

4 — *Anfiboliti (a) e « serpentine » (s)*. Queste rocce metamorfiche (ofioliti, pietre verdi *auct.*), di regola compatte e tenaci, rappresentano il complesso ofiolitifero associato ai calcescisti.

Nell'area del foglio esse sono ampiamente diffuse, in particolar modo tra le Valli di Vizze e di Fundres, in stretti rapporti stratigrafici con i marmi bianchi e giallastri sopra illustrati.

Le recenti ricerche sul terreno, condotte da P. BAGGIO e Gp. DE VECCHI (1968), hanno stabilito che queste « pietre verdi » costituiscono un unico orizzonte continuo, intercalato alla serie dei calcescisti: esse rappresentano il prodotto metamorfico di originari espandimenti lavici sottomarini e, solo raramente, di rocce intrusive.

I minerali fondamentali delle anfiboliti sono dati da: orneblenda verde, epidoto pistacitico, plagioclasti di composizione oligoclasica e biotite. Il chimismo (si veda la tabella IV) corrisponde a tipi femici ed ultrafemici, caratteri che confermano i risultati già resi noti da A. BIANCHI (1934) per le prasiniti coeve della vicina Valle Aurina.

Lo spessore di queste originarie masse eruttive è piuttosto variabile da zona a zona ed è compreso tra qualche metro (media Val di Vizze, Val di Valles) ed un centinaio di metri (Monte Botte, Alpe di Sottomonte). Molto spesso la potenza risulta superiore al reale spessore, in conseguenza di una ripetizione di natura tettonica plicativa.

Associate alle anfiboliti *s. s.* — che costituiscono il litotipo fondamentale — si trovano pure anfiboliti ad albite (prasiniti *auct.*) e biotitico-epidotiche.

Le « serpentine », (serpentinoscisti, cloritoscisti e talcoscisti), rappresentano tipi poco diffusi nell'area del foglio Bressanone, così come, del resto, è noto anche per la limitrofa Valle Aurina (A. BIANCHI e Gb. DAL PIAZ, 1934). Le serpentine sono associate sempre alle anfiboliti, con le quali mantengono rapporti di unitarietà originaria, nonostante si manifestino, in corrispondenza ad esse, piani di movimento con carattere di dislocazioni locali.

Alcuni minerali relitti di queste rocce, come per esempio il diallagio e certi minerali opachi a paragenesi di alta temperatura (pentlandite), indicano con certezza che esse derivano da rocce magmatiche ultrafemiche (peridotiti o picriti).

Al tetto delle ofioliti si riscontra un livello, piuttosto limitato e variabile in potenza (da 0 a 3 metri), di prevalenti gneiss biotitici e micascisti gneissici, cui si alternano, soprattutto nelle parti superiori, quarziti micacee e spesso granatifere (spessartina), granatiti e micascisti estremamente ricchi in biotite. Questa successione rocciosa costituisce, con tutta probabilità, l'equivalente metamorfico di sedimenti argilloso-arenacei con letti o lenti di « cherts », che di norma si accompagnano ai prodotti del magmatismo di geosinclinale.

All'orizzonte a pietre verdi e rocce associate ora illustrato segue infine verso l'alto un insieme di calcescisti, in alternanza con micascisti filladici granatiferi e filladi grafite, talora a granato, poveri o privi di carbonati, orizzonte compreso nella leggenda del foglio sotto il simbolo (cs). Livelli decimetrici di quarziti grigie, dalla struttura ancora chiaramente arenacea, si accompagnano con una certa frequenza a tale complesso roccioso. La parte inferiore di quest'ultimo è in prevalenza calcarea, mentre quella superiore acquista un carattere flyscioide ed è formata da originari livelli arenacei, argillosi e calcareo-marnosi alternati. Questi ultimi litotipi, ora in facies metamorfica, sono ben rappresentati nel settore sud-occidentale della formazione dei calcescisti con ofioli affiorante nel foglio geologico in oggetto (Picco della Croce, Cima del Cavo-Cima Alpe del Bove, Cime Gallina e Rolle).

I minerali principali dei calcescisti, oltre ai prevalenti carbonati, sono rappresentati da quarzo, muscovite, biotite, epidoti e plagioclasii (albite e oligoclasio), granato e tormalina, in ordine decrescente. Nei micascisti e nelle filladi è pure frequente una componente grafite. In rapporto alla paragenesi metamorfica si può affermare che normalmente la muscovite, l'epidoto pista-

citico ed il granato presentano una deformazione paracrystallina, mentre i plagioclasii sodici, il quarzo, la biotite, alcuni epidoti (zoisite e clinozoisite) e la tormalina caratterizzano una cristallizzazione tardo-cinematica fino a post-cinematica.

Per quanto riguarda invece le anfiboliti *s. l.*, i minerali più rappresentativi sono dati da orneblenda verde con zone nucleari incolori, plagioclasii (oligoclasio-andesina fino ad albite), epidoto pistacitico e biotite, in rapporti quantitativi diversi. I caratteri paragenetici sono più complessi rispetto ai

TABELLA IV

ANALISI CHIMICHE DI ALCUNE OFIOLITI MESOZOICHE ASSOCIATE AI CALCESCISTI DELLA FINESTRA TETTONICA DEGLI ALTI TAURI

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	48,82	47,19	46,40	46,45	50,01	41,70
Al ₂ O ₃	14,59	12,46	16,11	15,53	15,44	0,21
Fe ₂ O ₃	7,28	3,59	3,82	4,46	1,87	3,85
FeO	5,93	6,99	7,27	6,00	6,31	4,05
MnO	0,29	0,08	0,14	0,17	0,13	0,09
MgO	5,25	10,71	5,34	7,60	8,62	35,66
CaO	7,98	11,48	12,32	12,14	9,29	0,12
TiO ₂	3,05	1,73	2,08	1,65	1,07	0,04
P ₂ O ₅	0,40	0,21	0,26	0,17	0,31	—
K ₂ O	1,13	0,38	0,23	0,24	0,20	0,02
Na ₂ O	3,36	2,19	3,21	2,27	3,73	0,03
H ₂ O—	0,28	0,37	0,20	0,25	0,27	0,27
H ₂ O+	1,37	2,19	2,22	1,98	2,52	13,20
	99,89*	99,79+	99,60	100,06—	99,77	99,24

- 1 Prasinite anfibolico-epidotica a biotite, Bocchetta del Vento (BIANCHI, 1934; Anal. 34);
*) + 0,02 BaO; 0,18 S; 0,03 Cl; — 0,07 O = S + Cl: (chimismo compreso tra tipo gabbrico normale e tipo gabbrodioritico).
- 2 Prasinite anfibolico-epidotica a clorite, media Valle Rossa (BIANCHI, 1934; Anal. 35);
+) + 0,16 CO₂; 0,09 S; — 0,03 O = S: (chimismo di tipo gabbrico normale).
- 3 Anfibolite a grana minuta, Monte Plezzo (DE VECCHI-PICCIRILLO, 1968; Anal. BRS 235): (chimismo di tipo pirossenico-gabbroide).
- 4 Anfibolite ad « ocelli » plagioclasici, di Quinzo (DE VECCHI-PICCIRILLO, 1968; Anal. BRS 233); — CO₂ = 1,15 (chimismo di tipo pirossenico-gabbroide).
- 5 Anfibolite ad « ocelli » plagioclasici, di Sottomonte (DE VECCHI-PICCIRILLO, 1968; Anal. BRS 224): (chimismo di tipo gabbrodioritico normale).
- 6 Serpentinoscisto con relitti pirossenici, della Quaira Aspra, (DE VECCHI-PICCIRILLO, 1968; Anal. BRS 316): (chimismo di tipo peridotitico).

calcescisti, di cui tuttavia ricalcano, *grosso modo*, lo schema sopra illustrato, con una ricristallizzazione post-cinematica del plagioclasio ancor più evidente ed una tendenza da para - a post - cinematica per l'orneblenda verde.

È interessante infine notare che il plagioclasio di queste anfiboliti tende ad assumere una composizione via via più albitica in corrispondenza al settore più orientale del foglio (Val di Neves, Val Aurina), dove del resto anche la clorite diventa un minerale fondamentale. Motivi analoghi si riscontrano pure nella bassa Val di Vizze (Prati di Vipiteno).

V — TETTONICA

È noto che le Alpi rappresentano una tipica catena a ricoprimenti sovrapposti, nella quale cioè si è realizzato, per spinte tangenziali, l'accavallamento di enormi masse rocciose, sospinte le une sopra le altre in modo da originare un complesso edificio orogenetico. Fa eccezione il solo settore sud-alpino, dove queste strutture particolari mancano o sono presenti con uno sviluppo molto più limitato.

Sotto questo profilo, pertanto, l'arco alpino si può suddividere in una serie di zone tettoniche e cioè: le *Elvetidi* che affiorano in corrispondenza alla parte più esterna del nostro sistema montuoso; le *Pennidi* che seguono più all'interno le precedenti e sono costituite dai ricoprimenti più profondi; le *Austridi* che formano gli elementi strutturali più elevati ed infine le *Alpi Meridionali* che di queste ultime rappresentano l'originario prolungamento autoctono verso Sud.

Tutte queste zone concorrono a costituire anche il settore orientale della catena, dove uno dei motivi più interessanti è dato da quella grande lacerazione erosiva delle coltri austroalpine, notoriamente denominata « *finestra tettonica degli Alti Tauri* », attraverso la quale si scorgono gli elementi strutturali pennidici più profondi.

Nell'area del foglio Bressanone figurano gran parte delle maggiori unità sopra ricordate, ad eccezione delle Elvetidi.

1) ALPI MERIDIONALI

A Sud della linea della Pusteria e del massiccio granitico di Bressanone fino al margine meridionale del foglio, si estendono i terreni appartenenti

alle Alpi Meridionali. Essi possono essere raggruppati in due grandi complessi strutturali: *il basamento scistoso-cristallino prepermiano e la copertura permomesozoica.*

a) *Basamento scistoso-cristallino prepermiano* (P. GATTO).

In generale l'assetto tettonico delle filladi sudalpine (Fillade di Bressanone) presenta una struttura a pieghe i cui assi ed i piani assiali risultano spesso discordanti rispetto ai lineamenti tettonici alpini delle Austridi ed all'andamento della stessa linea della Pusteria.

Infatti, mentre le strutture alpine mostrano una direzione predominante Est-Ovest, quasi tutto il complesso metamorfico sudalpino presenta i piani orientati più o meno attorno alla direttrice NO-SE, con immersione a SO. Fanno eccezione: la parte orientale dell'area filladica, dove la scistosità ha direzione prevalente Est-Ovest; la zona ad occidente dell'Isarco lungo il margine meridionale del massiccio di Bressanone, nella quale la fillade si adatta all'andamento del corpo granitico; ed infine il settore centrale del complesso sudalpino, dove le lineazioni, generalmente costituite da assi di micropieghe, sono orientate grossomodo Nord-Sud.

L'assetto strutturale prevalente è dunque prealpino (prepermiano).

Tuttavia le sollecitazioni, sviluppatasi durante l'orogenesi terziaria, hanno colpito il basamento cristallino delle Alpi Meridionali con effetti chiaramente postmetamorfici; ad esse sono da imputarsi le dislocazioni per sovrascorrimento (zona di S. Vigilio di Marebbe), le pieghe generalmente a grande raggio di curvatura e le locali fratture a carattere postcristallino.

b) *Copertura permomesozoica*. (A. BOSELLINI).

La serie permo-triassica sudalpina è uniformemente inclinata verso Sud di 20°-40°. Essa è però interessata da varie dislocazioni che, in base al meccanismo delle loro genesi, possiamo distinguere in tre tipi principali.

Esiste un fascio di faglie normali, con direzione N-S o NNW-SSE, per mezzo delle quali si è attuato un progressivo abbassamento delle varie zolle orientali. In seguito a tale fenomeno il limite tra il basamento metamorfico e la copertura sedimentaria si trova spostato sempre più a Nord verso Oriente. Le faglie, in parte di età mesozoica, sono state poi riprese

dall'orogenesi alpina con possibili traslazioni orizzontali di tipo destrale. Che si tratti di faglie coalpidiche è confermato dai rapporti esistenti tra fratture e formazioni sedimentarie da esse interessate. Queste ultime spesso cambiano bruscamente di spessore proprio in corrispondenza delle fratture stesse ed anche le facies litologiche appaiono controllate dalla presenza di tali antichi disturbi tettonici. Le faglie principali di questo tipo sono, nell'ambito del foglio, la *Linea del Col Vercin*, la *Linea di Val della Torre* e la *Linea di Miara* (BOSELLINI, 1965).

Esistono poi alcune dislocazioni, con direzione E-W, aventi il carattere di sovrascorrimenti e faglie inverse, tutte con vergenza a Nord; esse hanno interessato in alcuni casi anche il basamento scistoso-cristallino che sormonta in più parti le Arenarie di Val Gardena. Tali dislocazioni, più o meno vicarianti tra loro, coprono quasi tutto il fronte settentrionale del sinclinorio dolomitico. Nell'ambito del foglio esse sono, partendo da occidente, la *Linea del Passo delle Erbe*, la *Linea di Piccolino* e la *Linea di Fossedura*; quest'ultima inizia subito ad Est di S. Vigilio e si sviluppa principalmente nell'adiacente foglio « Monguelfo ».

L'assetto tettonico fondamentale ora descritto è stato poi deformato e complicato da movimenti secondari controllati principalmente dalla gravità. Abbiamo così pieghe parallele ai versanti delle valli come nei gruppi del Col Vercin e del M. Corno (fra Costa e Palearone), zolle scivolate (località Rotterins a Sud di S. Vigilio) e piccoli lembi alloctoni di rocce werfeniane poggiati in discordanza sulle Arenarie di Val Gardena, poco ad Ovest di S. Martino in Badia.

2) MASSE INTRUSIVE DI BRESSANONE E DI RENSEN (P. GATTO).

Il massiccio intrusivo di Bressanone, a forma lenticolare allungata in direzione Est-Ovest, si estende ad occidente del foglio a costituire le masse eruttive di Ivigna e M. Croce.

La massa granitica presenta a Sud un contatto primario con la Fillade di Bressanone, mentre lungo il margine settentrionale il contatto è esclusivamente tettonico e coincide con la grande linea di dislocazione per frattura della Pusteria.

Secondo B. SANDER (1924) l'ammasso intrusivo, che originariamente aveva al letto gli gneiss austroalpini della zona Merano-Mules-Anterselva e al tetto la fillade quarzifera sudalpina, venne spinto e rovesciato a Nord durante le fasi del parossismo alpino.

Quindi, in tempi successivi, la fronte del plutone sprofondò per frattura e venne ricoperto dalle metamorfite austroalpine, che si erano nel frattempo retroflesse a Sud. Le Austridi rappresenterebbero dunque un ricoprimento tettonico locale del granito.

Il granito della Rensen Spitz, invece, in contatto primario con l'originario letto austroalpino, costituirebbe un lembo del massiccio intrusivo, isolato tettonicamente.

L'attendibilità di detta ipotesi viene oggi posta in dubbio da nuove e più dettagliate ricerche. Allo stesso granito della Rensen Spitz si attribuisce infatti, con una certa sicurezza, una posizione autoctona (v. parte descrittiva).

Comunque, a testimonianza delle vicende tettoniche esplicatesi lungo l'attuale limite settentrionale del massiccio, restano oggi ben visibili le estese fasce di intensa e grossolana milonizzazione postcristallina, prodottasi in seguito alle azioni distruttive connesse con la linea della Pusteria.

Le Alpi Meridionali e le Austridi sono separate da questa importantissima dislocazione tardo-alpina, che rappresenta la prosecuzione nord-orientale della nota linea delle Giudicarie. Il suo andamento, all'incirca Est-Ovest, risulta in parte mascherato dalla copertura quaternaria; esso tuttavia si può grossomodo identificare ad oriente con il largo solco vallivo delle Pusteria e più ad Ovest, come già accennato, con il margine settentrionale della massa granitica di Bressanone.

La dislocazione dette origine ad intensi e talora vistosi fenomeni di laminazione, milonisi e cataclasi, che coinvolsero in modo vario tutti i litotipi interessati, con formazione di filloniti, quale prodotto diretto della milonizzazione degli scisti cristallini, e di cataclasiti e sabbioni derivati dal disfacimento meccanico delle rocce ignee.

I vistosi effetti legati a questo imponente disturbo tettonico sono ben osservabili in corrispondenza del margine settentrionale del massiccio di Bressanone, nei pressi di Mules e del Passo di Valles, vicino al Castello di Scaunia (a Nord di Chienes) e nei dintorni di Falzes (Brunico); in quest'ul-

tima località la spinta cataclasi ha ridotto l'originaria roccia granitica ad un sabbione incoerente.

Nella parte più occidentale del foglio, ossia nella zona compresa fra la prosecuzione sud-occidentale della linea della Pusteria e la sinclinale di Mules-Stilves-Corno Bianco, gli scisti cristallini appaiono notevolmente disturbati e spesso cataclasati, risentendo della vicinanza di queste due importanti dislocazioni.

3) — AUSTRIDI (P. GATTO)

Le Austridi sono costituite da un insieme estremamente vario di metamorfiti che, nell'ambito del foglio Bressanone, limitano a Sud e in parte verso Nord-Ovest la finestra tettonica degli Alti Tauri.

Tutte le formazioni rocciose qui rappresentate sono riferibili al grande ricoprimento austroalpino dell'Oetztal (Gb. DAL PIAZ, 1937), e per la loro posizione tettonica possono essere attribuite a due parti distinte di detta falda: zona di radice o di Merano-Mules-Anterselva e zona dorsale del Tribulaun.

Zona di radice o di Merano-Mules-Anterselva.

La fascia di terreni austroalpini, delimitata a Nord dalla finestra tettonica degli Alti Tauri e a Sud dalla linea tardo-alpina della Pusteria, rappresenta la zona radicale del ricoprimento dell'Oetztal s. l. Essa si estende, con andamento grossomodo Est-Ovest, attraverso la parte centrale del foglio Bressanone.

Molto assottigliato in corrispondenza alla massa principale del granito di Bressanone, il complesso della zona Merano-Mules-Anterselva si allarga progressivamente verso oriente, con sviluppo di una struttura a ventaglio e raggiungimento della sua massima potenza apparente.

Detto motivo a ventaglio si estende dalla Valle di Fundres alla Valle Aurina ed è dovuto ad azioni di sottospinta esercitate dalla massa sudalpina durante le fasi tardive dell'orogenesi terziaria.

In generale le formazioni rocciose che costituiscono l'unità tettonica in parola risultano molto raddrizzate, con giaciture isoclinali a prevalente direzione Est-Ovest; la vergenza varia invece in modo progressivo da occi-

dente ad oriente. Nella zona di Mules infatti l'immersione è esclusivamente a Nord, per l'avvenuta retroflessione delle radici molto evidente nel settore occidentale del foglio (per es. al Castello di Sprechenstein); le formazioni cristalline vanno via via raddrizzandosi verso oriente fino alla verticalità per poi rovesciarsi sulla sottostante unità pennidica tra Fundres e Lutago (falda di Speikboden di SANDER).

Sono talora rilevabili giaciture contrastanti con l'andamento delle generali strutture, a causa di particolari condizioni tettoniche locali.

Tutta la zona radicale è interessata da una struttura a pieghe isorientate e più o meno strizzate. Chiari esempi di tali condizioni tettoniche sono osservabili a Nord di Falzes (Brunico), dove ha massimo sviluppo la struttura a ventaglio già menzionata; e ancora in prossimità di Vallarga dove è facilmente individuabile la cerniera di una sinclinale, in corrispondenza della congiungente M. Stipa-M. Gruppo; ed infine lo stesso cuneo sinclinale mesozoico, a fianchi in parte soppressi, di Stilves-Mules, il cui assetto tettonico, secondo M. FURLANI (1919) e B. SANDER (1924), venne assunto attraverso varie fasi di intenso ripiegamento, strizzamento e raddrizzamento della coltre sedimentaria in seno ai paragneiss filladici della zona Merano-Mules-Anterselva.

Nei terreni austroalpini affioranti lungo il versante destro della bassa Valle Aurina sono state osservate due fasce di intensa cataclasi post-cristallina con vistosi fenomeni di diaforesi: una in corrispondenza del torrente che scende a Sud-Ovest di Burgfrieden; l'altra poco più a Nord, lungo lo Spitzbach, presso Villa Ottone. Quest'ultima, inoltre, è probabilmente collegabile con una zona di disturbo meccanico che ha interessato più ad occidente gli gneiss pegmatitici ed i calcari saccaroidi di M. Mutta e M. Sasso.

Le due fasce cataclastiche suddette sembrerebbero rappresentare la prosecuzione occidentale delle dislocazioni di Kalkstein-Forcella Ciarnil e rispettivamente della Defereggertal-Valle Anterselva-Valle del Rio Molino, individuata da Gb. DAL PIAZ (1934) sull'attiguo foglio Monguelfo; secondo lo stesso Autore, esse potrebbero trovare presumibilmente la loro continuazione più occidentale nella sinclinale di Mules-Stilves-Corno Bianco la prima e nella dislocazione del Giovo (foglio Merano) la seconda.

All'estremo vertice nord-occidentale del foglio, in prossimità del Passo del Brennero, affiorano gli scisti prepermiani del basamento cristallino e la copertura calcareo-dolomitica permotriassica delle Austridi superiori.

Già nello « Sguardo geologico d'insieme » si è accennato che questi terreni appartengono alla zona dorsale del ricoprimento dell'Oetztal / . s..

Le loro condizioni tettoniche sono ulteriormente complicate per la presenza della falda di Steinach, che corrisponde ad una vasta digitazione dorsale del sopraddetto ricoprimento, messa in evidenza dalla sovrapposizione anomala di un complesso di rocce prevalentemente filladiche (Fillade di Steinach), di età prepermiana, sovrascorso sui terreni triassici del Tribulaun.

Tale situazione tettonica è scarsamente rilevabile nel foglio Bressanone, sia per l'incompletezza dei terreri affioranti, sia per l'esiguità dell'area in cui sono rappresentati. Una chiara visione delle complessità tettoniche locali sarà pertanto possibile solo con il contemporaneo esame dell'attiguo foglio Merano, dove le formazioni austroalpine sono ben rappresentate nella loro successione stratigrafica.

La vallata dell'Isarco si identifica nella sua estremità superiore, fra Vipiteno e il Brennero, con l'andamento della già illustrata zona a scaglie di Matrei; in particolare, sul suo versante destro, si individuano con discontinuità tutti i litotipi alquanto eterogenei costituenti questo orizzonte tettonico.

Al complesso di scaglie listriche sovrastano i parascisti del basamento cristallino austroalpino, i quali, per elisione tettonica dei termini più antichi della copertura sedimentaria, vengono a contatto diretto con la sovrastante dolomia norica del Tribulaun, sulla quale infine si estende la falda di Steinach.

Quest'ultima è costituita da metamorfiti di tipo filladico e presenta complesse ripetizioni tettoniche con gli scisti calcarei retici del Tribulaun, dovute a reciproci ed intimi ripiegamenti per fenomeni di inviluppo (digitazioni basali della falda di Steinach) (Gb. DAL PIAZ, 1933). Lo stesso Autore ritiene che dette implicazioni e la ricristallizzazione delle rocce dimostrino che la deformazione principale si è svolta in un ambiente relativamente profondo e che solo in seguito tali rocce furono interessate da deformazioni clastiche postcristalline più superficiali (presenza di frequenti fenomeni di diaforesi).

La Fillade di Steinach rientra solo marginalmente, con la sua parte più orientale, nel foglio Passo del Brennero e Bressanone.

Le succitate caratteristiche strutturali sono qui accentuate da una condizione tettonica forse più complessa e, comunque, più marcata.

Infatti, passando dalla vicina zona del Tribulaun al valico del Brennero, si constata una progressiva elisione, certamente tettonica, dei termini inferiori e medi della serie sedimentaria di copertura (dal Permiano al Raibliano) e di quelli superiori retici. Questi ultimi, che mancano del tutto come elementi stratigrafici normali, compaiono solo sotto forma di ripetute implicazioni tettoniche nella Fillade di Steinach e sembrerebbero ripetere il motivo strutturale a scaglie listriche che caratterizza la sottostante Zona di Matrei.

Va inoltre rilevato il progressivo assottigliamento verso Nord-Est della stessa dolomia norica, con i fenomeni di cataclasi che la colpiscono, ed infine la evidente e forte immersione assiale verso Ovest di tutte le formazioni presenti.

Concludendo, la progressiva e rapida riduzione del complesso sedimentario del Tribulaun e del suo basamento cristallino, nonchè l'avvicinamento del limite tettonico Fillade di Steinach-dolomia norica alla Zona a Scaglie di Matrei, spiegherebbero l'intensa tettonizzazione dei terreni in questo limitato settore del ricoprimento dell'Oetztal.

4) — ZONA DI MATREI (P. BAGGIO, C. FRIZ e G. MEZZACASA).

Il limite inferiore del complesso austroalpino sopra descritto è rappresentato dalla complicatissima *zona a scaglie di Matrei*. Essa esprime l'effetto del movimento di traslazione delle Austridi sulle Pennidi ed è costituita da numerose lame irregolari di terreni eterogenei (quartziti, marmi calcarei e dolomitici del Trias, calcescisti e relative ofioliti, micascisti muscovitici granatiferi, scisti filladici e paragneiss), concordanti con la scistosità generale e riferibili in parte all'Austroalpino ed in parte al Pennidico più elevato. Queste scaglie, per lo più non molto potenti e di spessore variabile, si alternano tra di loro in una serie disordinata, tanto da dar luogo talora a ripetizioni di parecchi elementi. Nel foglio Bressanone-Passo del Brennero tale orizzonte di scorrimento fascia marginalmente tutto il settore quivi affiorante della finestra tettonica degli Alti Tauri, anche se in qualche tratto è reso meno

evidente dalla mancanza di scaglie; esso, inoltre, può essere individuato anche in piena area pennidica attraverso alcuni suoi relitti strutturali galleggianti al di sopra della formazione dei calcescisti con ofioliti (lembo di ricoprimento della Cima Bianca, ad Est di Colle Isarco).

5) — PENNIDI (P. BAGGIO e C. FRIZ).

La zona pennidica compresa nell'area del foglio Bressanone-Passo del Brennero forma il settore sud-occidentale dell'intera finestra degli Alti Tauri. Essa risulta costituita da tre grandi unità tettoniche distinte, separate tra loro da orizzonti di movimento che corrispondono, da Sud verso Nord e dall'alto verso il basso, al:

- a) ricoprimento dei calcescisti
- b) ricoprimento del Greiner
- c) ricoprimento del Tux-Gran Veneziano.

Tutti questi elementi strutturali sono coinvolti in uno stesso ripiegamento, espresso da ampie e complicate sinclinali ed anticlinali, con assi a direzione subparallela, compresa tra $N70^{\circ}E - S70^{\circ}W$ ed E-W. Queste grandi pieghe si identificano a partire da Sud verso Nord, nella complessa *sinclinale Campo di Trens-alte valli di Fundres ed Aurina*; nell'*anticlinale Tulve-Monte Stretto-Alpi Aurine*; nella *sinclinale di Vizze* ed infine nell'*anticlinale del Tux* (gamba meridionale). In tale quadro tettonico l'unità pennidica dei calcescisti occupa il nucleo delle sinclinali e solo in parte forma la copertura di volta delle anticlinali. L'ossatura di queste è costituita invece dai ricoprimenti più bassi del Greiner e del Tux-Gran Veneziano. Il succedersi di tali forme plicative ad ampio raggio appare sostanzialmente immediato anche osservando il foglio Bressanone, purchè si tenga conto di un altro fattore molto importante, rappresentato dalla generale immersione degli assi delle pieghe verso occidente, con inclinazioni medie tra i 10° e i 30° . Questi valori tuttavia denunciano localmente sensibili anomalie, con accentuazioni limitate allo sbocco della valle di Vizze, in prossimità della conca Vipiteno-Prati, ma soprattutto nell'alta valle omonima dove misurano inclinazioni molto forti, talora quasi verticali, connesse ad un notevole innalzamento assiale verso oriente che caratterizza in questa zona le strutture. In conse-

guenza di ciò gli elementi pennidici più profondi affiorano soprattutto nella area nord-orientale del foglio e localmente in corrispondenza alla « cupola » Tulve-Senges.

Il ricoprimento dei calcescisti costituisce un complesso roccioso indipendente dal punto di vista tettonico e, in particolare, l'unità più elevata del sistema pennidico degli Alti Tauri. Esso è caratterizzato da un ripetersi di pieghe secondarie anticlinali e sinclinali che formano, nel loro insieme, un complicato arricciamento, come conseguenza della notevole plasticità offerta dalle rocce di fronte alle spinte orogenetiche alpine. Tale stile plicative, disarmonico rispetto a quello del sottostante ricoprimento del Greiner, si manifesta in tutta la formazione geologica in esame e ricalca le caratteristiche geometriche del ripiegamento di primo ordine. Le direzioni degli assi, infatti, sono sempre comprese di norma tra E-W e $N70^{\circ}E - N70^{\circ}W$, mentre i piani rispettivi risultano per lo più molto inclinati e vergenti ora a Sud, ora a Nord. Tuttavia si misurano qua e là numerosi valori anomali che sono in relazione all'andamento sinuoso degli assi predetti sul piano orizzontale.

Un interessante fenomeno è offerto inoltre da quelle pieghe a laccio (*Schlingen auct.*), visibili tra Quinzo di S. Giacomo e il circo glaciale della Croda dei Camosci (alta valle di Vizze), che sembrano essere in relazione con il notevole innalzamento assiale di tutte le strutture presenti in questa zona.

Esistono infine locali piani di movimento, come fatto evolutivo più spinto della deformazione plastica dominante o come effetti di assestamenti tardivi.

Un importante orizzonte di movimento si interpone tra il ricoprimento qui in esame e quello immediatamente sottostante del Greiner; in corrispondenza ad esso si susseguono lame e scaglie listriche di terreni appartenenti ad ambedue le unità tettoniche. Esempi del genere si notano alla fronte e sul fianco destro del ghiacciaio della Quaira Bianca (Gb. DAL PIAZ, 1934), sul versante settentrionale della Valle di Vizze e alla Croda Bianca, in Val di Fundres. La estensione continua di questa superficie tettonica fa sì che non si riesca mai ad osservare con certezza il rapporto stratigrafico primario della

formazione dei calcescisti e relative ofoliti con i sottostanti termini rocciosi dell'elemento strutturale del Greiner, di cui essa rappresenta l'originaria e normale successione seriale post-triassica.

Il ricoprimento del Greiner è costituito da un complesso di paraderivati a spessore variabile da luogo a luogo, nel quale è stata individuata di recente una normale successione stratigrafica di termini, che abbraccia un periodo di tempo tra il Carbonifero ed il Trias medio e superiore. Si può pensare che anche i terreni del Greiner rappresentino, nel foglio Bressanone, parte della originaria copertura sedimentogena dell'elemento strutturale del Tux-Gran Veneziano, scollatasi e traslata a Nord durante l'orogenesi alpina. Tale ipotesi sembra essere convalidata dall'esistenza di un orizzonte basale conglomeratico (Passo di Vizze, Croda Bianca e Col della Chiave), i cui elementi ciottolosi trovano rispondenza nei vari tipi di gneiss del sottostante massiccio ercinico del Tux-Gran Veneziano.

In definitiva quindi l'unità tettonica del Greiner ammantata ancora il suo originario substrato litologico, pur risultando da questo indipendente e separata da un importante piano di movimento a scaglie listriche.

Nell'ambito più specifico del ricoprimento stesso si può riconoscere una ripetizione di pieghe isoclinali (anticlinali e sinclinali secondarie), i cui assi e piani si uniformano al motivo principale, già illustrato precedentemente, che coinvolge tutti gli elementi tettonici pennidici. Ciò è evidente in modo particolare nell'alta Valle di Vizze, in prossimità del confine austriaco, e in alta Val di Fundres. L'evolversi in senso più complicato dello stesso regime plicativo, con soppressione di fianchi o di cerniere, determina il formarsi di pieghe-faglie e faglie locali (linea della Croda Rossa) e, al limite, di strutture più complesse a scaglie, come per esempio si osserva nel settore tra il Col della Chiave e la Spina del Lupo. In questa zona B. SANDER (1925) vede lo sviluppo di « *subfalde che scavalcano verso Nord la barriera degli gneiss* ».

Lame e scaglie listriche di estensione limitata, formate da terreni sia del ricoprimento del Greiner e sia, subordinatamente, da rocce di quello del Tux-Gran Veneziano, si susseguono qua e là, disordinatamente, in corrispondenza dell'orizzonte di movimento che separa le due unità predette (p. es. ad Est della Punta di Dan, alla Cima della Pipa).

Il ricoprimento del Tux-Gran Veneziano è formato essenzialmente da gneiss granitici e granodioritici, talora con intercalazioni di tipi a struttura massiccia, che costituivano nell'insieme un originario plutone di età ercinica e, almeno in parte, sincinemato (Gb. DAL PIAZ, 1934), sottoposto agli effetti di un metamorfismo di dislocazione durante l'orogenesi alpina. A queste rocce predominanti si trovano associati anche dei metascisti (migmatiti polimetamorfiche), relitti della copertura primaria del corpo intrusivo e, inoltre, dei parascisti rappresentanti depositi trasgressivi post-ercinici oggi tutti in facies metamorfica. Questi ultimi affiorano di norma in corrispondenza a limitate sinclinali strizzate, comprese nella gran massa gneissica o in vicinanza del piano di scorrimento che separa l'unità tettonica in parola da quella soprastante del Greiner-Picco dei Tre Signori.

Come già accennato precedentemente il ricoprimento del Tux-Gran Veneziano affiora, nel settore settentrionale del foglio Bressanone-Passo del Brennero, al nucleo di due grandi anticlinali, quella del Tux a Nord e quella delle Alpi Aurine a Sud. È interessante osservare che le zone periferiche delle masse gneissiche sono qui caratterizzate da una fascia continua a più marcata scistosità e laminazione. Tale fenomeno è senza dubbio da porre in rapporto con l'orizzonte di scorrimento che separa l'unità tettonica del Tux-Gran Veneziano da quella soprastante del Greiner.

MORFOLOGIA

(M. CORSI)

La morfologia dell'area compresa entro il foglio è tipica di catene montuose interessate da fenomeni orogenetici recenti. Gli elementi morfologici dominanti sono quelli generati dalle azioni erosive alternate dei ghiacciai e dei corsi d'acqua durante il Quaternario. Alle cime ardite e ai versanti ripidi, limitati alle parti settentrionali del foglio, fanno contrasto forme a linee più dolci e continue nelle aree meridionali.

I profili longitudinali della vallata sono caratterizzati da frequenti irregolarità, con un continuo succedersi di bacini e salti, mentre le sezioni trasversali differiscono molto da luogo a luogo. Frequenti sono gli esempi di valli secondarie sospese sul fondo delle principali.

In generale si può affermare che la morfologia, oltre a risentire fortemente delle condizioni litologiche (morfogenesi selettiva), è condizionata in parte dalle caratteristiche strutturali. Infatti l'andamento delle più importanti linee di dislocazione e di contatto meccanico ha influenzato talora le forme del rilievo determinando, tra l'altro, la direzione di alcune vallate come, ad esempio, l'alta valle del fiume Isarco, che, a monte del granito di Bressanone, si estende lungo la zona-limite tra Pennidi ed Austridi. Altre valli impostate lungo linee di contatto tettonico sono l'alta e media Val di Vizze e la Valle di Rio Bianco. La Val Pusteria segue, per un certo tratto, il limite tra le filladi quarzifere sudalpine ed il granito di Bressanone.

Non mancano esempi dell'influenza che l'andamento della stratificazione e dei piani di scistosità esercita sull'acclività del versante. A tale proposito si ricorda il versante nord-occidentale della cresta Spina del Lupo — Cima Bianca, con giaciture a franapoggio secondo il pendio, che si presenta meno ripido di quello sud-orientale, caratterizzato da giunti e piani di scistosità a reggipoggio.

La diversa costituzione litologica tra l'area in cui affiora il granito di Bressanone e quella della formazione delle filladi sudalpine, non porta ad un sensibile cambiamento del paesaggio che infatti si presenta con notevoli analogie di forme.

Un forte contrasto morfologico viceversa è rilevabile tra la stretta e profonda sezione valliva dell'Isarco, in corrispondenza all'attraversamento del massiccio granitico di Bressanone, e le ampie conche alluvionali di Vipiteno e Bressanone, aperte rispettivamente nella formazione dei calcescisti pennidici e nelle filladi sudalpine. È questo un tipico e grandioso esempio di morfogenesi selettiva.

Tra le varie zone più o meno pianeggianti, caratterizzate da un maggior addensamento umano, figurano la piana di Brunico, alla confluenza della Valle Aurina nella larga e aperta Pusteria, e la conca di Bressanone. Questa ultima, che presenta una forma aperta e allungata in senso Nord-Sud, è stata recentemente studiata e dettagliatamente descritta da G. B. CASTIGLIONI (1964). Chiusa a settentrione dal granito di Bressanone e a Sud da un accentuato restringimento della valle, la conca brissinese è caratterizzata da un orlo di terrazzo che sovrasta un ripido pendio, alto circa 200 m e che la cinge

tutta. Ne derivano, al di sopra, aree a pendio dolce, più estese nella parte settentrionale.

Non mancano testimoni di antichi livelli d'erosione; tra essi caratteristici appaiono quelli di Maranza (a 1400 m) e di Spinga (a 1050 m) che, secondo C. D'AMBROSI (1960), hanno però subito notevoli trasformazioni durante le glaciazioni quaternarie. Un altro livello d'erosione che, secondo R. v. KLEBELSBERG (1952) si è prodotto prima dell'escavazione vera e propria delle valli, è la dorsale, spianata su una quota di 2000 m circa, che si allunga tra la valle di Luson e la bassa Pusteria.

Per quanto riguarda la morfologia sepolta, la parte settentrionale della conca di Bressanone ha attirato l'attenzione di vari Autori. Recentemente, se ne sono occupati, con ricerche geofisiche, A. NORINELLI (1961, 1963), A. NORINELLI — R. ZAMBRANO (1961) e G. B. CASTIGLIONI (1964). Tra i vari solchi abbandonati è degna di menzione la valle sepolta congiungente il corso attuale della Rienza con l'Isarco e che, con direzione NE-SO, passa per un punto intermedio tra Bosco delle Forcine e Rotondo, per Sciaves e Riga di dentro. Sondaggi meccanici e indagini geofisiche hanno messo in luce un notevole approfondimento del solco ed uno spessore massimo dei depositi quaternari di 270 m. La gola della Rienza, a valle di Sciaves, deve essere quindi considerata come un'incisione epigenetica.

Tra le forme d'erosione in rocce incoerenti si possono ricordare le piramidi di terra di Rio Bianco (a SSO di Bressanone), descritte da R. v. KLEBELSBERG (1926) e da G. PERNA (1963).

Forme particolari di modellamento glaciale in roccia lapidea, per lo più rappresentate da dossi « a dorso di cetaceo » o « montonati », sono ampiamente descritte da G. B. CASTIGLIONI (1964).

Il reticolo idrografico dell'area in esame fa convergere le acque verso la conca di Bressanone. Nei pressi del Passo del Brennero nasce il fiume Isarco che, dopo un tratto di percorso a direzione NE-SO, volge verso SE, scorrendo incassato attraverso il massiccio granitico di Bressanone. Presso questa città riceve il suo affluente principale, la Rienza, che percorre in direzione Est-Ovest la valle della Pusteria fino a Vandoies di sotto. Da questo punto il fiume volge a Sud e scorre incassato in un'inci-

sione profonda, in alcuni punti, 200 e più metri. Tra gli affluenti principali della Rienza si ricordano i torrenti Aurino e Fundres che drenano le aree settentrionali del foglio e il Gadera che scola la parte sud-orientale.

Il bacino imbrifero dell'Isarco (kmq 2883 a Bressanone, dopo la confluenza della Rienza) copre quasi completamente l'area del foglio. Tuttavia la Rienza possiede un bacino tre volte superiore a quello corrispondente dell'Isarco e nei riguardi idraulici propriamente detti ha preminenza rispetto all'Isarco stesso.

Per quando riguarda gli afflussi si accenna soltanto ad una diminuzione delle precipitazioni da oriente (media 800 mm annui circa) ad occidente (media 700 mm annui circa), con massimi nei mesi di luglio e agosto.

I deflussi sono caratterizzati da magre invernali (minimi in febbraio) e massimi estivi. Si tratta di corsi d'acqua a regime glaciale, i cui massimi deflussi estivi sono dovuti, oltre che alle precipitazioni, allo scioglimento delle nevi e all'ablazione dei ghiacciai. Questi occupano attualmente una superficie di 25 kmq nel bacino dell'Isarco e di 20 kmq nel bacino della Rienza.

Da un esame dei dati delle portate, disponibili in gran numero, risulta che le massime piene hanno una frequenza di 7 anni, senza però uniformità alcuna nella distribuzione degli eventi. Tuttavia si può riconoscere che le grandi piene si verificano per lo più nei mesi di settembre, ottobre e novembre. Mentre si hanno notizie sommarie sulla catastrofica piena del 1337, si registra come massima piena quella del 1882 quando la campagna a valle di Bressanone fu allagata con un'altezza di m 2 d'acqua.

Nel novembre 1966, a seguito di particolari e persistenti condizioni meteorologiche, anche la regione alto-atesina, come gran parte del territorio nazionale, fu colpita da diffusi fenomeni di alluvionamento e di dissesto dei terreni, per erosione o per frana, a causa dei quali localmente si determinarono delle considerevoli modificazioni delle preesistenti caratteristiche morfologiche.

Molto limitati e non sempre attendibili sono invece i dati riguardanti l'entità dell'erosione, del trasporto solido e del deposito ad opera dei corsi d'acqua. Secondo i dati riportati da P. RODIGHIERO (1953) le ablazioni solide calcolate o valutate per il bacino dell'Isarco, a monte di Fortezza, superano,

seppur di poco, la considerevole cifra di 180 mc/anno/kmq, mentre per il bacino della Rienza raggiungono soltanto gli 80 mc/anno/kmq.

Chiari esempi di trasformazione profonda della morfologia ad opera dell'uomo sono le modifiche al paesaggio, conseguenti la realizzazione per scopi idroelettrici dei laghi artificiali di Fortezza, Rio di Pusteria e Neves e quelle apportate recentemente lungo tutto il corso dell'Isarco con gli imponenti lavori di realizzazione dell'Autostrada del Brennero.

In quest'ultimo caso le necessità connesse con l'attuazione di un'opera di considerevoli proporzioni attraverso una zona tanto impervia e le esigenze di reperire grandi volumi di terreno per gli imponenti rilevati, hanno comportato estesi sbancamenti o spesso la totale rimozione di conoidi alluvionali e falde di detrito che addolcivano il paesaggio di fondovalle. Inoltre la costruzione di ciclopiche opere in calcestruzzo (per lunghi tratti lo stesso F. Isarco verrà coperto dalla sede autostradale) ha talora sconvolto e rivoluzionato il primitivo paesaggio della stessa valle.

VII — GEOLOGIA APPLICATA

(G. O. GATTO e P. GATTO)

GIACIMENTI MINERARI

Nell'ambito dei fogli Passo del Brennero e Bressanone le risorse minerarie risultano estremamente modeste; non mancano tuttavia diffuse mineralizzazioni, non utili dal punto di vista economico e geneticamente legate a quelle più importanti, ubicate in zone prossime al territorio in esame, quali Predoi (Prettau) nell'alta valle Aurina, Chiusa, Corvara (Rabenstein), Monteneve (Schneeberg) e Valle di Fleres, in passato coltivate e oggi in gran parte abbandonate.

La regione vanta tuttavia una tradizione mineraria fra le più antiche d'Italia. Si ritiene che primitive attività estrattive venissero esercitate fin dai tempi dell'Impero Romano; di queste si trovano tracce negli antichi scritti del medioevo.

L'industria mineraria fiorì soprattutto intorno al 1500 con l'apertura di numerose miniere, fra le quali si possono ricordare quelle argentifere

di Colle Isarco e di Chiusa, quelle cuprifere di Rio Rosso (Rettenbach) in Val Aurina, piritifere di Plechwald, Leitnerwald, Fussendrass, Pletzengraben in Val di Vizze e della Val di Vallaga.

Risale inoltre a questo periodo il massimo sviluppo minerario e commerciale di Vitipeno, il cui distretto contava allora un migliaio di minatori ed oltre un centinaio di centri di estrazione.

Originariamente l'attività era limitata alla produzione del ferro, del rame e soprattutto dell'argento, mentre non venivano sfruttati altri minerali, quali il piombo, zinco, ecc., che a quei tempi non avevano ancora assunto grande importanza.

Un'attività tanto selettiva e gli irrazionali sistemi di coltivazione adottati per secoli, depauperarono in modo determinante le risorse minerarie della regione. Restano oggi, a testimonianza di tanta fervida attività del passato, oltre alle numerose opere minerarie, i ruderi di antiche fonderie che, collateralmente al lavoro estrattivo, erano state ubicate in prossimità dei maggiori centri di produzione (nella sola Valle Aurina se ne contavano una decina).

Il decadimento dell'interesse minerario della regione s'iniziò già nel seicento e continuò inesorabile fino ai nostri giorni. Pochi centri, limitatamente produttivi fino a qualche anno fa, oggi hanno cessato ogni loro attività. Si può citare ad esempio la miniera di talco di Bargone, situata allo sbocco della valle omonima in quella di Vizze; qui venivano coltivate in sotterraneo alcune grosse lenti di talco e di cloritoscisti, derivate probabilmente da rocce anfiboliche comprese nei calcescisti pennidici. Questi corpi mineralizzati, subverticali e con direzione prevalente N 85° E, possedevano uno sviluppo in senso longitudinale variabile intorno a qualche decina di metri. Il minerale talcoso estratto presentava un elevato grado di purezza. Le gallerie lungo le quali avveniva la coltivazione dei corpi mineralizzati, si sviluppano su tre livelli nella direzione delle concentrazioni utili.

Un altro giacimento di talco, con le medesime caratteristiche geologico-minerarie ed ora anch'esso esaurito, si trova sul versante opposto della valle, in località Monte Grande.

Alla fine del primo conflitto mondiale era ancora in attività l'antica miniera della Valle di Dosso, dove si coltivavano le mineralizzazioni connesse

con i numerosi filoni idrotermali ricchi in solfuri. Lo sfruttamento vi raggiunse punte elevate nel secolo scorso; ne fanno fede le numerose opere minerarie di cui ancor oggi rimangono tracce. In questa zona le attività estrattive e di ricerca furono numerose, ma solo in località Le Cave, allo sbocco della valle, la coltivazione raggiunse un valore economico tale da rendere conveniente il suo completo sfruttamento; infatti qui sorsero gli impianti per il trattamento del minerale estratto (galena e blenda). I corpi mineralizzati erano rappresentati da filoni di natura idrotermale, prevalentemente quarzosi, ricchi di solfuri di piombo e zinco, e contenenti in quantità minore altri minerali quali calcopirite, fluorite, barite, pirite, ecc.

Se le concentrazioni minerarie sono scarse in tutta l'area del foglio in esame, per contro numerosissime sono le manifestazioni metallifere per lo più a solfuri misti, d'importanza secondaria ed economicamente non sfruttabili. Si ricordano tra le più interessanti quelle a calcopirite di S. Giacomo e del Passo di Vizze (in Val di Vizze), quelle connesse geneticamente con il massiccio granitico di Bressanone ed ancora le mineralizzazioni piritifere della Valle Aurina e di Lappago.

Meritano infine un breve cenno le concentrazioni uranifere nelle Alpi Aurine, che recentemente furono oggetto di studi a carattere geologico e di indagini radiometriche. Queste mineralizzazioni radioattive, rappresentate essenzialmente da pechblenda, furono individuate negli scisti cristallini quarzoso-muscovitici permo-carboniferi appartenenti al complesso pennidico del Greiner; esse affiorano sulle pendici meridionali del gruppo del Gran Pilastro, su un'area compresa tra la Cima Cadini ed il Lago Silvella. Dette mineralizzazioni, perlopiù di ridotto sviluppo, sono assai discontinue e molto localizzate e possiedono generalmente un basso tenore in U_3O_8 .

CAVE

Anche l'attività di cava ha un limitato sviluppo nel territorio considerato; le cause della modesta espansione di questo particolare settore estrattivo vanno ricercate soprattutto nelle caratteristiche litologiche delle rocce quivi affioranti, molto spesso intensamente fessurate e laminate, e nello scarso sviluppo delle comunicazioni viarie intravallive.

Una certa diffusione ha l'industria estrattiva di materiali usati come inerti per calcestruzzi, quali ciottolame, ghiaietta e sabbia; essa si sviluppa particolarmente sul fondo delle valli maggiori, dove più potenti sono le coltri di natura alluvionale. Vengono di norma sfruttate sia le alluvioni recenti ed attuali degli alvei, sia quelle antiche terrazzate (interglaciali) mediante moderne attrezzature di scavo, alle quali spesso si accompagnano complessi meccanici che provvedono direttamente alla selezione granulometrica dei materiali estratti.

Importanti cave di ghiaia e sabbia si trovano in Val Aurina, nei dintorni di Lutago e di Campo Tures, nonchè presso la confluenza del fiume Aurino nella Rienza; in Val Pusteria, presso Brunico, si coltivano i depositi sabbiosi interglaciali e a Rio di Pusteria le ghiaie e le sabbie del fondo del lago artificiale omonimo. Sabbie e ghiaie sono pure estratte nella conca di Bressanone, presso Novacella, Varna e S. Lorenzo.

Una certa importanza riveste la cava di Sciaves, a Sud di Rio di Pusteria, che sfrutta i materiali delle alluvioni antiche terrazzate (interglaciali): si tratta di materiali ghiaiosi e di argille grigio-azzurre, finemente stratificate e varvate; queste ultime utilizzate nella vicina industria di laterizi, derivano geneticamente dalla degradazione ed alterazione delle rocce metamorfiche, i cui prodotti furono successivamente fluitati e sedimentati in zone di stanca dei maggiori corsi d'acqua durante l'interglaciale RISS-WÜRME.

Cave attive di rocce lapidee sono aperte in corrispondenza a livelli di quarziti muscovitiche triassiche comprese nella formazione dei calcescisti con pietre verdi. Queste rocce risultano facilmente divisibili in lastre e, per questa loro caratteristica sono, utilizzate in edilizia come pietre da costruzione od ornamentali. Si ricorda a tal proposito la cava di Malga Tramezzo nella valle di Fundres, ubicata a quota 1700 m s. l. m., dove si coltivano rocce quarzitiche di ottima qualità su tre fronti di cava; quarziti eotriassiche vengono pure coltivate nei pressi di Sasso di S. Giacomo nella valle di Vizze. La produzione di questi materiali da costruzione è destinata quasi interamente ai mercati esteri, dove essa raggiunge quotazioni molto elevate.

Nell'alta valle di Fundres si coltivano stagionalmente anche grossi massi erratici di serpentine.

Anche le rocce eruttive sono ricercate come materiali da costruzione; a S. Lorenzo, allo sbocco della Val Badia, si utilizzano le rocce dioritiche di un dicco, incassato nelle filladi sudalpine, per la produzione di graniglia da impiegarsi nelle costruzioni stradali.

Numerose cave furono in passato impostate nell'area di dominio del granito di Bressanone; solo alcune di esse sono tuttora aperte, sviluppando un'attività per lo più assai ridotta. I materiali estratti vengono impiegati per cordature o come pietrisco per massicciate stradali e ferroviarie e, più raramente, in grosse lastre o blocchi, nelle pavimentazioni dei piccoli centri abitati.

È interessante ricordare che nel secolo scorso il materiale granitico era largamente impiegato nella costruzione di edifici pubblici e privati; così ad esempio, l'imponente fortificazione che sorge a valle di Fortezza, venne eretta utilizzando grossi blocchi granitici che, in base a quanto affermano alcuni vecchi studiosi del territorio pusterese, sarebbero stati ricavati da grandi massi erratici della piana di Falzes.

Negli ultimi anni, lungo la valle dell'Isarco, sono state aperte numerose cave, impostate per lo più in corrispondenza delle grandi conoidi alluvionali e delle potenti falde di detrito che fiancheggiano il fondovalle dell'Isarco; il materiale estratto viene utilizzato per i grandi rilevati della costruenda autostrada del Brennero.

IDROGEOLOGIA

L'idrografia del territorio compreso nel foglio Passo del Brennero e Bressanone è condizionata in gran parte dall'assetto tettonico complessivo della regione.

Le aste dei principali corsi d'acqua seguono grossomodo i limiti di suddivisione delle grandi unità strutturali (v. Morfologia); infatti l'orientamento delle valli maggiori, quali quelle di Vizze, dell'alto Isarco, della Rienza e dell'alto corso dell'Aurino, attesta una direzione di sviluppo preferenziale secondo le superfici di discontinuità geologiche (morfogenesi selettiva).

Il sistema idrografico fondamentale è pertanto rappresentato da valli dirette all'incirca Est-Ovest; esso si completa con una rete di valli secondarie, convergenti nei corsi d'acqua principali.

In generale i bacini collettori di alta quota risultano molto ampi; viceversa le acque sono convogliate lungo valli spesso anguste, che terminano talvolta con alvei profondamente incisi in rocce lapidee, dall'aspetto di forre e gole (è il caso della Rienza fra Sciaves e Bressanone, dell'Isarco a Fortezza, del Gadera a Sud di S. Lorenzo). Soltanto il torrente Aurino e il Rio di Vizze confluiscono nella Rienza e nell'Isarco rispettivamente, in corrispondenza di tratti di valle allargati ed alluvionati.

I terreni cristallini costituiscono i rilievi della quasi totalità del territorio; essi debbono valutarsi nel complesso impermeabili. Analogamente impermeabile si deve considerare la maggior parte della copertura eluviale delle filladi quarzifere, che per la sua parziale natura argillosa costituisce spesso delle coltri impermeabili sulle quali, ove le condizioni morfologiche lo consentono, ristagnano le acque di ruscellamento superficiale a formare laghi, pozze, acquitrini ecc.

Si debbono ritenere semipermeabili o a permeabilità variabile le morene di fondo più o meno fangose, le arenarie, i calcari e le dolomie del Permian sudalpino, oltre ai marmi mesozoici pennidici della regione di confine con il territorio austriaco.

Decisamente permeabili risultano pertanto i soli terreni alluvionali grossolani delle larghe incisioni vallive, le falde ed i conoidi di detrito, gli accumuli di frana ed in parte le coperture moreniche, oltre a quei terreni lapidei che, coinvolti in intense vicende tettoniche, appaiono particolarmente cataclasati e fessurati.

I materassi alluvionali di fondovalle sono spesso sede di falde acquifere che possono essere sovrapposte o sospese dove i sedimenti raggiungono potenze sensibili e presentano forti variazioni granulometriche dei componenti.

In ragione del carattere quasi generale di impermeabilità delle rocce lapidee presenti, la regione appare cospicuamente dotata dal punto di vista idrico superficiale; i numerosi corsi d'acqua ed una rete idrografica minore,

naturale o artificiale (ruscelli, rigagnoli, rogge ecc.), il cui regime è di conseguenza sensibilmente subordinato alle variazioni meteoriche, permettono una irrigazione capillare dei terreni.

Inoltre, soprattutto per le regioni più meridionali, le scarse condizioni di permeabilità del suolo consentono alle acque selvagge di superficie di divagare e di inzuppare la copertura erbosa, favorendo lo sviluppo delle colture a prato, che caratterizzano il paesaggio altoatesino.

Tutta la regione si distingue per gli elevati valori pluviometrici e nivali che determinano regimi stagionalmente considerevoli dei maggiori corsi d'acqua.

Un fattore che contribuisce alla regolazione delle portate degli stessi corsi d'acqua consiste nell'opera di laminazione delle piene, svolta dai numerosi laghi, presenti soprattutto nel settore settentrionale del foglio.

Vi si distinguono vari bacini naturali di diversa origine e dimensione. Particolarmente numerosi sono quelli situati ad alta quota, originatisi prevalentemente per ultraescavazione glaciale o per sbarramento morenico o situati in depressioni intermoreniche.

Laghi di sbarramento per frana sono invece quelli di Vizze presso Apenes e quello di Vipiteno, ormai completamente colmato.

In rapporto alle favorevoli condizioni idriche e morfologiche offerte da questo territorio, gli impianti idroelettrici finora realizzati sono relativamente scarsi e solo due rivestono un particolare interesse.

Il sistema idroelettrico di Bressanone è costituito da due dighe di ritenuta; una sull'Isarco presso Fortezza, che sbarrava una gola incisa nel granito di Bressanone; l'altra sulla Rienza a Rio di Pusteria, che chiude uno stretto solco epigenetico nel granito, fiancheggiato sulla destra dall'antico fondovalle, ora sepolto dal grande conoide di deiezione terminale di Rio di Valles. L'acqua dei due serbatoi confluisce per via sotterranea alla centrale in caverna presso Bressanone.

Il secondo impianto importante è quello di Neves, a quota 2000 circa, nell'alta valle dei Molini, recentemente ultimato ed ora in fase di collaudo. Si tratta di una diga di sbarramento, che s'impone sui versanti gneissici ed angusti della valle omonima e che sfrutta per l'invaso l'ampia conca glaciale situata a monte. Notevole per sviluppo e per tecnica esecutiva la galleria di

derivazione di questo serbatoio che, impostata sulla destra della valle dei Molini, raggiunge la centrale di Molini in Valle Aurina, dopo aver superato con un gigantesco sifone la Valle di Cesa.

Fra gli impianti minori si ricorda il piccolo bacino di ritenuta sul Rio di Valles, che convoglia le proprie acque alla centrale di Rio di Pusteria, tramite la condotta forzata di Maranza; l'impianto di Tolve, che sfrutta lo sbarramento naturale per frana del Rio di Vizze ad Apenes, e la piccola centrale sita a Nord di Fundres che fornisce l'energia prodotta alle Ferrovie dello Stato.

SORGENTI TERMALI E MINERALI

Tutta la regione risulta caratterizzata da una particolare ricchezza di sorgenti, ad eccezione di alcune aree comprese nei domini della fillade sudalpina e del massiccio granitico di Bressanone. Le sorgenti infatti costellano in generale tutto il territorio, spesso raggruppate a costituire importanti centri sorgivi, fra i quali una citazione particolare merita, per l'importanza geografica che riveste, l'area sorgiva da cui trae origine il fiume Isarco, presso il Passo del Brennero.

In generale si tratta di sorgenti affioranti per variazione della permeabilità dei terreni (sorgenti di terrazzo, di fondovalle, di contatto tra la copertura permeabile quaternaria ed il substrato roccioso impermeabile; spesso l'emergenza avviene nell'ambito degli stessi terreni incoerenti quaternari per variazione granulometrica del deposito).

La maggior parte delle sorgenti possiede un carattere temporaneo-stagionale; un regime meno variabile dimostrano quelle sorgenti legate a particolari strutture tettoniche delle formazioni rocciose (sorgenti di faglia, di sinclinale ecc.) carattere perenne hanno talune fonti distribuite lungo i limiti delle grandi unità strutturali, nel qual caso esse sono spesso mineralizzate (Terme del Brennero, Bagni di Ilistra ecc.).

Spesso gli aggruppamenti di sorgenti costituiscono degli orizzonti a valle di aree acquitrinose ed in questo caso il flusso, soggetto al variare delle precipitazioni, presenta una portata incostante e la stessa potabilità risulta talora compromessa.

Di norma le sorgenti ad alimentazione profonda offrono caratteri chimico-fisici tali da poter essere classificate come oligominerali, in relazione ai terreni cristallini attraversati.

Le sorgenti minerali sono relativamente frequenti ed uniformemente distribuite nell'area del foglio Bressanone; esse sono prevalentemente oligominerali, solforose, ferruginose e più raramente radioattive.

La sorgente che riveste maggior interesse è quella oligominerale, bicarbonato-solfato-alcantino-terrosa della Plose, che è la sola ad essere sfruttata industrialmente. In una zona compresa tra Plancios e il M. Forca nel comune di Eores (a 17 km da Bressanone) emergono dalle filladi quarzifere varie sorgenti a quote comprese tra i 1820 ed i 2300 metri.

Le misurazioni, effettuate in tre tempi successivi, e le relative analisi chimiche di U. CARETTA (1954) sono riassunte nelle tabelle V, VI, VII e VIII.

TABELLA V

	28/XI/'53	29/VI/'54	29/VII/'54
temperatura dell'acqua alla sorgente	7°0	6°2	6°5
temperatura dell'aria esterna	2°0	15°7	11°0
portata in litri/ora	2010	4520	3430
portata media in litri/secondo		0,922	
residuo fisso a 110° (media)		0,0203	} gr/litro di acqua a 20°
residuo fisso a 180° (media)		0,0201	
Durezza totale in gradi francesi		1,20	
Radioattività: Unità Mache per litro		13,07	

TABELLA VI

RAPPRESENTAZIONE DEI RISULTATI ANALITICI

Denominazione	Formula	Grammi p. litro	Millimoli p. litro	Millivalenze	
				cationi	anioni
Ione:					
Sodio	Na+	0,00089	0,03870	0,03870	
Potassio	K+	0,00028	0,00718	0,00718	
Litio	Li+	0,0000004	0,00006	0,00006	
Magnesio	Mg++	0,00138	0,05674	0,11348	
Calcio	Ca++	0,000253	0,06325	0,12650	
Alluminio	Al+++	0,00020	0,00738	0,02214	
Ferro	Fe++	0,00001	0,00018	0,00036	
				0,30842	
Ione:					
Fluoridrico	F—	0,00003	0,00158		0,00158
Cloridrico	Cl—	0,00001	0,00028		0,00028
Solfurico	SO ₄ —	0,00248	0,02581		0,05162
Fosforico	HPO ₄ —	0,00014	0,00146		0,00292
Idrocarbonico	HCO ₃ —	0,01537	0,25200		0,25200
					0,30840
Silice	SiO ₂	0,000450			
Anidride carb. libera	CO ₂	0,00334			

Fra le sorgenti minori si ricordano quella minerale fredda del Brennero (T 6°5); le tre sorgenti ferruginose di Rodengo (Bagno di Corte); le acque con zolfo e ferro dei Bagni di Ilistra (presso S. Sigismondo); l'acqua alcalino-ferruginosa di Bagno Cortina presso S. Vigilio di Marebbe; la sorgente ferruginosa di Bagni di Antermoia in Val Badia; la fonte minerale di Piccolino in Val Badia; le acque oligominerali di Modres presso Mules; infine le sorgenti, ormai inattive, salino-solforose e radioattive dei Bagni di Scale (Scaleres) e ferruginose di S. Andrea-S. Leonardo presso Bressanone.

Particolare interesse riveste la fonte calda delle Terme del Brennero, nota fin dal medioevo e probabilmente già in epoca romana.

TABELLA VII

Residuo fisso a 110°	0,4268	} gr/litro di acqua a 15°
residuo fisso a 180°	0,4256	
Durezza in gradi francesi	27	
radioattività: Unità Mache per litro emanazione radio (più forte emanazione Th)	0,27	

TABELLA VIII

SOSTANZE DISCIOLTE, IONI PER LITRO

Na ⁺	0,0033	Cl ⁻	0,0103
K ⁺	0,0040	SO ₄ ^{- -}	0,1254
Mg ⁺⁺	0,0009	HCO ₃	0,2515
Ca ⁺⁺	0,1085	SiO ₂	0,0090

Qui le acque dal sapore salino vengono a giorno a quota 1326, alla temperatura di 21°6 (7/IX/1929); le caratteristiche analitiche sono indicate nelle seguenti tabelle:

Secondo notizie raccolte in sito, la fonte avrebbe avuto in passato una termalità molto più elevata, ma in seguito ad un forte inquinamento con acque diverse, sia per fenomeni di frana sia per le numerose valanghe che qui

si abbattano, subì una sensibile variazione nella composizione e nella temperatura, tanto che successivamente fu necessario separare l'acqua termominerale da quella fredda mescolata.

Anche attualmente la sorgente sembrerebbe subire stagionalmente degli inquinamenti, come si può dedurre dal fatto che le acque risultano molto più calde e mineralizzate negli inverni e nelle estati asciutte.

Padova, 30 novembre 1968.

Ultime bozze restituite il 22 settembre 1969.

VIII — BIBLIOGRAFIA
(Gp. BRAGA e G. O. GATTO)

- AGTERBERG F. P. (1961), *Tectonics of the Crystalline Basement of the Dolomites in North Italy*. « *Geologica ultraiectina* », 8, pp. 1-232, 109 figg., 3 tavv. app., carte tettoniche, Utrecht.
- ALBERTI A. (1963), *I filoni del Massiccio granitico di Bressanone*. « *Studi trentini di Sc. Nat.* », a. XL, 3, pp. 302-328, Trento.
- ANDREATTA C. (1933), *Analisi strutturale di rocce metamorfiche, III. La disposizione dei microliti micacei nei plagioclasti di ortogneiss*. « *Periodico di Mineralogia* », 4, n. 3, pp. 375-394, 6 tavv., Roma.
- ANDREATTA C. (1934), *Disposizione dei microliti micacei in plagioclasti di rocce intrusive (Analisi strutturali di rocce, IV)*. « *Periodico di Mineralogia* », 5, pp. 217-235, Roma.
- ANGEL F., HERITSCH F. (1931), *Das Alter der Zentralgneise der Hoben Tauern*. « *Zentralbl. f. Mineral. ecc.* », Abt. B, n. 10, pp. 516-527, Stuttgart.
- BAGGIO P., *La formazione mesozoica penninica dei calcescisti con ofoliti delle valli di Vizze, di Funder e di Valles nell'Alto Adige orientale*. « *Mem. Museo Trid. Sc. nat.* », 17, n. 1, a. XXXI-XXXII (1968-69).
- BAGGIO P., DE VECCHI Gp. (1966), *Risultati preliminari di ricerche geologico-petrografiche nella Alta Valle di Vizze (Alto Adige)*. « *Studi Trent. Sc. Nat.* », s. A, 43, fasc. 1, pp. 13-24, 1 tav., Trento.
- BAGGIO P., FRIZ C. (1964), *Osservazioni preliminari sulla geologia del lembo di ricoprimento della Punta Bianca (Weiss Spitze) ad est di Colle Isarco (Alto Adige)*. « *Mem. Acc. Patavina di SS. LL. AA.* », 76, pp. 93-102, 1 tav., Padova.
- BECKE F. (1892), *Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner*. « *Tschermak's miner. petr. Mitt.* », 13, pp. 379-430; 433-464, Lipsia.
- BECKE F. (1903), *Westende der Hoben Tauern, VIII*, « *Führer für die Exkursionen des 9 internationalen Geologen-Kongresses, VIII*. Wien.
- BECKE F. (1903), *Excursion durch das Westende der Hoben Tauern (Zillertal)*. f. d. Excurs. in Österr. 9. Int. Geol. Kongr., VIII, pp. 41, 1 carta, 7 prof., Wien.
- BETTI M. (1933), *Indagini chimiche e chimico-fisiche riguardanti le acque minerali dell'Alto Adige (agosto-settembre 1931)*. « *Viaggi di Studio ed esplorazioni — R. Acc. d'Italia* », 1, pp. 23-31, Roma.

- BETTI M., BOBINO 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., 5, estr. 1, pp. 56, 15 figg., Roma.
- BIANCHI A. (1933), *Studi petrografici sull'Alto Adige orientale e regioni limitrofe.* « Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova », 10, pp. 8-243, 55 figg., 17 tavv., 1 carta geol.-topogr., 1 panorama, Padova.
- 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, Pavia.
- BIANCHI A. (1965), *Rapporti comparativi fra le masse rocciose delle Alpi Aurine e dell'Adamello. (Risposta preliminare alle osservazioni di F. Karl e G. Morteani).* « Rend. Soc. Miner. Ital. », 21, pp. 341-344, Pavia.
- BIANCHI A., DAL PIAZ Gb. (1930), *Foglio Vetta d'Italia della Carta geologica delle Tre Venezie, alla scala 1:100.000.* « Pubbl. Uff. Idr. d. R. Mag. a. Acque », Venezia.
- BIANCHI A., DAL PIAZ Gb. (1930), *Carta geologica dell'Alta Valle Aurina e regioni vicine, scala 1:25.000.* « Pubbl. Uff. Idr. d. R. Mag. a. Acque », Venezia.
- BIANCHI A., DAL PIAZ Gb., MERLA G., FURLANI M. (1930), *Foglio Mongualfo della Carta geologica delle Tre Venezie, alla scala 1:100.000.* « Pubbl. Uff. Idr. d. R. Mag. a. Acque », Venezia.
- BIANCHI A., DAL PIAZ Gb. (1937), *Guida alle escursioni, della Soc. Geol. Ital., 50ª Riunione estiva, Padova-Adamello-Trentino-Alto Adige, 1-8 settembre 1937, pp. 1-89, con 1 panorama, Padova.*
- 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.* « Period. Miner. Istit. Univ. Roma », 10, 2, pp. 120-189, Roma.
- BLAAS I. (1902), *Geologischer Führer durch die Tiroler und Voralberger Alpen, con una carta geologica alla scala 1:500.000 e 216 profili.* Wagner, Innsbruck.
- BLESER P. (1934), *Geologische Studien am Westende der Hoben Tauern, östlich der Brennerlinie, Luxemburg.*
- BOSELLINI A. (1965), *I Klippen di S. Martino in Badia (Dolomiti) e considerazioni relative geologiche.* « La Ricerca scientifica », s. 2, a. 35, 8, fasc. 2, pp. 225-234, 10 figg., 1 carta geol. 1:10.000, Roma.
- BOSELLINI A. (1965), *Lineamenti strutturali delle Alpi Meridionali durante il Permo-Trias e alcune considerazioni sui possibili rapporti con la tettonica alpida.* « Mem. Mus. St. Nat. Ven. Trid. », a. 28, 15, fasc. 3, pp. 5-68, 21 figg., 2 tavv., Trento.
- CALLEGARI E., JOBSTRAIBIZER G. (1964), *Sulla presenza di analcime nella « pietra verde » degli Strati di Livinalongo della località tipo (Alta Valle del Cordevole — Dolomiti).* « Rend. Soc. Miner. Ital. », 20, pp. 3-19, 1 tav., Pavia.
- CARRETTA U. (1954), *Analisi dell'acqua della Plose (Bressanone).* « Annali di Chimica », 44, pp. 1044-1049, Padova.
- CASTEGNARO E. (1953), *Le dioriti di Chiusa (Bolzano). (Studio chimico petrografico).* « Periodico di Miner. », 22, pp. 167-241, 3 tavv., Roma.
- CASTEGNARO E. (1954), *Le anfiboliti prasitiche di Chiusa (Bolzano). (Studio chimico-petrografico).* « Mem. Acc. Patavina SS. LL. AA. », 66, pp. 213-254, 4 figg., 5 tavv., Padova.
- CASTEGNARO E. (1955), *Le rocce dioritiche di Lusòn in alto Adige.* « Atti Ist. Ven. Sc. Lett. Arti », 113, pp. 42-48, Padova.
- CASTIGLIONI B. (1930), *Ricerche glaciologiche in Alto Adige.* « Atti dell'XI Congresso Geografico Italiano, 2, pp. 167-113, Napoli.
- CASTIGLIONI B. (1930), *Il glacialismo attuale in Alto Adige.* « Atti XI Congr. Geogr. Ital. Napoli », Vol. II, pp. 107-113, 1 tav. n. t., Napoli.
- CASTIGLIONI G. B. (1964), *Osservazioni sui depositi quaternari di Scianes (Bressanone, Alto Adige) e su alcuni fenomeni di deformazione in strati argillosi.* « Studi Trent. Sc. Nat. », 41, fasc. 1, pp. 3-24, Trento.
- CASTIGLIONI G. B. (1964), *Osservazioni morfologiche nella conca di Bressanone.* « Mem. Acc. Patavina SS. LL. AA. », 76, pp. 84, 6 tavv., 1 schizzo morfologico 1:30.000, Padova.
- CASTIGLIONI G. B. (1968), *Pleistocene Deposits and Geomorphology of the Bressanone basin in the Eastern Alps.* INQUA, Proceedings VII Congress — Boulder, Colorado, vol. XIV, pp. 101-106, Boulder.
- CORNELIUS H. P. (1926), *Zur Tektonik und Altersfrage der dioritischen Gesteine von Klausen.* « Centralblatt f. Min. etc. », Abt. B., n. 6, pp. 177-183, Stuttgart.
- CORNELIUS H. P. (1940), *Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckentheorie.* « Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesell. », Bd. 92, p. 271, Berlin.
- CORNELIUS H. P. (1944), *Beobachtungen am Nordostende der Habachzunge (Venedigermassiv, Hobe Tauern).* « Berich. d. Reichsan. f. Bodenforschung », pp. 25-31, Wien.
- CORNELIUS-FURLANI M. (1912), *Der Drauzug in Hochpustertal.* « Mitt. Geol. Gesell. in Wien », 5, pp. 252-271, con una carta alla scala 1:225.000 e numerosi profili, Wien.
- CORNELIUS-FURLANI M. (1919), *Studien über die Triaszone im Hochpustertal, Eisack u. Penserthal in Tirol.* « Denkschrif. der Ak. d. Wiss. », Bd. 97, pp. 33-54, con una carta alla scala al 225.000 e numerosi profili, Wien.
- CORNELIUS-FURLANI M. (1921), *Considerazioni orogenetiche sul limite alpino-dinarico in Prsteria.* « Atti Acc. Sc. Ven. Trentino Istriana », s. 3a, 12-13, pp. 146-155, 3 figg., 1 tav., Padova.
- DAL PIAZ G. (1926), *Il confine alpino-dinarico dall'Adamello al massiccio di Monte Croce nell'Alto Adige.* « Atti Acc. Veneto-Trentina-Istriana », s. 3a, 17, pp. 3-7, Padova.
- DAL PIAZ G. (1926), *A proposito della scoperta di un presunto filone di roccia vulcanica postglaciale nei dintorni di Bressanone nell'Alto Adige.* « Acc. Naz. Lincei, cl. sc. ff. mm. nn. », s. 6a, 55, n. 4, pp. 86-91, Roma.
- DAL PIAZ Gb. (1930), *Ricerche geomorfologiche nell'Alto Adige orientale.* « Studi Trentini di Scienze Naturali », 11, fasc. 3, pp. 195-219, 2 figg. n. t., 4 tavv., Trento.

- DAL PIAZ Gb. (1931), *Sull'andamento delle linee di dislocazione che accompagnano i massicci intrusivi di M. Croce, Ivigna, Bressanone, nell'Alto Adige*. « Rend. R. Acc. Lincei », 14, ser. 6a, II sem., fasc. 7-8, pp. 310-312, Roma.
- 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 », s. 3a, 24, pp. 9-20, Padova.
- DAL PIAZ Gb. (1934), *Studi geologici sull'Alto Adige orientale e regioni limitrofe*. « Mem. Ist. Geol. Univ. Padova », 10, pp. 242, 37 figg., 12 tavv., 1 carta 1:200.000, 1 panorama, Padova.
- DAL PIAZ Gb. (1935), *Le alluvioni interglaciali dell'alta valle della Rienza*. « Boll. Com. Glaciol. Ital. », 15, pp. 51-55, 2 figg., Torino.
- DAL PIAZ Gb. (1936), *Su alcuni casi di scosciamento ad uncino osservati in Valle Aurina e in Val di Vizze (Alto Adige)*. « Studi Trent. Sc. Nat. », 17, fasc. 1, pp. 1-16, 2 figg., 1 tav., Trento.
- DAL PIAZ Gb. (1936), *La struttura geologica delle Austridi; Nota I.: Il sistema austroalpino lungo il bordo occidentale della «finestra dei Tauri»*. « Atti R. Ist. Ven. Sc. Lettere Arti », 95, parte IIa, pp. 353-367, Venezia.
- DAL PIAZ Gb. (1936), *La struttura geologica delle Austridi; Nota II.: Il sistema austroalpino a sud della finestra tettonica degli Alti Tauri*. « Rend. R. Acc. Naz. Lincei, cl. sc. ffff. mm. nn. », 23, ser. 6a, fasc. 4, pp. 269-273, Roma.
- DAL PIAZ Gb. (1937), *Relazione sulla tettonica delle Austridi della Venezia Tridentina*. (con « Osservazioni » di J. Cadisch (Basilea), H. P. Cornelius (Vienna), e A. Streckeisen (Zurigo)). « Studi Trent. Sc. Nat. », 18, fasc. 3, pp. 235-262, Trento.
- DAL PIAZ Gb. (1938), *Alcune considerazioni sull'età degli ortogneiss del Gran Paradiso, del Monte Rosa e degli Alti Tauri*. « Period. Miner. Istit. Univ. Roma », 9, fasc. 2, pp. 273-287, Roma.
- DAL PIAZ Gb. (1939), *La discordanza ercinica nella zona penninica e le sue conseguenze nei riguardi della storia geologica delle Alpi*. « Boll. Soc. Geol. It. », 57, fasc. 1, pp. 105-152, Roma.
- DAL PIAZ Gb. (1942), *Geologia della bassa Valle d'Ultimo e del Massiccio Granitico di Monte Croce*. « Mem. Mus. St. Nat. Venezia Trid. », 10, fasc. 2, pp. 177-360, 9 figg., 6 tavv., 1 carta geol., Trento.
- DAL PIAZ Gb. (1965), *Meditazioni geologiche sul « Cristallino antico » delle Alpi*. « Atti e Rassegna della Soc. degli Ingegneri e degli Architetti in Torino », dic., 19/12, pp. 573-576, Torino.
- D'AMBROSI C. (1960), *Il laghetto pseudocarsico di Varna presso Bressanone (Alto Adige) nel quadro di alcune osservazioni preliminari sul morenico della Bassa Pusteria e della Valle del Medio Isarco. Nota preventiva*. « Ist. Miner. Univ. Trieste », 8, pp. 3-45, 1 fig., 3 tavv., Trieste.
- D'AMBROSI C. (1963), *Segnalazione di due orizzonti a varve glaciali del Würm presso Bressanone (Alto Adige)*. « Tecnica Italiana », 28, n. 6, Trieste.

- D'AMBROSI C. (1964), *Nuove osservazioni sul Quaternario della media Valle dell'Isarco tra Fortezza ed Albes presso Bressanone*. « Atti del Museo Civ. di Storia Nat. », 24, n. 2, pp. 33-51, Trieste.
- DE VECCHI Gp., PICCIRILLO E. (1968), *Le ofioliti mesozoiche associate ai calcestisti negli Alti Tauri sud-occidentali (Valli di Vizze e di Funderes-Alto Adige). Studio chimico-petrografico*. « Mem. Museo Trid. Sc. Nat. », 17, n. 1, a. XXXI-XXXII (1968-69), 47 pp., 3 figg., 3 tavv., Trento.
- DÜNNER H. (1934), *Zur Geologie des Tauernwestende am Brenner*. « Inaugur. Dissertation », Univers. Zürich.
- EXNER C. (1961), *Bericht über eine Vergleichsexkursion im Venediger Kern*. « Verhandlungen der Geol. Bund. », H. 1, Wien.
- EXNER C. (1966), *Tauern-Westalpen. Ein Vergleich*. « Mitt. der Geol. Gesell. in Wien », 58, Wien.
- FAVRETTO L. (1963-1964), *Le mineralizzazioni del massiccio granitico di Bressanone fra la Valle di Dosso e l'Alpe Valnisa*. « St. Trent. Sc. Nat. », a. 40, n. 1, ripubblicato in « L'Ind. Min. nel Trentino-Alto Adige, Economia Trentina », a. 13, nn. 1-2 4-5, pp. 159-170, 5 figg., Trento.
- FAVRETTO L. (1966), *Sulla presenza di Fayalite nelle pegmatiti di Le Cave (Massiccio granitico di Bressanone, Alto Adige)*. « St. Trent. Sc. Nat. », a. 43, n. 1, pp. 106-119, Trento.
- FAVRETTO L., NARDI M. (1959), *Il granito di Bressanone nella zona compresa fra la Valle di Dosso e l'Alpe Valnisa*. « Boll. Soc. Adr. Sc. di Trieste », 51, 1960, oppure « Univ. di Trieste Ist. Miner. », 7, Trieste.
- FRASL G. (1957), *Der heutige Stand der Zentralgneisforschung in den Ostalpen*. Johanneum, Min. Mitt., Blatt 2, pp. 41-63, Graz.
- GEYSSANT J., *Sur la structure du massif du Tribulaun (région du Brenner, Tyrol, Autriche)*, Bull. Soc. Géol. France, 7e sér., vol. X, 1968, pp. 436-443 con 3 figg.
- GISSER A. (1926), *Zur Petrographie der Klausenite*. « Schlern-Schriften », n. 11, 64 pp., 3 tavv., Ed. Wagner, Innsbruck.
- GREGNANIN A., SASSI F. P. (1967), *Sulla presenza di cloritoide nelle filladi sud alpine delle Alpi Sarentine (Alto Adige)*. « Mem. Acc. Patavina SS. LI. AA. », cl. sc. mat. nat., 79, pp. 267-281, Padova.
- HRADIL G. (1912), *Der Granitzug der Rensenspitze bei Mauts in Tirol*. « Sitzungsbg. Ak. Wiss. », Abt. 1, 121, pp. 859-914, 1 carta alla scala 1:106.250, Wien.
- HRADIL G. (1914), *Ueber einen Angengneiss aus den Pustertal*. « Verhandl. geol. Reichan. », pp. 49-51, Wien.
- JUSTIN VISENTIN E., ZANETTIN B. (1965), *Gli scisti cristallini dell'alta Val Passiria fra Moso e Passo del Rombo (Alto Adige)*. « Rend. Soc. Min. Ital. », XXI, pp. 121-142, 2 figg., 2 tavv., Pavia.
- KARL F. (1959), *Vergleichende petrografische Studien an den Tonalitgraniten den Hoben Tauern und dem Tonalit-graniten einiger periadriatischer Intrusivmassive*. « Jah. d. Geol. Bundesanstalt », 102, pp. 1-192, 48 figg., 3 tavv., Wien.